

Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 109

Mit 48 Abbildungen, 22 Tabellen, 4 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1981

Geol. Jb. Hessen	109	238 S.	48 Abb.	22 Tab.	4 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1981
------------------	-----	--------	---------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 109

Mit 48 Abbildungen, 22 Tabellen, 4 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1981

Geol. Jb. Hessen	109	238 S.	48 Abb.	22 Tab.	4 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1981
------------------	------------	--------	---------	---------	--------	--------	----------------

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 3A, 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 1981

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

BARGON, E.:	
Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1980 (1. 1.–31. 12. 1980)	219
BARTELS, C., & KNEIDL, V.:	
Ein Porphyroid in der Schiefergrube Schmiedenberg bei Bundenbach (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge) und seine stratigraphische Bedeutung. Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle	23
BÖKE, E., & LINDSTEDT, H.-J.:	
Zur Grundwasserneubildung in Waldgebieten der Rhein-Main-Niederung. Mit 2 Abbildungen und 4 Tabellen	179
BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G.:	
Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Effusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen.	37
BUSSE, E., & HORN, M.:	
Fossilführung und Stratigraphie der Gelben Basisschichten (Oberer Muschelkalk) im Diemelgebiet. Mit 1 Abbildung.	73
DIEDERICH, G., & HICKETHIER, H.:	
Das Buntsandsteinprofil der Tiefbohrung Ahl (Nordspessart) und seine paläogeographische Stellung. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle.	57
EHRENBERG, K.-H.:	
Ein tertiärer Vulkankrater bei Hungen-Langd (Vogelsberg). Mit 4 Abbildungen und 3 Tabellen.	103
HAHN, G., & BRAUCKMANN, C.:	
Ein neuer Ophiuren-Fund aus dem Kulm von Herborn (Asterozoa, Unter-Karbon IIIa, Hessen). Mit 2 Abbildungen und 2 Tafeln.	5
HERZBERG, A.:	
Hessisches Geologisches Schrifttum 1979 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1978. . .	205
HÖLTING, B.:	
Vorkommen und Verbreitung von tiefen Grundwässern des Na ₂ -SO ₄ -Typs in Hessen. Mit 1 Tabelle und 1 Tafel.	139
KARSCHNY, A., & KUTSCHER, F.:	
OSKAR ROSE †. Mit 1 Bild.	216
V. KOENIGSWALD, W.:	
Paläogeographische Beziehungen der Wirbeltierfauna aus der alttertiären Fossilagerstätte Messel bei Darmstadt. Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle.	85
KRYSTOSEK, K., & PAULITSCH, P.:	
Korund-Orientierung am Gabbrokontakt (Seeheim, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, Hessen). Mit 2 Abbildungen.	133
MATTHESS, G., & PEKDEGER, A.:	
Zur Grundwasserneubildung im hessischen Teil des Oberrhein-Grabens. Mit 6 Abbildungen und 6 Tabellen.	191
MOTZKA-NÖRING, R., & WEBER, K.:	
Das Paläozoikum und die phyllitischen Gesteine von Welda (Bl. 4925 Sontra). Mit 1 Tafel.	19
SEIDENSCHWANN, G.:	
Zur pleistozänen Reliefentwicklung in der südlichen Wetterau und im Ronneburger Hügelland. Probleme bei der geomorphologischen Kartierung eines Lößgebietes. Mit 8 Abbildungen.	115

THIELICKE, G.:	
Ergänzung zu einer Goldbestimmung (Bl. 4719 Korbach).	137
WOHNLICH, S.:	
Wasserbilanz eines kleinen Niederschlagsgebietes im Raum Hungen (Hessen). Mit 12 Abbildungen und 3 Tabellen.	147
Bohrprobenlager Villmar-Aumenau.	237
Hinweis auf Kernbohrungen im Stadtgebiet von Frankfurt am Main.	238

Ein neuer Ophiuren-Fund aus dem Kulm von Herborn (Asterozoa, Unter-Karbon III α , Hessen)

Von

GERHARD HAHN und CARSTEN BRAUCKMANN*

Kurzfassung: Ein neuer Ophiuren-Fund aus dem Kulm von Herborn wird als *Chattaster dillensis* n. g., n. sp. beschrieben. „*Lapworthura*“ *hueffneri* SCHÖNDORF 1915 wird revidiert und gleichfalls der Gattung *Chattaster* zugeordnet. Die neue Gattung wird den Ophiurinae GREGORY 1897 angeschlossen, ihre Beziehungen zu den übrigen Gattungen dieser Familie werden diskutiert, ebenso die Beziehungen zwischen *Ch. dillensis* und *Ch. hueffneri*.

Abstract: From the Culm (Lower Carboniferous) of Herborn a ophiuroid is described, named *Chattaster dillensis* n. g., n. sp. „*Lapworthura*“ *hueffneri* SCHÖNDORF 1915 is revised and also grouped with *Chattaster*. The new genus is a member of the Ophiurinae GREGORY 1897; its relationships to the other genera of the family are discussed as well as the relationships between *Ch. dillensis* and *Ch. hueffneri*.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung		5
2. Die Ophiuren des mitteleuropäischen Kulms		6
3. Ordnung Ophiurida MÜLLER & TROSCHEL 1840		7
3.1. Unterordnung Chilophiurina MATSUMOTO 1915		7
3.2. Familie Ophiurinae GREGORY 1897		7
3.3. <i>Chattaster</i> n. g.		8
3.3.1. <i>Chattaster dillensis</i> n. sp.		9
3.3.2. <i>Chattaster hueffneri</i> (SCHÖNDORF 1915)		13
4. Zusammenfassung		16
5. Schriftenverzeichnis		17

1. Einleitung

Reste von Ophiuren gehören in der Kulm-Fazies des Unter-Karbons zu den seltenen Fossilien, und ihnen ist bisher nur wenig Beachtung geschenkt worden. Ihre Erhaltung ist ungünstig, da die kalkigen Skelett-Elemente postmortal

* Prof. Dr. G. HAHN, Philipps-Universität Marburg, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitäts-Gebiet Lahnberge, 3550 Marburg/Lahn. Dr. C. BRAUCKMANN, Fuhlrott-Museum, Auer Schulstraße 20, 5600 Wuppertal 1.

herausgelöst und nur ihre Hohlräume erhalten sind. Dabei sind viele wichtige Einzelheiten des Baus – z. B. die Gelenkung der einzelnen Wirbel-Elemente – verloren gegangen. Auch sind die meisten der vorhandenen Reste bereits vor längerer Zeit beschrieben und seither nicht revidiert worden, so daß über ihre systematische Stellung im Rahmen der heutigen Vorstellungen über die Evolution der Ophiuren kaum Aussagen vorliegen. Diese geringe Beachtung der mitteleuropäischen Kulm-Ophiuren hat sich im „Treatise“, Band U-3¹ niedergeschlagen. Über *Silesiaster longivertebralis* steht lediglich (S. 93): „Only poor material known, but close to *Ophiurina*“. *Xenura koboldi* erscheint im Anhang unter „Generic names of indeterminate or unrecognizable status applied to fossil Ophiuroidea“ (S. 102–103). *Lapworthura hueffneri* wird gar nicht erwähnt; die Lebenszeit von *Lapworthura* wird mit Ordovizium bis Silurium angegeben (S. 88). Dieser Kenntnismangel soll in der vorliegenden Arbeit zumindest z. T. gemildert werden, indem eine neue Ophiuren-Form beschrieben und eine ältere – *Lapworthura hueffneri* – revidiert wird.

Danken möchten wir an dieser Stelle Herrn M. OTTO für die Überlassung des Typus-Exemplares von *Chattaster dillensis* und Herrn W. HOFMANN/Erdbach für den Hinweis auf diesen neuen Fund.

2. Die Ophiuren des mitteleuropäischen Kulms

Aus dem Kulm Mitteleuropas (Hessen, Harz, Niederschlesien) liegen bis jetzt 5 Ophiuren-Taxa vor, die meisten von ihnen als Einzelfunde. Geordnet nach dem Datum ihrer Publikation sind folgende Formen zu nennen:

1. *Lapworthura hueffneri* SCHÖNDORF 1915. – Aus dem „mittelcarbonischen Grauwackenschiefer“ von Eckelshausen bei Biedenkopf in N-Hessen wird 1 annähernd vollständiges Exemplar beschrieben und ein weiteres Stück, das nur Teile der Arme zeigt. Diese Art wird in der vorliegenden Arbeit revidiert, so daß weitere Angaben an dieser Stelle nicht nötig sind.

2. Ophiuroidea, gen. et sp. indet E. SCHMIDT 1930. – Dieser nicht abgebildete und nicht näher beschriebene Rest stammt aus den Kulm-Kieselkalken von Richstein, Raum Laasphe, in N-Hessen. Über seinen Aufenthalt liegen keine Angaben vor.

3. *Xenura koboldi* SCHÖNDORF 1932. – Das einzige vorliegende Exemplar stammt aus dem Großen Steimke-Tal im Harz. Als Aufbewahrungsort wird die Sammlung SCHÖNDORF angegeben; ein Abdruck des Originals ist an die Sammlung des Geol. Institutes der TH Berlin gelangt. Nach der Beschreibung durch SCHÖNDORF unterscheidet sich *X. koboldi* merklich von allen übrigen Kulm-Ophiuren durch alternierend angeordnete Ambulacral-Platten und die dicht bestachelte Körper-Scheibe. Die Gattung dürfte somit nicht wie alle übrigen Formen zu den Ophiurida gehören, sondern wohl eher zu den Oegophiurida.

4. *Silesiaster longivertebralis* SCHWARZBACH & ZIMMERMANN 1936. – Diese aus den Kulm-Tonschiefern von Altwasser in Niederschlesien stammende Art ist die einzige, von der eine große Materialmenge vorliegt (etwa 50 Exemplare). Ergänzungen zur ursprünglichen Beschreibung wurden 1975 durch BECKER & WEIGELT gegeben, die auch Angaben über den Verbleib des Holotypus bringen. Dieser – zumindest eine Platte – befindet sich danach jetzt im Geol. Institut der Universität Warschau, ein Abdruck davon im Forschungs-Museum Senckenberg in Frankfurt am Main. Auf die systematische Stellung von *Silesiaster* wird bei der Diskussion von *Chattaster* in Abschn. 3.3. eingegangen.

5. *Chattaster dillensis* n. g., n. sp. – Diese neue Form wird im folgenden beschrieben. Sie stammt aus der *Goniatites*-Stufe (cu III α) von Herborn in Hessen.

Überblickt man dieses spärliche Material, so lassen sich doch einige zusammenfassende Aussagen machen. 1. Bis auf den unbestimmten, von E. SCHMIDT erwähnten Rest (1930) stammen alle übrigen Funde aus dem Kulm-Tonschiefer oder Kulm-Grauwackenschiefer, gehören also der *Goniatites*-Stufe an (wahrscheinlich cu III α - β). 2. Bis auf *Xenura koboldi* sind alle übrigen vorliegenden Formen relativ eng miteinander verwandt und können in eine Familie, die Ophiurinae, gestellt werden. Damit handelt es sich für die Zeit des Unterkarbons um durchaus „moderne“ Schlangensterne, die der heute vorherrschenden Ordnung der Ophiurida angehören, wenngleich sie durch die Anwesenheit der Madreporen-Platte auch noch ursprüngliche Züge bewahrt haben. 3. Die Verbreitung dieser Ophiuren im Kulm-Meer über Hessen, den Harz und Niederschlesien zeigt einmal mehr, daß geeignete Lebensbedingungen für benthonisch lebende Tiere vorhanden waren. Die sich hartnäckig haltende Behauptung, daß der Boden des Kulm-Meeres nicht oder kaum besiedelt war, muß zurückgewiesen werden. (Noch 1971 steht in „Arbeitsgemeinschaft für Dinantium-Stratigraphie“, S. 7: „In der Kulm-Fazies kommen an Fossilien vorwiegend Reste nektonischer und planktonischer Lebewesen vor; benthonische Formen sind sehr selten . . .“). Als vagile oder sessile Benthonten im Kulm-Meer sind vor allem die stellenweise sehr häufigen Trilobiten anzusehen, dann die Echinodermen (Ophiuren, Echiniden, Ophiocystioidea), ferner die Gastropoden, die Loricaten, Einzelkorallen und Tabulaten. Nach unserer Vorstellung lebten auch die Crustaceen – *Kulmocarid reculta* HAHN & BRAUCKMANN 1977 – in erster Linie bodenbezogen (HAHN & BRAUCKMANN 1977: 88–89), und auch die zahlreichen, mit bestacheltem Schloß-Rand versehenen Chonetiden dürften dem Benthos angehört haben. Auf und in dem Bodenschlamm des Kulm-Meeres fanden alle diese Tiergruppen Schutz und Nahrung, und so wird man sich auch die Ophiuren als Bewohner dieses Bereiches vorstellen müssen. Ihre relativ langen Stacheln an den Armen unterstützen die Vorstellung von einem Leben flach im oder auf dem Sediment.

3. Ordnung Ophiurida MÜLLER & TROSCHEL 1840

3.1. Unterordnung Chilophiurina MATSUMOTO 1915

3.2. Familie Ophiurinae GREGORY 1897

Diagnose: SPENCER & WRIGHT 1966: 93. – Laut Diagnose für die Ophiurida (sensu SPENCER & WRIGHT: 92–93) fehlt den Vertretern dieser Ordnung eine Madreporen-Platte. Es sei daher darauf hingewiesen, daß eine solche bei den Ophiurinae noch auftritt. Zumindest für *Ophiurina* und *Chattaster* ist sie sicher, für *Ophiaulax decheni* (DEWALQUE) wahrscheinlich nachgewiesen. Sie befindet sich auf der Oral-Seite entweder am Scheiben-Rand (bei *Ophiurina*) oder nahe am Mund (bei *Chattaster*). Damit wird der Übergangscharakter der Ophiurinae von den Ophiurida zu den Ophiurida erneut hervorgehoben.

3.3. *Chattaster* n. g.

Derivatio nominis: Chatti = germanisches Volk im heutigen Hessen + ἄστῆρ = Stern; wegen der Verbreitung der Gattung im Kulm von Hessen.

Species typica: *Chattaster dillensis* n. sp.

Zugehörige Arten: *Chattaster dillensis* n. sp. und *Ch. hueffneri* (SCHÖNDORF 1915).

Verbreitung: Im Unter-Karbon (Kulm) von Hessen.

Diagnose. – Eine Gattung der Ophiurinae mit folgenden Besonderheiten: Körper-Scheibe ohne Marginalia oder verdickte Rand-Region sowie ohne Radialia. Arme, soweit bekannt, wahrscheinlich ohne Ventralia und Dorsalia. Arm-Stacheln relativ lang und zart, zu zweit oder dritt inserierend, im spitzen Winkel vom Körper weg nach außen gerichtet. Madreporen-Platte vorhanden, im Oral-Bereich gelegen.

Beziehungen: Die Zugehörigkeit von *Chattaster* zu den Ophiurinae geht hervor aus der Struktur der Arme. Die Wirbel sind aufgebaut aus den Ambulacralia und den jeweils zugehörigen Lateralia. Die Wirbel-Elemente sind parallel zueinander angeordnet. Im Bereich der proximalen Wirbel umhüllen die Lateralia die Ambulacralia auf der Ventral-Seite nicht völlig: Sie lassen die Poren für die Ambulacral-Füßchen offen, zwischen denen die Ambulacralia zutage treten. An den distalen Wirbeln umhüllen die Lateralia die Ambulacralia vollständig; die Ambulacralia sind nicht mehr sichtbar, auch Poren für die Ambulacral-Füßchen sind nicht mehr zu sehen. Ventralia (= Epineural-Platten) und Dorsalia waren, soweit die Erhaltung eine Beurteilung erlaubt, nicht entwickelt. Damit entspricht der Aufbau der Arme demjenigen von *Ophiurina*, wie von LEHMANN 1957 dargestellt. Die Körper-Scheibe von *Chattaster* ist sehr zart gebaut. Marginalia fehlen, der Rand ist nicht verdickt. Auch sind keine Radialia oder Interradialia erkennbar. Die Cuticula ist in einigen Resten bei *Ch. dillensis* erhalten (Abschn. 3.3.1.); sie ist zart und stachellos.

Zu den Ophiurinae gehören nach SPENCER & WRIGHT (1966) die Gattungen *Ophiurina* STÜRTZ 1890 (Unter-Devon), *Argentinaster* RUEDEMANN 1916 (Silur), *Ophiaulax* UBAGHS 1941 (Ober-Devon), *Stephanoura* UBAGHS 1941 (Ober-Devon) und *Silesiaster* SCHWARZBACH & ZIMMERMANN 1936 (Unter-Karbon). Von diesen Gattungen stehen *Ophiurina* und *Silesiaster* sowie *Ophiaulax* der neuen Gattung *Chattaster* nahe. Ein wesentlicher Unterschied liegt darin, daß bei den genannten älteren Gattungen Marginalia entwickelt sind oder doch zumindest der Rand der Körper-Scheibe verdickt ist, wohingegen bei *Chattaster* dieser nicht betont und gar nicht wahrnehmbar ist. *Ophiaulax* hat an den Armen Dorsalia, die bei *Ophiurina* und bei *Silesiaster* fehlen. Auch bei *Chattaster* waren sie wahrscheinlich nicht vorhanden. Bei *Stephanoura* und *Argentinaster* ist der Rand der Körper-Scheibe nicht betont; in diesem Merkmal ähneln beide Gattungen *Chattaster*. *Stephanoura* unterscheidet sich von *Chattaster* jedoch durch das Auftreten von Radialia und Interradialia auf der Körper-Scheibe, *Argentinaster* aber durch stark abgeleitete, hohe Lateralia.

Durch das Fehlen von Radialia und Interradialia ebenso wie durch das wahrscheinliche Fehlen von Dorsalia und Ventralia erweist sich *Chattaster* als eine

der am ursprünglichsten gebauten Gattungen der Ophiurinae, wenngleich es sich zeitlich um eine der jüngsten Formen der Familie handelt. Als apomorphes Merkmal kann jedoch die Lage der Madreporen-Platte auf der Oral-Seite dicht neben dem Mund genannt werden. Es ist nur noch eine geringe weitere Verlagerung nötig, um sie, wie bei den Ophiurida üblich, mit einer der Bursalspalten verschmelzen zu lassen. Bei *Ophiurina lymani* hingegen liegt die Madreporen-Platte noch am Rande der Körper-Scheibe dicht neben den Marginalia (LEHMANN 1957: 76). Insgesamt kann angenommen werden, daß *Chattaster* sich aus *Ophiurina*-ähnlichen Ahnen entwickelt hat, unter Beibehaltung einer zart gebauten, nicht gepanzerten Körper-Scheibe, aber unter Verlagerung der Madreporen-Platte in den Mund-Bereich.

3.3.1. *Chattaster dillensis* n. sp.

Taf. 1 Fig. 1a–b; Abb. 2

Derivatio nominis: Nach dem Dill-Fluß, in dessen Einzugsbereich der Fundort Herborn der neuen Art liegt.

Holotypus (Monotypie): Das auf Taf. 1 Fig. 1a–b und in Abb. 2 dargestellte Exemplar, Platte und Gegenplatte, hinterlegt unter Nr. MbG 3863 in der Originaliensammlung des Instituts für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg.

Locus typicus: Alter Steinbruch am Dollenberg N des Stadtkerns von Herborn, dicht an der Bundesstraße 277 in Richtung Burg.

Stratum typicum: Kulm-Tonschiefer des Mittel-Viseums, Zone des *Goniatites crenistria intermedius* = cu III_{d4}, Schicht 29 (NICOLAUS 1963: Tab. 11), also im gleichen stratigraphischen Bereich wie *Meekechinus? herbornensis* BINDEMANN 1938.

Diagnose. – Die typische Art von *Chattaster* mit folgenden Besonderheiten: Oral-Region zart gebaut, klein, wenig hervortretend. Arme lang, schlank distal peitschenförmig gestaltet mit sehr langen Wirbeln.

Beziehungen: Siehe bei *Ch. hueffneri*: Abschn. 3.3.2.

Morphologie

Erhaltung: Vorhanden sind Platte (= Oral-Seite) und Gegenplatte (= Aboral-Seite) eines wenig beschädigten Exemplares. Nur der bei der gegebenen Orientierung auf der Oral-Seite nach links-unten gerichtete Arm ist abgebrochen; sein distaler Anteil liegt isoliert neben dem Tier. Die kalkige Skelett-Substanz ist herausgelöst, die Skelett-Elemente sind nur noch im Abdruck vorhanden. Die Unterscheidung von Oral- und Aboral-Seite ergibt sich aus der Erhaltung der Poren für die Ambulacral-Füßchen, die nur auf der Oral-Seite zu finden sind.

Orientierung: Das Exemplar ist entsprechend dem LOVENSchen Gesetz orientiert, so daß die Madreporen-Platte im vorderen rechten Interambulacrum liegt. (Zur Anwendung des LOVENSchen Gesetzes auf die Ophiuren s. HOTCHKISS 1978.)

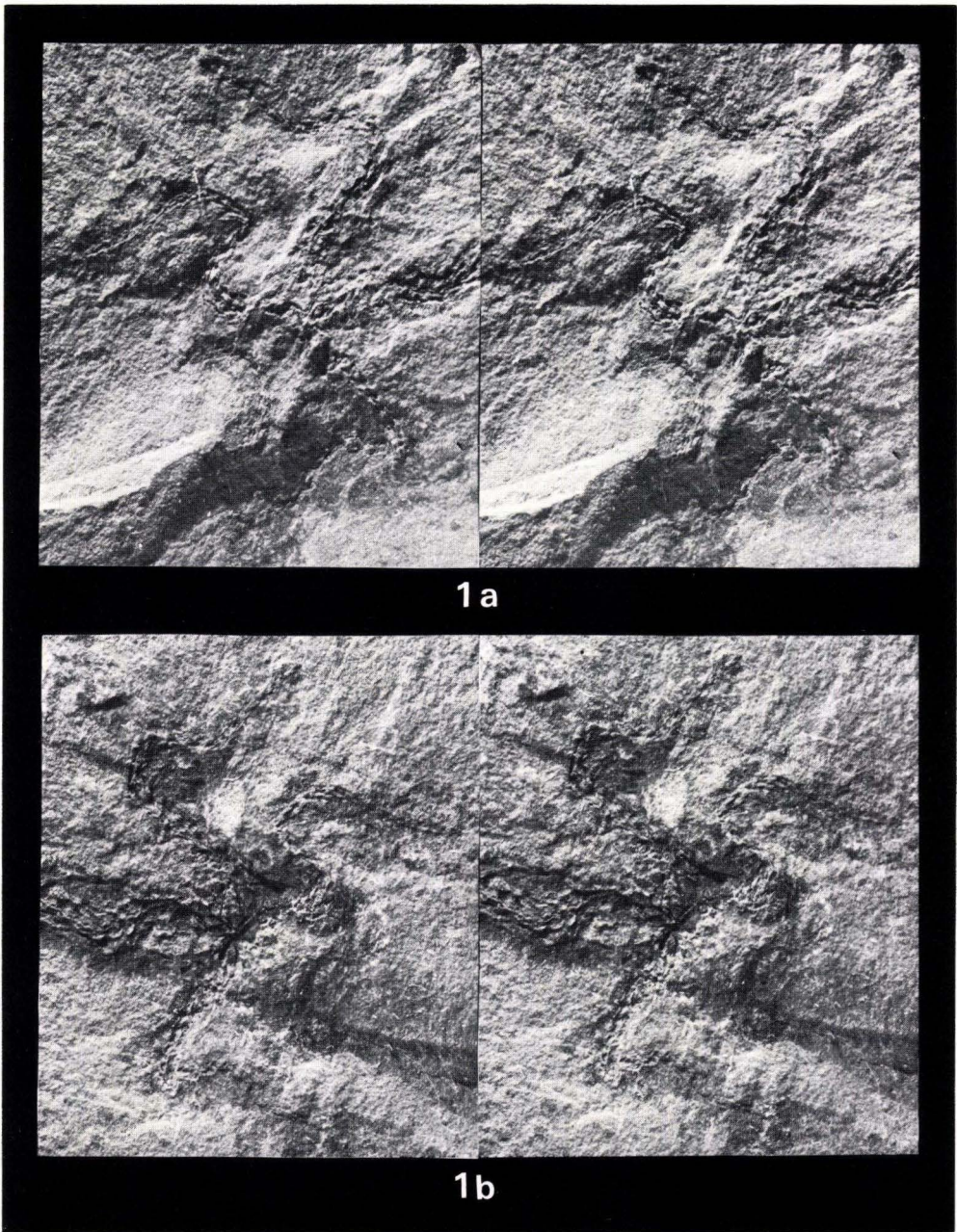
**Tafel 1**

Fig. 1. *Chattaster dillensis* n. sp., Holotypus, annähernd vollständiges Exemplar. – Mittel-Viseum, cu III α_4 ; Herborn, Hessen. – $\approx \times 2.0$
a) Stereo-Fotopaar der Oral-Seite.
b) Stereo-Fotopaar der Aboral-Seite.

Maße: Arm-Länge ≈ 25 mm; Durchmesser der Oral-Region ≈ 5 mm. Gesamtdurchmesser danach ≈ 55 mm. Anteil der Oral-Region am Gesamtdurchmesser etwa 9%.

Oral-Region (Taf. 1 Fig. 1a): Die Oral-Region ist pentamer gebaut wie bei den anderen Gattungen der Familie, mit 5 gegen die Arme gerichteten Fortsätzen. Vorhanden sind die Hohlformen der Mundwinkel-Platten und der anschließenden ersten, verlängerten Ambulacralia eines jeden Armes. Die Erhaltung ist auf der Aboral-Seite günstiger als auf der Oral-Seite. Sowohl die Ambulacralia als auch die Mundwinkel-Platten sind sehr zart gebaut, schlank. Zusammen bilden sie im Bereich eines jeden Mund-Fortsatzes einen Rhombus. Die Ambulacralia stoßen distal aneinander und spreizen sich gegen das Mund-Zentrum. Etwa im Bereich der größten Breite des Rhombus stoßen sie an die Mundwinkel-Platten, die sich gegen das Mund-Zentrum wieder stark einander nähern. Nähere Einzelheiten (Suturen zwischen den Platten oder Zahn-Bildungen) sind nicht feststellbar. Bemerkenswert ist das starke Klaffen aller 5 Mund-Fortsätze. Die Mundwinkel-Platten benachbarter Mund-Fortsätze berühren einander fast, so daß kaum noch Platz für das Interambulacrum dazwischen verbleibt. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um einen postmortal eingetretenen Effekt, der auf eine nur wenig entwickelte Muskulatur im Mund-Bereich schließen läßt. Bei *Ch. hueffneri* (Abschn. 3.3.2.) fehlt diese Veränderung.

Madreporen-Platte (Abb. 2): Sie findet sich als winziger, pentamerer Abdruck von nur etwa 0,15 mm Durchmesser auf der Ventral-Platte im Bereich des nach oben gerichteten Mund-Fortsatzes auf dessen rechter Seite etwa an der Grenze zwischen erstem Ambulacrum und Mundwinkel-Platte. Sie lag ursprünglich zwischen den beiden benachbarten Mund-Fortsätzen im Bereich des rechten oberen Ambulacrums nahe am Munde. Ihre jetzige Lage ist durch die erwähnte postmortale Verzerrung der Mund-Region entstanden. Undeutlich ist eine radiäre Oberflächen-Struktur erkennbar. Ob das LOVENSche Gesetz Gültigkeit hat, läßt sich nicht überprüfen, da die unterschiedliche Größe der dazu benötigten Ambulacralia nicht erkennbar ist. Bei *Ch. hueffneri* befindet sich die Madreporen-Platte in ähnlicher Lage wie bei *Ch. dillensis*.

Körper-Scheibe: Der Umriß der Körper-Scheibe läßt sich nicht ermitteln; ihr Rand ist nirgendwo angedeutet. Weder ist die Rand-Region verdickt, noch sind Marginalia entwickelt. Auch für die Anwesenheit von Radialia oder Interradialia finden sich keine Hinweise. Wohl aber ist auf der Oral-Platte (Taf. 1 Fig. 1a) an dem nach rechts gerichteten Arm oberhalb des Mund-Fortsatzes ein geringer Haut-Rest erhalten. Er zeigt eine sehr zarte Granulierung und ist völlig frei von Stacheln.

Arme: Die Arme sind schlank und waren, wie ihre jetzige Haltung noch erkennen läßt, sehr beweglich. Die Anzahl der Wirbel pro Arm beträgt um 25. Die proximalen Wirbel sind relativ kurz und breit, die distalen Wirbel sind lang und schlank. Der Bau der Oral-Seite ist am besten an dem nach links-oben gerichteten Arm erkennbar (Taf. 1 Fig. 1a). An den proximalen Wirbeln läßt sich hier eine

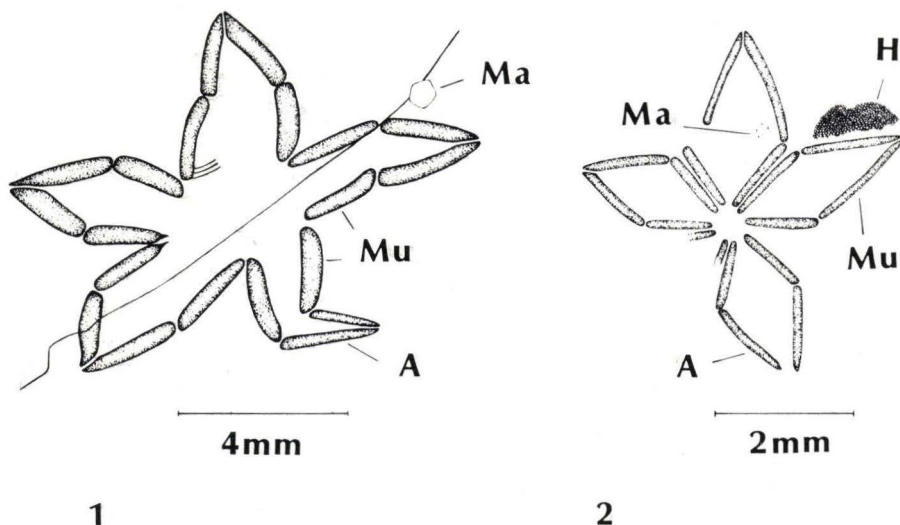


Abb. 1–2. Bau der Oral-Region der beiden Arten von *Chattaster* n. g. – Orientierung entsprechend dem LOVENSchen Gesetz mit der Madreporen-Platte im vorderen rechten Interambulacrum. – A = Erste Ambulacral-Platte eines Armes; H = Haut-Reste; Ma = Madreporen-Platte; Mu = Mundwinkel-Platte.

1. *Chattaster hueffneri* (SCHÖNDORF 1915), Mbg. 3543, Holotypus. – Die Oral-Region ist groß, A und Mu sind kräftig entwickelt. Die Interambulacralia haben ihre normale Breite. Die quer von NE nach SW verlaufende Linie deutet den Bruch im Original an. – Vgl. Taf. 2 Fig. 2a.
2. *Chattaster dillensis* n. sp., Holotypus. – Die Oral-Region ist klein, A und Mu sind sehr zart gebaut. Die Interambulacralia sind postmortal zusammengedrückt. – Vgl. Taf. 1 Fig. 1a.

Dreiteilung erkennen: Der Median-Bereich ist gestreckt (= Ambulacralia), der Rand-Bereich ist spangenartig gerundet (= Lateralia), dazwischen sind gerundete Einsenkungen ausgespart (= Poren für die Ambulacral-Füßchen). Suturen zwischen Ambulacralia und Lateralia sind nicht mehr erkennbar. Damit zeigen die Wirbel einen ähnlichen Bau wie bei den anderen Gattungen der Ophiuriniidae. An den distalen Wirbeln erkennt man nur noch die beiden gegenständig angeordneten, über ihre gesamte Länge miteinander verbundenen Lateralia. Die Ambulacralia sind völlig von den Lateralia umhüllt, Poren fehlen. Diese Wirbel sind sehr lang und schlank und erinnern an diejenigen von *Silesiaster*. Hinweise auf Ventral-Platten an den Wirbeln sind nicht vorhanden, jedoch kann ihr Fehlen bei der schlechten Erhaltung der Wirbel auch nicht endgültig gesichert werden.

Auf der Aboral-Seite sind Einzelheiten des Wirbel-Baus noch weniger zu erkennen als auf der Oral-Seite. Dorsalia sind nicht nachweisbar, jedoch kann ihr Fehlen auch hier nicht endgültig abgesichert werden.

Bestachelung (Taf. 1 Fig. 1a): Die Arme weisen an mehreren Stellen Reste der ursprünglichen Bestachelung auf. Sie finden sich an allen Armen sowohl auf der Oral- als auch auf der Aboral-Seite. Besonders deutlich treten sie an dem nur proximal erhaltenen, am Bruch-Rand der Gesteinsplatte endenden Arm hervor.

Die Stacheln sitzen dicht nebeneinander zu zweit oder dritt einer Lateral-Platte an. Die Ansatzstellen sind etwas vorgewölbt, es waren wahrscheinlich Kugelgelenke entwickelt. An den proximalen Wirbeln befinden sich die Ansatzstellen extern neben den Poren für die Ambulacral-Füßchen. Die Stacheln sind in spitzem Winkel nach außen gerichtet; sie sind relativ lang (etwa von doppelter Wirbel-Länge) und zart gebaut. An den distalen Wirbeln sind sie gleichfalls vorhanden, wenn auch seltener erhalten und vielleicht etwas kürzer. In sich sind die Stacheln durch eine feine Längsriefung ausgezeichnet.

3.3.2. *Chattaster hueffneri* (SCHÖNDORF 1915)

Taf. 2 Fig. 2–3; Abb. 1

* 1915 *Lapworthura Hüffneri* SCHÖNDORF, *Lap. Hüffneri*: 496–499, Taf. 19 Fig. 8.

Lectotypus (hiermit): Exemplar Mbg 3543, Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Marburg, Platte und Gegenplatte; SCHÖNDORF 1915: Taf. 19 Fig. 8, in der vorliegenden Arbeit Taf. 2 Fig. 2a–b, Abb. 1.

Locus typicus: Eckelshausen b. Biedenkopf, N-Hessen.

Stratum typicum: „Mittelcarbonische Grauwackenschiefer“ (SCHÖNDORF 1915: 499) des Kulms, wahrscheinlich cu IIIa oder cu IIIß.

Paralectotypus: Exemplar Mbg 3845 mit Resten von 3 Armen, die wahrscheinlich zu einem Tier gehören; Taf. 2 Fig. 3.

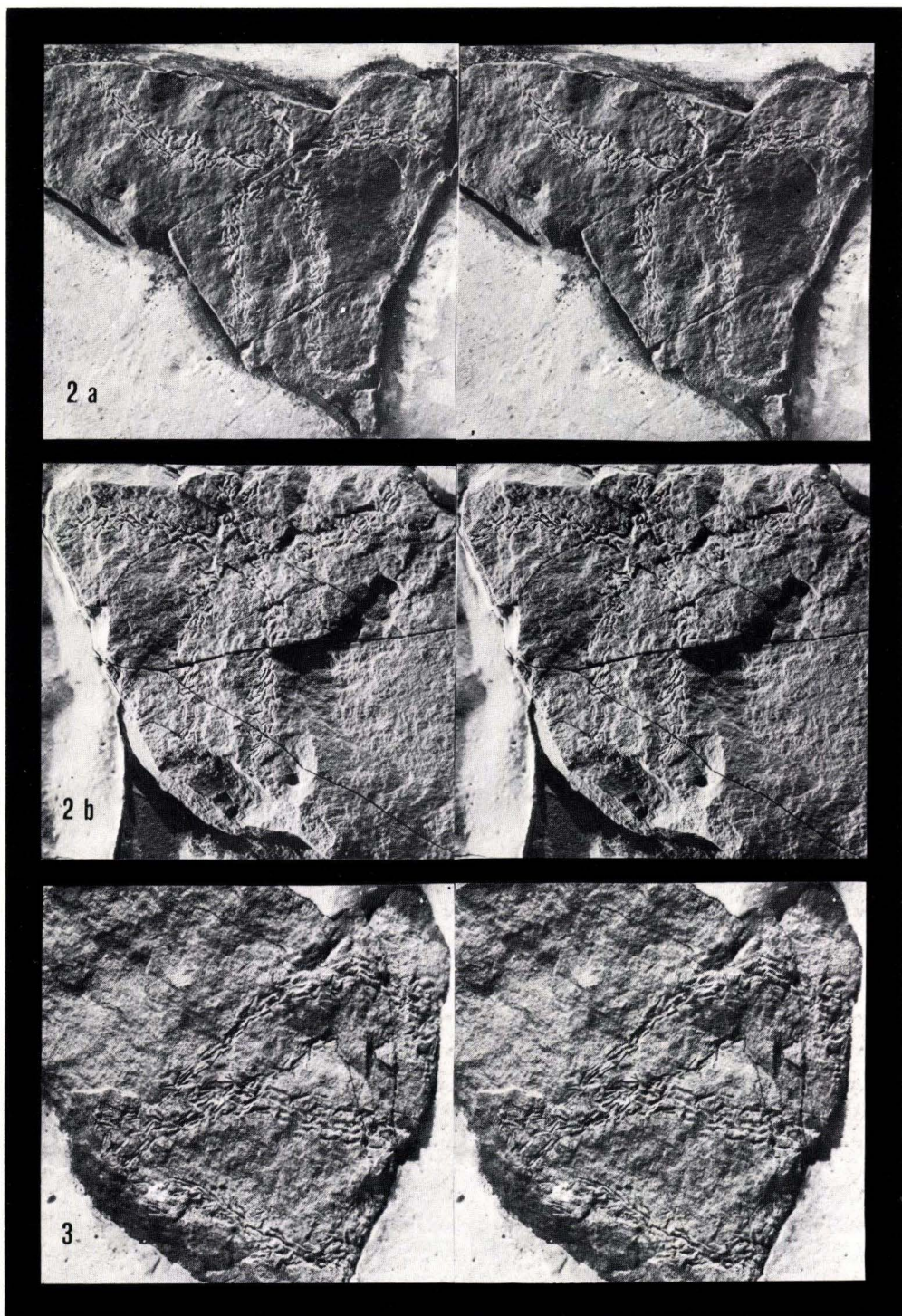
Diagnose. – Eine Art von *Chattaster* mit folgenden Besonderheiten: Oral-Region groß, sehr kräftig entwickelt, mit stark betonten Mundwinkel-Platten und ersten Ambulacralia der Arme. Arme im Vergleich zur Oral-Region kürzer als bei der Typus-Art.

Morphologie

(siehe auch SCHÖNDORF 1915: 496–498)

Erhaltung: Auffällig ist der Gegensatz zwischen der relativ gut erhaltenen Oral-Region und den in Auflösung begriffenen Armen. Während in der Oral-Region die Mundwinkel-Platten und ersten Ambulacralia alle noch ihren ursprünglichen Zusammenhang zeigen, sind die Elemente der Arme zum größten Teil disloziert und liegen wirt durcheinander. Wie bei der Typus-Art liegen auch bei *Ch. hueffneri* nur die Abdrücke der Skelett-Elemente vor, diese selbst sind herausgelöst.

Orientierung: Die Bestimmung von Oral-Seite und Aboral-Seite ist nicht so eindeutig möglich wie bei *Ch. dillensis*, da die weitgehend zerfallenen Arme die Poren für die Ambulacral-Füßchen nicht mehr erkennen lassen. Wir bezeichnen als Oral-Seite daher hier diejenige Platte, auf der Oral-Region und Madreporen-Platte besser erhalten sind (Taf. 2 Fig. 2a). Im übrigen ist auf Taf. 2 Fig. 2 das Exemplar wie *Ch. dillensis* orientiert, so daß die Madreporen-Platte auf der Oral-Seite im rechten oberen Interambulacrum liegt.



Tafel 2

Fig. 2–3. *Chattaster hueffneri* (SCHÖNDORF 1915). – Höheres Viseum, cu III α oder β ; Eckelshausen b. Biedenkopf, N-Hessen. – $\approx \times 1,5$.

2. Exp. Mbg. 3543, Holotypus, annähernd vollständiges Exemplar. – a) Stereo-Fotopaar der Oral-Seite. – b) Stereo-Fotopaar der Aboral-Seite.

3. Exp. Mbg. 3845, Stereo-Fotopaar; es sind nur Reste der Arme erhalten.

Maße: Die erhaltene Arm-Länge beträgt fast 30 mm, jedoch fehlt die Spitze an allen Armen. Durchmesser der Oral-Region ≈ 10 mm. Bei einem geschätzten Gesamtdurchmesser von etwa 80 mm beträgt der Anteil der Oral-Region etwa 13%.

Oral-Region: (Taf. 2 Fig. 2a, Abb. 1): Die Mundwinkel-Platten und die ersten Ambulacralia sind kräftig entwickelt und annähernd von gleicher Größe; sie bilden wie bei der Typus-Art in jedem Mund-Fortsatz eine rhombische Figur. Die distale Begrenzungslinie zwischen den beiden ersten Ambulacral-Platten eines Armes sowie die Begrenzungslinie zwischen Ambulacral-Platte und anstoßender Mundwinkel-Platte sind teilweise durch kleine Quergrate im Abdruck noch erkennbar. In der linken unteren Oral-Vorbuchtung zeigen die beiden dort aneinander stoßenden Mundwinkel-Platten 2 kurze, abgestumpfte Vorsprünge, vielleicht Reste von Zähnen. An den im linken oberen Bereich zusammentreffenden Mundwinkel-Platten sind an ihrer Spitze die Abdrücke dreier in den Mund-Raum ragender kurzer Borsten oder Stacheln erkennbar. Die Oral-Fortsätze klaffen trotz des im Bereich der Arme weitaus stärker fortgeschrittenen Zerfalls des Tieres weit weniger als bei der Typus-Art.

Madreporen-Platte (Abb. 1): Sie befindet sich bei der gegebenen Orientierung oberhalb des nach rechts gerichteten Oral-Fortsatzes dicht neben der ersten Ambulacral-Platte. Ihr Abdruck ist pentamer begrenzt und zeigt eine undeutliche Radial-Skulptur. Ihr Durchmesser beträgt etwa 0.9 mm; sie ist damit viel größer als bei *Ch. dillensis*. Ihre jetzige Lage dürfte der normalen Situation zu Lebzeiten des Tieres entsprechen, während sie bei *Ch. dillensis* durch das starke postmortale Klaffen der Oral-Fortsätze auf die Oral-Region hinaufgeschoben erscheint.

Körper-Scheibe: Von der Körper-Umgrenzung ist ebenso wie von Platten, welche die Körper-Scheibe bedeckt haben könnten, nichts zu sehen. Auch Haut-Reste liegen nicht vor. Die Anfärbung des gesamten Platten-Untergrundes außerhalb der Oral-Region und der Arme wahrscheinlich durch SCHÖNDORF ist freilich auch nicht dazu geeignet, zarte Einzelheiten besser sichtbar zu machen.

Arme: Die Wirbel-Elemente der Arme sind weitgehend zerfallen, wie von SCHÖNDORF beschrieben. Zu bemerken ist jedoch, daß im distalen Bereich – sichtbar auf Exemplar Mbg 3845 und auf dem Lectotypus in der gegebenen Orientierung an dem nach unten gerichteten Arm – an den Wirbeln nur noch jeweils 2 stabförmige, gegenständig angeordnete Elemente sichtbar sind, die Lateralia, ganz wie bei der Typus-Art.

Bestachelung: Reste der Stacheln haben sich, wie von SCHÖNDORF beschrieben, an mehreren Stellen der Arme erhalten. Sie saßen wahrscheinlich zu zweit je einer Lateral-Platte an, wie vor allem der nach oben gerichtete Arm zeigt. Sie wirken gröber als bei *Ch. dillensis*.

Beziehungen

SCHÖNDORF (1915) stellt seine neue Art zur Gattung *Lapworthura* GREGORY 1897 und damit in die Verwandtschaft der Oegophiurida. Bei *Lapworthura* verharrt der Bau der Arme in einem relativ ursprünglichen Zustand: Die Lateralialia umhüllen die Ambulacralia nicht, diese bleiben vielmehr bis in die Arm-Spitzen sichtbar (SPENCER & WRIGHT 1966: Abb. 77–4a). Bei *hueffneri* sind aber im distalen Bereich der Arme nur 2 Platten vorhanden, die Lateralialia, welche die Ambulacralia völlig umhüllen, wie bei *Ch. dillensis*. Eine weitere Übereinstimmung zwischen beiden Arten besteht in der Lage der Madreporen-Platte dicht am Mund.

Aus diesen Gründen weisen wir hiermit *hueffneri* den Ophiurinae und der Gattung *Chattaster* zu. Die Zugehörigkeit zu dieser Gattung ergibt sich aus dem Fehlen jeglicher Platten-Bildungen auf der Körper-Scheibe. Unterschiede zwischen *Ch. dillensis* und *Ch. hueffneri* ergeben sich vor allem aus der Größe der Tiere und der Ausbildung der Oral-Region. *Ch. hueffneri* ist um etwa 50% größer als *Ch. dillensis* und sehr viel robuster gebaut. Die Oral-Region ist groß, Mundwinkel-Platten und erste Ambulacralia treten deutlich hervor. Der Anteil der Oral-Region am Gesamtdurchmesser des Tieres beträgt etwa 13%. Bei *Ch. dillensis* hingegen ist die Oral-Region sehr zart gebaut, sie tritt wenig hervor, ihr Anteil am Gesamtdurchmesser des Tieres beträgt nur etwa 9%. Der Vergleich der Arme zwischen beiden Arten wird erschwert durch deren Zerfall bei *Ch. hueffneri*. Es entsteht trotzdem der Eindruck, daß sie bei *Ch. dillensis* stärker peitschenartig und wohl auch beweglicher waren als bei *Ch. hueffneri*, wie der Bau der Arm-Spitzen andeutet.

4. Zusammenfassung

Aus der *Goniatites*-Stufe des Kulms in Hessen wird die Ophiuren-Gattung *Chattaster* n. g. beschrieben. Die Gattung gehört nach dem Bau der Arme zu den Ophiurinae GREGORY 1897. Die Wirbel-Elemente sind parallel zueinander angeordnet. Die proximalen Lateralialia umfassen oral die Ambulacralia nicht völlig, so daß bei den dem Mund nahen Wirbeln auf der Oral-Seite Lateralialia, Ambulacralia und die Poren für die Ambulacral-Füßchen zu sehen sind. Im distalen Bereich hingegen umgreifen die stabförmig gebildeten Lateralialia die Ambulacralia völlig, so daß diese nicht mehr sichtbar sind. Die Körper-Scheibe zeigt weder Marginalia (bzw. eine verdickte Rand-Region) noch Radialia oder Interradialia. Dadurch ist *Chattaster* von *Ophiurina* STÜRTZ 1890, *Silesiaster* SCHWARZBACH & ZIMMERMANN 1936, *Ophiaulax* UBAGHS 1941 und *Stephanoura* UBAGHS 1941 getrennt. Eine Madreporen-Platte ist vorhanden; sie liegt wie bei *Ophiaulax* nahe am Munde, wohingegen sie sich bei *Ophiurina* weiter außen im Bereich der Marginalia findet. Durch die Anwesenheit der Madreporen-Platte erweisen sich die Ophiurinae als ursprünglicher als die meisten übrigen Ophiurida, bei denen diese nicht vorhanden ist, das Wassergefäß-System vielmehr in eine der Bursal-Spalten einmündet.

Zur Gattung *Chattaster* werden die beiden Arten *Ch. dillensis* n. sp. und *Ch. hueffneri* (SCHÖNDORF 1915) gestellt; die erste ist die Typus-Art. Die Unterschiede zwischen beiden Arten liegen vor allem im Bau der Oral-Region begründet. Während die Platten der Oral-Region – Mundwinkel-Platten und erste Ambulacrallia – bei *Ch. dillensis* klein und zart gebaut sind, ist die Oral-Region bei *Ch. hueffneri* groß und die Platten treten am Fossil deutlich hervor.

Insgesamt sind nunmehr aus dem mitteleuropäischen Kulm 5 Taxa von Ophiuren bekannt: *Chattaster dillensis* aus Herboren in N-Hessen, *Ch. hueffneri* aus Eckelshausen gleichfalls in N-Hessen, *Silesiaster longivertebralis* SCHWARZBACH & ZIMMERMANN 1936 aus Altwasser in Niederschlesien, *Xenura koboldi* SCHÖNDORF 1932 aus dem Großen Steimke-Tal im Harz und ein nicht näher beschriebener Ophiuren-Rest aus Richstein bei Laasphe, wiederum in Hessen. Bis auf diesen zuletzt genannten Rest, der aus den Kulm-Kieselschiefern stammt, gehören alle übrigen Taxa der *Goniatites*-Stufe an. Die Ophiuren im Kulm zeigen erneut an, daß der Meeresboden besiedelt war, die Lebensbedingungen dort also nicht so ungünstig waren, wie vielfach angenommen wird.

5. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsgemeinschaft für Dinantium-Stratigraphie (1971): II. Unterkarbon (Dinantium). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **19**: 5–18, 3 Abb.; Krefeld.
- BECKER, G., & WEIGELT, H. (1975): Fossil-Vergesellschaftungen, Nr. 26. Neue Nachweise von Ophiuroidea im Rheinischen Schiefergebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 5–36, 4 Abb., Taf. 1–8; Wiesbaden.
- HAHN, G., & BRAUCKMANN, C. (1977): Phyllocariden-Reste (Crustacea) aus dem deutschen Kulm (Unter-Karbon). – Senckenbergiana lethaea, **58** (1/3): 81–90, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- HOTCHKISS, F. H. C. (1978): Studies on Echinoderm ray homologies: LOVÉN's Law applies to Paleozoic Ophiuroids. – J. Paleont., **52** (3): 537–544, 4 Abb.; Tulsa/Okl.
- KAESTNER, A. (1963): Lehrbuch der Speziellen Zoologie. Teil I: Wirbellose, 5. Lieferung, Ophiuroidea: 1341–1367, Abb. 1133–1151; Stuttgart (G. Fischer).
- LEHMANN, W. M. (1957): Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **21**: 1–160, 31 Abb., 55 Taf.; Wiesbaden.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Beih. geol. Jb., **53**: 1–246, 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- SCHMIDT, E. (1930): Die Echinodermen des deutschen Unterkarbons. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **122**: 1–92, 20 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1944–47): *Ophiaulax decheni* (DEWALQUE), ein Schlangensterne in den Angertal-Schichten des Blattes Kettwig (Ruhrgebiet). – Z. dt. geol. Ges., **96** (4/6): 170–175, 1 Abb.; Berlin.
- SCHÖNDORF, F. (1915): *Lapworthura Hüffneri* nov. spec. – In HÜFFNER, E.: Beiträge zur Kenntnis des deutschen Culms. – Jb. königl. preuß. geol. L.-Anst., **35**, Tl. 1 (f. 1914): 496–499, Taf. 19 Fig. 8; Berlin.
- (1933): *Xenura koboldi* (n. gen., n. sp.) SCHÖNDORF. – In KOBOLD, A.: Die Gliederung des Oberharzer Kulms nach Goniatiten. Stratigraphische Beobachtungen im Kulm des nordwestlichen Oberharzes unter besonderer Berücksichtigung der Grauwacken. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53** (f. 1932): 507–508, Taf. 23 Fig. 49; Berlin.
- SCHWARZBACH, M., & ZIMMERMANN, F. (1936): Ophiuren aus dem Waldenburger Kulm (*Silesiaster longivertebralis* n. g., n. sp.). – Zbl. Mineral. Geol. Paläont., **1936**, B (10): 438–444, Abb. A–B; Stuttgart.

- SPENCER, W. K., & WRIGHT, C. W. (1966): Asterozoa. – In: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part U³ [Herausgeber: R. C. MOORE]: 4–107, Abb. 1–89; Lawrence/Kansas [Geol. Soc. Amer.].
- STÜRTZ, B. (1890): Neuer Beitrag zur Kenntnis paläozoischer Seesterne. – *Palaeontographica*, **36**: 203–247, Taf. 26–31; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 27. 10. 1980

Fig. 1 Profil durch den Wellkopf, 1,5 km SE Sontra

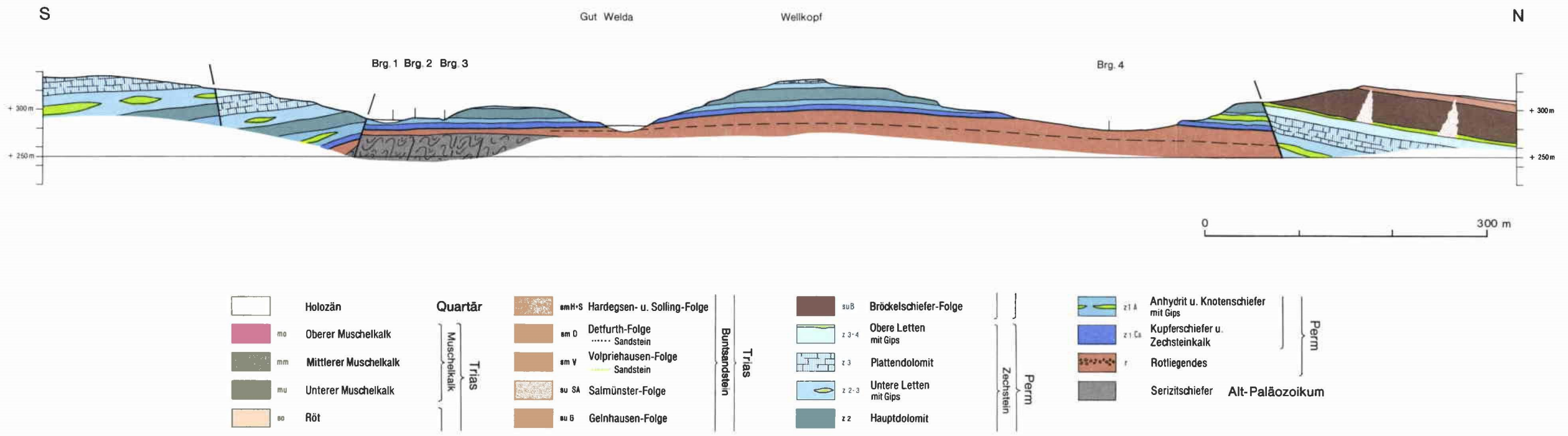
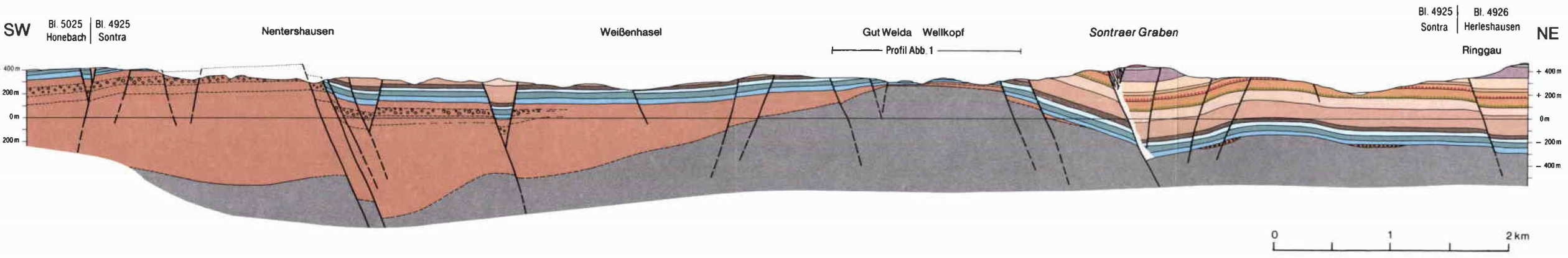


Fig. 2 Profil durch Blatt 4925 Sontra von SW nach NE



Das Paläozoikum und die phyllitischen Gesteine von Welda (Bl. 4925 Sontra)

Von

RENATE MOTZKA-NÖRING und KLAUS WEBER*

Kurzfassung: Ein neues Vorkommen von phyllitischen Gesteinen wurde 1,6 km S Sontra (Nord-Hessen) in 10 m Tiefe angetroffen. Ein Profil durch den N-Teil des Richelsdorfer Gebirges wurde erstellt.

Abstract: A new occurrence of phyllitic rocks south of Sontra (North Hesse) is described and a revised cross-section through the northern part of the Richelsdorfer Gebirge is presented.

Geologie

Im August 1978 wurden an der Straße von Sontra nach Lindenau beim ehemaligen Gut Welda zur Baugrunderkundung 3 Bohrungen niedergebracht; die Brg. 2 wurde auf 25 m vertieft (Taf. 1 Fig. 1).

Brg. 1: R 35 66 47, H 56 58 29; 288,83 m über NN

Brg. 2: R 35 66 49, H 56 58 30; 289,24 m über NN

Brg. 3: R 35 66 50, H 56 58 32; 288,26 m über NN

Alle drei Bohrungen trafen unter 2–3 m mächtigem Hangschutt zunächst Zechsteinkalk ein. Er besteht aus dünnplattigen, gelblichen, mergeligen Kalksteinen, die den sog. Dachbergen des Kupferschiefers aufliegen. In der Brg. 2 schalten sich zwischen Zechsteinkalk und Dachbergen 0,75 m bräunliche Tonsteine und Mergel ein, in der Brg. 3 sind es 0,40 m. Während die Dachberge dunkelbraun gefärbt sind, erscheint der Kupferschiefer tiefschwarz. Dachberge und Kupferschiefer zusammen sind in der Brg. 1 1,60 m, in Brg. 2 0,95 m, in Brg. 3 0,90 m mächtig. Malachitspuren wurden bis 2,50 m unter dem Kupferschiefer beobachtet.

Unter dem Kupferschiefer liegt in der Brg. 2 das Zechsteinkonglomerat mit 5 cm Mächtigkeit (wahrscheinlich ebenso in der Brg. 1, wo es jedoch zerbohrt ist). In allen 3 Bohrungen folgt darunter lockerer, z. T. wenig verfestigter Sand von hellbräunlicher Farbe, in dem lagenweise vereinzelte Quarzgerölle auftreten. Die

* Dr. R. MOTZKA-NÖRING, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Prof. Dr. K. WEBER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen, Abt. für Tektonik, Goldschmidtstr. 3, 3400 Göttingen.

Mächtigkeit dieses Sandes nimmt von 3,10 m in der Brg. 1 über 2,50 in Brg. 2 auf 1,75 m in Brg. 3 ab. Er entspricht umgelagertem Cornberger Sandstein. Die geringe Mächtigkeit und die eingeschalteten Lagen mit Quarzgeröllen sprechen dafür, daß die Bohrungen im Litoralbereich des Rotliegend-Troges stehen.

Unter dem Sand folgen Konglomerate des Rotliegenden, wie sie bei Nentershausen im Wechsel mit Sand- und Tonsteinen mit über 900 m Mächtigkeit anstehen. Dort sind es violettrotbraune, quarzgeröllreiche Sedimente. Bei Welda beträgt die Mächtigkeit nur 5,50–6,30 m. Hier bestehen die Konglomerate fast ausschließlich aus weißen und rotweißen Quarzgeröllen, das Bindemittel ist von hellgraubräunlicher und graurötlicher Farbe. Die Quarzgerölle sind schichtweise daumennagelgroß, erreichen aber auch Kinderfaustgröße. In den untersten 10–15 cm werden sie allgemein kleiner, die Farbe des Sediments wird leuchtend violettrot, und es schalten sich zahlreiche kleine, flache, kaum kantengerundete und schlecht eingeregelt Tonschieferbruchstücke von grauer bis schwarzer Farbe ein.

Zwischen dem festen Konglomerat und den Phylliten im Liegenden, deren Alter unbekannt ist, für die aber ein altpaläozoisches Alter als wahrscheinlich angenommen werden kann, befindet sich in Brg. 1 und 2 ein lockerer ockerbrauner Sand von ca. 1 m Mächtigkeit. In der Brg. 1 ist eine etwa 45° steile Auflagerungsfläche der Konglomerate auf die Phyllite zu beobachten.

Die Phyllite bestehen in allen 3 Bohrungen aus in den obersten 3–4 m rostgrau, darunter silbergrau bis graugrün gefärbten, kleingefalteten phyllitischen Schieferen, die reichlich Gangquarz enthalten (s. u.).

Das nächste zutage anstehende Vorkommen von älterem Paläozoikum (Devon) findet sich im Gebiet von Albungen ca. 20 km N Welda. Die Gesteine des Albunger Paläozoikums (WITTIG 1968) sind jedoch geringer metamorph und deutlich weniger phyllitisch ausgebildet als die Phyllite der Weldaer Bohrungen.

In der 1862 niedergebrachten Brg. Nentershausen, ca. 5 km S Welda, wurden unter 870 m Rotliegendem ca. 60 m „grauer Kohlsandstein und graue Schieferthone“ angetroffen (BEYRICH & MOESTA 1876), bei denen es sich möglicherweise um intramontanes Oberkarbon handeln könnte.

Nimmt man eine gleichmäßig geneigte paläozoische Landoberfläche (Taf. 1 Fig. 2) von Nentershausen bis Welda an, so stiege diese mit ca. 9° nach N auf. Die ansteigende Fläche dürfte jedoch reich gegliedert sein, und das Paläozoikum von Welda ragte als eine von mehreren Inseln oder Untiefen in Ufernähe des Rotliegendtroges auf.

Petrographie der phyllitischen Gesteine

Aus den Brg. 1 und 2 wurden folgende Proben entnommen:

Brg. 1: 11,8 m

12,5 m

15,0 m

Brg. 2: 25,0 m

Makroskopisch handelt es sich um graue bis graugrüne, auf Klüften teilweise sekundär rot gefärbte Phyllite und Quarzphyllite mit Übergängen zu phyllonitischen Gefügen. Die Gesteine besitzen zwei Schieferungen. Die zweite Schieferung ist der deutlich erkennbaren F_2 -Faltung zugeordnet. Stellenweise lassen sich aber auch F_1 -Falten nachweisen. Diese sind als weitgehend isoklinale, stark asymmetrische, interne Falten ausgebildet, deren Scharnierbereiche transversal geschiefert sind. Die langen Schenkel sind schichtparallel geschiefert.

Die zweite Schieferung ist als Runzelschieferung konzentrischen, teilweise auch kongruenten F_2 -Falten zugeordnet. Die F_2 -Falten besitzen horizontale bis etwa 30° geneigte Faltenachsenflächen. Häufige schichtparallele Quarzgänge sind durch F_2 verfalltet.

In der Probe Brg. 1, 15,0 m sind Knickzonen ausgebildet. Die Knickflächen sind wie die Faltenachsenflächen der F_2 -Falten nur schwach geneigt. An Hand des Probenmaterials ließ sich nicht entscheiden, ob die Knickzonen syn- oder post- F_2 angelegt worden sind.

Mikroskopisch lassen sich vier Gesteinsarten unterscheiden:

1. Quarzarme Phyllite bestehen im wesentlichen aus grünlichem Serizit mit größeren Hellglimmerstrahlen und -blasten. Chlorit tritt nur untergeordnet in Form von Blasten auf und ist in der feinkörnigen Matrix vorhanden, die reichlich feinkörnigen Rutil enthält.

2. Siltige Phyllite bestehen aus extrem feinkörnigem Quarz in einer Matrix von feinkörnigem Serizit und Chlorit. Die extreme Feinkörnigkeit des Quarzes ist durch Rekristallisation und Subkornbildung bedingt.

3. Quarzreiche Phyllite bis Metaquarzite sind als mm- bis cm-mächtige Lagen aus feinkörnigem rekristallisiertem Quarz mit sehr seltenen Relikten sedimentärer Quarzkörner aufgebaut. Die rekristallisierten Körner sind in der Schichtung, in transversal geschieferten Bereichen in der Ebene der ersten Schieferung gelängt.

4. Dacite bis Rhyodacite bzw. deren Tuffe bilden Zentimeter bis möglicherweise mehrere Meter mächtige Schichten. Diese Metavulkanite bestehen aus einer feinkörnig rekristallisierten Matrix aus Quarz und Albit mit Korngrößen im $10\ \mu\text{m}$ -Bereich. Die rekristallisierten Körner sind undulös und besitzen leicht verzahnte Korngrenzen. Im Abstand von 1–3 mm sind dünne Hellglimmerlagen eingeschaltet, die makroskopisch als F_1 -Schieferung in Erscheinung treten.

Einsprenglinge aus eckigem, häufig sehr unregelmäßig geformtem Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat werden bis etwa 0,8 mm groß. Meist liegt ihre Größe zwischen 0,3 und 0,5 mm. Einige Quarzeinsprenglinge besitzen die für Porphyre typischen Resorptionsbuchten und Resorptionsschläuche. Die Quarzeinsprenglinge sind vorwiegend randlich, aber auch intern längs Zonen stärkerer Verformung rekristallisiert. Quarzeinsprenglinge, welche mit ihrer c-Achse im großen Winkel zu s liegen, sind schwächer rekristallisiert als solche im kleinen Winkel zu s. Die Plagioklase sind z. T. albitisiert. An einem Plagioklaseinsprengling konnte ein An-Gehalt von 20% festgestellt werden. Die Kalifeldspäte besitzen häufig einen klaren Rand und sind im Kern meist durch Einschlüsse getrübt. Die Feldspateinsprenglinge sind nur selten

rekristallisiert. Zu den Nebengemengteilen gehören Apatit mit bis zu 0,5 mm großen Einsprenglingen sowie Turmalin, Rutil, Leukoxen und Chloritblasten. Letztere könnten aus vergrüneten Biotiten hervorgegangen sein.

Dieses Gestein ist nach Gefüge und Mineralbestand weitgehend identisch mit den hellen „Serizitgneisen“ im Vortaunus.

Insgesamt sind die Gesteine der Brg. 1 und 2 nach ihrem tektonischen Gefüge und ihrer metamorphen Überprägung, wie auch nach ihren Edukten, Gesteinen der metamorphen Zone des Taunus und der metamorphen Zone von Wippra sehr ähnlich. Sie haben wie diese während der F_1 -Faltung eine prograde, syntektonische Metamorphose erfahren, in deren Verlauf Quarz und Phyllosilikate rekristallisierten, und sind anschließend unter retrograden Bedingungen im Verlauf der F_2 -Faltung postkristallin überprägt worden. Regionalgeologisch gehören sie in den Übergangsbereich vom Rhenoherynikum in die Mitteldeutsche Kristallinschwelle, d. h. in die Nördliche Phyllitzone.

Die hier untersuchten Kernproben können wie folgt benannt werden:

- Brg. 1: 11,8 m Phyllit mit dünnen, rekristallisierten Sandsteinlagen und schichtparallelen Quarzgängen.
 12,5 m Gebänderter Quarzphyllit mit Lagen metadacitischer bis metarhyodacitischer Quarzphyllite.
 15,0 m Metadacitischer bis metarhyodacitischer Quarzphyllit.
 Brg. 2: 25,0 m Gebänderter Quarzphyllonit mit dünnen Lagen metadacitischer bis metarhyodacitischer Quarzphyllite.

Schriftenverzeichnis

- BEYRICH, E., & MOESTA, F. (1876): Erl. geol. Spec.-Kt. Preußen u. thür. St., Lfg. 8, Bl. Sontra; Berlin.
 RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume. – Jb. Reichsst. Bodenforsch. f. 1940, 61: 283–332, 19 Abb., 3 Taf.; Berlin.
 WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoherynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – Z. dt. geol. Ges., 129: 249–281, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
 WITTIG, R. (1968): Stratigraphie und Tektonik des gefalteten Paläozoikums im Unterwerra-Sattel. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 96: 31–67, 6 Abb., 2 Tab, Taf. 1; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 13. 3. 1981

Ein Porphyroid in der Schiefergrube Schmiedenberg bei Bundenbach (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge) und seine stratigraphische Bedeutung

Von

CHRISTOPH BARTELS und VOLKER KNEIDL*

Kurzfassung: Der fossilführende Hunsrückschiefer von Bundenbach und Gemünden (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge) wird mit Hilfe von Goniatiten (u. a. *Anarcestes arduennense*, *Mimagoniatites falcistria*) und Tentaculiten (*Nowakia* sp. aff. *praecursor*) in das Mittlere bis Obere Zlichovium eingestuft. Der Neufund eines Porphyroids (Keratophyrtuff) in den Tagebauen der Gruben Schmiedenberg und Eschenbach bei Bundenbach bestätigt diese stratigraphische Stellung (Singhofen).

Abstract: The famous fossiliferous Hunsrück Slate from Bundenbach and Gemünden (Rhenish Schiefergebirge) can be localized by means of goniatites (*Anarcestes arduennense*, *Mimagoniatites falcistria*) and tentaculites (*Nowakia* sp. aff. *praecursor*) in the Middle – Upper Zlichovian. The discovery of keratophytic tuffs in the slate quarries Schmiedenberg and Eschenbach near Bundenbach confirms this stratigraphic position.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	23
2. Geologische Situation bei der Grube Schmiedenberg	25
3. Stratigraphische Stellung der Porphyroide	26
4. Stratigraphische Stellung des Hunsrückschiefers im Bereich Bundenbach–Kaub	30
5. Schriftenverzeichnis	34

1. Einleitung

In der über 100 Jahre alten Hunsrückschieferforschung (vgl. KUTSCHER 1970a) war bisher vor allem die Suche nach Fossilien attraktiv. Damit hoffte man, den Hunsrückschiefer genauer untergliedern zu können. Dies gelang jedoch bis heute nicht. Zudem ist – gerade im Hunsrück – die Zahl der Fundpunkte klein. Sobald versucht wurde, die Faunen stratigraphisch auszuwerten, blieben die Ergebnisse unbefriedigend.

* C. BARTELS, Husener Str. 91, 4600 Dortmund 13. Priv.-Doz. Dr. V. KNEIDL, Rheingrafenstr. 7, 6552 Bad Münster a. St.

Dagegen versprechen Mikrofossilien mit ihrer größeren Verbreitung eine bessere Alterseinstufung des Hunsrückschiefers (vgl. KARATHANASOPOULOS & RIEGEL 1977, RIEGEL 1977, RIEGEL in KNEIDL 1979). KNEIDL (1979; 46) erwähnt verschiedene Methoden, mit denen eine Verfeinerung der Hunsrückschiefer-Stratigraphie erreicht werden kann. Hierzu gehört auch die Einstufung mit Hilfe von Porphyroiden (NÖRING 1939, KUTSCHER 1942, SOLLE 1950, ENGELS 1960, GERHARD 1963, LANGSDORF 1974, KNEIDL 1978; vgl. KNEIDL 1979, Abb. 1).

Der Fund des Porphyroids im ehem. Tagebaufeld der Grube Schmiedenberg bei Bundenbach (im Sprachgebrauch Grube Mühlenberg, auch bei BARTELS & KNEIDL 1980; Konzessionsname: Grube Schmiedenberg der Fa. JOHANN & BACKES, Bundenbach; Abb. 1, 2) zeigt, daß bisher die Gesteine des Hunsrückschiefer-Bereiches nicht genügend beachtet worden sind. Weiterhin wird künftig der Fazies des Hunsrückschiefers noch mehr Aufmerksamkeit zu schenken sein, da jetzt seine stratigraphische Stellung grob geklärt ist.

In der Grube Schmiedenberg wurde bereits seit dem 19. Jahrhundert untertage Schiefer abgebaut. 1975–1977 wurde dort versucht, übertage an den abbauwürdigen Dachschiefer heranzukommen. Dieser Übertage-Abbau der Fa. JOHANN & BACKES (Bundenbach) mußte aber wegen zu hohen Abraumes im Bereich des anstehenden Porphyroids eingestellt werden.

Der Porphyroid steht im Tagebau zwischen den in der Bergmannssprache Hans-Plattenstein und Eschenbacher Plattenstein genannten Schieferzügen an (n. Herrn BACKES von der Fa. JOHANN & BACKES), nicht wie ursprünglich vermutet im

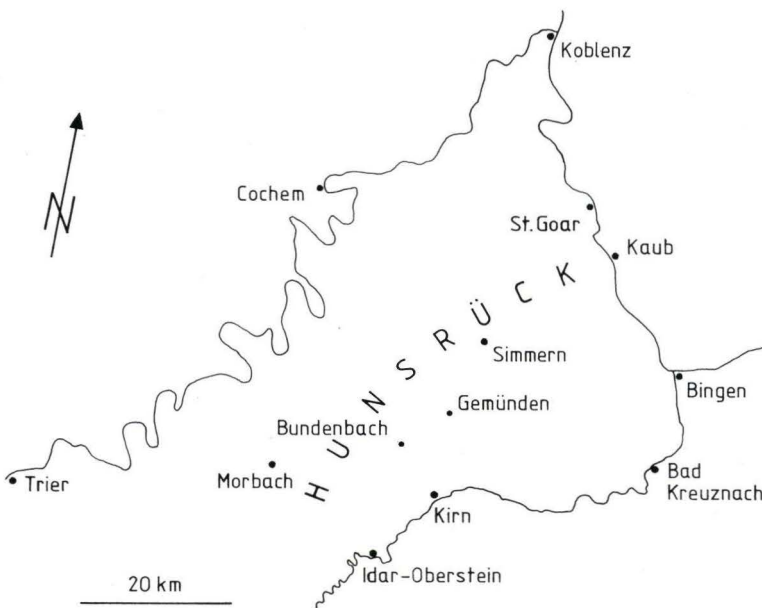


Abb. 1. Geographischer Überblick.

Liegenden dieser Schieferzüge. Dieser stellenweise stark geplättete vulkanische Horizont stellt die bisher als Quarzit angesehene „Hans“-Leitschicht der Bergleute dar (OPITZ 1932; 185 ff. und Abb. 159, 160), der mit den weltberühmten, stark fossilführenden Schieferzügen zusammen auftritt.

Die Einstufung des Porphyroids erfolgt in das Schema von OPITZ (1932, Abb. 160). Bisher fehlen meist noch die genauen Mächtigkeiten der Schieferzüge (Mächtigkeiten nach OPITZ ergänzt).

Pittchen-Plattenstein	
Pittchen-Krappstein	
Wingertshell-Plattenstein	
Wingertshell-Krappstein	
Wechsel (Quarzit und Schiefer)	ca. 12 m
Krapp mit schwarzen Dachschiefern	
Eschenbacher Plattenstein	
Hans-Krappstein	
„Hans“ (Porphyroid)	ca. 1–2 m
Hans-Plattenstein	ca. 6–7 m
?	
Hänneschen-Plattenstein	

Die fossilführenden Schichten, die den Hunsrücksschiefer bekannt gemacht haben, erreichen etwa 30 m Mächtigkeit (ca. 10 m im Liegenden und ca. 20 m im Hangenden des „Hans“). Die Mächtigkeit jeder einzelnen Schicht schwankt dabei über geringe Entfernungen (vgl. u. a. KNEIDL 1979, 48).

Die Dachschiefer werden heute noch in der Grube Herrenberg (Besucherbergwerk) und Grube Eschenbach (Fa. JOHANN & BACKES, Bundenbach) abgebaut (Abb. 2). Deshalb konnte auch im Tagebau der Grube Eschenbach der „Hans“ als gesteinsfrischer, dunkelgrauer, sich kaum vom begleitenden Schiefer abhebender Porphyroid (mit Feldspäten) festgestellt werden. Damit zeigt sich der „Hans“ als Porphyroid-Leithorizont und nicht als Quarzit-Leitbank (Umdeutung von ENGELS & BANK 1954, Abb. 2). OPITZ (1932; 243) vermutet weiterhin, daß der „Hans“ nach NE bis Gemünden (N Gehlweiler an der Grohen-Mühle) und damit in den Bereich des Schichtreichens der Kaisergrube zieht.

Nach Herrn BACKES sind im Untertage-Abbau der Grube Schmiedenberg zwei Störungen zu beobachten gewesen. Dabei soll der Verschiebungsbetrag 8 und 15 m betragen. Der Verschiebungssinn bei diesen NW–SE-? Blattverschiebungen zeigt einen Versatz der NE-Schollen nach NW. Damit wird das steilere NE-Streichen des „Hans“ bei OPITZ (1932, Abb. 159) entsprechend dem Schichtstreichen abgeflacht.

2. Geologische Situation bei der Grube Schmiedenberg

Der Porphyroid ist an den ehem. Tagebauwänden der Grube Schmiedenberg bei Bundenbach zu beobachten. Er ist in dunkle Tonschiefer eingeschaltet. In seinem Hangenden folgen noch ca. 3 m, im Liegenden mindestens 5 m Schiefer. Leider läßt er sich durch das Haldenmaterial nicht bis ins Tal zum Hahnenbach verfolgen.

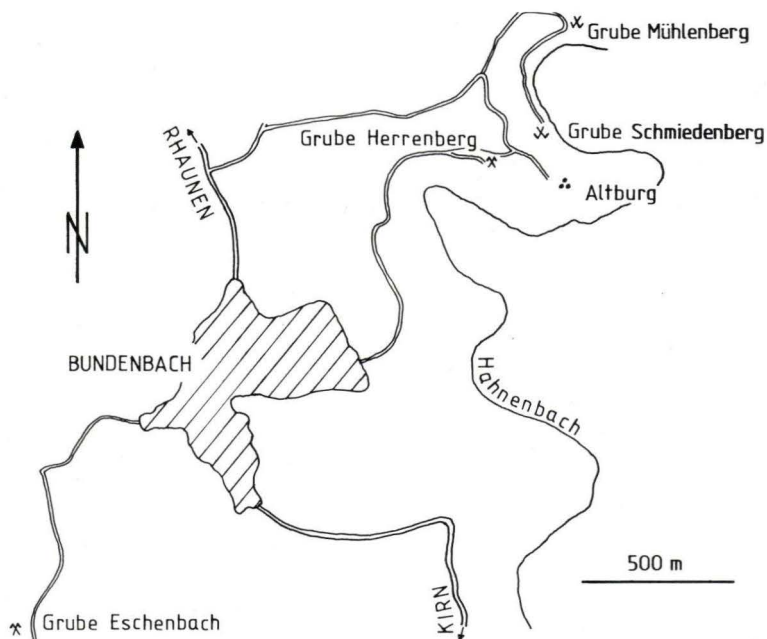


Abb. 2. Lage der Grube Schmiedenberg bei Bundensbach/Hunsrück.

Abb. 3 und 4 zeigen die starke Faltung im Bereich des ehem. Tagebaus. Die Mächtigkeit des Porphyroids schwankt zwischen 0 und 4 m. Bei der disharmonischen Faltung wurde er teilweise ausgequetscht, teilweise in seiner Mächtigkeit sogar verdoppelt (im Muldenkern).

Diese Spezialfaltung ist eines vieler Beispiele im Hunsrücksschiefer (OPITZ 1932, ENGELS & BANK 1954, KNEIDL 1978). Damit wird deutlich, daß die bisherigen Hunsrücksschiefer-Mächtigkeiten reduziert werden müssen (KNEIDL u. a. 1978). Tektonisch bemerkenswert sind im Aufschluß neben s_1 noch die starken s_1 -Verbiegungen durch s_2 (Aufnahme LUDEWIG, Diplomarbeit, Göttingen).

3. Stratigraphische Stellung der Porphyroide

(V. KNEIDL)

FUCHS (1916; 64) schreibt zu Porphyroidtuffe führenden Tonschiefern des Mittelrheins und des östlichen Taunus: „Nicht weniger belangeich ist ferner die Tatsache, daß recht reine Tonschiefer von dachschieferartigem Aussehen in größerer Häufigkeit noch weiter so., nicht allzuweit vom alten Unterdevon des Taunuskammes, angetroffen werden. Sie als Hunsrücksschiefer anzusprechen, liegt kein Anlaß vor, da sie im engsten Verband mit rauheren, an fossilführenden Porphyroidtuffen sehr reichen Unterkoblenschiefern stehen.“

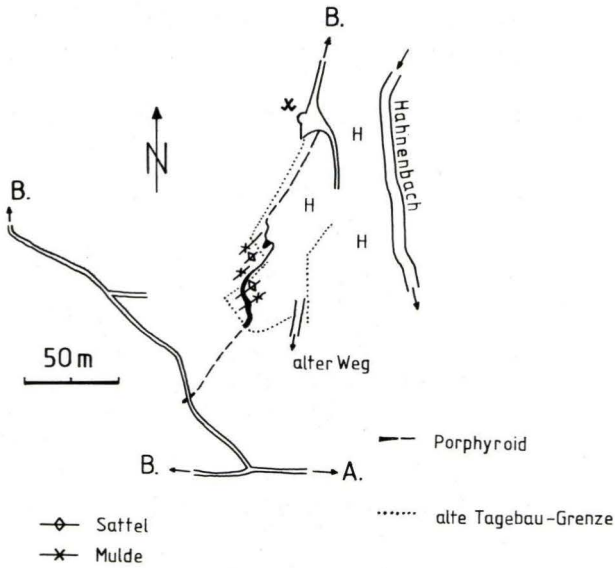


Abb. 3. Lage des Porphyroids im ehem. Tagebau der Grube Schmiedenberg. Der Porphyroid ist mit der „Hans“-Platte identisch. Die Falten entsprechen denen in Abb. 4. H = Halde, B. = Bundenbach, A. = Altburg.

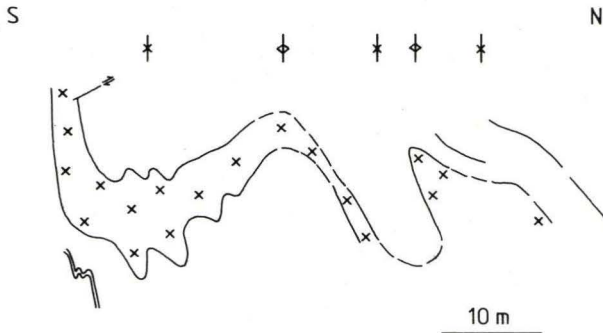


Abb. 4. Schematisches Querprofil durch den ehem. Tagebau der Grube Schmiedenberg. Aus zwei Teilprofilen zusammengesetzt. Zweifach überhöht. Der Porphyroid (x) ist mit seinen Grenzen zum umgebenden Hunsrückschiefer hervorgehoben.

Die Porphyroide beschränken sich nach der Zusammenstellung bei MITTMAYER (1974; 73, 76, Tab. 1) auf das Singhofen (vgl. SOLLE 1950; 319 ff. mit älterer Literatur). Diese Feststellung basiert u. a. auf SPERLING (1958), HANNAK (1959) und SCHULZE (1959), die in der westlichen Lahnmulde und am Mittelrhein diesen Zusammenhang Porphyroid/Singhofen nachwiesen. Nach REQUADT (in ZIEGLER et al. 1979) sind in der südwestlichen Lahnmulde die Porphyroide (Keratophyrtuffe) Leithorizonte des Singhofens, während schalsteinähnliche Tuffe im Oberems vertreten sind (vgl. dazu Diabase und Diabastuffe in den Kieselgallenschiefern von Saarburg–Trier–Dhron; NÖRING 1939, Taf. 1; HELLER & KNEIDL 1978).

Rechtsrheinisch werden die Porphyroide vor allem nach der Gliederung von SPERLING (1958) in P I–P V unterschieden. Dabei dürfte der P IV wohl den wichtigsten Vulkanithorizont darstellen, da mit ihm nach SCHULZE (1959) NW St. Goar auch eine Verbindung über den Rhein zum Hunsrück hergestellt werden kann. Von SCHULZE (1959, geol. Kt.) ist der P IV rechtsrheinisch durchgehend nachgewiesen, P I–P II nur lokal beobachtet worden. Nach diesem Autor (1959; 250) weisen die fünf Porphyroide Mächtigkeiten von 1–8 m (meist 2–5 m) auf.

Über die Porphyroide als horizontbeständige Lage schreibt SCHULZE (1959; 250): „Stratigraphisch kommt ihnen die Stellung eines absolut sicheren Indiz für das Vorhandensein von Singhofener Schichten zu. Ein Vergleich zwischen den Porphyroidtuffitmächtigkeiten des Lahngbietes und des Mittelrheines läßt darauf schließen, daß die Tuffsedimentation von NE nach SW sich verschwächt!“ Vor allem für die tiefsten Porphyroide (P I und P II) läßt sich bei lokalem Auftreten nur eine geringe Mächtigkeit beobachten. Nach MITTMAYER (1978; 37) können die Porphyroide P I–III auf Bl. 5813 Nastätten teilweise fehlen. Der „Rigedill-Porphyroid“ (P IV nach MITTMAYER 1978; vgl. ANDERLE 1967) in der Nähe der Loreley (SE St. Goar) weist eine Mächtigkeit von ca. 6 m auf (MITTMAYER, Exkursion zur Tagung des OGV in Rüdesheim 1972 und frdl. mdl. Mitt. 1976).

Im Hunsrück wurden außer von SCHULZE bereits von verschiedenen Autoren Porphyroide beobachtet (KUTSCHER 1942, 1952, ENGELS 1960, GERHARD 1963, LANGSDORF 1974, KNEIDL 1978; vgl. auch SOLLE 1950). Bisher wurde jeweils nur ein Horizont (außer im Arbeitsgebiet von SCHULZE) aufgefunden.

Da im Hunsrück auch die am weitesten im W liegenden Porphyroide von Oberkostenz und Sohren (KNEIDL 1980) eine Mächtigkeit von ca. 2–5 m und der von der Grube Schmiedenberg eine mit ca. 1–2 m aufweisen, dürften diese deshalb mit dem P IV zu parallelisieren sein, da dieser einmal eine größere Mächtigkeit besitzt und weiterhin östlich des Rheins (SCHULZE 1959, KUTSCHER & MITTMAYER 1970, MITTMAYER 1978) durchgehend zu verfolgen ist (vgl. dazu aber auch MEYER & STETS 1975, S. 19). Wichtig erscheint nach den bisherigen Daten die Mächtigkeitsreduzierung nach SW (s. o.).

Da die Porphyroide der Grube Schmiedenberg und der Grube Eschenbach den gleichen Leithorizont des Schieferbergbaus, den „Hans“, darstellen, ist dieser hier ca. 2,5 km im Streichen nachweisbar, was eine beträchtliche kontinuierliche Ausbildung (vgl. OPITZ 1932, Abb. 159 mit Eintragung des „Hans“), aber nicht seine max. Ausdehnung bedeutet! Das Querprofil durch die Grube Eschenbach

von ENGELS & BANK (1954, Abb. 2) enthält den „Hans“, der im ältesten Hunsrückschiefer des Gemüнден-Bundenbacher Gebiets auftritt (Bundenbach-Gemünder Sattel nach KNEIDL 1978).

Eine ähnliche Position wie der Bundenbacher Vulkanit scheint der von ENGELS (1960) beschriebene Porphyroid in der Erzgrube Adolph-Helene bei Altlay zu besitzen. Auch dieser tritt in einem Dachschieferzug auf (Singhofen; S-Rand der Moselmulde). Die Keratophyrtuffe von Oberkostenz (SOLLE 1950; 320 f.) und Sohren (KNEIDL 1978) entsprechen dieser stratigraphischen Stellung (vgl. dazu auch SPERLING 1958; 18 und Taf. 9).

Als ungefähr zeitgleiche Erscheinungen zu den Porphyroiden sind die „Lennekeratophyre“ im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (RIPPEL 1953, BÖGER 1978) anzusehen. Größere Verbreitung (n. BÖGER 1978) haben dort im Bergischen Land und Sauerland der > 100 m (bis zu 250 m) mächtige Haupt-Vulkanit (K 4) an der Basis des Oberems (KRÖMMELBEIN 1977; LUSZNAT, frdl. schriftl. Mitt. 1980), der Fahlenscheid-Vulkanit (K 3) und der Bilstein-Vulkanit (K 5). Nach BÖGER (1978) scheinen die beiden letzteren nach W bzw. SW auszuweichen, doch liegt im Siegerländer Hauptsattel eine Aufwölbung älterer Schichten und damit eine Aufschlußblöcke nach S bzw. SW vor. Deshalb brauchen diese Vulkanite nicht nur auf diesen Raum beschränkt zu sein, sondern können auch weiter nach S reichen. Sie könnten damit hervorragende Zeitmarken für das Ems auch im südlichen Rheinischen Schiefergebirge darstellen.

Keratophyrtuffe des Singhofens sind bis N des Feldbergs im Taunus (FUCHS 1916; 62) und jetzt im SW mindestens bis Bundenbach nachgewiesen. Im N scheinen die Keratophyre des Sauerlandes (RIPPEL 1953) auf einer Linie durch die Bl. 4711 Lüdenscheid – 4714 Endorf auszuweichen. Diese Ems-Vulkanite besitzen also hauptsächlich eine südliche Ausdehnung vom Zentrum am N-Rand des Siegerländer Hauptsattels (RIPPEL 1953, Abb. 14).

Bei einer Parallelisierung der Keratophyre des Sauerlandes mit den Singhofen-Tuffiten des südlicheren Rheinischen Schiefergebirges kommen nur die Vulkanite unter dem Hauptkeratophyr (K 4 n. BÖGER 1978) in Frage, da dieser selbst nach verschiedenen Autoren an die Basis des Oberems gestellt wird. Alleine dessen Mächtigkeit würde für einen guten Leithorizont sprechen (vgl. aber LUSZNAT 1978).

Für eine Parallelisierung kann hier nur der Fahlenscheid-Vulkanit an der Basis der Rimmert-Gruppe herangezogen werden. Er ist am N-Rand des Siegerländer Hauptsattels großräumig bei Mächtigkeiten von 15–30 m (max. 50 m; HAASS & THIEDE 1968; 400, 1970; 199; BÖGER 1978; 175) zu beobachten (vgl. dazu Grenze Rimmert-Schichten/Bensberger Schichten in Abb. 5 bei SCHREINER & SEMERAK 1980).

Im Gegensatz zu BÖGER (1978) parallelisieren SCHREINER & SEMERAK (1980) den Rehberg-Horizont (K 3c nach diesen Autoren) nicht mit dem Fahlenscheid-Vulkanit (K 3), der von letzteren als K 3a mit großen Unsicherheiten ungefähr an die Siegen-Ems-Grenze eingestuft wird. Dennoch bleiben die hangenden tuffitischen Horizonte (K 3b, K 3c) im Ems in einem Zeitraum, der dem der Singhofen-Tuffite entsprechen dürfte. Nach HAASS & THIEDE (1970; 402) liegen innerhalb der unteremsischen Rimmert-Gruppe (n. BÖGER 1978) Bentonitlagen über dem Fahlenscheid-Vulkanit.

Eine Fauna aus der Varste-Gruppe im Liegenden des Fahlenscheid-Vulkanits (BÖGER 1978; 175 und Tab. 1; MITTMEYER u. a. 1974, Tab. 2) entspricht der Herdorf-Gruppe. Damit kann dieser Vulkanit des südlichen Sauerlandes (HAASS & THIEDE 1968, 1970) in stratigraphische Reichweite des Singhofens (KRÖMMELBEIN 1977, Übersicht 6) und deshalb mit dessen Porphyroiden annähernd zeitlich gleichgestellt werden.

Von diesen fünf Tuffitlagen ist nur der P IV durchgehend vorhanden. Da dessen Mächtigkeit von Holzappel/Schaumburg (Bl. 5613 Schaumburg; SPERLING 1958: 5–10 m) nach SW bis Bundenbach/Sohren (u. a. SCHULZE 1959) abnimmt, ist für ihn ein Ausbruchszentrum im NE bzw. N anzunehmen. Dies könnte im Bereich des Siegerländer Hauptsattels liegen.

Die Tuffithorizonte stellen als leicht verfolgbare Lagen eine wichtige Parallelisierungshilfe dar. Mit ihnen sollte es gelingen, isochrone Sedimentserien herauszuarbeiten (BÖGER 1978). Bisher sind aber im Gebiet nördlich des Siegerländer Hauptsattels die meisten Tuffe unsicher eingestuft, wodurch vorerst nur eine generelle Parallelisierung der K 3-Vulkanite (HAASS & THIEDE, BÖGER 1978, SCHREINER & SEMERAK 1980) mit den Singhofen-Vulkaniten möglich ist.

4. Stratigraphische Stellung des Hunsrückschiefers im Bereich Bundenbach–Kaub

„Die größten Flächen des Hunsrücks werden vom Hunsrückschiefer eingenommen. Über seine stratigraphische Stellung ist viel geschrieben worden, ohne daß es bis heute gelungen wäre, letzte Klarheit zu verschaffen“ (KUTSCHER 1970b; 82). Die Auffassungen schwanken, da Fossilien – wie bereits erwähnt – weder allzu häufig noch genügend aussagekräftig sind (KUTSCHER 1970b; 82 ff.).

Der Hunsrückschiefer stellt zudem eine Faziesausbildung dar (u. a. KUTSCHER 1968; 160; Diskussion Geol. Hunsrück-Kolloquium, 4. 11. 1978), die eine definierte Lage innerhalb des rheinischen Beckens besitzt (KNEIDL 1978). Auch SOLLE (1950: 312 ff.) spricht dem Hunsrückschiefer eine Faziesausbildung zu, die jedoch im Hangenden von Singhofen überlagert werden soll. Durch den Porphyroid fällt diese Forderung weg. Der Hunsrückschiefer schließt also mindestens noch Singhofen und wohl noch höhere Schichtenheiten (KNEIDL 1979: 48) ein. Bereits NÖRING (1939: 49) gibt auf Grund von Brachiopoden-Funden Hinweise auf jüngere Anteile im Hunsrückschiefer (Singhofen; vgl. MITTMEYER 1978: 35 ff.).

Seit SOLLE (1950: 306) die Aufstellung der Ulmen-Gruppe als oberstes Glied des Siegens begründete und den Hunsrückschiefer im wesentlichen als Fazies der Ulmen-Gruppe definierte, hatte sich diese Anschauung weitgehend durchgesetzt (es ist zunächst unerheblich, ob Ulmen dem Siegen oder, wie durch MITTMEYER 1974 als Unterstufe dem Unterems zugeordnet wird).

SOLLE (1950, 312 f.) definierte Hunsrückschiefer folgendermaßen: die geschlossene, große Schiefermasse und die faunistisch zugehörigen, eng an sie anschließenden sandigeren Schichten; hervorstechende fazielle Besonderheit verbreitete Wattfazies; unterlagert in reiner Faziesgrenze von verschiede-

nen Horizonten des Taunusquarzits oder der Siegener Schichten, überlagert von Unterkoblenz-Schichten vom Alter der Spitznack- oder Singhofener oder äquivalenter Schichten.

Nach NÖRING (1939: 53) ist z. B. „der Hunsrückschiefer im westlichen Hunsrück nichts anderes als eine Fazies der gesamten Unterkoblenzstufe“. An anderer Stelle schreibt NÖRING (1939: 64): „Das Fehlen von Porphyroidschiefern kann also kein Beweis dafür sein, daß die sonst von ihnen charakterisierten Singhofener Schichten oder altersgleiche Schichten ebenfalls nicht vorhanden sind. Im Hunsrückschiefer scheinen Porphyroidschiefer auf den ersten Blick zu fehlen. Zum Teil liegt das aber jedenfalls daran, daß Gesteine in manchen Fällen deswegen willkürlich aus ihm herausgenommen wurden, sobald Porphyroidschiefer darin festgestellt wurden. Das Fehlen der Porphyroidschiefer im Hunsrückschiefer ist also z. T. rein kartiertechnisch begründet.“

So liegen auch auf Bl. 5914 Eltville a. Rhein (MICHELS 1972) am N-Rand des Taunusquarzits S der Kauber Schichten (n. NÖRING: 63) Porphyroide vor. Deshalb parallelisiert NÖRING auch grob die Kauber Schichten mit den Singhofener Schichten.

Diese Ansicht wurde von SOLLE abgelehnt, allerdings mit der Feststellung, daß bezüglich der Porphyroide „Meinung gegen Meinung“ stehe (SOLLE 1950: 321). „Noch niemals haben sich . . . Porphyroide in den Hunsrückschiefern nachweisen lassen“. Mit diesem Negativargument stützt SOLLE (1950: 321) seine Vorstellungen ab.

Die Porphyroide von Oberkostenz (SOLLE 1950), Altlay (ENGELS 1960) und Sohren (KNEIDL 1978) veranlassen MITTMAYER (1980: 28, Abb. 1), diesen Bereich aus dem Hunsrückschiefer i. e. S. auszugliedern.

MITTMAYER (1980: 27) schreibt: „Westlich des Rheins gehen die Singhofener Schichten seitlich nach und nach in die mächtigeren Ton- und Dachschiefer-Folgen der Altlayer Schiefer über, die gleichfalls Porphyroidtuffit-Einschaltungen enthalten. GREBE rechnet allerdings die Altlayer Schiefer, soweit sie ihm bekannt waren, zum Hunsrückschiefer. Um die Bezeichnung Hunsrückschiefer auch als stratigraphischen Begriff benutzen zu können, muß zwischen Hunsrückschiefer i. e. S. (tonige Ablagerungen des älteren Unterems = Ulmen-Unterstufe) und Hunsrückschiefer i. w. S. (tonige Ablagerungen des Obersiegen bis oberen Unterems) unterschieden werden“.

Nach MITTMAYER (1980: 28, Tab. 1) wäre der Hunsrückschiefer i. e. S. in das Ulmen einzustufen. Durch den Porphyroid von Bundenbach dürfte aber nach dieser Definition der Bereich Bundenbach – Gemünden – Kaub nicht mehr zum Hunsrückschiefer i. e. S. gehören. Dies würde für das Gebiet gelten, in dem die Hunsrückschiefer (oft auch als Kauber Schichten bezeichnet) vorliegen.

Das wäre nicht nur in höchstem Maße begriffsverwirrend, sondern würde auch den ursprünglichen Begriff (GREBE 1881 in NÖRING 1939: 53) ganz außer acht lassen. Nach SOLLE (1950: 312) liegt „in . . . Begrenzungsversuchen . . . ein grundsätzlicher Fehler. Das, was als Altersdeutung bewiesen werden soll, wird als Ausgangspunkt vorangestellt, und alle Schichten, die in die gegebene Abgrenzung nicht hineinpassen, werden von den Hunsrückschiefern abgetrennt . . . Dabei wird übersehen, daß das Wesentliche der Hunsrückschiefer die Zusammenfassung einer Fazies ist . . ., also auch zusammenhängend gewürdigt werden muß.“ Diese Ansicht teilt SOLLE mit einer großen Zahl von Hunsrückschiefer-Bearbeitern.

Nach dem Fund des Porphyroids von Bundenbach ist es nicht mehr möglich, den Begriff Hunsrückschiefer im stratigraphischen Sinn, sondern nur noch als Faziesbezeichnung zu verwenden¹.

Bis eine sichere Einhängung ins Profil erreicht ist, sollte keine Differenzierung innerhalb des Hunsrückschiefers stattfinden. Jeder Punkt sollte für sich sprechen. Dazu sollten neben paläontologischen auch alle weiteren geologischen Daten herangezogen werden.

Folgende paläontologischen Indizien lassen nun eine Einstufung des Hunsrückschiefers mit dem Porphyroid zu (Tab. 1).

Nach CHLUPAC (1976: 303) kommen bisher die ältesten Goniatiten-Faunen Zentralböhmens (*Anetoceras*-Fauna) aus dem Oberen Zlichov (Zonen des *Nowakia barrandei* und *Nowakia elegans*)! Im untersten Teil finden sich dort nur *Anetoceras*-Individuen. Höher kommt *Anetoceras* mit *Mimagoniatites* und anderen Goniatiten vor (ebd.: 306). *Mimagoniatites fecundus* (BARRANDE) ist dort am häufigsten gefunden worden ähnlich *Mimagoniatites falcistria* (FUCHS 1915) im Hunsrück und am Mittelrhein (KNEIDL 1978, 1979, 1980, MITTMEYER 1978, KUTSCHER 1979).

Gliederung in Böhmen		Leitformen im Hunsrückschiefer des Hunsrücks	Intern. Zeit- einheiten
Stufen	Tentaculiten-Zonen		
Eifelium	Nowakia sulcata		Eifel
	Nowakia holynensis		
Dalejium	Nowakia richteri	Gyroceratites gracilis	?
	Nowakia cancellata		O-Ems
Zlichovium	Nowakia elegans	Anetoceras- Fauna	?
	Nowakia barrandei		Mimagoniatites falcistria Anetoceras arduennense
	Nowakia praecursor		Nowakia sp. aff. praecursor
	Nowakia zlichovens		
Pragium	Guerichina strangulata		Siegen
	Nowakia acuaria		

Tab. 1. Vergleich der Leitformen in Böhmen mit den bisher bekannten im Hunsrückschiefer des Hunsrücks. Gliederung in Böhmen nach CHLUPAC (1976, Fig. 1). Grenzen der Internationalen Zeiteinheiten vor allem nach CARLS et al. (1972, Abb. 7) und CHLUPAC (1976, Fig. 1). Vgl. dazu ALBERTI (1977: 264 und Abb. 2) und SALAH (1976: 75 und Abb. 11). Der Hunsrückschiefer weist natürlich eine größere stratigraphische Reichweite auf.

¹ Nach Fertigstellung des Manuskripts fand einer der Autoren, Herr C. BARTELS in der Grube Kreuzberg (Bl. 5813 Nastätten) einen Porphyroid (vgl. dazu MITTMEYER 1978)!

Diese Beobachtungen sind für den Hunsrückschiefer wichtig! Denn *Mimagoniatites fecundus* ähnelt stark *Mimagoniatites falcistria*. Darauf weisen CHLUPAC (1976: 306) und WALLISER (in KNEIDL 1978 u. a.) hin.

Zusätzlich wurde *Anetoceras* (*Erbenoceras*) sp. B und *Anetoceras* (*Erbenoceras*) sp. C. u. a. in der Grube Obereschenbach bei Bundenbach gefunden (ERBEN 1965: 280 f.), in der auch der Singhofen-Porphyr auftritt. Deshalb kann durch die Verbindung der Anetoceraten und des Porphyroids das Hunsrückschiefer-Alter präzisiert werden. Damit verschiebt sich auch die Einstufung für die Grube Schielenberg in das Singhofen, da auch dort u. a. die beiden oben erwähnten Anetoceraten gefunden worden sind (ERBEN 1965: 280 f.; vgl. auch OPITZ 1932: 118 f., ERBEN 1962a, Taf. 2, Fig. 2, 4; ERBEN 1962b, Taf. 5, Fig. 15, KUTSCHER 1973), die nach ERBEN und CHLUPAC Leitformen darstellen. Von der Grube Schmiedenberg bei Bundenbach erwähnt ERBEN (1965: 284 ff.) *Teichertoceras primigenitum* n. sp., von der Kaisergrube bei Gemünden *Mimosphinctes* sp. Von letzterer stammt auch *Mimagoniatites falcistria* (FUCHS 1915) (det. WALLISER in KNEIDL 1978). Weitere Goniatitenfunde beschreibt ERBEN (1953) u. a. von den oben genannten Gruben. Darunter befindet sich auch *Anetoceras arduennense* (STEININGER 1853) (vgl. dazu KUTSCHER 1969). Dieser Goniatit (vgl. auch SOLLE 1950: 239 ff.) kommt nach CARLS et al. (1972: 140) in den Stadtfelder Schichten vor und tritt an anderen Stellen zusammen mit *Nowakia barrandei* (= Ob. Zlichovium) auf.

Mit den Anetoceraten ist im Sinne von CHLUPAC (1976) eine Einstufung in das Ob. Zlichovium möglich. Nach CHLUPAC (1976: 306 f.) lassen sich sehr ähnliche, z. T. vielleicht sogar identische Anetoceraten im Hunsrück im Vergleich zum Barrandium feststellen. Er schreibt weiter (S. 307):

„As in the upper Zlichovian, anarcestids are lacking from the goniatite fauna of the Hunsrück Shale. These observations bring out the fact that the Hunsrück Shale fauna is closely similar to that of the upper Zlichovian. . . . Ammonoids were evolving rapidly during the Devonian and it is therefore unlikely that the two faunas are substantially different from one another in age. The reasonable conclusion would be that the Hunsrück Shale fauna is Zlichovian (most likely upper Zlichovian) age.“

Da ALBERTI (1977: 264) *Nowakia* sp. aff. *praecursor* (BOUCEK 1964) (ohne Fundort) erwähnt, muß auch noch Mittleres Zlichovium im Hunsrückschiefer vertreten sein. Bisher fehlt also noch der Nachweis der *zlichovensensis*-Zone (Unteres Zlichovium), wie KNEIDL (1978) bereits festgestellt hat.

Für die anderen Fossilien bedeutet die Einstufung in das Mittlere und Obere Zlichovium eine Erweiterung bzw. Verschiebung ihres zeitlichen Auftretens. Dies gilt auch für *Phacops ferdinandi* KAYSER, dem typischen Hunsrückschiefer-Trilobiten. CHLUPAC (1976: 307) vergleicht diese Art mit *Phacops superstes* BARRANDE, der in Böhmen mit der *Anetoceras*-Fauna erscheint.

Phacops ferdinandi ist aber ein Faziesfossil, da er vor allem in feinkörnigeren „Becken“-Sedimenten auftritt und in den mehr sandigen Ablagerungen von *Homalonotus* vertreten wird (SOLLE 1950, NÖRING 1939, KUTSCHER 1965, 1974, BRASSEL & BERGSTRÖM 1978). Das Verhältnis der *Phacops*-: *Homalonotus*-Formen beträgt in Bundenbach 100:1, in den Gruben der Umgebung von Kaub ca.

60:40 (Daten nach der Literatur, eigenen Beobachtungen, Slg. STERZEL) und in der Eifel ungefähr 1:50. Im Arbeitsgebiet FUCHS (1974: 51 ff.) in der S-Eifel scheint im stratigraphischen Analogon des Singhofens höchstens untergeordnet *Phacops* vorzukommen. Hier liegt nach FUCHS (1974, Abb. 13) vorwiegend ein küstennahes Flachmeer mit *Homalonotus* vor.

Im Taunus tritt nach MITTMEYER (1978: 17 ff.) in den Bornicher Schichten (Fundpunkt u. a. Grube Kreuzberg; vgl. dazu KUTSCHER 1979) *Phacops ferdinandi* KAYSER und *Mimagoniatites falcistria* (FUCHS) sowie in den Kauber Schichten *Phacops ferdinandi* KAYSER auf. Die Kauber Schichten folgen dabei auf die Bornicher Schichten. Da *Mimagoniatites falcistria* (FUCHS) in die Obere Zlichov-Stufe einzuordnen ist, folgt daraus eine mindestens teilweise (?weitgehende) Parallelität von Bornicher und Kauber Schichten mit dem Singhofen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß mit Tentaculiten und Goniatiten eine Einstufung des Hunsrückschiefers in die Obere und Mittlere Zlichov-Stufe erfolgen kann. Dies stellt aber wohl noch nicht die vollständige stratigraphische Reichweite des Hunsrückschiefers dar.

5. Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, G. K. B. (1977): Zur Dacryoconarida-Fauna aus dem Grenzbereich Unter-Devon/Mittel-Devon. – *Senckenbergiana lethaea*, **58** (4/5): 263–269; Frankfurt a. M.
- BARTELS, C., & KNEIDL, V. (1980): Ein Porphyroid im Hunsrückschiefer von Bundenbach (Hunsrück). – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **23**: 109–110; Hannover.
- BÖGER, H. (1978): Methoden und Konsequenzen einer Tephrostratigraphie im Unter-Devon des Sauerlandes und des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 171–180; Hannover.
- BRASSEL, G., & BERGSTRÖM, J. (1978): Der Trilobit *Parahomalonotus planus* (KOCH 1883), ein Homalonotide aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 5–11; Wiesbaden.
- CARLS, P., GANDL, J., GROOS-UFFENORDE, H., JAHNKE, H., & WALLISER, O. H. (1972): Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon. – *Newsl. Stratigr.*, **2**, 3: 115–147; Leiden.
- CHLUPAC, I. (1976): The oldest goniatite faunas and their stratigraphical significance. – *Lethaia*, **9**: 303–315; Oslo.
- ENGELS, B. (1960): Zur Geologie der Moselmulde zwischen Würrich/Hunsrück und Mayen/SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, **29**: 42–60; Hamburg.
- ENGELS, B., & BANK, H. (1954): Ein Querprofil im Bereich der Dachschiefergrube Eschenbach I bei Bundenbach im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **82**: 247–250; Wiesbaden.
- ERBEN, H. K. (1953): Goniatitacea (Ceph.) aus dem Unterdevon und dem Unteren Mitteldevon. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **98**, 2: 175–225; Stuttgart.
- (1962a): Über böhmische und türkische Vertreter von *Anetoceras* (Ammon., Unterdevon). – *Paläont. Z.*, **36**, 1/2: 14–27; Stuttgart.
- (1962b): Über die „forme elliptique“ der primitiven Ammonoidea. – *Paläont. Z.*, H. SCHMIDT-Festband: 38–44; Stuttgart.
- (1965): Die Evolution der ältesten Ammonoidea (Lieferung II). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **122**: 275–312; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1916): Zur Stratigraphie und Tektonik der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus. – *Z. dt. geol. Ges.*, **68**: 57–70; Berlin.

- FUCHS, G. (1974): Das Unterdevon am Ostrand der Eifeler Nordsüd-Zone. – Beitr. naturk. Forsch. SW-Dtld., Beih. **2**: 3–163; Karlsruhe.
- GERHARD, H. (1963): Unter mosel-Porphyr bei Treis/Mosel (Rh. Schiefergeb.). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 1–3; Stuttgart.
- HAASS, G., & THIEDE, J. (1968): Gliederung unter-devonischer Schichten im Bereich des Rimmerts (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. Kirchhundem und Olpe). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**, 7: 393–406; Stuttgart.
- (1970): Zur Gliederung des Unterdevon im südlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge) durch eingelagerte Vulkanite. – Z. dt. geol. Ges., **120**: 196–204; Hannover.
- HANNAK, W. (1959): Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 293–316; Wiesbaden.
- HELLER, F., & KNEIDL, V. (1978): Paläomagnetismus von Hunsrück-Diabasen und -Porphyren. – Geologisches Hunsrück-Kolloquium am 4./5. Nov. 1978 auf Schloß Dhaun bei Kirn/Nahe, Vortrag.
- KARATHANASOPOULOS, S., & RIEGEL, W. (1977): Palynologische Kriterien für die Verbindung der Hunsrückschiefer mit der Schichtenfolge der Eifel. – Nachr. dt. geol. Ges., **17**: 22; Hannover.
- KNEIDL, V. (1978): Geologische Untersuchungen im Hunsrück. – Geologisches Hunsrück-Kolloquium am 4./5. Nov. 1978 auf Schloß Dhaun bei Kirn/Nahe, Vortrag.
- (1979): Zur Geologie des Hunsrück. – VFMG-Sommertagung 1979 Koblenz, 31. 8. – 3. 9. 1979: 40–52; Koblenz.
- (1980): Zur Geologie des Hunsrücks. – Aufschluß, Sonderband **30** (Koblenz): 87–100; Heidelberg.
- KRÖMMELBEIN, W. (1977): Brinkmanns Abriß der Geologie, **2**, Historische Geologie. – Übersicht 6, Stuttgart.
- KUTSCHER, F. (1942): Das Alter der Bornhofener Schichten (Unterdevon) am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. – Ber. R.-Amt Bodenforsch., **1942**: 179–186; Wien.
- (1952): Unterdevonstratigraphie und Tektonik der Umgebung von Kesselbach (Hunsrück). – Geol. Jb., **66**: 249–255; Hannover.
- (1965): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 8. *Phacops ferdinandi* KAYSER und sein Verbreitungsgebiet in der Hunsrückschieferfazies. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 19–37; Wiesbaden.
- (1969): 24. Die Ammonoiten-Entwicklung im Hunsrückschiefer. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 46–64; Wiesbaden.
- (1970a): 100 Jahre Hunsrückschieferforschung. – Jb. Hunsrückverein, **1970**: 119–125; Bernkastel-Kues.
- (1970b): Das Devon des Hunsrücks. – Aufschluß, Sdh. **19** (Idar-Oberstein): 77–86; Heidelberg.
- (1973): Die Ammoniten des Hunsrückschiefermeeres. – Jb. Hunsrückverein, **1973**: 109–113; Bernkastel-Kues.
- (1974): *Phacops ferdinandi* KAYSER 1880 häufigstes Fossil des Hunsrückschiefers. – Jb. Hunsrückverein, **1974**: 9–15; Bernkastel-Kues.
- (1979): Die Fossilien der Grube Oberer Kreuzberg im Taunus. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **104**: 206–211; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F., & MITTMAYER, H.-G. (1970): Unterems-Faunen (Unter-Emsium, Unter-Devon) bei der Loch-Mühle nordwestlich Gemünden (Taunus, Bl. 5616 Grävenwiesbach). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 42–49; Wiesbaden.
- LANGSDORF, W. (1974): Geologische Untersuchungen im Unter-Devon der Nordflanke der Moselmulde zwischen Bad Bertrich und Kobern/Mosel (Südost-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **144**, 3: 373–401; Stuttgart.
- LUSZNAT, M. (1978): Erläuterungen zu Blatt 5015 Erndtebrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, 149 S.; Krefeld.
- MEYER, W., & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. – Z. dt. geol. Ges., **126**: 15–29; Hannover.
- MICHELS, F. (1972): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5914 Eltville a. Rhein, 79 S.; Wiesbaden.
- MITTMAYER, H.-G. (1974): Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufen. – Mainzer geowiss. Mitt., **3**: 69–79; Mainz.

- (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, 1:25 000, Blatt Nr. 5813 Nastätten, 112 S.; Wiesbaden.
- (1980): Zur Geologie des Hunsrückschiefers. – Kl. Senckenberg. – R., **11**: 26–33; Frankfurt a. M.
- NÖRING, F. K. (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **192**: 96 S.; Berlin.
- OPITZ, R. (1932): Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. – 223 S.; Birkenfeld.
- REQUADT, H. (1979): Überblick über die Geologie der südwestlichen Lahnmulde. – In: ZIEGLER et al.: Exkursion A5 (16. bis 18. September 1979) in das Lahn-Dill-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge) anlässlich der 131. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Marburg, 19. bis 21. September 1979: 3–5; Marburg.
- RIEGEL, W. (1975): Die dispersen Sporen der Ems-, Eifel- und Givet-Stufe der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge) und ihre stratigraphische und paläofloristische Bedeutung. – Habil.-Schr., 282 S.; Göttingen.
- RIPPEL, G. (1953): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. – Geol. Jb., **68**: 401–456; Hannover.
- SALAH, A. A. (1976): Phylogenie und Biostratigraphie devonischer Nowakiidae (Dacryoconarida). – Diss., 139 S.; Hamburg.
- SCHREINER, M., & SEMARAK, H.-C. (1980): Neufassung von Stratigraphie und Tektonik des westlichen Ebbesattels mit stratigraphischen Vergleichen zum Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge) (Blatt 4812 Herscheid, Blatt 4811 Meinerzhagen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1980**, 9: 549–569; Stuttgart.
- SCHULZE, E.-G. (1959): Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 246–267; Wiesbaden.
- SOLLE, G. (1950): Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. – Geol. Jb., **65**: 299–380; Hannover.
- SPERLING, H. (1958): Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **26**, 72 S.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 18. 12. 1980

Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Effusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

WERNER BUGGISCH, ARNOLD RABIEN und GERNOT HÜHNER*

Kurzfassung: In der W-Dillmulde bei Oberscheld konnten mit Conodonten Sedimente im Liegenden und Hangenden sowie im tiefsten und obersten Teil des Deckdiabases biostratigraphisch eingestuft werden. Hierdurch ergibt sich eine längere Dauer des unterkarbonischen effusiven Vulkanismus, als bisher in der Dillmulde angenommen wurde.

Die ältesten submarinen Diabas-Ergüsse setzen S Oberscheld während der *Gattendorfia*-Stufe (cd I) oder im Devon/Karbon-Grenzbereich ein. Am NW-Rand des Oberschelder Schwellenkomplexes beginnt der Deckdiabas sowohl in der Becken- als auch in der Schwellenfazies erst zur Ablagerungszeit der tiefsten Liegenden Alaunschiefer an der Wende *Gattendorfia*-/*Pericyclus*-Stufe (cd I/II) oder im unteren Teil der *Siphonodella-crenulata*-Zone des Unterkarbons II α . Die jüngsten Diabas-Effusionen erfolgten in der *Gnathodus-bilineatus-bilineatus*-Zone an der Obergrenze der *Pericyclus*-Stufe (cd II δ) oder im unteren Teil der *Goniatites*-Stufe (cd III α).

[The age of the Lower Carboniferous Deckdiabas (effusive Diabas) near Oberscheld (Dill syncline, Rheinisches Schiefergebirge).]

Abstract: Sediments below and above the „Deckdiabas“ as well as in the lower and upper part of this lithostratigraphic formation can be dated biostratigraphically on the basis of conodonts in the W Dill syncline near Oberscheld. Thus the Lower Carboniferous effusive submarine vulcanism lasted longer than hitherto supposed.

The first submarine Diabas effusion south of Oberscheld set in during the *Gattendorfia* Stage (cd I) or near the Devonian-Carboniferous boundary. At the NW margin of the Oberscheld complex of rises, in the basal facies as well as in the facies of submarine rises, the Deckdiabas began during the sedimentation of the lowermost Liegende Alaunschiefer during the transition from the *Gattendorfia* to the *Pericyclus* Stage (cd I-II) or during the lower part of the *Siphonodella crenulata* Zone of the Lower Carboniferous II α . The last Diabas effusion took place at the time of *Gnathodus bilineatus bilineatus* Zone, i. e. the upper part of the *Pericyclus* Stage (cd II δ) or during the earliest *Goniatites* Stage (cd III α).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung		38
2. Die Untergrenze des Deckdiabases S Oberscheld		40
2.1. SW-Seite des Rinckenbach-Tales (Fp. 16)		40
2.2. NE-Seite des Rinckenbach-Tales (Fp. 17)		42

* Dr. W. BUGGISCH, Geologisch-Paläontologisches Institut der TH Darmstadt, Schnittspahnstraße 9, 6100 Darmstadt, Dr. A. RABIEN und Berg.-Ing. G. HÜHNER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

2.3. Bohrung Steinszeche 3	44
2.4. Stratigraphische Schlußfolgerungen	45
3. Die Untergrenze des Deckdiabases N Oberscheld	46
3.1. Die Deckdiabas-Untergrenze in der Beckenfazies	46
3.2. Die Deckdiabas-Untergrenze in der Schwellenfazies	47
3.3. Stratigraphische Schlußfolgerungen	48
4. Zur Obergrenze des Deckdiabases	49
5. Stratigraphischer Vergleich mit Nachbargebieten	51
5.1. Vergleich der Untergrenzen	51
5.2. Vergleich der Obergrenzen	52
6. Schriftenverzeichnis	53

1. Einleitung

Das Untersuchungsgebiet gehört zur SW-Dillmulde. Im Raum von Oberscheld (TK 25, Bl. 5216 Oberscheld) werden die Kernschichten der Dillmulde hauptsächlich von unterkarbonischen effusiven, subeffusiven und intrusiven Diabasen gebildet, denen nur in schmalen Zügen Sedimente und Vulkanite des Oberen Mitteldevons bis höheren Unterkarbons eingefaltet oder eingeschuppt sind (KAYSER 1907; KEGEL 1934). Die Ausstrichbreite des SW-NE streichenden unterkarbonischen Vulkanitzuges beträgt bei Oberscheld rd. 4 km.

Die Hauptmenge der Vulkanite besteht aus submarinen effusiven bis subeffusiven Diabasen, die meist gut ausgebildete Pillow-Absonderung zeigen; ihre Mächtigkeit wird von LIPPERT (1970: 270) auf rd. 500 m geschätzt. KAYSER (1900: 134) nannte diese Erguß-Diabase „Deckdiabas“, eine Bezeichnung, die seitdem in der geologisch-stratigraphischen Literatur weitgehend angewendet wurde (PAPROTH 1963 in Lex. strat. intern., Europe, Fasc. 5 C 1: 38–42).

Da einige Autoren intrusive Diabase als Deckdiabas bezeichneten, wird von LIPPERT (1970: 269–271) „ein Vorschlag von KREBS (1960 a: 224) leicht abgewandelt und der von KAYSER eingeführte Name und Begriff ‚Deckdiabas‘ nur noch verwendet mit dem vorangestellten Ausdruck unterkarbonischer Erguß-Diabas („Deckdiabas“)“. Bei den folgenden stratigraphischen Erörterungen, bei denen es lediglich um die Altersstellung der unterkarbonischen submarinen Diabas-Ergüsse bei Oberscheld geht, wird der Kürze halber nur vom Deckdiabas gesprochen. Die Bezeichnung „Deckdiabas“ (Symbol cdDD) dient gemäß den Stratigraphischen Richtlinien (1977: 134, Abs. 8) als „Name einer lithostratigraphischen Einheit im Formationsrang“; die Empfehlung: „An altbewährten Namen sollte festgehalten werden“, wird befolgt (s. auch HEDBERG 1976: 32, 43). Die intrusiven Diabase innerhalb des Deckdiabas oder in den älteren Gesteinsfolgen werden im Rahmen dieser Arbeit ohne zeitlichen Bezug nur als Intrusiv-Diabas (D, i) bezeichnet (Abb. 2).

Von BUGGISCH & RABIEN & HÜHNER (1980) wurde das in Abb. 1 umgrenzte Gebiet im Rinkenbach-Tal SE Oberscheld näher beschrieben. Es handelt sich um einen schmalen Zug oberdevonischer Sedimente und Vulkanite, die an allen Seiten vom Deckdiabas umgeben werden. Die Untersuchung der Profile Nr. 10–15 ergab, daß in dem zerschuppten und spezialgefalteten Oberdevon-Zug die Schichtfolgen

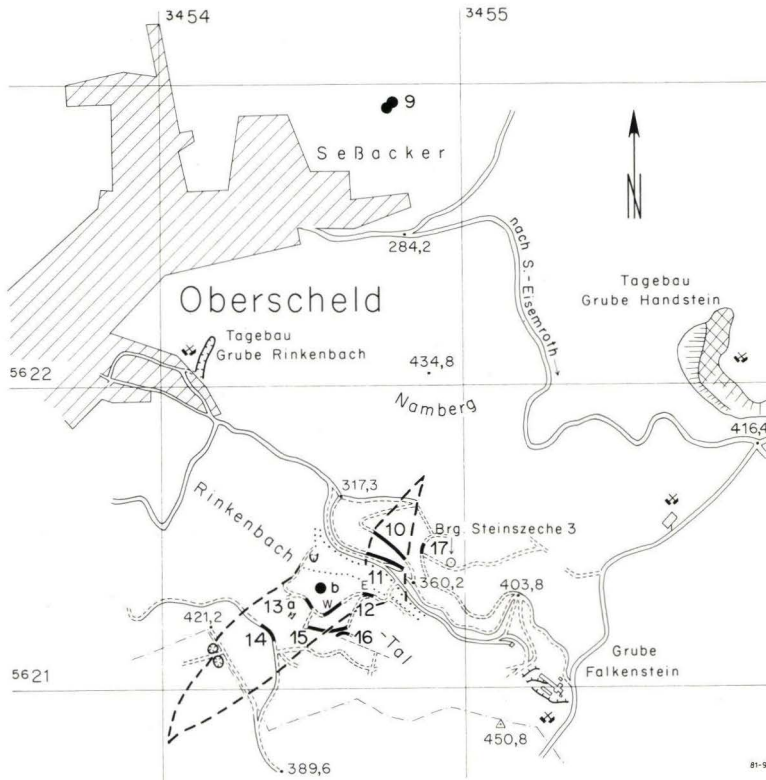


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes im Rinkenbach-Tal, Maßstab 1:25 000, Gestrichelte Linie = Umgrenzung des Oberdevon-Zuges innerhalb des Deckdiabas-Gebietes. Nr. 10–15 = von BUGGISCH et al. (1980) untersuchte Profile, Nr. 16 und 17 = neue Fundpunkte im unteren Deckdiabas.

Schichtfolgen von der Unteren Adorf-Stufe bis zur Dasberg-Stufe vorhanden sind; an der NW-Grenze ist das Oberdevon dem Deckdiabas aufgeschoben, an der SE-Grenze konnte infolge schlechter Aufschlußverhältnisse nicht geklärt werden, ob zwischen den Sedimenten und Vulkaniten des Oberdevons und dem hangenden Deckdiabas die geringmächtigen Hangenberg-Schiefer (= Devon/Karbon-Grenzschichten) und die Liegenden Alaunschiefer (= Leitschichten an der Basis des Unterkarbons II) infolge einer primären Schichtlücke oder aus tektonischen Gründen nicht gefunden wurden.

Während der Drucklegung der o. a. Arbeit wurden auf der SW-Seite des Rinkenbach-Tales (Abb. 1, Fp. 16) im tiefen Deckdiabas Conodonten führende Sedimenteintragerungen gefunden, die entgegen den bisherigen Kenntnissen über das Alter des Deckdiabases in der westlichen Dillmulde eine Einstufung als Unterkarbon I ergaben (Nachtrag in BUGGISCH et al. 1980: 93–94). Weiteres Fossilmaterial von diesem Fundpunkt gestattet nunmehr eine genauere Einstufung; hinzu kommt eine stratigraphisch auswertbare Fundschicht aus dem Deck-

diabas der NE-Seite des Rinckenbach-Tales (Abb. 1, Fp. 17). Die Einstufungen aus dem unteren Abschnitt des Deckdiabases im Rinckenbach-Tal werden mit der stratigraphischen Abfolge an der Untergrenze des Deckdiabases in der Becken- und Schwellenfazies N Oberscheld verglichen. Außerdem wird noch auf die Altersstellung des obersten Deckdiabases bei Oberscheld und bei Herbornseelbach auf Grund früherer und neuer biostratigraphischer Einstufungen hingewiesen und ein stratigraphischer Vergleich mit den Nachbargebieten durchgeführt.

Arbeitsteilung: BUGGISCH bestimmte die Conodonten und datierte die Fundschichten, RABIEN und HÜHNER führten die Profilaufnahmen und Probeaufsammlungen durch, HÜHNER zeichnete außerdem die Abbildungsvorlagen und RABIEN schrieb das Manuskript.

Danksagung: Die Verfasser danken Herrn Prof. Dr. HANS-JOACHIM LIPPERT (Wiesbaden) und Herrn Prof. Dr. WILLI ZIEGLER (Forschungsinstitut u. Natur-Museum Senckenberg, Frankfurt am Main) für wertvolle Literaturhinweise.

Belegmaterial: Das paläontologische und petrographische Belegmaterial und die Dünnschliffe werden in der paläontologisch-stratigraphischen Sammlung und in der mineralogisch-petrographischen Sammlung des HLFb in Wiesbaden hinterlegt.

2. Die Untergrenze des Deckdiabases S Oberscheld

2.1. SW-Seite des Rinckenbach-Tales (Fp. 16)

Lage: Der Fundpunkt Nr. 16 (= 0/5/382 der Fundpunktkartei von Bl. 5216 Oberscheld im HLFb) liegt auf der SW-Seite des Rinckenbach-Tales, an der niedrigen Böschung eines neuen (noch nicht auf der TK 25 eingetragenen), schmalen Waldweges rd. 300 m SW P. 360,2; R 34 54 58, H 56 21 18 (Abb. 1, Fp. 16; BUGGISCH et al. 1980: 93–94).

Gesteinsfolge: Die Fossilien des Fp. 16 finden sich in Tonschiefern und Kalksteinen, die dem Deckdiabas eingelagert sind. Bei dem Diabas handelt es sich um einen mandeligen, z. T. rötlich geflammt Pillow-Diabas vom Aussehen des Deckdiabases. Die Dünnschliffuntersuchung einer Probe (Ra 2292, Schl.-Nr. 23.120), die von Prof. Dr. MEISL (HLfB, Wiesbaden) durchgeführt wurde, bestätigt die Geländediagnose, daß dieser Diabas petrographisch den unterkarbonischen Erguß-Diabasen zuzuweisen ist.

Im Liegenden dieses Vorkommens steht an der Böschung des mittleren Hangweges der Deckdiabas besser und auf größerer Erstreckung an (Abb. 1, Nr. 15). Das geologische Profil des mittleren Hangweges wurde bereits beschrieben (BUGGISCH et al. 1980: 73–74, Lageplan Abb. 4): Die östliche Waghälfte wird von typischem Deckdiabas eingenommen. Seine Untergrenze ist nicht zu beobachten, da am Weg zwischen dem Deckdiabas und dem weiter westlich anstehenden jungoberdevonischen Spilit eine rd. 40 m breite Aufschlußlücke besteht. „Nach Hanglesesteinen sieht es so aus, als ob der unterkarbonische Deckdiabas unmittelbar dem jungoberdevonischen Spilit auflagert. Das Fehlen der Devon/Karbon-Grenzschichten ist entweder faziell-paläogeographisch oder tektonisch bedingt. Von KAYSER (1907) und KEGEL (1931) war der gesamte Abschnitt des Weg-Profiles Nr. 15 mangels Aufschlüssen als Deckdiabas kartiert worden.“ Der jungoberdevonische Spilit und der unterkarbonische Deckdiabas, die beide

die für submarine Ergüsse typische Pillow-Absonderung zeigen, lassen sich jedoch sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch unterscheiden.

Danach liegt der Fundpunkt Nr. 16 im tiefen Teil des Deckdiabas. Der Abstand zur Untergrenze ist aus den o. a. Gründen nicht genau zu ermitteln; er kann nur ungefähr abgeschätzt werden und dürfte 20–30 m betragen.

Die Tonschiefereinlagerung des Fp. 16 besteht im oberen Teil aus einem etwa 1 m mächtigen Horizont grüngrauer Tonschiefer, die den Hangenberg-Schiefern ähneln und in denen keine Makro- oder Mikrofossilien gefunden wurden. Den unteren Teil der Tonschiefereinlagerung bilden rd. 1,5 m mächtige, matt-rotbraune, feinglimmerige Tonschiefer, die außer einigen kleinen, unvollständig erhaltenen Posidonien-Resten die in Tab. 1 Fs. 1 aufgeführten Conodonten lieferten. Die Tonschiefer sind auf der Wegsohle und an der südlichen Wegböschung in rd. 10 m Länge aufgeschlossen; nach Lesesteinen kann auf eine noch größere Ausstrichlänge geschlossen werden. Es dürfte sich also bei dem Tonschieferhorizont nicht um eine vom submarinen Erguß mitgerissene Sedimentscholle, sondern um eine autochthon auf dem dortigen Diabasstrom sedimentierte Tonschieferablagerung handeln.

Im Liegenden der Tonschiefereinlagerung (an der Böschung etwa 4 m W) enthielt der Diabas eine etwa 10 × 20 cm große Linse von rötlich-grauem dichtem Kalkstein, aus dem die in Tab. 1 Fs. 2 aufgeführten Conodonten gewonnen werden konnten. Lesesteine von ähnlichem Kalkstein fanden sich im Fortstreichen auf dem von Deckdiabas aufgebauten Berghang am südlich gelegenen Waldrand; zwei Proben von diesen Lesesteinen enthielten nur die eine, in Tab. 1 Fs. 3 aufgeführte Conodonten-Art.

Tab. 1. Conodonten vom Fundpunkt 16 auf der SW-Seite des Rinckenbach-Tales (det. BUGGISCH). Unterkarbon I. Fundschicht 1 = Rotschiefereinlagerung im Deckdiabas, Fs. 2 = Kalksteinlinse im Deckdiabas, Fs. 3 = Kalksteinlesesteine auf Deckdiabas

Fundschichten:	1	2	3
<i>Hindeodella</i> sp.	+		
<i>Ozarkodina</i> sp.	+		
<i>Palmatolepis glabra lepta</i> ZIEGLER & HUDDLE 1969		+	
<i>Pal. minuta minuta</i> BRANSON & MEHL 1934		+	
<i>Polygnathus communis</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	+
<i>Pol. purus purus</i> VOGES 1959	+	+	
<i>Pol. triangulus triangulus</i> (VOGES 1959)	+		
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i> BRANSON 1934		+	
<i>Pseudopol. cf. fusiformis</i> BRANSON & MEHL 1934		+	
<i>Siphonodella lobata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	?		
<i>Siph. obsoleta</i> HASS 1959	?		
<i>Siph. sulcata</i> (HUDDLE 1934)		+	
<i>Siphonodella</i> sp.	+		
<i>Spathognathodus</i> sp.	+		

Biostratigraphische Einstufung: Die vorliegende „Fauna“ enthält neben einer Vormacht von unterkarbonischen Conodonten 2 *Palmatolepis*-Arten, deren Lebenszeiten auf das Oberdevon beschränkt sind. Diese umgelagerten Exemplare, die nur in der Kalksteinlinse (Tab. 1 Fs. 2) vorkommen und in ihrer Erhaltung von der übrigen Conodonten kaum abweichen, stammen aus Schichten des Oberdevons II–III. KREBS (1963: 77) fand ebenfalls in einer Kalksteinprobe seiner vier Deckdiabas-Fundpunkte aus der Umgebung von Oberscheld umgelagerte oberdevonische Conodonten.

Die übrigen im Schiefer und Kalkstein aufgefundenen Conodonten sind für die *Gattendorfia*-Stufe (Unterkarbon I) charakteristisch. *Siphonodella sulcata* hat ihre Hauptverbreitung an der Basis des Karbons, kommt aber auch vereinzelt bis in die untere *Siphonodella-crenulata*-Zone (cd II α) vor (COLLINSON et al. 1971; SANDBERG et al. 1978). Nach VOGES (1959: 269; 1960: 13) und MEISCHNER (1979: 1175, Abb. 2) setzt *Polygnathus triangulus triangulus*, die Leitform der *triangulus-triangulus*-Zone, an der Basis und *Siphonodella lobata* im höheren Teil dieser Zone ein. *Pseudopolygnathus dentilineatus* und *Pseudopolygnathus purus* sterben gegen Ende der *triangulus-triangulus*-Zone aus.

Nomenklatorische Anmerkung: Gemäß LANE & SANDBERG & ZIELGER (1980: 135) gehört *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* VOGES 1959 zu *Polygnathus*, die Unterart *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* VOGES 1959 verbleibt bei *Pseudopolygnathus* und „as recognized by SANDBERG, ZIEGLER et al. (1978), *Ps. triangulus inaequalis* VOGES, 1959, is actually a junior synonym of *Ps. primus* BRANSON & MEHL, 1934, and is a member of the older *Ps. dentilineatus* group.“ Danach könnten vereinfacht die typische Unterart *Ps. triangulus triangulus* als Art *Pol. triangulus* (VOGES) und die *triangulus-triangulus*-Zone nur als *triangulus*-Zone benannt werden. Um paläontologische und stratigraphische Verwirrungen zu vermeiden, wird in dieser Arbeit bei beiden Begriffen an der Unterartbezeichnung festgehalten.

Danach ergeben sich für die Fundschichten des Fp. 16 folgende Einstufungen: Die Kalksteinlinse im Deckdiabas (Fs. 2) gehört in die *Gattendorfia*-Stufe (cdI), der Rotschiefer (Fs. 1) in die *triangulus-triangulus*-Zone (wahrscheinlich höhere *sandbergi*-Zone sensu SANDBERG et al. 1978: 114) der obersten *Gattendorfia*-Stufe. Die grüngrauen und rotbraunen Tonschiefer sind damit ein Äquivalent der Oberen Hangenberg-Schichten sensu RABIEN (1960), die im Rhenoherynykum in weiter Verbreitung als dunkelgraue oder grüngraue Tonschiefer (= Hangenberg-Schiefer), örtlich als Kalkstein (= Hangenberg-Kalk) ausgebildet sind. In der SW-Dillmulde kommen in den grauen Hangenberg-Schiefen auch ausnahmsweise Rotschieferinlagerungen vor, die bis mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können (RABIEN 1970: 243–245, Abb. 8 Prof. 3–4).

2.2. NE-Seite des Rinckenbach-Tales (Fp. 17)

Lage: Der Fundpunkt Nr. 17 (= O/5/384 der Fundpunktkartei von Bl. 5216 Oberscheld im HLfB) liegt auf der NE-Seite des Rinckenbach-Tales, an der Böschung einer Waldweggabel 100 m NE P. 360,2; R 34 54 86, H 56 21 44 (Abb. 1, Fp. 17).

Gesteinsfolge: An der östlichen Böschung des Waldweges, an dem der Fp. 17 liegt, stehen auf weite Strecken mandelige Diabase mit Pillow-Absonde-

rung vom Aussehen des Deckdiabases an; die Dünnschliffuntersuchung einer Probe vom Fp. 17 (Ra 2301, Schl.-Nr. 23.123) durch Prof. Dr. MEISL bestätigt die Geländediagnose. An den tiefer gelegenen Hangwegen (Nr. 10 und 11 in Abb. 1) wird das Hangende der dortigen Oberdevon-Profile ebenfalls vom Deckdiabas gebildet (BUGGISCH et al. 1980: 58, 65, Abb. 2).

An der Böschung der Weggabel (= Fp. 17a) sind dem Deckdiabas schwarze, Phosphoritknollen führende Tonschiefer vom Typ der Liegenden Alaunschiefer eingelagert. Dieser Horizont ist nur rd. 40 cm mächtig und fällt flach nach SE ein (ss etwa 55/25 SE); aus ihm stammen die in Tab. 2 Fs. a1 aufgeführten Conodonten. Im Hangenden des Schwarzschiefer-Horizontes kommen dunkelgraue bis schwarze, spätige, bis 20 cm mächtige Kalksteinlinsen vor; aus diesem stark umkristallisierten Crinoiden-Schuttkalk („crinoid packstone“, Ra 2299, Schl.-Nr. 23.122) konnten die in Tab. 2 Fs. a2 aufgeführten Conodonten bestimmt werden.

Etwa 22 m nördlich vom Fp. 17a liegt eine etwa 20 cm mächtige, schwarze Lyditlinse im Deckdiabas und weitere 3–4 m weiter N streicht mit flachem SE-Einfallen ein geringmächtiger, stark verquetschter Horizont schwarzer Tonschiefer und blaugrauer, z. T. rötlich geflammter Kalksteine an der Böschung innerhalb des Deckdiabases aus (= Fp. 17b). Hierbei handelt es sich sehr wahrscheinlich um die Fortsetzung der Sedimenteinlagerung des Fp. 17a. Aus dem Kalkstein konnten die in Tab. 2 Fs. b angeführten Conodonten gewonnen werden.

Tab. 2. Conodonten-Bestimmungen (det. BUGGISCH) vom Fundpunkt Nr. 17 auf der NE-Seite des Rinckenbach-Tales. Fundschicht a1 = Schwarzschiefer mit Phosphoritknollen (Liegende Alaunschiefer) im Deckdiabas beim Fundpunkt 17a; Fs.a2 = Crinoidenkalk im Hangenden der Schwarzschiefer vom Fp. 17a; Fs. b = Kalkstein des Schwarzschieferhorizontes im Deckdiabas vom Fp. 17b

Fundsichten:	a1	a2	b
<i>Polygnathus inornatus</i> BRANSON 1934	×	×	×
<i>Polygnathus purus purus</i> VOGES 1959	?	cf.	
<i>Polygnathus</i> sp. indet.	×	×	
<i>Siphonodella duplicata</i> BRANSON & MEHL 1934	?	×	×
<i>Siphonodella isosticha</i> (COOPER 1939)		cf.	
<i>Siphonodella obsoleta</i> HASS 1959		×	
<i>Siphonodella sulcata</i> (HUDDLE 1934)		×	×
<i>Siphonodella</i> sp. indet.	×		

Sofern am Berghang zwischen den Wegprofilen 10 und 11 (Abb. 1) und dem neuen Fundpunkt 17 keine tektonischen Störungen hindurchziehen, läßt sich für den Sediment-Horizont eine Lage von ungefähr 70 m über der Unterkante des Deckdiabases errechnen. In der 100 m E vom Fp. 17 gelegenen Brg. Steinszeche 3 gibt es nach dem Schichtenverzeichnis (s. unten Kap. 2.3.) bei 19 m Teufe eine 20 cm mächtige Einlagerung „schwarzer gefritteter Schiefer“. Diese Schiefer gehören entweder zum gleichen Horizont wie beim Fp. 17, oder aber es handelt sich um eine weitere Sedimenteinlagerung aus dem stratigraphischen Niveau der Liegenden Alaunschiefer.

Biostratigraphische Einstufung: Die meisten Conodonten fanden sich im Schwarzschiefer, der aber beim Herausätzen der Conodonten zerfiel, so daß eine artliche Bestimmung oft nicht möglich war. Die Datierung der drei Fundschichten auf Grund der in Tab. 2 aufgeführten Conodonten-Bestimmungen ist schwierig. *Siphonodella sulcata* und *Siphonodella duplicata* sind Leitarten innerhalb der *Gattendorfia*-Stufe, sie kommen jedoch noch in der unteren *Siphonodella-crenulata*-Zone im tiefen Teil der *Pericyclus*-Stufe vor. Formen, die mit *Siphonodella isosticha* vergleichbar sind, werden nach SANDBERG et al. (1978: 105–106, Abb. 1–2) hauptsächlich in der *Pericyclus*-Stufe beobachtet. Nach den aufgefundenen Conodonten können daher die Schwarzschiefer und Kalksteine des Fp. 17 der *triangulus-triangulus*-Zone bis Unteren *crenulata*-Zone angehören, lassen sich also in den Grenzbereich Unterkarbon I/II einstufen.

Aus der biostratigraphischen Einstufung folgt, daß es sich bei dem Phosphoritknollen führenden Schwarzschiefer-Horizont um den tiefsten Teil der Liegenden Alaunschiefer handeln muß, die im Rhenohertzynikum als stratigraphischer Leithorizont für die Basis des Unterkarbons II dienen.

2.3. Bohrung Steinszeche 3

Lage: Der Bohrpunkt der Brg. Steinszeche 3 liegt etwa 100 m E Fp. 17a, 140 m NE P. 360,2; R 34 54 96, H 56 21 42; ca. 423 m über NN (Abb. 1).

Zur Erörterung der stratigraphischen Verhältnisse an der Untergrenze des Deckdiabases wird von der 274,60 m tiefen Brg. Steinszeche 3 nur der obere Teil bis zum Einsetzen der oberdevonischen Kalkstein-Schiefer-Folge in 122 m Tiefe angeführt. Die folgenden Angaben über die Gesteinsfolge und die stratigraphischen Deutungen beruhen auf dem von LIPPERT & TEIKE 1953 erstellten Schichtenverzeichnis (Bohrarchiv HLFB, Bl. 5216 Oberscheld, Brg. 118); im Deckdiabas-Abschnitt wurde das Schichtenverzeichnis zusammenfassend gekürzt.

Bei den geologischen Bezeichnungen des Schichtenverzeichnisses bedeuten: to1 = Adorf-Stufe, to2 = Nehden-Stufe, to3 = Hemberg-Stufe, to4 = Dasberg-Stufe (im Sinne Dasberg- u. Wocklun-Stufe), Dki = Diabas, körnig, instrusiv, Dd = Deckdiabas; Meterangaben = Bohr-m. In eckigen Klammern folgen gemäß den unten angegebenen Erläuterungen stratigraphische Angaben, sofern die neuen Deutungen von den alten abweichen.

19,00 m	Deckdiabas, oben braungrün, angewittert, unten grün, stark von Kalkspat durchtrümpert	Dd	
0,20 m	Schiefer, schwarz, gefrittet		[cdAL]
58,80 m	Deckdiabas, grün, dunkelgrün, z. T. rot geflammt, mandelig oder etwas körnig	Dd	
18,50 m	Diabas, grün, zu Grünerde neigend	Dk(i?)	
1,50 m	Schiefer, grau	to4	[cdHA]
2,00 m	Diabas, grün	Dki	
1,50 m	Schiefer, rot u. grün; ss-Einfallen 20°	to3	[cdHA]
17,20 m	Diabas, dunkelbraun bis rötlich, z. T. grünlich mit Mandeln, unten blaugrau, Scholle von gefrittetem Schiefer 1,5 m unter Oberkante	D	[cdDD]
2,30 m	Schiefer, grau	to2	[dw-cdHA]

1,00 m	Diabas, grün, mit Mandeln	Di	[dd-w,Sp?]
2,00 m	Flaserkalkstein, grau, mit grauen Schiefen	to2	[dh-dd]
Liegendes: Kalkstein/Schiefer-Folge mit eingelagerten Intrusiv-Diabasen und Tuffen		to1-2	[da-dh]

Auf Grund der neuen biostratigraphischen Einstufungen der oberdevonischen Schichtfolgen an der Böschung des Waldweges Nr. 10 (Abb. 1) und der Sedimenteinlagerungen im tiefen Deckdiabas auf der SW- und NE-Talseite bei den Fundpunkten 16 und 17 (Abb. 1) sind folgende stratigraphische Deutungen des Bohrprofils möglich: Die Schwarzschiefer-Einlagerung im Deckdiabas dokumentiert die Basis der Liegenden Alaunschiefer (cdAL). Bei den grauen und roten Schiefen im Hangenden des tiefsten, rd. 16 m mächtigen Diabasmandelsteins kann es sich um ein Äquivalent der unterkarbonischen grüngrauen und rotbraunen Tonschiefereinlagerung im tiefen Deckdiabas handeln (= Obere Hangenberg-Schichten vom Fp. 16, cdHA). Gemäß dieser stratigraphischen Deutung wäre der Diabasmandelstein der tiefste Teil des Deckdiabases, die liegenden grauen Schiefer die Hangenberg-Schiefer des Devon/Karbon-Grenzbereiches (dw-cdHA), der mandelige Intrusiv-Diabas ein jungoberdevonischer Spilit (dd-w, Sp) und die Kalkstein/Tonschiefer-Folge ein Äquivalent der oberdevonischen Schichtenfolge (Untere Adorf- bis Dasberg-Stufe, da-dd) des Profils vom Hangweg Nr. 10 (BUGGISCH et al. 1980: 49–64, Abb. 2–3).

Die Brg. Steinszeche 3 bietet demnach im Deckdiabas-Gebiet SE Oberscheld ein sehr wichtiges Profil für die Gesteinsfolge vom Grenzbereich Mittel-/Oberdevon bis zum Beginn des Unterkarbons II. Da keine Bohrkerne dieser Bohrung mehr vorhanden sind, lassen sich die vorgeschlagenen stratigraphischen Deutungen leider weder petrographisch noch paläontologisch belegen.

2.4. Stratigraphische Schlußfolgerungen

Die Untergrenze des Deckdiabases konnte SE Oberscheld im Gebiet des Rinkenbach-Tales bisher noch nicht biostratigraphisch festgelegt werden; da aber auf der SW-Talseite Tonschiefer der *Polygnathus-triangularis-triangularis*-Zone auf Deckdiabas (etwa 20–30 m über seiner Basis) sedimentierten, müssen die ersten Diabas-Ergüsse bereits zur Zeit der Oberen Hangenberg-Schichten im Unterkarbon I oder im Devon/Karbon-Grenzbereich stattgefunden haben. Die jüngsten bisher über Tage festgestellten und biostratigraphisch eingestuften Schichten des liegenden Oberdevons gehören der Unteren *Bispathodus-costatus*-Zone der Dasberg-Stufe an.

Das Profil der Brg. Steinszeche 3 gestattet jedoch stratigraphische Deutungen über die Schichtfolge an der Untergrenze des Deckdiabases und im Devon/Karbon-Grenzbereich auf der NE-Seite des Rinkenbach-Tales. Danach ist es wahrscheinlich, daß dort der tiefste, etwa 16 m mächtige Erguß des Deckdiabases von den Oberen Hangenberg-Schichten überlagert wird und den tieferen Hangenberg-Schiefen des Devon/Karbon-Grenzbereiches auflagert.

Die in einem etwas höheren Niveau des Deckdiabases eingelagerten Sedimente vom Typ der Liegenden Alaunschiefer gehören nach Conodonten in den Grenzbereich

reich Unterkarbon I/II, also an die Basis des Horizontes der Liegenden Alaunschiefer. Daraus folgt, daß dort zur Zeit der tiefsten Liegenden Alaunschiefer bereits mächtige Diabas-Ergüsse stattgefunden hatten und sich weiter fortsetzten.

Für das Deckdiabas-Gebiet SE Oberscheld ergibt sich somit folgende stratigraphische Abfolge im unteren Deckdiabas:

Deckdiabas
 Basis der Liegenden Alaunschiefer (cdI/II vel cdII α)
 Deckdiabas
 Obere Hangenberg-Schichten (cdI)
 Deckdiabas
 Untere Hangenberg-Schichten? (dw)
 Oberdevonische Kalkstein/Tonschiefer-Folge (da–dd)

3. Die Untergrenze des Deckdiabases N Oberscheld

3.1. Die Deckdiabas-Untergrenze in der Beckenfazies

SCHMIERER (1922: LXXIX) erkannte als erster die stratigraphische Stellung des Deckdiabases. In der NE-Dillmulde stellte er bei der geologischen Kartierung von Bl. 5017 Biedenkopf fest, daß die Ergüsse des Deckdiabases nicht im höchsten Oberdevon, sondern im Unterkarbon „während der Ablagerung der Liegenden Alaunschiefer und der Culm-Lydit“ erfolgten. „Die Wechsellagerung zwischen Diabas, Alaunschiefer und Lydit wiederholt sich hier so oft, daß sie im Maßstab 1:25 000 auch nicht annähernd darstellbar ist.“

In der SW-Dillmulde lassen alle vollständigen, in der Beckenfazies vorliegenden Profile an der Untergrenze des Deckdiabases folgende stratigraphische Abfolge erkennen:

Deckdiabas
 Einlagerungen von Liegenden Alaunschiefern (cd II α)
 Deckdiabas
 Liegende Alaunschiefer (cd II α)
 Obere Hangenberg-Schichten (cdI)

Diese normale stratigraphische Abfolge kann durch Einschaltung von Tuffiten, Intrusivdiabasen und Breccien variiert werden (siehe die zusammenfassende Darstellung von LIPPERT und RABIEN in LIPPERT et al. 1970: 236–287).

Aus dem Gebiet NW Oberscheld beschrieben BUGGISCH et al. (1978: 56–62, Abb. 1–2, Prof. 1 u. 2) 2 Profile, die als Beispiele für die Gesteinsfolge der Beckenfazies dienen können. In dem einen dieser Profile (Prof. 2 W Eibach) konnte bereits KREBS (1960: 223, Fp. 11) die Liegenden Alaunschiefer im Liegenden des Deckdiabases als *Siphonodella-crenulata*-Zone (cd II α) einstufen.

An der Untergrenze des effusiven Deckdiabases treten sehr häufig körnige Diabase auf, bei denen oft nicht entschieden werden kann, ob es sich um intrusive Lagergänge oder aber um die körnige Ausbildung von tiefen Teilen mächtiger Erguß-Diabase handelt (s. z. B. Profil der Brg. Steinszeche 3 im Kap. 2.3. oder das Profil 8 E Eibach in BUGGISCH et al. 1978: 83, Abb. 7).

3.2. Die Deckdiabas-Untergrenze in der Schwellenfazies

Im Bereich des Oberschelder Schwellenkomplexes ist es schwieriger, die stratigraphische Lage der Deckdiabas-Untergrenze zu bestimmen, da im Liegenden des Deckdiabases Schichtlücken auftreten können (zusammenfassende Darstellung darüber bei KREBS 1968a: 12). Die Überlagerung verschieden alter Gesteinshorizonte durch den Deckdiabas wurde in Grubenaufschlüssen beobachtet. Bei fünf über Tage gut aufgeschlossenen Schwellenprofilen, die von BUGGISCH et al. (1978: 106–107, Prof. 3–7) in der Eibacher Mulde NW und N Oberscheld untersucht wurden, konnte kein Beweis für primäre, durch die Sedimentationsverhältnisse verursachte Schichtlücken im Devon/Karbon-Grenzbereich erbracht werden.

Die drei in Abb. 2 dargestellten Profile zeigen, daß auch in der geringmächtigen Schwellenfazies die stratigraphische Lage der Deckdiabas-Untergrenze erkennbar ist, sofern alle Zeitabschnitte sedimentär dokumentiert sind. Bei den drei Profilsäulen handelt es sich um Ausschnitte von Profilen, die zur Klärung der stratigraphischen und faziellen Verhältnisse im Oberschelder Schwellenbereich aufgenommen wurden und deren Veröffentlichung durch die drei Verfasser geplant ist.

Lage der Profile:

Diana C: NNE Oberscheld, E-Hang Volpertseichen, Waldwegböschung SE altem Tagebau Diana, 80 m NE P. 379,8 (BUGGISCH et al. 1978: 91–99; RABIEN 1979: 55–60, Abb. 20–21).

Beuerbach 1 u. 2: „Steinbruch an der Beuerbach“ am SW-Hang Volpertseichen, rd. 200–260 m SW P. 379,8 (KAYSER in KAYSER & LOTZ 1907: 42–43, Taf. 2; KREBS 1960a: 234; BUGGISCH et al. 1978: 107, Abb. 1 Aufschluß Nr. 8).

Das Profil Diana C zeichnet sich im Liegenden des Deckdiabases durch besonders reduzierte Schichtmächtigkeiten aus; demgemäß ist auch die Schichtfolge der liegenden oberdevonischen Cephalopoden-Kalke stark kondensiert (Mittlere Adorf- bis Dasberg-Stufe nur rd. 2,3 m). In der obersten Kalksteinbank (Scht. 20) wurde als jüngste Conodonten-Zone die Untere *costatus*-Zone nachgewiesen; die oberste Lage der Hangenberg-Schiefer (Scht. 25) direkt unter den Liegenden Alaunschiefern enthält Conodonten der *triangulus-triangulus*-Zone, der höchsten Conodonten-Zone des Unterkarbons I. Demnach liegt die Grenze Devon/Karbon innerhalb des nur 50–60 cm mächtigen Horizontes der Hangenberg-Schichten. In der tiefsten, stark verdrückten, Phosphoritknollen führenden Lage der Liegenden Alaunschiefer (Scht. 26) wurden nur Siphonodellen gefunden, die keine artliche Bestimmung zuließen; die rd. 2,3 m über der Deckdiabas-Unterkante befindliche Einlagerung von Liegenden Alaunschiefern läßt sich jedoch nach Conodonten bereits der *Siphonodella-crenulata*-Zone (cdIIa) zuweisen.

Im 300 m SW gelegenen Steinbruch Beuerbach (Abb. 2, Prof. Beuerbach 1 u. 3) ist der Abstand der obersten Bank des oberdevonischen Cephalopodenkalk-Profiles und der Untergrenze des Deckdiabases wesentlich größer; demgemäß ist auch die oberdevonische Kalksteinfolge etwa zehnmal mächtiger als die zeitäquivalenten Schichten im Profil von Diana C. Die Oberkante des Kalksteinprofils gehört nach Conodonten der Mittleren *costatus*-Zone und nach Ostracoden der Oberen

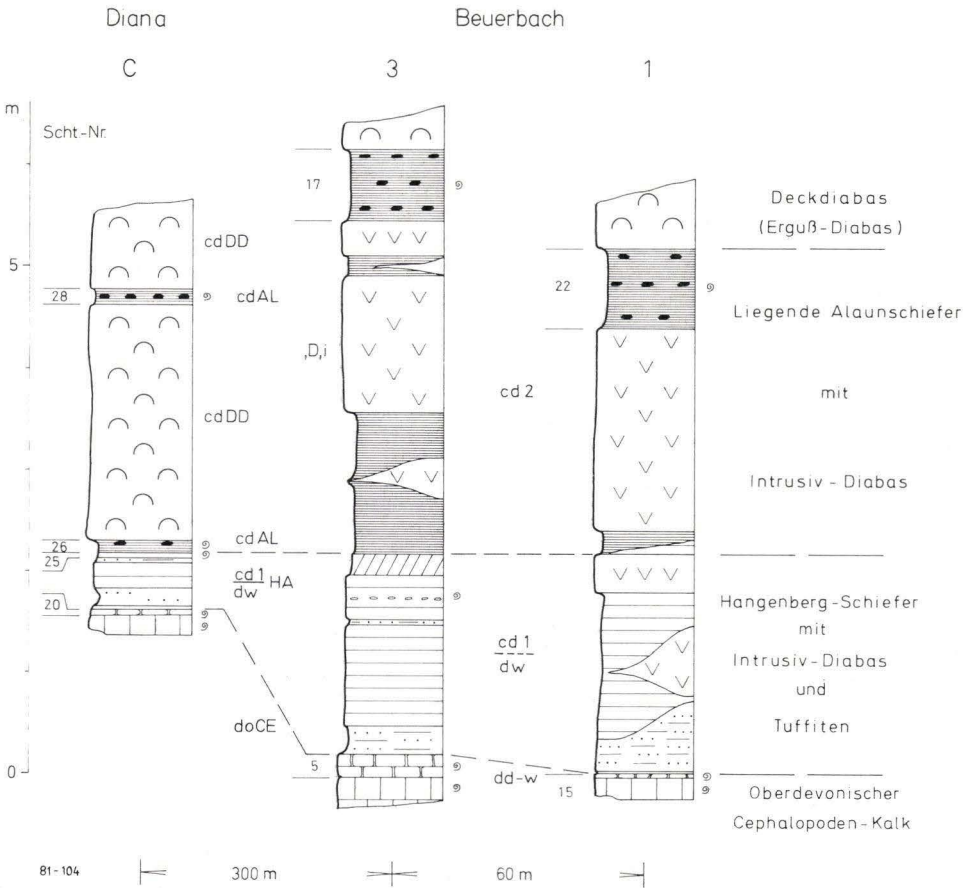


Abb. 2. Schichtenfolge an der Untergrenze des Deckdiabases über oberdevonischen Cephalopoden-Kalken des Oberschelder Schwellenkomplexes N Oberscheld. cdDD = Deckdiabas, D,i = Intrusiv-Diabas, cdAL = Liegende Alaunschiefer, cd1-dwHA = Hangenberg-Schichten, doCE = oberdevonischer Cephalopoden-Kalk (s. Kap. 3.2.).

hemisphaerica-dichotoma-Zone an, liegt also im Grenzbereich Dasberg-/Wocklum-Stufe oder in der Unteren Wocklum-Stufe. Die Liegenden Alaunschiefer (Scht.22) unter dem Deckdiabas lassen sich in die *crenulata*-Zone einstufen.

3.3. Stratigraphische Schlußfolgerungen

Die im Kap. 3 erörterten Profile belegen, daß am NW-Rand des Oberschelder Schwellenkomplexes die ältesten Deckdiabas-Ergüsse sowohl im Bereich der Schwellenfazies als auch in den vorgelagerten Beckengebieten erst über den tiefsten Lagen der Liegenden Alaunschiefer einsetzten und sich dann während der

weiteren Ablagerungszeit der Liegenden Alaunschiefer fortsetzen. Damit fällt in diesen Bereichen das Einsetzen des Deckdiabases in die *Siphonodella-crenulata*-Zone des Unterkarbons II α .

4. Zur Obergrenze des Deckdiabases

Innerhalb der mehrere hundert Meter mächtigen Deckdiabas-Ergüsse kommen in allen Stockwerken Sedimenteintragerungen vor, die auf Grund ihrer faziellen Ausbildung einen gewissen Hinweis darauf geben, in welchem stratigraphischen Niveau man sich befindet, da es sich bei diesen Sedimenten um Vertreter der normalen stratigraphischen Abfolge im Dilltrog handelt. In den Kap. 2 und 3 wurde beschrieben, daß in dem ältesten aufgefundenen Teil des Deckdiabases neben rötlichen Kalksteinlinsen grüngraue und rotbraune Tonschiefer eingelagert sind, die faziell den zeitgleichen Hangenberg-Schichten (cd1/dw) der W-Dillmulde entsprechen. Darüber folgen schwarze Ton- und Kieselschiefer mit Phosphoritknollen, Tuffiteintragerungen und dunklen Crinoidenkalken, die zeitliche und fazielle Äquivalente der Liegenden Alaunschiefer darstellen (cd II α). Für das nächst höhere Stockwerk des Deckdiabases sind Lydite, rötliche Eisenkiesel und Kalksteine sowie rotbraune und untergeordnet grüngraue Tonschiefer charakteristisch, die der *Scaliognathus-anchoralis*-Zone und dem *anchoralis-bilineatus*-Interregnum des höheren Unterkarbons II angehören (RABIEN 1959: 632; WALLISER 1959: 236; 1960: 234–236; KREBS 1966: 49–66, Taf. 13; 1968b; LIPPERT 1970: 277–280).

An der Obergrenze des Deckdiabases kommen sowohl zwischen als auch auf den höchsten Pillow-Lagen grau und rötlich gefärbte, meist dichte, z. T. auch grobspätige Kalksteine vor, die dank der in ihnen enthaltenen Conodonten für die Altersdatierung der jüngsten Diabas-Ergüsse große Bedeutung haben. Bereits KAYSER (in KAYSER & LOTZ 1907: 37, 39) beschrieb „rundliche oder eckige Brocken“ von rötlichem Kalkstein innerhalb des Deckdiabases und ein größeres, auf der Geologischen Karte eingetragenes Vorkommen von „Culm-Kalk“ NE Herbonseelbach (KAYSER 1907). WEDEKINDT (1924: 92) erwähnte altkarbonische Goniatiten aus einem dem Deckdiabas eingelagerten Eisenstein. [Leider ohne Fundpunktangabe oder paläontologische Bestimmungen; nach H. SCHMIDT in GUNDLACH 1933: 28 mit *Merocanites*. Vielleicht handelt es sich hierbei um die von LIPPERT (1970: 276) zitierte Goniatiten- und Trilobiten-Fundsicht „aus einem kalkigen Roteisenstein (Vertretung von Eisenkiesel im unterkarbonischen Erguß-Diabas) der auflässigen Grube Seibelsboden (250 m S Bahnhof Erdbach, Bl. Herborn)“, aus der RUD. & E. RICHTER (1950: 282–283) eine neue Trilobiten-Art beschrieben und die nach H. SCHMIDT auf Grund der Goniatiten dem cdII δ angehören soll.]

KEGEL (1925: 297–300; 1926: 351; 1934: 28) verwies auf Kalksteinablagerungen unmittelbar im Hangenden des Deckdiabases, darunter ein Vorkommen „im Bahneinschnitt nordöstlich Oberscheld.“ – „Über Tage sind sie am besten in kleinen Steinbrüchen nö. Herbonseelbach aufgeschlossen, wo der hellfarbige

dichte knollige Kalk zeitweilig gewonnen worden ist. Seine Mächtigkeit ist gering“ (KEGEL 1933b: 36).

Bei diesen Kalksteinen im oberen Deckdiabas und in seinem Hangenden handelt es sich offenbar um die Sedimente einer Schwellenfazies. Während in den umliegenden Meeresbecken des kulmischen Faziesbereiches eine kieselig-tonige Sedimentation stattfand, wurden zur gleichen Zeit auf den submarinen Schwellen des Deckdiabases in unterschiedlicher Wassertiefe geringmächtige karbonatische Sedimente verschiedener Faziesausbildung abgelagert. KREBS (1966: 64–66, Abb. 16; 1968b: 92–98) hat das am Beispiel der Erdbacher Kalke aus dem Raum Erdbach–Breitscheid–Langenaubach eingehend beschrieben. Die Kalksteine aus dem Deckdiabas-Gebiet zwischen Oberscheld und Herbornseelbach dürften nach den bisher bekannten litho- und biofaziellen Merkmalen im Tiefwasserbereich entstanden sein.

Aus dem „Culm-Kalk“ von Herbornseelbach gewann WALLISER (1960: 236–237) Conodonten, die eine Datierung als *anchoralis-bilineatus*-Interregnum (= Grenzbereich cdII γ / δ) gestatteten; neun weitere Kalksteinvorkommen in ähnlicher stratigraphischer Position konnte er entweder als höhere *anchoralis*-Zone oder ebenfalls als *anchoralis-bilineatus*-Interregnum einstufen. Hieraus mußte er schließen, daß der effusive Vulkanismus etwa gleichzeitig im Grenzbe- reich „höhere *anchoralis*-Zone/*anchoralis-bilineatus*-Interregnum (im tiefen Teil der hellen Kieselschiefer)“ endete. LEUTERITZ (1968: 167–169) kam in der NE-Dillmulde zu dem gleichen stratigraphischen Ergebnis bezüglich der Obergrenze des Deckdiabases.

KREBS (1960a: 234; 1963: 73) stufte in Oberscheld 2 Kalksteinvorkommen im höchsten Deckdiabas auch als *anchoralis-bilineatus*-Interregnum (cdII γ / δ) ein; aus Kalksteinproben, die LIPPERT E Niederscheld im Hangenden des Deckdiabases und am NW-Hang des Wasenberges SE Oberscheld aus dem hohen Deckdiabas gesammelt hatte, bestimmte KREBS *Gnathodus bilineatus*. Hiermit wurde bewie- sen, daß zumindestens beim Fundpunkt Wasenberg die Effusionen bis zur *bilineatus*-Zone (cdII/III) andauerten.

Ein zweiter Fundpunkt mit Kalksteinen der *bilineatus*-Zone im höchsten Deckdiabas liegt NE Herbornseelbach: Kleiner, heute nicht mehr zugänglicher (auf der neuen TK 25 gelöscht) Steinbruch 250–275 m ENE P. 285,1; R 34 54 49, H 56 19 53 (= Fp. O/5/66 der HLfB-Fundpunktkartei; offenbar in der Nähe des Herbornseelbach-Fundpunktes von WALLISER 1960: 236). Hier fanden sich (leg. RABIEN 1955) unterhalb der Diabasoberfläche im höchsten Deckdiabas (sowohl in den Zwickeln zwischen den Diabas-Pillows als auch von einzelnen Pillows umschlossen) graue und rötliche, dichte Kalksteineinschlüsse (Abb. 3). Die Obergrenze des Deckdiabases war bei der Aufnahme (1955) nicht aufgeschlossen; hierdurch konnte seinerzeit nicht geklärt werden, welche kulmischen Sedimente den Deckdiabas an dieser Stelle überlagern; die nach E im Hangenden anschlie- ßenden Kulm-Tonschiefer scheinen unmittelbar dem Deckdiabas aufzulagern; der „Culm-Kalk“ sensu KAYSER (1907) bildet offenbar nur eine dünne Lage zwischen dem Deckdiabas und den Kulm-Tonschiefern. Drei verschiedene Kalksteinproben aus dem Pillow-Diabas enthielten die gleichen Conodonten-Arten (det. BUG-



Abb. 3. Oberster Deckdiabas NE Herbornseelbach. Einlagerung von dichtem Kalkstein der *Gnathodus-bilineatus-bilineatus*-Zone (höchstes Unterkarbon II δ -III α) zwischen Pillow-Diabasen (links u. unterhalb Hammerkopf) dicht unter Deckdiabas-Obergrenze im nicht mehr vorhandenen Steinbruch O/5/66; nähere Erläuterungen in Kap. 4. Foto RABIEN, 15. 10. 1955.

GISCH); zusätzlich zu den von WALLISER (1960: 236) von Herbornseelbach gemeldeten Conodonten fanden sich sehr häufig *Gnathodus commutatus commutatus* und *Gn. bilineatus bilineatus*:

Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY 1926)

Gnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL 1941)

Gnathodus semiglaber BISCHOFF 1957

Gnathodus texanus ROUNDY 1926

Die Einstufung der im obersten Deckdiabas vorkommenden Kalksteine von Herbornseelbach in die *Gnathodus-bilineatus-bilineatus*-Zone ergibt, daß die Deckdiabas-Ergüsse auch dort bis in den Grenzbereich Unterkarbon II/III (höchstes Unterkarbon II δ oder Unterkarbon III α) andauerten.

5. Stratigraphischer Vergleich mit Nachbargebieten

5.1. Vergleich der Untergrenzen

Im größten Teil der Dillmulde liegt die Untergrenze des Deckdiabases im Horizont der Liegenden Alaunschiefer innerhalb der *Siphonodella-crenulata*-Zone

des Unterkarbons II α ; das beweisen alle vollständigen, biostratigraphisch eingestufteten Profile (s. Kap. 3). Das im Rinkenbach-Tal S Oberscheld festgestellte frühere Einsetzen der submarinen Diabas-Ergüsse im Unterkarbon I oder im Devon/Karbon-Grenzbereich stellt für die Dillmulde einen Ausnahmefall dar.

In den Profilen der Lahnmulde hat die Untergrenze des Deckdiabases offenbar die gleiche stratigraphische Lage wie in der Dillmulde: innerhalb oder über den Liegenden Alaunschiefern, die auch dort der *crenulata*-Zone angehören. Nur örtlich konnte in der südlichen Weilburger Mulde, im Profil S Kirschhofen, das Einsetzen des Deckdiabases in der höheren *Gattendorfia*-Stufe nachgewiesen werden (TRAUTWEIN & WITTEKINDT 1960: 471–476; RIETSCHEL 1961: 175–177; 1966: 36–37, Abb. 7, Tab. 7).

Im Kellerwald wurde durch MEISCHNER & SCHNEIDER (1967) und SCHNEIDER (1969) nachgewiesen, daß es sich im Profil der Koppe in Odershausen bei dem dritthöchsten, 47 m mächtigen Diabas, der bisher als Lagergang eines körnigen Intrusiv-Diabases angesehen wurde, um einen Erguß-Diabas des hohen Unterkarbons I handelt. Dieser als „DEC1“ bezeichnete Diabas hat im Kellerwald eine weite Verbreitung und repräsentiert dort die „Hauptphase“ des Deckdiabas-Vulkanismus.

5.2. Vergleich der Obergrenzen

Im Kap. 4 wurde bereits erörtert, welche Bedeutung die Kalksteinvorkommen im höchsten Teil und im Hangenden des Deckdiabases haben. Die Einstufung derartiger Kalksteine in der W- und E-Dillmulde durch WALLISER (1960: 236–239), KREBS (1966: 64–66, Abb. 16, Fossil-Liste 8, Taf. 13; 1968b: 85–86, Abb. 1 und LEUTERITZ (1968: 168) führte zu dem Ergebnis, daß die jüngsten Effusionen des unterkarbonischen submarinen Diabases in das *anchoralis-bilineatus*-Interregnum (cdII γ / δ) fallen. Am Kramberg E Erdbach (TK 25, Bl. 5315 Herbhorn) fand KREBS in einer Probe des Erdbacher Kalkes III „ein typisches Exemplar von *Gnathodus bilineatus*.“ Da dieser Leit-Conodont der *bilineatus*-Zone aus einem Lesestein gewonnen wurde, und der Kalkstein aus dem Hangenden des Deckdiabas stammen kann, belegt dieser *bilineatus*-Fund kein jüngerer Alter des Deckdiabases bei Erdbach.

Nach den Untersuchungen von MEISCHNER & SCHNEIDER (1967: 12–15) endet im Kellerwald die „Spätphase“ des dortigen Deckdiabas-Vulkanismus ebenfalls „im Unterkarbon II γ oder im untersten II δ .“

Lediglich bei den in Kap. 4 aufgeführten 2 Vorkommen vom NW-Hang des Wasenberges SE Oberscheld und NE Herbhornseelbach liegt die Obergrenze der jüngsten Diabas-Ergüsse in der *Gnathodus-bilineatus*-Zone (höchstens cdII δ oder cdIII α). Daraus folgt, daß in der Dillmulde nach den bisherigen Kenntnissen die Effusionen des Deckdiabases im Gebiet zwischen Oberscheld und Herbhornseelbach nicht nur am frühesten einsetzten, sondern auch am längsten andauerten, was auf die Nähe eines Förderzentrums schließen läßt.

6. Schriftenverzeichnis

- BISCHOFF, G. (1957): Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **19**: 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISCHE, W., & RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1978): Biostratigraphische Parallelisierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profilen E Dillenburg (Conodonten- und Ostracoden-Chronologie, Oberdevon I – V, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 53–115, 9 Abb., 12 Tab., Taf. 6; Wiesbaden.
- (1980): Das Oberdevon im Rinkenbach-Tal S Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Stratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 43–94, 5 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.
- COLLINSON, C., & REXROAD, C. B., & THOMPSON, T. L. (1971) Conodont Zonation of the North American Mississippian. – Geol. Soc. Amer. Mem., **127**: 353–394, 8 Abb., 1 Tab.; Boulder.
- GUNDLACH, K. (1933): Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **157**: 59 S., 2 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- HEDBERG, H. D. [Hrsg.] (1976): International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. – 200 S., 14 Abb.; New York, London, Sydney, Toronto (John Wiley & Sons).
- KAYSER, E. (1900): Über den nassauischen Culm. – N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., **1900** (1): 132–134; Stuttgart.
- (1907): Geologische Karte Blatt Oberscheld. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **101**; Berlin. [Geognost. bearb. d. KAYSER 1890–1899 u. LOTZ 1903]
- & LOTZ, H. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt Oberscheld. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **101**: 127 S., 15 Abb., 1 Prof., 7 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1925): Das Unterkarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngbiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst. [für 1924], **45**: 287–306, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- (1926): Über Transgressionen im Dillgebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst. [für 1926], **47** (1): 350–356, 1 Tab.; Berlin.
- (1931): Geologische Karte 1:25 000 Blatt Oberscheld. – Manuskript (Archiv HlFB, Wiesbaden); Berlin.
- (1933a): Über den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst. [für 1932], **53**: 936–946, 1 Abb. Taf. 47–48; Berlin.
- (1933b): Erläuterungen zu Blatt Oberscheld. – Manuskript (Archiv HlFB, Wiesbaden), 47 S.; Berlin.
- (1934): Geologie der Dillmulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **160**: 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KREBS, W. (1960a): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 216–242, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1960b): Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **33**: 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.
- (1963): Oberdevonische Conodonten im Unterkarbon des rheinischen Schiefergebirges und des Harzes. – Z. dt. geol. Ges., Jg. 1962, **114** (1): 57–84, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 9–10; Hannover.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. senckenb. naturf. Ges., **511**: 1–105, 18 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1968a): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherzynikum. – Geotekt. Forsch., **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
- (1968b): Die Lagerungsverhältnisse des Erdbacher Kalkes (Unterkarbon II) bei Langenaubach-Breitscheid (Rheinisches Schiefergebirge). – Geotekt. Forsch., **28**: 72–103, 4 Abb.; Stuttgart.
- LANE, H. R., & SANDBERG, C. A., & ZIEGLER, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. – Geologica et Palaeontologica, **14**: 117–164, 3 Abb., 11 Tab., 10 Taf.; Marburg.

- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Marburg, 194 S., 94 Abb.; Marburg. [Fotodruck]
- LIPPERT, H. J. (1970): Unterkarbonischer Erguß-Diabas („Deckdiabas“) und Sediment-Einlagerungen. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg: 269–287, Tab. 23; Wiesbaden.
- & HENTSCHEL, H., & RABIEN, A. (1970): mit Beitr. von KUTSCHER, F., & SCHRICKE, W., & STENGEL-RUTKOWSKI, W., & WENDLER, R. & ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- MEISCHNER, D. (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. – 6. Congr. int. Stratigr. Geol. Carbonif., C. R., **3**: 1169–1180, 3 Abb.; Maastricht (Ernest van Aelst).
- & SCHNEIDER, J. (1967): Art und Alter des Deckdiabas-Vulkanismus im Kellerwald. – Geologie, **16** (1): 5–28, 4 Abb.; Berlin.
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. **3** (1): 385–422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- RABIEN, A. (1959). Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dillmulde. – Z. dt. geol. Ges., **110**: 629–633; Hannover.
- (1960): Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (1): 61–105, 4 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- (1970): *Gattendorfia*-Stufe. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg: 241–255. Abb. 8, Tab. 21, Taf. 4; Wiesbaden.
- (1979): Südwestliche Dillmulde. – In Exkursion A5 (16.–18. September 1979) in das Lahn-Dill-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge): 27–29, 33–60, Abb. 15–21, Tab. 3; Marburg (Inst. Geol. Paläont. Philipps-Univ.).
- RICHTER, R., & RICHTER, E. (1950): Tropicocoryphinae im Karbon (Tril.). – Senckenbergiana, **31** (5/6): 277–286, 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- RIETSCHEL, S. (1961): Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Bemerkungen zum oberdevonischen und unterkarbonischen Vulkanismus in der Weilburger Mulde. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 170–177, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1966): Die Geologie des mittleren Lahntroges. Stratigraphie und Fazies des Mitteldevons, Oberdevons und Unterkarbons bei Weilburg und Usingen (Lahnmulde und Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. senckenb. naturf., Ges., **509**: 1–58, 10 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- SANDBERG, C.-A., & ZIEGLER, W., & LEUTERITZ, K., & BRILL, S. M. (1978): Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – Newsl. Stratigr., **7** (2): 102–120, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SCHMIERER, T. (1922): Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahme auf dem Blatte Biedenkopf im Sommer 1919 und 1920. – Jb. preuß. geol. L.-Anst. [für 1920], **41** (2): LXVI–LXXX; Berlin.
- SCHNEIDER, J. (1969): Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **55**: 124 S., 24 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- Stratigraphische Richtlinien. Empfehlungen der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften zu stratigraphischen Verfahrensweisen. – Newsl. Stratigr., **6** (3): 131–151; Berlin, Stuttgart 1977.
- TRAUTWEIN, H., & WITTEKINDT, H. (1960): Ein Devon-Karbon-Profil bei Weilburg/Lahn und seine Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1960**: 469–477. 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. – Paläont. Z., **33** (4): 266–314, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 33–35; Stuttgart.
- (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (1): 197–228, 5 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- WALLISER, O. H. (1959): Zum Unterkarbon (bes. Vulkanismus) in der Dillmulde. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 235–237; Hannover.
- WALLISER, O. H. (1960): Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dill-Mulde. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (1): 229–242, 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.

- WEDEKIND, R. (1924): Das Mitteldevon der Eifel, eine biostratigraphische Studie. 1. Teil. Die Tetrakorallen des unteren Mitteldevon. – Schr. Ges. Beförder. Naturwiss. Marburg, **14** (3): 93 S., 122 Abb., 4 Tab; Marburg.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.
- (1971): Conodont Stratigraphy of the European Devonian. – Geol. Soc. Amer. Mem., **127**: 227–284, 3 Abb., 6 Tab.; Boulder.
- [Hrsg.] (1973): Catalogue of Conodonts. – Bd. I: 504 S., 23 Abb., 27 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1975): Catalogue of Conodonts. – Bd. II: 404 S., 26 Abb., 25 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1977): Catalogue of Conodonts. – Bd. III: 574 S., 17 Abb., 39 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- & SANDBERG, C. A., & AUSTIN, R. L. (1974): Revision of *Bispathodus* group (Conodonta) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. – Geologica et Paläontologica, **8**: 97–112, 1 Abb., 3 Taf.; Marburg.

Manuskript eingegangen am 9. 3. 1981

Das Buntsandsteinprofil der Tiefbohrung Ahl (Nordspessart) und seine paläogeographische Stellung

Von

GISBERT DIEDERICH und HELMUT HICKETHIER*

Kurzfassung: Die neue Tiefbohrung Ahl (Bl. 5622 Steinau) erschließt einen großen Teil des Mittleren Buntsandsteins und den ganzen Unteren Buntsandstein. Der Vergleich der voll gekernteten Bohrung mit vorliegenden Bohr- und Kartierergebnissen läßt Vorstöße und Rückzüge der Randfazies am NW-Abfall der Spessartschwelle erkennen.

Abstract: The comparison of the new deep borehole Ahl with other borehole- and chartmapping-results are turned to a better paleogeographic interpretation of the deposition area of the Buntsandstein layers at the NW-slope of the Spessart-ridge. The Buntsandstein layers – the greatest part of the Middle and the whole part of the Lower Bunter – with a thickness of nearly 500 m are stratigraphically interpreted. It is shown, that there are at the NW-slope of the Spessart-ridge in the Lower Bunter and the deep part of the Middle Bunter several times migrations of the marginal facies in the NE-direction and of the basin facies in the SW-direction.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	57
2. Ergebnisse von Bohrungen und Geländeaufnahmen	58
3. Fazielle Besonderheiten in der Buntsandsteinabfolge der Brg. Ahl	60
4. Profilbeschreibung	61
5. Schriftenverzeichnis	71

1. Einleitung

Nach der neuen, durch BOIGK (1952, 1957) begründeten Buntsandsteingliederung sind mehrfach kleinmaßstäbliche Darstellungen des Buntsandsteinablagerungsraumes gegeben worden (z. B. SINDOWSKI 1957, WURSTER 1960, HOPPE 1976). Neue Tiefbohrungen ergeben aber Verbesserungen in der Detailparallelisierung und damit wichtige paläogeographische Einzelerkenntnisse.

Die Brg. Ahl bei Bad Soden-Salmünster wurde im Zuge des Bundesbohrprogrammes „Kupferschiefer Hessen“ niedergebracht. Das durchteufte Buntsandsteinprofil wird mit vorliegenden Bohr- und Kartenergebnissen verglichen; es zeichnen sich Verschiebungen der Faziesräume ab.

* Dr. G. DIEDERICH, Dr. H. HICKETHIER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

2. Ergebnisse von Bohrungen und Geländeaufnahmen

Das Buntsandsteinprofil der Brg. Ahl (Kap. 4) steht im Übergangsbereich zwischen der „Schwellenfazies“ des Spessarts und der „Beckenfazies“, die durch die Schichtenfolge des Bl. 5523 Neuhof (LAEMMLEN 1970) repräsentiert wird.

„Schwelle“ und „Becken“ sind als relative Begriffe bei diesen regionalen Betrachtungen zu verstehen. Die „Spessartschwelle“ ist im Sinne LAEMMLENS (1966/67 : 938) als großflächige Faziesseiche anzusehen; eine echte Schwelle existierte zur Zeit des Buntsandsteins im Spessartbereich nicht. Als Beckenfazies bezeichnet wird eine verstärkte Mächtigkeitszunahme der Schichten bei einer deutlichen Erhöhung des Tonanteils, sowohl als Matrix in den sandigen Lagen als auch in Form von Tonsteinzwischenlagen, gegenüber der fast rein sandigen Schwellenausbildung.

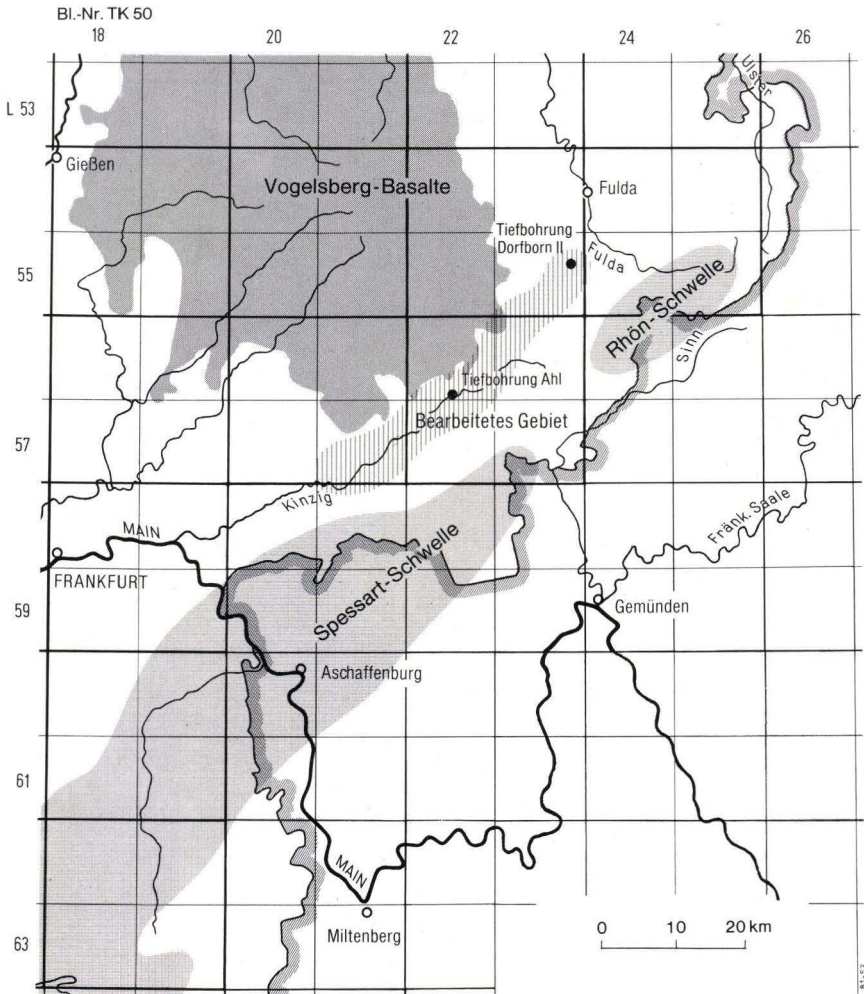


Abb. 1. Bearbeitetes Gebiet am NW-Abfall der ehemaligen „Schwellenzone“.

Eine Unsicherheit bei den Ergebnissen der Brg. Ahl und Dorfborn II¹ (HATZSCH 1978) liegt darin, daß durch Abweichungen der Bohrungen von der Vertikalen, besonders im tieferen Teil, erhöhte Mächtigkeiten vorgetäuscht sein können (in den Bohrungen sind die Mächtigkeiten des Mittleren Buntsandsteins weitgehend identisch mit denjenigen in den jeweilig angrenzenden Gebieten, Gelnhausen- und Salmünster-Folge zeigen jedoch Unterschiede). Aufgrund der guten regionalen Übereinstimmung scheinen jedoch Fehler durch Bohrlochabweichungen unwahrscheinlich. Des weiteren ist zu beachten, daß in dieser feinsandigen, mit Tonsteinlagen durchsetzten Gesteinsfolge, in der petrographisch auffällige Leithorizonte fehlen, sich zwar Schichtenfolgen von 5 – 10 m Mächtigkeit durchaus der einen oder anderen stratigraphischen Einheit zuordnen lassen, eine genaue Grenzziehung im Meterbereich jedoch nur selten eindeutig möglich ist.

In Tab. 1 sind die Normalmächtigkeiten aus den kartierten Gebieten und den Tiefbohrungen dargestellt (Stratigraphische Gliederung nach Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter 1974, RICHTER-BERNBURG 1974).

Die Gesteinsausbildung auf Bl. 5721 Gelnhausen (DIEDERICH 1977) kann als Übergangsfazies bezeichnet werden, da hier Tonsteineinschaltungen schon häufi-

Tab. 1. Buntsandsteinmächtigkeiten im Bereich des Nordspessarts

Stratigr. Einheiten	Mächtigkeiten in m					
	Südteil Bl. 5721 Gelnhausen	NW-Teil Bl. 5722 Salmünster	TB Ahl u. SW-Teil Bl. 5622 Steinau	Bl. 5623 Schlüchtern	Bl. 5523 Neuhof Südteil	TB Dorfborn II
Hardeggen-Folge	50	55	50	55	45	
Detfurth-Folge	55 - 60	60	54	50	50	ca. 50
Volpriehausen-Folge	75	75	76	ca. 100	110	119
Salmünster-Folge	70	66 - 70	92		105	119
Tonlagen- Sandstein	60	58	76			
Basis- Sandstein	10	12	16			
Gelnhausen-Folge	160	165	183		220	242
Dickbank- Sandstein	95	90-95	118			
ECKscher Sandst. u. Heigenbrückener Sdst.	65	70	65			
Brückelschiefer-Folge						
alte Gliederung ⁺	50	65	44		ca. 40	42
neue Gliederung	35	45	30			29
Volpriehausen- bis Hardeggen-Folge	180	190	130	205	205	
Gelnhausen- und Salmünster-Folge	230	235	275		325	361

⁺ Um bessere Vergleichsmöglichkeiten zu geben, sind Werte nach der alten Gliederung unter Bezug auf die von DIEDERICH (1970) als Basis angenommene Sandschüttung angeführt wie nach der von KADING (1978) gegebenen neuen Gliederung, die den unteren Teil der Brückelschiefer-Fazies in den Zechstein stellt.

¹ Dorfborn II: Bl. 5623 Neuhof, R 35 44 94, H 55 92 12.

ger als auf dem Top der Schwelle sind; eine rasche Faziesänderung zur deutlich tonigeren Ausbildung tritt im allgemeinen jedoch erst am Rand zum kräftiger eingetieften Becken ein.

Bei Vergleichen der überleitenden Buntsandsteinfolge des Bl. 5721 Gelnhausen mit dem NE anschließenden Bereich (Abb. 1) zeigt sich, daß je nach den betrachteten Schichtabschnitten wechselnd stärkere Anklänge zur Übergangs- oder Beckenfazies auftreten.

Die in Tab. 1 zusammengestellten Normalmächtigkeiten stratigraphischer Einheiten der Buntsandsteinschichtenfolge verdeutlichen daher, bei fortlaufender Betrachtung von SW nach NE in einem Bereich, der weitgehend parallel zur Spessartschwelle an deren NW-Rand verläuft, folgendes:

In der Bröckelschiefer-Folge ist nach NE zu eine allmähliche, aber nahezu gesetzmäßig-kontinuierliche Mächtigkeitsreduzierung festzustellen; nur in der Mitte der Spessartschwelle liegt in der Querrichtung Bieber-Bad Orb-Bad Soden-Salmünster wahrscheinlich eine Mächtigkeitserhöhung vor.

In der Gelnhausen-Folge ergibt sich von Bl. 5721 Gelnhausen bis zur Brg. Ahl eine allmähliche Mächtigkeitszunahme; eine Ablagerungserhöhung in Richtung einer Beckeneintiefung setzt erst NE der Brg. Ahl ein (Bl. 5623 Schlüchtern?).

Mit der Salmünster-Folge verlagert sich dieser Bereich starker Absenkung nach SW etwa an den E-Rand von Bl. 5722 Salmünster.

Zu Beginn des Mittleren Buntsandsteins, zur Zeit der Volpriehausen-Folge, ist eine deutliche Mächtigkeitszunahme um rd. 25 m erst wieder weiter im NE, im Übergangsbereich der Bl. 5622 Steinau-5623 Schlüchtern zu verzeichnen. Der Beckenrand hat sich also erneut um rd. 20 km nach NE verschoben.

In der Detfurth-Folge tritt offenbar ein gegenläufiger Trend ein. Eine bereits jetzt beginnende paläogeographische Umgestaltung zumindest größerer Teile des Buntsandsteinbeckens wird dadurch kenntlich, daß nun im Bereich der Spessartschwelle teilweise größere Mächtigkeiten als im nordwestlichen Vorland abgelagert werden; dies bestätigen auch die Angaben von SCHUBUTH (1969) aus dem Sinn-Gebiet (Bl. 5724 Zeitlofs, Mächtigkeit der Detfurth-Folge 55–58 m). Diese Abkehr von ursprünglich klaren, nahezu gesetzmäßigen paläogeographischen Entwicklungen setzt sich in der Hardeggen-Folge fort; ausgeglichenen Mächtigkeiten im Schwellenvorland mit geringer Abnahme nach N steht wiederum im Sinn-Gebiet (SCHUBUTH 1969) eine Zunahme auf 60–64 m gegenüber.

Vorstöße und Rückzüge der Randfazies am NW-Rand der Spessartschwelle entsprechen der rhythmisch ablaufenden Sedimentation und sind damit eine Bestätigung dieses Gliederungsprinzips der Buntsandsteinschichten.

3. Fazielle Besonderheiten in der Buntsandsteinabfolge der Brg. Ahl

Da auch bei sorgfältiger Durchsicht der kompletten Bohrkern der Brg. Ahl keinerlei Hinweise gefunden werden konnten, daß das Profil aufgrund einer Verwerfung gestört ist, sind auch die von der regional üblichen Ausbildung mehr oder minder abweichenden Horizonte sicher einzustufen.

Der Hardegseener Sandstein ist ziemlich untypisch ausgebildet. Außer den Geröllen (die im „Nadelstich“ einer Bohrung vielleicht nicht unbedingt zu erwarten sind) fehlen unter den gut gerundeten Grobsandkörnern die sonst so charakteristischen hellroten und roten Quarzkörner.

In der Volpriehausener Wechselfolge sind zwei auffallende Grobkornhorizonte eingeschaltet, bei 110,85 – 115,40 m (62,65 m über Basis sm) und bei 126,30 – 127,80 m (50,25 m über Basis sm). Der obere ist mit Geröllführung recht grob entwickelt. Beide Horizonte sind nach Geländebeobachtungen in ähnlicher Ausbildung in der S-Hälfte des südlich der Bohrung gelegenen Bl. 5722 Salmünster vertreten. Sie dürften bei den von LAEMMLEN (1970) auf Bl. 5523 Neuhof ausgeschiedenen drei Grobsandsteinhorizonten dem Oberen (auf Bl. Neuhof ca. 82 m über Basis sm) und dem Mittleren Grobsandsteinhorizont (auf Bl. Neuhof ca. 64 m über Basis sm) entsprechen. Auf Bl. 5721 Gelnhausen (DIEDERICH 1977) betragen die Abstände zur Basis entsprechend dem vorn beschriebenen Sedimentationsablauf nur ca. 58 m und ca. 45 m. Der Untere Grobsandsteinhorizont LAEMMLENS ist in der Brg. Ahl nicht sicher zu erkennen.

Der Volpriehausener Sandstein zeigt mit Korndurchmessern bis 0,7 mm eine auffallend geringe Korngröße; Gerölle fehlen völlig. Vermutlich liegt hier lokal eine gleichartige Entwicklung vor, wie sie LAEMMLEN (1966/67) aus dem zentralen Spessart beschreibt, daß nämlich die sonst stratigraphisch verwertbaren Merkmale der Grobkörnigkeit und der Geröllführung nahezu vollständig verschwinden.

Innerhalb des Unteren Buntsandsteins treten Mächtigkeitsschwankungen besonders auffällig im Tonlagen-Sandstein der Salmünster-Folge und im Dickbank-Sandstein der Gelnhausen-Folge auf; sie entsprechen in ihrem Verhalten somit den Wechselfolgen des Mittleren Buntsandsteins, die zur Schwelle hin eine deutliche Mächtigkeitsreduktion nicht in den einleitenden groben, sondern in den ausklingenden feinkörnigen Abschnitten einer Folge aufweisen.

In der Gelnhausen-Folge sind ECKscher Sandstein und Heigenbrückener Sandstein nicht getrennt worden. Wie auch weiter westlich von Bl. 5620 Ortenberg (HICKETHIER 1978) beschrieben, ergibt sich am N-Abfall des Spessarts ein Sedimentationsbereich, in dem die Geröllführung des ECKschen Sandsteins nach N zu bereits fehlt (bisher nur S der Kinzig nachgewiesen), deutliche feinkörnige Übergangsschichten am Top des Heigenbrückener Sandsteins dagegen noch nicht ausgebildet sind.

4. Profilbeschreibung

Bezeichnung: Tiefbohrung Ahl

Lage: Bl. 5622 Steinau, ca. 3,5 km NE Bad Soden-Salmünster, R 35 29 48, H 55 74 13, ca. 170 m über NN

Bohrzeit: 1980; Bohrverfahren: Seilkernbohrung, 159/76 mm Ø

Bearbeiter: DIEDERICH, HICKETHIER

Gliederung im Unteren Buntsandstein nach DIEDERICH (1964) sowie DIEDERICH & LAEMMLEN (1964).

Schichtenfolge²:

– 2,50 m	Lehm, sandig, mit eckigen Sandsteinbrocken (bis über 10 cm), mittel- bis dunkelbraun, nach unten hellbraun (Mutterboden war abgeschoben)	Quartär
– 4,00 m	Lehm, sandig, hell- bis mittelbraun, trocken, halbfest	“
– 6,30 m	Lehm, sandig, mittelbraun, sehr steif; ab 5,7 m sehr sandig mit Sandsteinbrocken, die z. T. sehr stark verwittert sind	“
– 7,00 m	Sand, schluffig, mittel- bis hellbraun, mit zahlreichen wenig bis gut gerundeten Sandsteinbrocken (bis über 10 cm)	“
– 7,40 m	Kies, grob, Ø bis über 10 cm, hellrot und grau (Material: Sandstein), mit stark sandigem, dunkelbraunem Lehm	“
– 7,80 m	Lehm, sandig, tonig, gelb- bis mittelbraun, steifplastisch, einzelne Gerölle bis 5 cm	“
– 8,00 m	Kies, Ø bis 5 cm, sandig, lehmig, bunt und braun	“
– 8,80 m	Fein- bis Mittelsand, stark schluffig, wenig tonig, mittelgrau, weichplastisch, vereinzelt Gerölle bis 5 cm	“
– 11,50 m	Kies, Ø bis über 10 cm, lagenweise wechselnd sandig und stark lehmig, mittel- bis rotbraun, ab 10,9 m gelbbraun	“
– 11,90 m	Sand, fein- bis mittelkörnig, schluffig, wenig tonig, braungrau, nach unten dunkel- bis rotbraun, steif	“
– 12,40 m	Lehm, sehr sandig, sehr kiesig, Ø über 10 cm, mittel- bis gelbbraun, steif	“
– 14,00 m	Lehm, sehr sandig, sehr kiesig, Ø bis über 10 cm, dunkelbraun, in kiesarmen Lagen steifplastisch, Kiese bis hier wechselnd gut gerundet, z. T. eckig, durchweg Sandstein	“
– 16,00 m	Sand und Sandsteinbrocken, Ø über 10 cm, meist stark schluffig bis lehmig, braun bis rotbraun, sehr steif, in einzelnen kiesarmen Lagen weichplastisch (Buntsandsteinschutt)	“
– 19,10 m	Sand, Sandsteinbrocken und Tonsteinbrocken, Ø bis über 10 cm, graubraun und rotbraun (Buntsandsteinschutt)	“

Mittlerer Buntsandstein

– 27,00 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, Grobkorn gut gerundet, einzelne Feinsandsteinlagen, schluffig, glimmerführend, einzelne Tonsteinlagen, 5–10 cm, grau und hellrot, schluffige Lagen und Tonsteinlagen rotbraun; Bohrgut besteht aus bis 10 cm langen Kernstücken, z. T. zerbohrt (stark angewittert, lockerer Verband mit Übergang zu Solifluktionsschutt)	Hardegseiner Wechselfolge
– 27,35 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, hellrot bis grau, fest bis hart	“
– 27,40 m	Ton- und Schluffstein, rotbraun	“
– 28,75 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, mit zahlreichen grobkörnigen Partien, Ø bis 2 mm, weitgehend verkieselt, hart, einzelne Tongallen bis 3 cm, dunkelrotbraun, hellrot bis grau	“
– 28,90 m	Ton- und Schluffstein, feinsandig, dunkelrotbraun, glimmerführend	“
– 29,50 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, Grobkornlagen, cm-starke Toneinschaltungen, hellrotbraun und grau, fest, z. T. zerbohrt	“
– 29,55 m	Ton- und Schluffstein, dunkelrotbraun, stark glimmerführend	“

² Geringfügig gekürzt.

– 30,65 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, Grobkornanreicherungen (Grobkorn bis 1 mm und gut gerundet), häufig Tonsteinfetzen eingeschaltet, hellrot und grau, lagenweise rotbraun; bei 30,0 m rotbraune Tonsteineinschaltung, zerbohrt; starke Schrägschichtung	“
– 30,90 m	Ton- und Schluffstein, dunkelrotbraun, glimmerführend, mit fein- bis mittelkörnigen Sandsteinlagen	“
– 31,30 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, hellrotbraun, nach unten zu ockerfarben, hart	“
– 31,40 m	Ton- und Schluffstein, dunkelrotbraun	“
– 31,90 m	Sandstein, vorwiegend fein- bis mittelkörnig, hellrotbraun, fest	“
– 32,40 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, und Feinsandstein, schluffig, rotbraun und ockerfarben, partienweise wechselnd, z. T. feinlagig im mm-Bereich, nahezu horizontale Schichtung	“
– 32,60 m	Sandstein, vorwiegend grobkörnig, Grobkörner um 1 mm, gut gerundet, grau	“
– 32,65 m	Ton- und Schluffstein, rotbraun, fest	“
– 33,40 m	Sandstein, mit Grobkornanreicherungen, nach unten zu Grobsandstein (Körnung ca. 1 mm, gut gerundet), rotgrau, nach unten zu gelbgrau	“
– 33,90 m	Ton- und Schluffstein, dunkelrotbraun, einzelne Feinsandsteinlagen	“
– 34,80 m	Sandstein, mittelkörnig, mit Anreicherungen gut gerundeten Grobkorns, lagenweise Anreicherung von Tonsteinfetzen, rotgrau und grau; einige 10–20 cm starke Partien mit cm-starkem Wechsel von Feinsandstein und Tonstein, dunkelrotbraun	Hardegse- Sandstein
– 36,50 m	Sandstein, mittelkörnig, häufig Anreicherungen gut gerundeten Grobkorns, 5–10 cm starke Lagen aus Fein- bis Mittelsandstein und Tonstein-Schluffstein im Wechsel	“
– 38,60 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, rotgrau, grau und gelbgrau, einzelne Lagen mit Tonsteingallen, fest, einzelne bis 5 cm starke Lagen mürbe	“
– 42,20 m	Sandstein, vorwiegend fein- bis mittelkörnig, hellgrau, grau und rotgrau, zahlreiche dünne Lagen mit kleinen Tonsteinfetzen, fest bis hart	“
– 43,00 m	Sandstein, vorwiegend mittelkörnig, hell- bis braungrau; partienweise sehr stark durchsetzt mit kleinen Tongallen u. erbsengroßen mürben Bereichen, die rostbraun verfärbt sind	“
– 44,00 m	Sandstein, mittel- und wechselnd stark feinkörnig, z. T. schluffig, rotgrau und grau, bis 5 cm starke rotbraune Ton- und Schluffsteineinschaltungen	“
– 45,30 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, rotgrau und grau, hart, nach unten zu absandend, bei 44,80 m Tonsteineinschaltung, 5 cm	“
– 45,40 m	Ton- und Schluffstein, dunkelrotbraun	“
– 46,00 m	Sandstein, vorwiegend grobkörnig, rotgrau und grau mit rostbraunen Lagen, fest, z. T. absandend	“
– 46,20 m	Ton- und Schluffstein, rotbraun, mit Feinsandsteineinschaltungen	“
– 47,20 m	Sandstein, mittel- und grobkörnig, mit Grobkornpartien (\varnothing um 1 mm, gut gerundet), grau und rotgrau; einige unregelmäßige großstückige (3 cm) Tonsteineinschaltungen	“
– 47,70 m	Grobsandstein mit mittelkörnigen Lagen, grau und braungrau (\varnothing ganz überwiegend bis 1 mm, selten bis 2 mm, gut gerundet), von 47,30 – 47,50 m mürb, zerbohrt	“

– 47,73 m	Tonstein, rotbraun, mit unregelmäßigen grauen Einschaltungen	Detfurther Wechselfolge
– 48,45 m	Sandstein, mittel- bis feinkörnig, nach unten zu feinkörnig, grau und hellgraurot, im oberen Teil einzelne Grobkörner, gut gerundet, sonst eckige Kornform	“
– 48,70 m	Tonstein, Schluffstein und schluffiger Feinsandstein, rotbraun mit grauen und gelbbraunen Lagen, glimmerführend	“
– 57,20 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, mit einzelnen Grobkörnern und lagenweisen Grobkornanreicherungen, hellgraurot u. grau; Tonstein-Schluffstein, rotbraun, in mehreren 10 cm starken Lagen	“
– 57,45 m	Tonstein-Schluffstein und Feinsandstein, schluffig, dunkelrotbraun	“
– 57,60 m	Feinsandstein, wechselnd stark schluffig, rotbraun	“
– 59,00 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, mit einzelnen lagen- und linsenförmigen Anreicherungen von Grobkorn bis 1 mm, hellgraurot bis grau, lagenweise Anreicherungen von Tonsteinfetzen, bis 5 cm starke Einschaltungen von Ton-Schluff- und schluffigen Feinsandsteinen	“
– 81,00 m	Sandstein, mittelkörnig, gut gerundetes Grobkorn in zahlreichen Lagen angereichert und einzeln eingestreut, partienweise stark feinsandig, graurot bis grau und graubraun; deutlich gebändertes Aussehen, kleine und große Tonsteinfetzen (bis 6 cm) in Lagen angereichert, einzelne dunkelrotbraune Tonsteineinschaltungen	“
– 81,80 m	Tonstein-Schluffstein und Feinsandstein, schluffig, dunkelrotbraun	“
– 91,95 m	Sandstein, mittelkörnig, mit zahlreichen grobkörnigen Lagen, grau bis rotgrau; partienweise Anreicherung von rotbraunen Tonsteinfetzen; partienweise stark feinkörnig; geringe Schrägschichtung	Detfurther Sandstein
– 92,25 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit grauroten Feinsandsteineinschaltungen	“
– 93,35 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, gelbbraun bis hellgrau, absandend mürb bis fest	“
– 94,20 m	Feinsandstein, mittelkörnig, graurot, mit einzelnen Grobkorneinschaltungen und nach unten zu stärkeren rotbraunen Tonstein-Schluffsteineinschaltungen	“
– 95,20 m	Feinsandstein, mittelkörnig, z. T. etwas schluffig, graurot, einzeln eingestreute Grobkörner	“
–102,05 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, hellgrau und graurot; zahlreiche lagenweise und partienweise Anreicherungen von gut gerundetem Grobkorn (\varnothing 1–2 mm); Tonsteinfetzen in einzelnen Lagen; im unteren Meter 5–10 cm mächtige Einschaltungen von feinkörnigem Mittelsandstein und geringmächtigem Ton- bis Schluffstein	“
–102,90 m	Tonstein-Schluffstein, z. T. feinsandig, dunkelrotbraun, glimmerführend mit rotgrauem, mittelkörnigem Sandstein bei 102,30 – 102,50 m	Volprieausener Wechselfolge
–103,35 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, schluffig, graurot; untere 10 cm gelbbraun, glimmerführend; Grobkorn einzeln oder in Nestern eingestreut	“
–104,70 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, grau, rot- und gelbgrau, einzelne Tonsteinfetzen	“
–105,20 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, im unteren Teil Einschaltungen von schluffigem mittelkörnigem Feinsandstein mit einzelnen Grobkörnern	“
–109,60 m	Sandstein, vorwiegend mittel- bis grobkörnig, grau und graurot, gut gerundete Grobkörner lagen- und partienweise angereichert,	“

	mit einzelnen gut gerundeten Geröllen um 3 mm, 1–2 cm starke Tonstein-Schluffsteinlagen, einzelne größere Tonsteinfetzen	
–110,85 m	Feinsandstein, wechselnd stark mittelkörnig, rot- bis hellrotbraun; Grobkörner einzeln eingestreut oder in dünnen Lagen, bis 5 cm starke Einschaltungen von Tonstein-Schluffstein	“
–112,70 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, in Lagen und Partien starke Grobkornanreicherungen gut gerundeter Körner (\varnothing 1–2 mm) mit Geröllen (\varnothing 3–4 mm), grau, einzelne große Tonsteinfetzen, vereinzelt bis 1 cm starke rotbraune Tonstein-Schluffsteinlagen	“
–112,80 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun	“
–113,00 m	Sandstein, mittel- bis feinkörnig, rotgrau und grau, mit nesterartigen Grobkornanreicherungen	“
–113,10 m	Tonstein-Schluffstein, feinsandig, dunkelrotbraun	“
–113,85 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, mit starken Grobkornanreicherungen (\varnothing 1–2 mm, gut gerundet) und einzelnen Geröllen (\varnothing 3–4 mm, mäßig gut gerundet), grau bis graurot	“
–114,00 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit mm-starken Sandsteinlagen, z. T. grobkörnig, z. T. stark feinsandig, mit einzelnen eingestreuten Grobkörnern	“
–115,40 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, mit Grobkornanreicherungen und einzelnen Geröllen bis 4 mm, grau bis graurot; Schluffsteineinschaltung, dunkelrotbraun 114,80 – 114,85 mm; einzelne Feinsandsteinbänder	“
–115,60 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun	“
–116,30 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, schluffig, hellrot bis rotbraun	“
–116,40 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun	“
–117,05 m	Sandstein, mittelkörnig, z. T. feinkörnig, z. T. schluffig gebändert, grau bis hellrotbraun	“
–117,80 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit schluffigen Sandsteineinschaltungen, fein- bis mittelkörnig, vereinzelt grobkörnig	“
–118,50 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, mit grobkörnigen Lagen und dünnen Schluffsteineinschaltungen, rotbraun	“
–118,75 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit Einschaltungen von feinkörnigem Mittelsandstein	“
–127,30 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, violettstichig hellrotbraun und grau, mit Tonstein-Schluffsteineinschaltungen, dunkelrotbraun; partienweise kleinere und größere Tonsteinfetzen angereichert. In den Sandsteinen partienweise stark grobkörnige Anreicherungen, meist gelbbraun; ab 126,30 m zusammenhängend stark grobkörnig (\varnothing 1–2 mm), stark karbonatlöchrig	“
–127,40 m	Tonstein-Schluffstein, rotbraun	“
–127,80 m	Sandstein, mittel- bis feinkörnig, an der Basis Lagen gut gerundeten Grobkorns, rotgrau, nach unten zu gelbbraun	“
–128,50 m	Tonstein-Schluffstein, rotbraun, nach unten zu stark feinsandig	“
–128,80 m	Sandstein, mittel- bis feinkörnig, hellgrau	“
–129,40 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, lagenweise feinsandig, lagenweise stark glimmerführend	“
–132,70 m	Sandstein, mittel- bis feinkörnig, lagenweise etwas schluffig, grau bis graurot, etwas glimmerführend, lagenweise kleine Tonsteinfetzen	“
–133,20 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, untere cm stark grüngrau mit schluffigen und mittelkörnigen Feinsandsteinlagen	“
–136,50 m	Sandstein, mittel- bis feinkörnig, partienweise mittel- bis grobkörnig, bis 133,80 m stark karbonatlöchrig und mit Tonsteinfetzen durchsetzt, grau bis graurot	“

-137,40 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit Einschaltungen feinkörnigen Mittelsandsteins	“
-141,60 m	Sandstein, mittel- bis feinkörnig, grau bis graurot, partienweise zahlreiche kleine Tonsteinfetzen, die geringe Schrägschichtung betonen, partienweise etwas karbonatlöchrig, dunkelrotbraune Tonsteinlagen	“
-142,10 m	Feinsandstein, stark schluffig, rotbraun, glimmerführend, bis Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun	“
-145,85 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, hellgrau bis hellrotbraun, mit Schluffstein-Tonsteineinschaltungen bei 143,00 – 143,20 m; einige kleine, in Schrägschichtung eingebettete Tonsteinfetzen	“
-146,10 m	Tonstein-Schluffstein, grüngrau und dunkel-rotbraun, mit mittelkörniger Sandsteineinschaltung	“
-148,00 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig und mittelkörnig, rotgrau und hellrotbraun, Tonsteinfetzen bis 5 cm teils einzeln, teils partienweise stark angereichert, z. T. deutliche Schrägschichtung	“
-148,20 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit Sandsteineinschaltungen, fein- bis mittelkörnig	“
-149,80 m	Sandstein, mittel- bis feinkörnig, graurot und hellrotgrau, partienweise stark mit rotbraunen Tonsteinfetzen durchsetzt, die bis über 6 cm groß und z. T. in die deutliche Schrägschichtung eingebettet sind; bis 148,50 m Tonsteinfetzen, z. T. grüngrau, und Sandstein, karbonatlöchrig	“
-154,00 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig und mittelkörnig, lagenweise etwas schluffig, rotbraun und hellgrau; einzelne Lagen mit starker Anreicherung kleiner Tonsteinfetzen, vereinzelt große Tonsteinfetzen	“
-154,10 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun	“
-158,40 m	Sandstein, fein- und mittel- bis feinkörnig, hellrotbraun und grau, hellrotbraune Partien in kleinen grünen Flecken entfärbt, z. T. schluffig, feinlagig; einzelne Partien mit Anreicherungen kleiner Tonsteinfetzen	Volprieausener Sandstein
-178,05 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, überwiegend hell- bis hellrotgrau (\varnothing meist 0,1–0,3 mm, in einzelnen Lagen bis 0,5 mm, selten bis 0,7 mm), z. T. schluffige Lagen, glimmerreich; zahlreiche Partien mit eingelagerten Tonsteinfetzen, dunkelrotbraun, diese Partien zeigen außerdem häufig Karbonatlöchrigkeit und eine mäßige bis starke Schrägschichtung; vereinzelt rotbraune Tonstein-Schluffsteinlagen, 1–3 cm stark	“
Unterer Buntsandstein		
-179,30 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, obere 20 cm und untere 10 cm mit feinlagig eingeschalteten hellrotbraunen Feinsandsteinen	Salmünster-F. Tonlagen-Sandstein, Grenzschichten
-186,15 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, hellrotbraun bis hellgrau, lagenweise graugrün (\varnothing meist 0,1–0,3 mm, selten bis 0,5 mm); drei 5–10 cm starke dunkelrotbraune Tonstein-Schluffsteinlagen mit feinen (mm-starken), graugrünen feinsandigen Linsen; zahlreiche Partien mit eingelagerten dunkelrotbraunen Tonsteinfetzen, geringer Karbonatlöchrigkeit und häufiger Verkiezelung; häufig feinlagige Ausbildung, Schrägschichtung vorherrschend	“
-214,00 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, hellgrau bis hellrotbraun (\varnothing meist 0,1–0,3 mm, selten bis 0,5 mm); einzelne 1–15 cm starke dunkelrotbraune Tonstein-Schluffsteinlagen, feinsandig-	Tonlagen-Sandstein, Sandstein-Tonsteinschichten

	schluffige Partien, z. T. glimmerführend, hellrotbraun und grau-grün	
-214,60 m	Feinsandstein, z. T. schluffig, hellrot- bis rotbraun, glimmerführend; oben und unten 20 cm mit rotbraunen, 1–5 cm starken Tonstein-Schluffsteinlagen durchsetzt, z. T. auch in mm-feiner Wechsellagerung	“
-221,45 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, hellrotbraun bis hellgrüngrau; fast durchgehend deutliche Schrägschichtung, häufig durch schluffreiche Lagen fein gebändert im cm- bis mm-Bereich, zahlreiche Partien mit kleinen und großen (bis 3 cm) dunkelrotbraunen Tonsteinfetzen, in grauen bis hellgrüngrauen Partien sind die Tonsteinfetzen graugrün; neben den Tonsteinfetzen tritt Karbonatlöchrigkeit auf, dann ist die Schrägschichtung häufig verstärkt und das Gestein kieselig hart	“
-236,45 m	wie vor; mehrere cm- bis 5 cm starke Tonstein-Schluffstein-Zwischenlagen, dunkelrotbraun	Tonlagen-Sandstein, Tonstein-Sandstein-Schichten
-236,95 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, untergeordnet hellgrüngrau, bei 236,80 – 236,85 m grüngrauer Feinsandstein	“
-237,45 m	Feinsandstein, rotbraun, schluffig feingebändert, zahlreiche grüngraue Entfärbungsflecken, unten 10 cm dunkelrotbrauner Tonstein-Schluffstein	“
-244,80 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, Ø selten bis 0,4 mm, rotbraun bis hellgrau, feinlagig, deutliche Schrägschichtung, selten Tonsteinfetzen und Karbonatlöchrigkeit; einzelne 2–4 cm starke Tonstein-Schluffsteinlagen, rotbraun und grüngrau, z. T. stark feinsandig	“
-245,05 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun mit dünnen grüngrauen Lagen, z. T. feinsandig, glimmerreich	“
-245,35 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, hellgrau bis hellrotgrau	“
-245,50 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit feinen grüngrauen Lagen, eine stark schluffige Feinsandsteineinschaltung, 3 cm stark	“
-248,20 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, vorwiegend hellgrün bis hellgrau, untergeordnet hellrotgrau, feinlagig gebändert, einzelne stark schluffreiche Lagen, 1–3 cm stark; mäßige Schrägschichtung	“
-248,45 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, und rotbrauner schluffiger Feinsandstein in mm-starker bis 3 cm starker Wechsellagerung	“
-249,00 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, bis 248,60 m und 248,95–249,0 m grüngrau, sonst rotbraun, einzelne Tonsteinfetzen, Feinbänderung	“
-249,25 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit mm- bis cm- starken Feinsandsteineinschaltungen; unten 5 cm grüngrau	“
-253,45 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, Ø bis 0,4 mm, hellrotbraun und grüngrau bis grau, partienweise karbonatlöchrig mit einzelnen Tonsteinfetzen, dünne schluffreiche Lagen, z. T. stark glimmerführend, einzelne 1–2 cm starke Schluffstein-Tonsteineinschaltungen	“
-253,85 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit dünnen Feinsandsteineinschaltungen	“
-260,90 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, etwa in 2-m-Bereichen abwechselnd je zur Hälfte hell- bis hellgrüngrau und hellrotbraun; mehrere Lagen mit kleinen Tonsteinfetzen und karbonatlöchrig, einige schluffreiche Partien, bis 5 cm stark	Basis-Sandstein
-265,40 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, hellrotbraun bis hellgrüngrau, mehrere Lagen mit rotbraunen Tonsteinfetzen (bis 3	“

	cm), fein gebändert durch schluffige Lagen und dünne Tonstein-Schluffsteinlagen, rot- und grüngrau; mehrere Tonstein-Schluffsteinpartien, 5–20 cm stark	
–270,10 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, hellrotbraun und hellgrüngrau, in 30–50 cm mächtigen Bereichen wechselnd; partienweise karbonatlöchrig mit kleinen Tonsteinfetzen, einzelne 2–5 cm starke feinsandige Schluff- und Tonsteinlagen, grüngrau und rotbraun	“
–271,95 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, hellgrüngrau, untergeordnet hellrotbraun; lagenweise rotbraune und grüngraue Tonsteinfetzen, mehrere Tonstein-Schluffsteinpartien	Gelnhausen-F. Dickbank-Sandstein, Tonstein-Sandsteinschichten
–276,70 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, vorwiegend hellgrüngrau, in 30–100 cm langen Strecken hellrotbraun; Feinbänderung durch schluffige Lagen, partienweise Tonsteinfetzen, hellgraugrün, selten dunkelrotbraun, bis 10 cm mächtige schluffreiche Partien oder Schluffstein-Tonsteinlagen	“
–280,80 m	Sandstein, überwiegend feinkörnig, vorwiegend rotbraun mit hellgrüngrauen Streifen und Einschaltungen, häufig schluffig, feingeschichtet, deutliche Schrägschichtung, dunkelrotbraune Tonsteinfetzen in dünnen Lagen; mehrere dunkelrotbraune, lagenweise grüngraue Tonsteineinschaltungen	“
–285,90 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, vorwiegend rotbraun, partienweise ohne scharfe Abgrenzung in hellgrüngrau übergehend, verteilt zahlreiche meist kleine rotbraune Tonsteinfetzen; schluffige Feinbänderung, mäßige Schrägschichtung, bei 283,50–283,60 m dunkelrotbrauner Schluffstein-Tonstein	“
–286,60 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, obere 20 cm in schluffigen, glimmerführenden Feinsandstein übergehend	“
–290,80 m	Sandstein, fein-, z. T. fein- bis mittelkörnig, vorwiegend hellgrüngrau, in 10–30 cm mächtigen Partien hellrotbraun; schluffige Feinbänderung, kaum Schrägschichtung, von 288,35–288,65 m Wechselfolge von schluffigem Feinsandstein, z. T. glimmerführend, mit Tonstein-Schluffstein, überwiegend dunkelrotbraun	“
–291,10 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit Feinsandsteinlagen	“
–293,05 m	Sandstein, überwiegend feinkörnig, rot- bis hellrotbraun, mit grüngrauen Partien; dunkelrotbraune Tonstein-Schluffsteineinschaltungen	“
–293,80 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit feinsandigen, meist grüngrauen Lagen, Feinsandsteineinschaltungen, rotbraun, feinslagig	“
–304,75 m	Sandstein, überwiegend feinkörnig, hellrotbraun mit mächtigen grüngrauen Partien; schluffige Feinbänderung vorwiegend horizontal, einige Partien mit dunkelrotbraunen Tonsteinfetzen, schluffreiche Partien glimmerführend, mehrere Schluffstein-Tonsteineinschaltungen, dunkelrotbraun, 1–5 cm stark	Dickbank-Sandstein, Dickbankige Sandstein-Schichten
–305,35 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit grüngrauen und hellrotbraunen, z. T. glimmerführenden Feinsandsteineinschaltungen; bei 305,00–305,15 m Sandstein, fein- bis mittelkörnig, grau bis rotgrau, mit einigen kleinen Tonsteinfetzen	“
–309,10 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig (\varnothing bis 0,3 z. T. bis 0,4 mm), hellgrau bis hellgraurot, partienweise kleine rotbraune Tonsteinfetzen und karbonatlöchrig, dabei z. T. ausgeprägte Schrägschichtung	“

- 309,80 m Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit z. T. schluffigen, glimmerführenden Feinsandsteineinschaltungen, hellrotbraun, mm–5 cm stark “
- 310,80 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, z. T. schluffig und glimmerführend, hellrot bis hellgrüngrau “
- 311,05 m Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun “
- 316,55 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, z. T. schluffig feingebändert, hellrot bis hellgrau wechselnd; lagenweise kleine dunkelrotbraune Tonsteinfetzen und etwas karbonatlöchrig “
- 317,30 m Sandstein, überwiegend feinkörnig, hellrot bis grau; lagenweise kleine dunkelrotbraune Tonsteinfetzen, dunkelrotbraune Schluffstein-Tonsteinpartien “
- 321,40 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig (\varnothing vereinzelt bis 0,4 mm), überwiegend hellgraurot mit grauen Einschaltungen; zwei Partien 20–40 cm stark, karbonatlöchrig mit zahlreichen Tonsteinfetzen, hier deutliche Schrägschichtung, mehrere 2–5 cm starke Lagen von dunkelrotbraunem Tonstein-Schluffstein “
- 321,90 m Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit zahlreichen Feinsandsteinlagen im mm-Bereich und bis 5 und 10 cm stark, grüngrau u. rotgrau “
- 325,50 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, überwiegend hellrot bis hellrotbraun, mit dünnen grauen Lagen; partienweise kleine rotbraune Tonsteinfetzen, häufig horizontale Schichtung “
- 325,65 m Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, nach unten zu feinsandig und glimmerführend “
- 326,30 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, überwiegend hellrot bis hellrotbraun, mit grauen Lagen “
- 326,40 m Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun “
- 336,85 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig (vereinzelt \varnothing 0,4–0,5 mm), hellgrau-hellrotbraun; mehrere bis 1 m mächtige Partien karbonatlöchrig mit kleinen Tonsteinfetzen und deutlicher Schrägschichtung; vereinzelt 1–5 cm starke Tonstein-Schluffsteinlagen, dunkelrotbraun “
- 337,10 m Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, z. T. fein gebändert durch dünne Feinsandsteinlagen “
- 343,65 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, dunkelrotbraune Tonsteinfetzen (bis 3 cm) in karbonatlöchrigen, meist schräggeschichteten Partien, sonst horizontale bis mäßige Schrägschichtung “
- 343,95 m Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit schluffigen Feinsandsteineinschaltungen “
- 355,80 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig (\varnothing überwiegend 0,1–0,3 mm, vereinzelt bis 0,5 mm), hellrotbraun mit grauroten und grauen bis grüngrauen Lagen; partienweise etwas schluffig und glimmerführend, partienweise mit kleinen Tonsteinfetzen und z. T. karbonatlöchrig bei deutlicher Schrägschichtung, einzelne 1–5 cm starke Tonstein-Schluffsteinlagen “
- 384,00 m Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, hellrotbraun mit grauen bis grauroten und grüngrauen Lagen; Einschaltungen von schluffigen Feinsandsteinen mit Tonstein-Schluffstein; partienweise kleine Tonsteinfetzen und karbonatlöchrig bei deutlicher Schrägschichtung Dickbank-Sandstein, Sandstein-Tonsteinschichten
- 388,60 m Wechsellagerung von fein- bis mittelkörnigem, hellgrauem bis hellrotbraunem Sandstein mit Tonstein-Schluffsteinlagen “

-400,15 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig (\varnothing selten bis 0,5 mm), hellrotbraun bis hellgrau, einzelne 1–5 cm starke Lagen von dunkelrotbraunem Tonstein-Schluffstein mit schluffigem Feinsandstein; partienweise Schrägschichtung mit kleinen Tonsteinfetzen	Eckscher Sandstein und Heigenbrückener Sandstein
-400,32 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun	“
-411,00 m	Sandstein, feinkörnig, mit mittelkörnigen Lagen (\varnothing bis 0,4 mm), hell- und rotgrau, selten hellbraun gefleckt, z. T. in schluffigen Lagen feingeschichtet; einzelne Lagen mit meist kleinen rotbraunen Tonsteinfetzen, einzelne große Tonsteinfetzen bis 5 cm; bei 402,25–402,45 m Einschaltung bis 2 cm starker Tonstein-Schluffsteinlagen mit schluffigem Feinsandstein	“
-411,37 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun	“
-415,75 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig (\varnothing bis 0,4 mm), hellgrau, z. T. braunfleckig, und graurot	“
-416,25 m	Feinsandstein, stark schluffig, dunkelrotbraun, glimmerführend	“
-426,70 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, je etwa zur Hälfte hellgrau, (z. T. braun gefleckt) und graurot; lagenweise kleine Tonsteinfetzen, einzelne große Tonsteinfetzen 1–5 cm, dunkelrotbraun; z. T. feinlagig-horizontale Schichtung mit wechselndem Schluffgehalt, vereinzelt 1–4 cm starke Schluffstein-Tonsteineinschaltungen	“
-426,80 m	Feinsandstein, stark schluffig, glimmerführend, mit Tonstein-Schluffsteineinschaltungen, dunkelrotbraun	“
-435,00 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, vorwiegend graurot mit hellgrauen, z. T. braungefleckten Partien; meist feinlagige, etwa horizontale Schichtung, vereinzelt kleine Tonsteinfetzen, im unteren Teil einige rotbraune Tonstein-Schluffsteinlagen, 1–4 cm	“
-435,55 m	Wechselsfolge von Feinsandstein, z. T. schluffig, hellrotbraun, und dunkelrotbraunem Tonstein-Schluffstein, z. T. feinsandig, in cm- bis 10 cm starken Lagen	“
-453,30 m	Sandstein, fein- und fein- bis mittelkörnig, hell- u. rotgrau bis hellrotbraun; einige bis 10 cm starke rotbraune Schluffstein-Tonsteinlagen und stark schluffige, feinlagige, glimmerführende Feinsandsteine. Untere 3,8 m frei von Tonsteinlagen und unterer Meter hellgrau, aber keine auffallende Kornvergrößerung	“
-459,55 m	Feinsandstein, meist hellgrau, z. T. schluffig, und Tonstein-Schluffstein, rotbraun, z. T. feinsandig, in feinlagiger, mm- bis cm-starker Wechselschichtung, z. T. horizontal bis flachwellig, meist stark wellig bis unregelmäßig flaserig, nach unten übergehend in flaserig aufgelösten Feinsandstein in feinsandigem Schluffstein	Bröckelschiefer-Folge
-461,65 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit lagenweise gehäuft auftretenden flaserigen bis stark welligen, 1–5 cm starken Feinsandsteineinschaltungen, hellgrau	“
-465,40 m	Tonstein-Schluffstein, dunkelrotbraun, mit 1–20 cm starken Sandsteineinschaltungen, hellgrau bis grüngrau, z. T. mit gut gerundeten Körnern bis über 1 mm \varnothing , z. T. schwach karbonatisch	“
-477,80 m	Schluffstein-Tonstein, dunkelrotbraun, mit nach unten zunehmenden, unregelmäßigen Einschaltungen von gelb- bis grüngrauen karbonatischen Sandflasern und -linsen, bei 477,12–477,15 m dolomitischer Kalkstein, dunkelgrau	“
-478,45 m	Sandstein, fein- und mittelkörnig, rotbraun und hellgrau, Körner mit 0,5 – 1 mm \varnothing lagenweise angereichert oder regellos eingestreut; stark karbonatisch, obere 15 cm und untere 10 cm mit Schluffsteinlagen durchsetzt oder stark schluffig	“

- 483,35 m Schluffstein, wechselnd stark sandig und mit Einschaltungen von schluffigem Sandstein in Lagen und Flasern, dunkelrotbraun; unregelmäßig eingestreute Körner mit \varnothing um 0,5 mm – 1 mm, wechselnd stark karbonatisch in Flasern und Schlieren; bei 478,65 m Karbonatknolle
- 631,00 m (Endteufe) Nach Durchsinken des Zechsteins wurde die Bohrung im Oberrotliegenden eingestellt.

Nachsatz: Auf die in Tab. 1 wiedergegebene unterschiedliche, bislang noch nicht verbindlich geregelte Grenzziehung zwischen Zechstein und Buntsandstein wird hiermit verwiesen. Die Beschreibung der Buntsandsteinschichtenfolge der Brg. Ahl endet hier an der Unterkante der Schluffstein-Sandstein-Schichten des Bröckelschiefers, d. h. an der Basis des Buntsandsteins nach KÄDING (1978).

5. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein. – Geol. Jb., **A 25**: 123–125; Hannover.
- BOIGK, H. (1952): Möglichkeiten und Wege zu einer Feingliederung im Mittleren Buntsandstein erläutert an den Verhältnissen des nordwestlichen Vorharzes. – Z. dt. geol. Ges., **103**: 102–105, 1 Abb.; Hannover.
- (1957): Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. – Geol. Jb., **72**: 325–340, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- DIEDERICH, G. (1964): Die Beckenfazies des Unteren Buntsandstein (su, Trias) in Hessen und den südlichen Nachbargebieten. – Diss., 266 S., 51 Abb., 12 Tab., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1977): Buntsandstein. – Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5721 Gelnhausen: 25–47, 6 Abb.; Wiesbaden.
- in Vorbereitung: Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5722 Salmünster, mit Erl.
- & LAEMMLEN, M. (1964): Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. Mit einem Beitrag von R. VILLWOCK. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **48**, 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden.
- HATZSCH, P. (1978): Untersuchungen der gesteinsphysikalischen und petrographischen Eigenschaften der sedimentären Festgesteine im Hangenden des Zechsteinsalinars im oberen Fulda-Gebiet. – Diss., 184 S., 62 Abb., 17 Tab.; Kiel.
- HICKETHIER, H. (1971): Buntsandstein. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern: 29–54, 5 Abb.; Wiesbaden.
- (1978): Buntsandstein. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 57–76, 4 Abb., Wiesbaden.
- in Vorbereitung: Buntsandstein. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5622 Steinau.
- HOPPE, W. (1976): Die paläogeographisch-fazielle Entwicklung im Südeil des Germanischen Buntsandsteinbeckens. – Schriftenr. geol. Wiss., **6**: 5–62, 9 Abb., 8 Tab.; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1966/67): Der Mittlere Buntsandstein und die Solling-Folge in Südhessen und in den südlich angrenzenden Nachbargebieten. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 908–949, 12 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- (1970): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5523 Neuhof, 2. Aufl., 274 S., 30 Abb., 5 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 127–132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- SCHUBUTH, H. (1969): Geologische Untersuchungen im Gebiet Weichersbach–Zeitlofs–Züntersbach im südwestlichen Rhönvorland. Gliederung des Mittleren und Oberen Buntsandsteins, Petrographie und tektonische Verhältnisse. – Unveröff. Dipl.-Arb., 223 S., Abb., 4 Taf., 4 Kt.; Frankfurt a. M.

- SINDOWSKI, K.-H. (1957): Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. – Geol. Jb., **73**: 277–294, 7 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- WURSTER, P. (1960): Kreuzschichtung im Buntsandstein von Helgoland. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **29**: 61–65, 4 Abb.; Hamburg.

Manuskript eingegangen am 9. 2. 1981

Fossilführung und Stratigraphie der Gelben Basisschichten (Oberer Muschelkalk) im Diemelgebiet

Von

ERWIN BUSSE und MANFRED HORN*

Kurzfassung: Im Diemelgebiet wurden fünf Profile der Gelben Basisschichten untersucht. Ihre Untergrenze wird an das erste Auftreten von Kalksteinen über den dolomitischen Gesteinen des Mittleren Muschelkalks gelegt, ihre Obergrenze an das Einsetzen massiger Kalksteine in Trochitenkalkfazies. Anhand der Fossilführung und Fazies einzelner Kalksteinbänke werden die Bildungsbedingungen der Gelben Basisschichten diskutiert. Das verbreitete Auftreten von Gastropoden, hier überwiegend Vertretern der Gattung *Undularia*, scheint für die untersten Schichten des Oberen Muschelkalks kennzeichnend zu sein.

Abstract: Five sections of the Gelbe Basisschichten (basic member of the Upper Muschelkalk, Middle Triassic) have been studied in the Diemel area (NW Hesse). They form a lithostratigraphic unit of marlstones with intercalated limestones between the dolomitic marlstone sequence of Middle Muschelkalk and the crinoidal limestones of the Trochitenkalk (Upper Muschelkalk). Their thickness ranges from 2,50 to about 6 m. The fossils form a typical Upper Muschelkalk assemblage: lamellibranchs, brachiopods, gastropods, crinoids (*Encrinurus liliiformis*). The gastropods, mainly *Undularia* sp., are very common in the limestones and marly limestones. This seems to be characteristic for the basic layers of the Upper Muschelkalk.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	73
2. Stratigraphischer Begriff	74
3. Lage der Profile	76
4. Beschreibung der Profile	77
5. Fossilführung	80
6. Stratigraphische Abgrenzung	83
7. Schriftenverzeichnis	84

1. Einleitung

Die Gelben Basisschichten des Oberen Muschelkalks und die Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk sind unter dem in zahlreichen Steinbrüchen abgebauten Trochitenkalk sehr selten zusammenhängend aufgeschlossen. Im Diemelgebiet

* Dr. E. BUSSE, Mittelbinge 6, 3500 Kassel-Ki., Dr. M. HORN, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

liegt NW Lamerden (Bl. 4421 Borgentreich) der einzige große Steinbruch, in dem seit langem Teile des Mittleren (mm) und Oberen Muschelkalks (mo) zugänglich sind (Nordhessisches Gipswerk Lamerden). Das Profil ermöglichte bisher als einziges in diesem Gebiet einen Einblick in Stratigraphie und lithologischen Aufbau größerer zusammenhängender Teile des mm und der Gelben Basisschichten (GBS). In den vergangenen Jahren wurden beim Straßenbau SE Germete, bei Dammbauten SE Wethen (Bl. 4520 Warburg) und bei Baugrunduntersuchungen N Haueda (Bl. 4521 Liebenau) größere Anschnitte geschaffen bzw. Bohrungen niedergebracht, die teilweise nahezu vollständige Profile durch den mm und die GBS ergeben haben. Ein weiterer Aufschluß in den GBS liegt bei Volkmarsen und wurde im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Bl. Warburg bearbeitet. Damit liegen neuere Kenntnisse über den Aufbau des mm, seine Unter- und Obergrenze und die GBS vor.

Im mm läßt sich danach zwischen dem Horizont der Schaumkalkbänke bzw. den *orbicularis*-Schichten des mu im Liegenden und den Gelben Basisschichten des mo im Hangenden eine Dreigliederung in einen

- oberen dolomitischen Bereich,
- eine Folge von Sulfaten und Residualgesteinen
- und einen unteren dolomitischen Bereich

erkennen und in allen Profilen durchführen. Diese grobe, vorläufige stratigraphische Gliederung zeigt Beziehungen zu der des thüringischen mm (SEIDEL 1969). Aus den Aufschlüssen und Bohrungen, von denen keine ein ungestörtes und komplettes Profil durchteuft hat, ergeben sich Mächtigkeiten von 50–70 m. Eine eingehendere Beschreibung des mm-Profiles wird in einer späteren Veröffentlichung erfolgen.

Eine stratigraphische Gliederung der GBS war nicht durchführbar, durchgehende Horizonte fehlen auch hier wie in den nördlich und nordöstlich benachbarten Gebieten (KLEINSORGE 1935, GROETZNER 1962). Auffallend ist ein lokal sehr großer Fossilreichtum und die Häufigkeit und weite Verbreitung von Gastropoden in einzelnen Bänken.

Die Fossilien wurden von E. BUSSE bearbeitet. Sie sind hinterlegt in der Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Wiesbaden, unter den Sammlungsnummern 4520/ 27–112.

2. Stratigraphischer Begriff

Zwischen den oberen Dolomiten und dolomitischen Mergelsteinen des mm und dem Trochitenkalk des mo liegt eine Gesteinsserie aus dolomitischen Mergel- und Kalksteinen mit einzelnen fossilführenden Kalksteinbänken. Diese „Übergangsfazies“ zwischen mm und mo wird seit KLEINSORGE (1935) als „Gelbe Basisschichten“ bezeichnet. Ihre Untergrenze und damit die Grenze mm/mo wurde von KLEINSORGE mit dem ersten Auftreten von Trochiten und erstmalig größerem Kalkgehalt definiert; ihre Obergrenze wurde an die Basis der festen, massigen Kalksteinbänke des Trochitenkalks gelegt. Keine der beiden Grenzen ist isochron. Bereits KLEINSORGE (1935: 61) wies darauf hin, daß sich Gelbe Basisschichten

und Trochitenkalk gegenseitig vertreten können, so daß zumindest die Obergrenze der GBS als Faziesgrenze angesehen werden muß. Wohl auch aus diesem Grunde hat deshalb KUMM (1941: 76) beide Einheiten als *Encrinus*-Schichten zusammengefaßt.

MÜLLER (1950: 10) beschrieb aus den 2,10–5,00 m mächtigen GBS Thüringens (den „Übergangsschichten“ an der Basis des Trochitenkalks) Schillkalke, Pflaster von *Myophoria transversa* und kleinen Mytiliden, allerdings keine Trochiten. Die Grenze zum mm wurde von ihm an die Basis der ersten dickeren Kalkbänke gelegt, und damit durch den höheren Kalkgehalt definiert. In den Kalksteinen treten häufig Hornsteine auf.

Im Meißnergebiet gliederte BUSSE (1952, 1964, 1974) die GBS in Myophorien- und Undularen-Schichten und beschrieb aus dieser 6–9 m mächtigen Folge mergelig-kalkiger Gesteine eine reiche Fauna von Gastropoden und Lamellibranchiaten. Der lokale Charakter dieser Gliederung wurde besonders betont. Vergleichbare Faunen waren aus den GBS bisher nicht bekannt. Aus diesem Gebiet W Kassel (Bl. 4621 Wolfhagen) wurden die GBS als >3 m mächtige Wechselfolge von dolomitischen Mergelsteinen und fossilführenden Kalksteinen beschrieben, in deren unterem Teil Hornsteine vorkommen (BUSSE & RÖSING 1966: 73).

GROETZNER (1962) gab eine eingehende Definition und Abgrenzung der GBS für das südöstliche Niedersachsen. Kriterium für deren Untergrenze ist danach das Ansteigen des Kalkgehalts und erstmals zurückgehender Dolomitgehalt. Dieser Horizont ist jedoch nicht zeitgleich, wenn auch der Nachweis einer weitverbreiteten geröllführenden Basisbank und ein streckenweise verfolgbare Glaukonithorizont im unteren Teil der GBS noch auf großräumig einheitlichere Sedimentationsverhältnisse ähnlich wie im mm hinzuweisen scheinen (GROETZNER 1962: 26). Die Obergrenze ist eine „zeitungleiche Faziesgrenze“, da Gesteine vom Typ des Trochitenkalks seitlich in Gesteine vom Typ der GBS übergehen. Als brauchbares Hilfsmittel wurde in Anlehnung an die Abgrenzung KLEINSORGES das Einsetzen „der ersten trochitenreichen massigen Bank“ vorgeschlagen, „die nicht mehr von trochitenfreien Gesteinen überlagert wird“ (GROETZNER 1962: 11).

Von Bl. 4521 Liebenau aus dem Gebiet S der Diemel erwähnt MEIBURG (1969: 108) gelbe dolomitische Mergelkalke und Kalksteine mit einer anfangs noch zwerghaften Molluskenfauna und mit Hornsteinen. Nach den Untersuchungen von NOSHOKATY (1972) gehören die GBS keinem einheitlichen stratigraphischen Niveau an. Sie werden als frühdiagenetische Dolomitierungen an der Basis des Trochitenkalks angesehen und von NOSHOKATY in „Grenz-Dolomitzbereich“ umbenannt.

Nach den im folgenden beschriebenen Profilen liegen im Diemelgebiet unter dem Trochitenkalk maximal 5–6 m mächtige dolomitische Kalk- und Mergelsteine, die sich in ihrem lithologischen Aufbau und durch ihre Fossilführung vom Mittleren Muschelkalk unterscheiden. Besonders kennzeichnend sind teilweise dolomitische Kalk/Mergel-Mischgesteine; reine Kalksteine treten nur in einzelnen, meist nur wenige Zentimeter dicken Bänken auf. Die etwa in W - E-Richtung angeordneten Profile zeigen eine deutliche Mächtigkeitszunahme zwischen Wethen im W und Lamerden im E (Abb. 1).

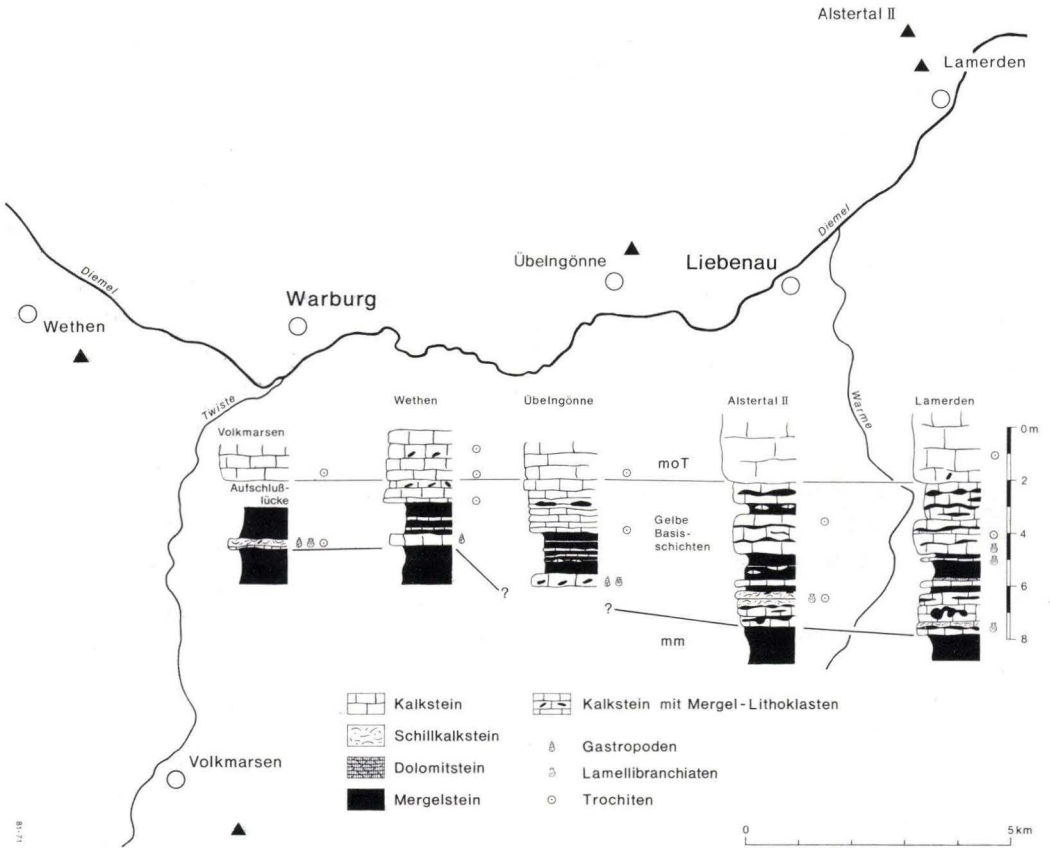


Abb. 1. Vereinfachte Darstellung der Profile der Gelben Basisschichten, orientiert am (nicht gleichzeitigen) Einsetzen der Trochitenkalk-Fazies (moT). mm = Mittlerer Muschelkalk.

3. Lage der Profile

- Volkmarsen: aufgelassener Stbr. am NE-Hang des Scheids S Volkmarsen, Bl. 4520 Warburg, R 35 09 33, H 56 96 06
- Wethen: aufgelassener Stbr. NE Teichmühle, SE Wethen, Bl. 4520 Warburg, R 35 06 20, H 57 05 44
- Übelngönne: aufgelassener Stbr. am E-Hang des Eggel-Tales ca. 500 m NNE Übelngönne, Bl. 4421 Borgentreich, R 35 16 72, H 57 07 36
- Alstertal II: Stbr. am E-Hang des Alstertales, ca. 600 m N Steinmühle, Bl. 4421 Borgentreich, R 35 21 92, H 57 11 50
- Lamerden: Anschnitt oberhalb Stolleneingang Gipswerk Lamerden ca. 800 m NW Lamerden, Bl. 4421 Borgentreich, R 35 22 08, H 57 10 86.

4. Beschreibung der Profile

Der zusammenhängende Übergang zwischen mm und mo ist nur in den Profilen Wethen, Alstertal II und Lamerden aufgeschlossen. In Volkmarsen fehlt der Anschluß zum Trochitenkalk, in Übelngönne der Anschluß an den mm. Das Volkmarsener Profil stellt auch insofern eine Ausnahme dar, als zwischen den dolomitischen Mergeln nur eine Kalkbank nachweisbar ist, von deren Oberfläche aber mehrere Quadratmeter gut aufgeschlossen sind. Aus dieser Bank stammt die unten beschriebene reiche Gastropoden- und Lamellibranchiatenfauna.

Im folgenden werden nicht die jeweils vollständigen Profile, sondern nur ihre die GBS umfassenden Teile gebracht. Die kompletten Profilbeschreibungen des Trochitenkalks von Lamerden und Alstertal II sind bei BUSSE (1972, 1974), von Volkmarsen bei HORN (1976: Profil BEYER 1936) veröffentlicht.

Profil Volkmarsen:

moT	Hangendes:	Trochitenkalk
.....		
	ca. 1,00 m	Aufschlußlücke (geschätzt)
	ca. 1,20 m	Mergelstein, gelb, dolomitisch (Ein in der Sohle des Steinbruchs angelegter Schurf hat im oberen Teil des Mergelsteins Hornsteinknollen und Dolomitbrocken aufgeschlossen. Ihre stratigraphische und tektonische Position konnte nicht geklärt werden.)
GBS	0,22–0,25 m	Kalkstein, grau, braunfleckig, z. T. oolithisch, fossilreich (Schillkalk); an der Oberfläche Hartgrund, z. T. angebohrt, zahlreiche Gastropoden, Lamellibranchiaten, <i>C. vulgaris</i> , Trochiten von <i>Encrinus liliiformis</i> (s. Fossilliste)
	0,05–0,06 m	Kalkstein, gelb, schaumig-löchrig
	0,01 m	Mergelstein, gelb
	0,04–0,05 m	Kalkstein, grau, gelbbraun, oberster und unterster cm stark mergelig, auf Oberfläche cf. <i>Modiolus</i> sp., cf. <i>Loxonema</i> sp.
.....		
mm	ca. 1,80 m	Mergelstein, gelbgrau, dolomitisch

Profil Wethen (Stbr. NE Teichmühle, E-Wand):

moT	Hangendes:	Trochitenkalk
.....		
	0,65 m	Kalkstein, grau, oolithisch, fossilreich (Schalenquerschnitte; Trochiten einzeln im oberen Teil); an der Basis gelbe Mergelgerölle
	0,75–0,80 m	Kalkstein, grau, oolithisch, Trochiten
	0,30–0,35 m	Kalkstein, gelb, grau, mit flaserigen Lagen und Linsen von gelbem Mergel; <i>Lima striata</i> ; zahlreiche Schalenquerschnitte
GBS	0,30 m	Kalkstein, dunkelgrau, sehr hart, oolithisch (sehr kleine Ooide)
	0,25–0,30 m	Kalkstein, grau, in Bänken von 0,05–0,10 m, hart und splittrig, fossilreich, vereinzelt Trochiten
	1,15–1,20 m	Mergelstein, grau, dickplattig, im unteren Teil vier cm-dicke, linsenartige Kalksteinlagen
	0,40 m	Kalkstein, graubraun, und Mergelstein, grau, nur im tieferen Teil scharf getrennt, nach oben durch allmähliche Zunahme von Mergelstein in die hangende Bank übergehend; scharfe Untergrenze; spätige Fossilreste, <i>Undularia</i> sp., <i>Loxonema</i> sp.
.....		

mm	1,20 m	Mergelstein, gelblichgrau, dickplattig, an der Basis 5 cm dicke schwarze Tonlage
	Liegendes:	Mergelstein, gelb

Profil Übelngönne:

moT	1,30 m	Kalkstein, massig, grau, oolithisch, fossilführend, einzelne Trochiten, Vertikalstyloolithen
	0,40 m	Kalkstein, grau, feinoolithisch, Muschelquerschnitte, am Top Vertikalstyloolithen bis 10 cm
	0,70 m	Kalkstein, massig, grau, feinoolithisch; 0,40 m über Basis Lage von flachen Knollen, gelb, dolomitisch, bis 2 cm; fossilführend (Muschelquerschnitte) Vertikalstyloolithen am Top örtlich bis 10 cm, an der Basis bis 12 cm
	0,23–0,25 m	Kalkstein, grau, feinoolithisch, an der Basis Styloolithen (vertikal) bis 10 cm
	0,25–0,27 m	Kalkstein, wie vor, an der Basis Vertikalstyloolithen bis 8 cm
	0,20–0,25 m	Kalkstein, grau
GBS	0,25 m	Kalkstein, grau, einzelne Trochiten, auch direkt an der Basis
	0,37 m	Mergelstein, gelb, dolomitisch
	0,18 m	Mergelstein, grau, dolomitisch
	0,02 m	Kalkstein, grau
	0,12 m	Mergelstein, grau, dolomitisch
	0,02 m	Kalkstein, grau, und Mergelstein, grau
	0,26 m	Mergelstein, gelbgrau, dolomitisch, mit unregelmäßig knolligen Lagen von Kalkstein, grau
	0,50 m	Mergelstein, gelb, gelbgrau, dolomitisch
	0,55 m	Kalkstein, grau, wellige Bankung, mit fetzenartigen Dolomiteinschlüssen, gelb; <i>Undularia</i> sp., cf. <i>Undularia</i> sp., <i>Mytilus eduliformis praecursor</i>
	Liegendes:	nicht aufgeschlossen

Profil Alstertal II (S-Teil des Bruches):

	5,75 m	dickbankige Kalksteine; 1,10 m und 1,80 m über Basis 0,05–0,10 m und 0,25 m dicke Lagen von Mergelstein, gelb, dolomitisch, obere mit knolligen Kalksteinlagen
moT		
	0,80 m	Kalkstein, grau, mit flaserigen, gelben Mergelsteinlagen
	0,40 m	Mergelstein, gelb, dolomitisch, im oberen Teil dünne Kalkknollenlagen
	1,50 m	Kalkstein, grau, drei Bänke, fossilführend; Trochiten; flaserige Einlagerungen von Mergelstein, gelb, dolomitisch
	0,20 m	Mergelstein, gelb, dolomitisch
	Fortsetzung des Profils an Auffahrt zu oberer Sohle	
	0,35 m	Mergelstein, gelb, gelbgrau, dolomitisch
	0,50 m	Mergelstein, graugelb, grau, dolomitisch, mit knolligen Kalklagen bis 2 cm
GBS	0,28–0,25 m	Kalkstein, grau, dicht, fossilführend (Schalenquerschnitte)
	0,15–0,20 m	Mergelstein, gelbgrau, dolomitisch, mit knolligen Kalklagen
	0,30–0,35 m	Kalkstein, grau, Schillkalk; Trochiten; im oberen Teil gelbe dolomitische Mergel-Schmitzen
	0,65 m	Kalkstein, grau, mit flaserigen gelben Mergelsteineinlagen, oberste 0,10 m fossilreich (Schillkalk)
	0,45–0,50 m	Kalkstein, grau, knollig, und Mergelstein, gelb, dolomitisch

mm	1,50 m	Mergelstein, grau, gelbgrau, dolomitisch, bankig bis dickbankig, auf angewitterten Flächen Feinschichtung
	Liegendes:	nicht aufgeschlossen

Profil Lamerden:

moT	ca. 5 m	Kalkstein, massig
.....		
	1,40 m	Kalkstein, grau, in knolligen Bänken, und Mergelstein, gelb
	1,35–1,40 m	Kalkstein, sehr fossilreich, mit dünnen „zerfressenen“ Mergellagen, Trochiten, <i>C. vulgaris</i>
	0,05–0,10 m	Mergelstein, gelb, dolomitisch
	0,12–0,22 m	Kalkstein, grau, fossilführend
	0,65–0,75 m	Mergelstein, gelbgrau, dolomitisch
GBS	0,25 m	Kalkstein, grau, fossilführend, im oberen Teil flaserige Dolomitlagen
	0,20 m	Mergelstein, grau, gelbgrau, mit knolligen Kalksteinlagen
	0,40–0,45 m	Kalkstein, grau, fossilführend, lagenweise dünne gelbe Mergelsteinschmitzen
	0,60 m	Kalkstein, grau, gelbgrau, wolkig durchsetzt von Mergelstein, gelbgrau
	0,50 m	Kalkstein und Mergelstein, grau, gelbgrau, in knollig-flaserigen Lagen, 0,15 m über Basis Fossillagen
.....		
mm	0,80–0,85 m	Mergelstein, gelb, gelbgrau, dolomitisch
	0,10 m	Tonstein, dunkelgrau, dünnblättrig

In den Profilen Volkmarsen, Alstertal II und Lamerden (Abb. 1) treten Schillkalk bereits dicht über der Basis der GBS auf. Einen typischen Aufbau zeigt die Schillkalkbank des Volkmarsener Profils. Die untersten 2–3 cm bestehen aus Mikrit mit locker gepackten Schalenresten und Lithoklasten. Sie werden ohne Sedimentationsunterbrechung überlagert von einem dicht gepackten Biomikrit (sensu FOLK in FLÜGEL 1978) mit zahlreichen Lithoklasten. Der Hauptanteil des biogenen Materials wird von Schalenbruchstücken (45–55%), darunter auch vielen Kleinschnecken, und Onkoiden gebildet. Trochiten sind nicht selten. Im bioturbat gestörten oberen Teil der Bank treten Häufchen und Schnüre von Kotpillen (0,5 mm Ø) auf. Die Größe der Schalenfragmente nimmt nach oben hin zu bis zu gut erhaltenen Einzelklappen dicht unter der Oberfläche der Bank. Hier liegen auch die großen Gastropoden. Doppelklappige Muscheln wurden nicht beobachtet. Unter den Lithoklasten sind neben Intraklasten auch Gerölle von dolomitischem Material verbreitet.

Die Oberfläche der Bank wird von einem Hartgrund gebildet. Er ist an einzelnen Stellen angebohrt und wurde von *Placunopsis* besiedelt. Die Oberfläche des Hartgrundes schneidet viele meist „gewölbt unten“ liegende Muschelklappen des obersten Teiles der Kalkbank. Die Gastropodengehäuse sind auch dort, wo sie über den Hartgrund hinausreichen, als Steinkerne bzw. Hohlräume erhalten. Sie haben wohl auch zur Entstehungszeit des Hartgrundes diesen als Erhöhungen überragt.

Wahrscheinlich war *Encrinus* auf Erhöhungen dieser Fläche angeheftet. Der vorliegende Wurzelkallus sitzt, seitlich aufgewachsen, auf einem von spätem Kalk gebildeten Substrat, auf dem auch zwei kleine *Placunopsis*-Schalen sitzen.

Auf dem Hartgrund sind einzelne und zweigliedrige, gut erhaltene Trochiten häufig. *Rhizocorallium* wurde nicht gefunden.

In den Profilen ist der Anteil der Schillkalke gegenüber den Mergeln und Mergelkalksteinen gering.

Charakteristisches Gestein der GBS sind neben den gelben und grauen Mergelsteinen unreine Kalksteine, die wolkig von z. T. dolomitischem Mergelstein durchsetzt sind und die häufig ohne scharfe Grenze in die darüberliegende Mergelsteinbank übergehen.

Sie stellen zusammen mit den Mergelsteinen den „Normalzustand“ der Sedimentation mit hoher Zufuhr terrigenen Detritus während der Ablagerung der GBS dar. Dabei kündigte sich das Vordringen vollmariner Bedingungen in das hyperhaline Milieu des mm durch episodisch eintretende erhöhte Kalksedimentation an, die jedoch bald wieder von den hyperhalin-lagunären Verhältnissen mit stärkerer Anlieferung pelitischen Materials überlagert wurde.

Die Schillkalkbänke stellen dagegen Ausnahmesituationen dar, sie sind das Ergebnis kurzfristiger turbulenter Energieereignisse, als deren wahrscheinliche Ursache Stürme angenommen werden (AIGNER 1979).

In einigen Profilen treten bereits in der untersten kalkigen Bank marine Fossilien auf, die als autochthon oder mindestens parautochthon angesehen werden müssen. Unter ihnen scheinen die Gastropoden zu den ersten benthonischen Formen zu gehören, die den neuen Lebensraum besiedelten. Trochiten treten meist erst in höheren Schichten der GBS auf, nur in Volkmarsen bereits in der untersten Kalkbank. Sie können lokal in einzelnen Kalkbänken relativ häufig werden (Volkmarsen, Alstertal II), ihre Verbreitung in den GBS ist aber nicht vergleichbar mit der im Trochitenkalk.

Die Mächtigkeit der GBS nimmt von ca. 5,80 m im Profil Lamerden auf 2,50 m im Profil Wethen ab. Für Volkmarsen können ähnliche Werte wie für Wethen angenommen werden. Der Anteil der Kalksteinbänke ist in den östlich gelegenen Profilen größer als in den westlichen, so daß ein Zusammenhang von größerer Mächtigkeit mit höherem Kalkgehalt vermutet werden kann.

Hornsteine treten in Wethen und Lamerden ca. 3,20–3,50 m unter der Basis der GBS im oberen mm auf. Die in Volkmarsen gefundenen Hornsteine können aufgrund ihrer Position in einer Störungszone nicht im Profil lokalisiert werden. Sie stammen wahrscheinlich auch aus dem mm.

Zellendolomite, wie sie von MÜLLER (1950) aus den GBS beschrieben werden, fehlen in den untersuchten Profilen des Diemelgebietes.

5. Fossilführung

Der größte Teil der bestimmaren Fossilreste stammt aus der Kalkbank des Volkmarsener Profils, auf die deshalb näher eingegangen wird. Für die übrigen Aufschlüsse ist neben den Schillbänken mit unbestimmaren biogenen Resten und einzelnen Trochiten das Auftreten von Gastropoden bemerkenswert. Schlecht erhaltene Exemplare, wahrscheinlich überwiegend *Undularia* sp., sind nicht selten und konnten im Liegenden des Trochitenkalks in fast allen Aufschlüssen dieser Schichten nachgewiesen werden (z. B. auch am SW-Fuß der Kugelsburg E Volkmarsen, Bl. 4520 Warburg, R 35 09 05, H 56 97 48). Sie sind in den einzel-

nen Profilbeschreibungen erwähnt. Auch NOSHKATY (1972: 41) erwähnt Gastropoden (*Undularia scalata*) neben Trochiten, Brachiopoden und inkohlten Pflanzenresten.

Die Kalksteinbank des Profils Volkmarsen hat ein reiches Fossilmaterial geliefert, allerdings in mäßiger bis schlechter Erhaltung. Die Fossilliste enthält deshalb zahlreiche „cf.-Bestimmungen“ (Nomenklatur nach M. SCHMIDT 1928, 1938, in [] die jetzt gültigen Namen nach dem Treatise on Invertebrate Palaeontology). Die Anzahl der untersuchten Stücke ist in Klammern hinter dem Fossilnamen angegeben.

<i>Gervilleia</i> [<i>Bakevellia</i>] cf. <i>costata</i> (v. SCHLOTHEIM)	(2)
<i>Hoernesia socialis</i> (v. SCHLOTHEIM)	(1)
<i>Lima</i> [<i>Plagiostoma</i>] <i>striata</i> (v. SCHLOTHEIM)	(2)
<i>Lima</i> [<i>Plagiostoma</i>] sp.	(3)
<i>Pleuronectites laevigatus</i> (v. SCHLOTHEIM)	(1)
<i>Placunopsis</i> cf. <i>ostracina</i> (v. SCHLOTHEIM)	(10)
<i>Placunopsis matercula</i> (QUENSTEDT)	(1)
<i>Placunopsis</i> sp.	(5)
<i>Enantiostreon difforme</i> (v. SCHLOTHEIM)	(1)
<i>Mytilus eduliformis praecursor</i> (FRECH)	(1)
<i>Modiolus</i> (?) sp.	(1)
<i>Myophoria</i> [<i>Lyriomyophoria</i>] <i>elegans</i> (DUNKER)	(1)
<i>Myophoria vulgaris</i> (v. SCHLOTHEIM)	(1)
cf. <i>Myophoria</i> [<i>Neoschizodus</i>] sp.	(1)
<i>Coenothyris vulgaris</i> (v. SCHLOTHEIM)	(1)
<i>Loxonema</i> sp.	(2)
<i>Undularia</i> (<i>Stereokion</i>) cf. <i>hohensteini conoidea</i> (HOHENSTEIN)	(1)
<i>Undularia</i> (<i>Stereokion</i>) cf. <i>hohensteini</i> (GRUBER)	(2)
aff. <i>Undularia scalata</i> (v. SCHLOTHEIM)	(2)
<i>Undularia</i> sp.	(42)
cf. <i>Undularia</i> sp.	(2)
<i>Undularia</i> (<i>Pustularia</i>) sp.	(1)
Gastropoda gen. et sp. indet.	(12)
<i>Encrinus liliiformis</i> (LAMARCK), Wurzelkallus und Trochiten, z. T. mit <i>Entrochus</i> -Skulptur	(häufig)

Der weitaus überwiegende Anteil der Fauna wird von Gastropoden gebildet, fast ausschließlich Vertretern der Gattung *Undularia*, von denen 50, größtenteils als Bruchstücke, vorliegen. Alle Steinkerne bzw. Abdrücke liegen mit annähernd schichtparallel ausgerichteter Längsachse, jedoch ohne horizontale Einregelung, an oder dicht unter der Oberfläche von Bank 3. Die nachgewiesenen Arten sind auch aus den Undularien-Schichten des westlichen Meißner-Vorlandes bekannt (BUSSE 1964). Eine der auf den Unteren Muschelkalk beschränkten *Undularia scalata* nahestehende Form wurde als aff. *Undularia scalata* bestimmt.

Kleine Gastropoden sind innerhalb der Kalkbank mit einem ausgeprägten Häufigkeitsmaximum im oberen Teil sehr verbreitet, wie aus Dünnschliffen und Folienabzügen hervorgeht.

Nach *Undularia* ist *Placunopsis* cf. *ostracina* mit zahlreichen Individuen vertreten, die den Hartgrund am Top der Kalkbank in einzelnen Flecken relativ dicht besiedelt haben. Es hat sich offensichtlich um eine einmalige, kurzzeitige Besied-

lung gehandelt, fast alle Schalen sind neben- und nicht übereinander festgewachsen. Die Lebensbedingungen haben sich bereits nach einer Generation so verschlechtert, daß eine weiter andauernde Besiedlung nicht möglich war.

Ein Exemplar zeigt auf seiner linken Schale eine deutliche radiale, unregelmäßige Berippung, wie sie für *Placunopsis matercula* (QUENSTEDT) kennzeichnend ist (SEILACHER 1955), die bisher nur aus dem Unteren Muschelkalk beschrieben worden ist. Aus dem Oberen Muschelkalk hat LINCK (1956) eine ähnliche Form als *Placunopsis* cf. *matercula* beschrieben. BUSSE besitzt ein Exemplar von *Ceratites* sp., aff. *C. (Progonoceratites) atavus*, aus dem mo des Meißnergebietes, auf dem mehrere *Placunopsis* sp. aufgewachsen sind, die eine deutlich erkennbare radiale Berippung mit relativ breiten Rippen und schmalen Zwischenräumen tragen. Sie werden wie das Volkmarsener Exemplar vorläufig als *Pl. cf. matercula* QUENSTEDT bezeichnet.

In der Lamellibranchiaten-Fauna sind fast alle wichtigen Gattungen des mo vorhanden. Es liegen nur einzelne Klappen als Steinkerne bzw. Abdrücke vor. *Coenothyris vulgaris* ist relativ selten.

Encrinus liliiformis ist häufig durch Trochiten, z. T. mit *Entrochus*-Skulptur (HAGDORN 1978: 55), und durch einen Wurzelkallus vertreten, der von der Oberfläche dieser Bank stammt, aber nicht in situ gefunden wurde. Auch bei den Trochiten liegt wie bei den Gastropoden das Häufigkeitsmaximum im obersten Teil bzw. auf der Oberfläche der Bank. Nach dem Fund des Wurzelkallus kann angenommen werden, daß *Encrinus* am Fundort oder in nächster Umgebung auf dieser Fläche gesiedelt hat. Die relativ gute Kenntnis der Ökologie von *Encrinus* (LINCK 1965, HAGDORN 1978) ermöglicht eine annähernde Vorstellung der Sedimentationsbedingungen zu Beginn des mo an dieser Stelle.

Als stenohaline Form war *Encrinus* auf euhalines Wasser angewiesen. Die Zufuhr ausreichender Planktonmengen als Nahrungsgrundlage mußte außerdem gesichert sein. Das gilt uneingeschränkt auch für die Zeit der Bildung der Schillbank vor der diagenetischen Verfestigung ihrer Oberfläche zu einem Hartgrund. Die hyperhalinen Verhältnisse des mm-Meeres müssen danach bereits längere Zeit vor Bildung der Bank verdrängt gewesen sein.

Auch die Sedimentation pelitischen Materials war zumindest während der Lebenszeit der *Encrinus*-Individuen auf ein Minimum beschränkt. (Besiedlung des Hartgrundes durch *Placunopsis*).

Der Hartgrund lag als zeitweiliger Boden des Muschelkalk-Meeres wahrscheinlich im subtidalen Bereich, tiefer als die durchschnittliche Wellenbasis, und wurde nur bei extremem Wellengang von der Untergrenze der Wellenbewegung erreicht.

Nach Beobachtungen in rezenten Nebenmeeren liegt die Sturmwellenbasis zwischen 20 und 40 m, an ozeanischen Küsten bei 40–80 m, und reicht im Extrem bis an 200 m (LIEBAU 1980). HAGDORN (1978) nimmt als Hauptlebensort der von ihm untersuchten Muschel/Krinoiden-Bioherme des mo von Crailsheim und Schwäbisch Hall Wassertiefen oberhalb der 90-m-Tiefenmarke an.

Die stärkere Zufuhr und Sedimentation von pelitischem Material (durch Flüsse?), vermutlich verbunden mit einer Veränderung der Salinität des Meerwassers, beendete die günstigen Lebensbedingungen bereits nach relativ kurzer Besiedlungsdauer. In den die Kalkbank überlagernden Mergeln treten keine Fossilien auf.

Encrinus und *Placunopsis*, wahrscheinlich auch ein Teil der Undularien (Kotpil-lenschüre), haben als autochthone Besiedler der Kalkbank des Volkmarsener Profils gelebt und sind dort auch fossil geworden. Für die meist einklappig erhaltenen Lamellibranchiaten, für *Coenothyris* und einen Teil der Gastropoden

muß dagegen ein Transport, zumindest eine Aufarbeitung und Umlagerung in der engeren Umgebung angenommen werden. Das unterscheidet das Volkmarsener Vorkommen von denen des Meißnergebietes, wo die Muscheln fast durchweg in zweiklappiger Erhaltung vorliegen (BUSSE 1964), also an ihrem Lebensort eingebettet worden sind.

Auffallend ist der hohe Anteil an Gastropoden, ein für die untersten Schichten des Oberen Muschelkalks geradezu kennzeichnendes Merkmal auch im Meißnergebiet und in SW-Deutschland (BUSSE 1964: 31).

6. Stratigraphische Abgrenzung

Die GBS bilden im Diemelgebiet eine eigenständige stratigraphische Einheit, die in ihrem lithologischen Aufbau deutlich von den Gesteinen des mm im Liegenden und denen des Trochitenkalks im Hangenden unterschieden ist. Eine biostratigraphische Abgrenzung ist nicht möglich, die Fossilführung der GBS entspricht der des Oberen Muschelkalks, von Ceratiten abgesehen.

Unter- und Obergrenze der GBS sind durch einschneidende Veränderungen der Sedimentationsbedingungen gekennzeichnet. Maßgebendes Kriterium für die Untergrenze ist wie in Südniedersachsen und in Thüringen der erstmalig ansteigende Kalkgehalt, für die Obergrenze das Einsetzen massiger Kalksteinbänke in Trochitenkalkfazies (KLEINSORGE 1935, MÜLLER 1950, GROETZNER 1962).

Die Deutung der GBS als frühdiagenetische Dolomitierungen an der Basis des Trochitenkalks (NOSHOKATY 1972) trifft für das Diemelgebiet nicht zu. Der Trochitenkalk setzt hier erst nach Ablagerung der bis 6 m mächtigen GBS über dem mm ein.

Ihre Untergrenze ist an den erstmaligen Anstieg des Kalkgehaltes gebunden, in Verbindung mit der Fossilführung der Kalkbänke also an das Vordringen euhalinen Meerwassers in dieses Gebiet. Diese „Transgression“ wird in dem verhältnismäßig kleinen Areal des Diemelgebietes (ca. 18 km Entfernung zwischen dem westlichsten und dem östlichsten Profil) wahrscheinlich ungefähr gleichzeitig erfolgt sein und würde damit für einen etwa gleichzeitigen Beginn der GBS sprechen. Unterschiede im Aufbau und in der Mächtigkeit der einzelnen Profile müssen dann auf verschiedene paläogeographische Gegebenheiten zurückzuführen sein.

Über die Paläogeographie des nordhessischen mm-Meeres existieren jedoch keine Vorstellungen. Die wenigen bekannten Profile weisen eher auf ein relativ ausgeglichenes Relief des Meeresbodens hin. Immerhin wäre eine „Überschichtung“ hyperhaliner flacher Beckenbereiche durch euhalines Wasser vorstellbar. Eine Gliederung des Ablagerungsraumes in Becken und Schwellen würde die anscheinend vorhandene seitliche Vertretung von dolomitischen Mergelsteinen durch schillführende Kalksteine erklären. Für eine solche, über Vermutungen hinausgehende Deutung fehlen aber bisher weitere Profile und Untersuchungen.

7. Schriftenverzeichnis

- AIGNER, T. (1979): Schill-Tempestite im Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **157**: 326–343, 7 Abb.; Stuttgart.
- BUSSE, E. (1952): Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen.-Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**: 118–137; 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.
- (1974): Der Obere Muschelkalk im nordwestlichen Niederhessen (Blätter Liebenau, Hofgeismar, Warburg, Arolsen). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 91–135, 9 Abb.; Wiesbaden.
- & RÖSING, F. (1966): Muschelkalk. - Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4621 Wolfhagen: 48–79; Wiesbaden.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- GROETZNER, J.-P. (1962): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen des Oberen Muschelkalkes im südöstlichen Niedersachsen zwischen Weser und Oker. - Diss. TH Braunschweig: 124 S., Abb., Tab., 9 Taf.; Braunschweig.
- HAGDORN, H. (1978): Muschel/Krinoiden-Bioherme im Oberen Muschelkalk (mo, Anis) von Crailsheim und Schwäbisch Hall (Südwestdeutschland). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **165**: 31–86, 25 Abb.; Stuttgart.
- HORN, M. (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4620 Arolsen: 225 S., 35 Abb., 9 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KLEINSORGE, H. (1935): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Nord- und Mitteldeutschland. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **15**: 56–105, 12 Abb., 1 Taf.; Hamburg.
- KUMM, A. (1941): Trias und Lias. - Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, **2**: 328 S., 78 Abb.; Oldenburg (Stalling).
- LIEBAU, A. (1980): Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **160**: 173–216, 5 Abb.; Stuttgart.
- LINCK, O. (1956): Echte und unechte Besiedler (Epoeken) des deutschen Muschelkalk-Meeress. - Aus der Heimat, **64**: 161–169; Öhringen.
- (1965): Stratigraphische, stratinomische und ökologische Betrachtungen zu *Encrinurus liliformis* LAMARCK. - Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **7**: 123–148; Freiburg i. Br.
- MEIBURG, P. (1969): Die Warburger Störungszone. - Diss. Univ. Münster, 395 S., 71 Abb., 49 Taf., 5 Anl.; Münster.
- MÜLLER, A. H. (1950): Stratinomische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens. - Geologica, **4**: 74 S., 10 Abb., 11 Taf.; Berlin.
- NOSHOKATY, O. EL (1972): Genese und Feinstratigraphie des Trochitenkalkes (Ob. Trias) zwischen Weser und Eggegebirge/Nordwestdeutschland. - Diss. Univ. Hamburg, 130 S., 49 Abb., 3 Tab., 9 Anl.; Hamburg.
- PAUL, J., & FRANKE, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalk-Grenze bei Göttingen. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1977**: 148–177, 7 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. - 461 S., 1220 Abb.; Öhringen.
- (1938): Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag. - 143 S., div. Abb.; Öhringen (Hohenlohe'sche Buchhandl.).
- SEIDEL, G. (1969): Muschelkalk. - In HOPPE, W., & SEIDEL, G.: Geologie von Thüringen: 609–633, 12 Abb., 5 Tab.; Gotha, Leipzig (Haack).
- SEILACHER, A. (1955): Ökologie der triassischen Muschel *Lima lineata* (SCHLOTH.) und ihrer Epöken. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1954**: 163–183, 8 Abb.; Stuttgart.

Paläogeographische Beziehungen der Wirbeltierfauna aus der alttertiären Fossilagerstätte Messel bei Darmstadt

Von

WIGHART V. KOENIGSWALD*

Kurzfassung: An 20 Gattungen aus der lutetischen Wirbeltierfauna von Messel werden die Beziehungen nach Afrika, Asien, Nord- und Südamerika aufgezeigt. Gegenüber Afrika bilden die Tethys und gegenüber Asien das Obik- Meer und die Turgai-Straße weitgehend unüberwindbare Barrieren. Die Faunengemeinschaft, die sich zwischen Europa und Nordamerika im unteren Eozän über den arktischen Bereich gebildet hatte, ist für die Fauna der Messel-Formation als historisches Erbe zwar noch bestimmend, aber eigenständige Entwicklungen belegen die Isolierung Europas von Nordamerika. Damit wird nur ein Teil des von der Plattentektonik als Möglichkeit gebotenen zeitlichen Rahmens für einen Faunenaustausch tatsächlich genutzt. Beziehungen nach Südamerika sind vorhanden, können sich aber nur über Nordamerika ausgebildet haben.

Abstract: Out of the vertebrates from the lutetian locality Messel near Darmstadt (Germany) 20 genera are selected to discuss the faunal connections to Africa, Asia and North and South America. The Tethys forms a barrier between Europe and Africa; more over the Obik sea and the Turgai straits form a similar barrier between Asia and Europe. The faunal community, which in the lower Eocene had formed between Europe and North America above the arctic region is on the one hand a determining factor for the fauna of the Messel formation, but independent developments confirm the isolation of Europe from North America during that time. Thus, only a portion of the chronological frame offered as a possibility by theories of plate tectonics was indeed used for a faunal exchange. There exist furthermore connections to South America, but these can only have developed via North America.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung		86
2. Der Fundort		86
3. Das Vorkommen der Wirbeltiere von Messel auf anderen Kontinenten		87
4. Die paläogeographische Ausdeutung		93
4.1. Beziehungen nach Afrika		93
4.2. Beziehungen nach Asien		93
4.3. Beziehungen nach Nordamerika		94
4.3.1. Die Ergebnisse der Plattentektonik		94
4.3.2. Ökologische und biostratigraphische Aspekte der Landverbindung		96
4.4. Beziehungen nach Südamerika		98
5. Schluß		99
6. Schriftenverzeichnis		100

* Dr.W. v. KOENIGSWALD, Geologisch-Paläontologische und Mineralogische Abteilung des Hessischen Landesmuseums, Friedensplatz 1, 6100 Darmstadt.

1. Einleitung

Der alttertiäre Ölschiefer der Grube Messel hat neben zahlreichen Pflanzenresten eine reiche Fauna geliefert, die besonders wegen der guten Erhaltung der Wirbeltiere große Bedeutung erlangt hat. Die Stammesgeschichte der einzelnen Wirbeltiergattungen, die es gilt in Zeit und Raum zu verstehen, führt mit ihrer räumlichen Komponente weit über den mitteleuropäischen Raum hinaus. Verwandte Formen einzelner Taxa sind aus Asien, Afrika, Nord- und Südamerika bekannt geworden. Dieses Muster der Beziehungen spiegelt die Möglichkeiten eines Faunenaustausches zwischen den Kontinenten. Dabei ist zu bedenken, daß das Salzwasser der epikontinentalen Meere und Ozeane für die Land- und Süßwasserfauna, wie sie aus der Messel-Formation vorliegt, eine weitgehend unüberwindliche Barriere gebildet hat. Deswegen muß dort, wo ein intensiver Faunenaustausch erschlossen wird, nach einer landfesten Verbindung gesucht werden. Da die paläogeographische Lage von Europa im Eozän weitgehend bekannt ist, dürfen von dieser Zusammenstellung keine grundlegend neuen Ergebnisse erwartet werden. Auch für Messel liegen bereits einige Anmerkungen zu den paläogeographischen Beziehungen der Fauna vor (TOBIEN 1969a, FRANZEN 1977:28). Dennoch ist es reizvoll, wegen der Fülle der neuen Faunenfundstücke aus Messel einerseits und den Ergebnissen der Plattentektonik der letzten Jahre andererseits, die interkontinentalen Beziehungen von Messel zusammenfassend darzustellen.

2. Der Fundort

Messel ist ein kleines Dorf nordöstlich von Darmstadt, in dessen Nähe alttertiärer Ölschiefer in den Jahren 1859–1971 abgebaut wurde. Der Ölschiefer, ein unter anaeroben Bedingungen abgelagerter bituminöser Tonstein, wurde in einem Graben innerhalb des Schollenmosaiks des Sprendlinger Horstes versenkt und blieb so vor späterer Abtragung verschont. 1876, also vor gut 100 Jahren, wurden hier die ersten Wirbeltiere gefunden. Seitdem, besonders aber seit der Stilllegung des Tagebaues, haben intensive Grabungen den Faunenbestand erheblich erweitert, so daß die derzeitige Faunenliste (KOENIGSWALD 1980) 40 Wirbeltiertaxa umfaßt. Dabei werden die Taxa in der Regel nicht durch isolierte Zähne oder Knochen nachgewiesen, wie es in vielen Fundstellen der Fall ist, sondern weitgehend liegen vollständige Skelette vor, bei denen nicht selten sogar Weichteile in umrißhafter Erhaltung überliefert sind. Eine annähernde Vollständigkeit der Faunenliste ist aber noch keineswegs erreicht. Bereits jetzt sind weitere Formen zwar durch Funde belegt, konnten aber bislang noch nicht bearbeitet werden. Darüber hinaus dürften die Grabungen der nächsten Jahre auch den Formenbestand noch erheblich erweitern.

Das biostratigraphische Alter der Messel-Formation wurde durch TOBIEN (1968) auf das untere Lutetium innerhalb des Eozäns eingeengt. In absoluten Zahlen entspricht das einem Alter von 45–49 Mio. Jahren.

3. Das Vorkommen der Wirbeltiere von Messel auf anderen Kontinenten

Von den 40 bisher aus Messel beschriebenen Wirbeltier-Taxa wurden 20 Gattungen ausgewählt, deren Verbreitungsgebiet Aufschluß über paläogeographische Beziehungen geben kann (Tab. 1). Die Verbreitung einer fossilen Gattung kann aber stets nur unsicher angegeben werden, da immer eine gewisse Möglichkeit besteht, daß Fundlücken das tatsächliche Verbreitungsgebiet kleiner erscheinen lassen. Trotz dieser Einschränkung erscheint es als signifikant, daß die Kontinente Afrika, Asien, Nord- und Südamerika in sehr unterschiedlicher Häufigkeit angeführt werden. In den folgenden Anmerkungen werden stets nur die positiven Nachweise für die angesprochenen Taxa oder deren nahe Verwandte auf anderen Kontinenten gegeben, ohne abzuwägen, ob das Fehlen in den nicht genannten Bereichen einem tatsächlichen Fehlen oder einer Fundlücke entspricht. Eine Antwort auf diese Frage ergibt sich aus der paläogeographischen Rekonstruktion in Kap. 4.

Tab. 1. Interkontinentale Beziehungen einiger Wirbeltiere aus Messel

	Europa	Nord Amerika	Süd	Asien	Afrika
Fische					
<i>Amia</i>	+	+		+	
<i>Atractosteus</i>	+	+		±	±
Reptilien					
<i>Asiatosuchus</i>	+			+	
<i>Diplocynodon</i>	+	+			
<i>Allognathosuchus</i>	+	+			
<i>Pristichampsus</i>	+	+		+	
<i>Bergisuchus</i>	+		±		
Vögel					
<i>Diatryma</i>	+	+			
Säugetiere					
<i>Macrocranion</i>	+	+			
<i>Buxolestes</i>	+	±			
<i>Adapidae</i>	±	±			
<i>Microparamys</i>	+	+			
<i>Ailuravus</i>	+				
<i>Masillamys</i>	+				
<i>Paroodectes</i>	+	±			
<i>Kopidodon</i>	+				
<i>Propalaeotherium</i>	+	±		+	
<i>Masillabune</i>	+				
<i>Messelobunodon</i>	+	±			
<i>Eurotamandua</i>	+		±		

Amia

Amiakehreri ist der häufigste im Messeler Ölschiefer belegte Fisch. Auch die *Amia* aus den Braunkohlen des Geiseltales bei Halle gehört zur gleichen Art (JERZMANSKA 1977). Die Annahme, daß *Amiakehreri* eine besonders kleine

Form sei, wurde durch Neufunde, die eine Körperlänge von über 80 cm (FRANZEN 1978: 116) aufweisen, widerlegt. In Europa ist *Amia* vom Paleozän (z. B. Cernay les Reims) bis in das Miozän belegt. Die von JERZMANSKA (1977: 69) beschriebene Verlagerung des Verbreitungsgebietes zwischen Eozän (z. B. Messel) und Miozän (z. B. Mähren) scheint nicht signifikant zu sein.

Wesentlich länger ist die Geschichte der Gattung *Amia* in Nordamerika zu verfolgen (BORESKE 1974), wo sie vom Albian (Oberkreide) bis heute belegt ist. Nach GAUDANT (1980) bestehen so enge Beziehungen zwischen der Art *A. fragosa*, die in Nordamerika von der Oberkreide bis in das Eozän belegt ist, und den europäischen *Amia*-Arten, daß er sie in der Untergattung *Kindleia* vereinigt.

Aus ökologischen Gründen ist das Auftreten von Amiidae im arktischen Bereich von großem Interesse. Aus dem Eozän von Spitzbergen ist *Pseudamia heintzi* bekannt, die nach ESTES (1964) und BORESKE (1974: 47) nicht nur zur Gattung *Amia* gehört, sondern eventuell sogar mit europäischen Arten synonym ist. WEST & DAWSON (1978) haben *Amia* als häufiges Element der unter- bis mitteleozänen Fauna von Ellesmere Island genannt.

Amia ist auch für Ostasien durch Funde aus der inneren Mongolei für das Obereozän belegt. Nach BORESKE 1974: 64 ist *Pappichtys mongoliensis* generisch nicht von *Amia* zu trennen und geht möglicherweise auf *A. uintaensis* aus Nordamerika zurück.

Atractosteus

Atractosteus strausi ist der zweithäufigste Fisch in Messel und erreicht eine Körperlänge von über 80 cm. Im Geiseltal konnte *Atractosteus* nicht nachgewiesen werden.

Die Lepisosteidae wurden durch WILEY (1976) revidiert. Danach stammen die ältesten Belege dieser Familie (*Paralepidosteus praecursor*) aus der Unterkreide von Afrika. In der Oberkreide ist die Familie bereits über Afrika (*Atractosteus africanus*), Indien (*Lepisosteus indicus*), Nordamerika (*Atractosteus occidentalis*) und Südeuropa (*Atractosteus pastulosus*) verbreitet. Dabei lassen sich die Gattungen *Lepisosteus* und *Atractosteus* unterscheiden, die nach WILEY sich bereits im Jura getrennt haben dürften.

Lepisosteidae sind zusammen mit *Amia* allerdings als seltenere Form auch auf Ellesmere Island gefunden worden (WEST & DAWSON 1978).

Asiatosuchus

Von *Asiatosuchus germanicus*, einem bis zu 3 oder 4 m langem Krokodil, liegen aus Messel mehrere Schädel sowie andere Skelettelemente vor. Die Gattung wurde, wie der Name andeutet, zuerst in Asien, und zwar im Obereozän der Mongolei, festgestellt (MOOK 1940). Die stratigraphische Reichweite dieser Gattung umfaßt Paleozän und Eozän. Nach BERG (1966: 65) stehen Formen aus dem Untereozän des Pariser Beckens *Asiatosuchus* zumindest sehr nahe, sofern sie nicht bereits diese Gattung vertreten. Außer in Messel ist die Art *A. germanicus* auch in den Braunkohlen des Geiseltales bei Halle/S. gefunden worden.

Der Ausbreitung dieser Gattung haben schmalere Meeresstraßen kein Hindernis geboten, da *Asiatosuchus* auch in den marinen Bereich vordringen konnte, wie ein Skelett vom Monte Bolca (Oberitalien) belegt (BERG 1966: 64).

Diplocynodon

Diplocynodon darwini ist das häufigste Krokodil in Messel und erreicht eine Körperlänge von etwa 1,5 m. Die Gattung *Diplocynodon* ist in Europa vom Eozän bis in das Miozän mit mehreren Arten vertreten und geht nach BERG (1966) wohl auf *Goniopholis* und *Leidysuchus* (Oberster Jura bzw. Oberkreide) zurück. Außerhalb von Europa ist *Diplocynodon* in Nordamerika, nämlich im Bridger-Eozän von Wyoming durch MOOK (1960) nachgewiesen worden. Eine enge Beziehung zu der südamerikanischen Krokodilgruppe der Kaimane, wie sie KÄLIN (1936: 30) annimmt, kann durch BERG (1966: 44) nicht bestätigt werden.

Allognathosuchus

Allognathosuchus fällt unter den Krokodilen durch sein heterodontes Gebiß auf, das als durophag gedeutet werden kann (BUFFETAUT & FORD 1979).

In Nordamerika ist *Allognathosuchus*, von wo diese Gattung zuerst bekannt wurde, vom Paleozän bis Mitteleozän mit mehreren Arten bekannt. Ökologisch von besonderem Interesse ist der Beleg dieser Gattung im Eozän von Ellesmere Island (WEST & DAWSON 1978). In Europa ist *Allognathosuchus* nach BERG (1966: 93) auch vom Monte Bolca im marinen Milieu belegt.

Pristichampsus

Pristichampsus, ein Krokodil, dessen Zähne sich durch sägeartige Schneidekanten auszeichnen, ist in Messel ausgesprochen selten. Auch aus dem Geiseltal bei Halle wurde diese Gattung beschrieben. In Nordamerika ist *Pristichampsus* mit der Art *P. vorax* im Bridger-Eozän nachgewiesen worden (LANGSTON 1975). Aber auch aus Asien, nämlich dem Obereozän von China, wird *Pristichampsus* aff. *rollinati* durch CHOW, LI & CHANG (1973) genannt.

Bergisuchus

Durch ein einziges Individuum ist *Bergisuchus* in Messel belegt. Die Zuordnung zu den Sebecosuchia, die BERG (1966) vornahm, wurde bestätigt. Die Sebecosuchia sind in Europa äußerst selten, außer dem Fund aus Messel liegt nur ein weiterer Fund, *Iberosuchus* aus Portugal, vor (AUTUNES 1975). Als Ursprungsgebiet der Sebecosuchia muß Südamerika angenommen werden, da hier eine deutlich größere Auffächerung dieser Unterordnung zwischen Oberkreide und Miozän zu verzeichnen ist. Während Sebecosuchia in Nordamerika (noch) unbekannt sind, hat das Neogen von Australien (BUFFETAUT 1980: 7) weitere Funde geliefert.

Diatryma

Diatryma ist ein flugunfähiger Riesenlaufvogel, der im Eozän von Europa außer von Messel und dem Geiseltal (BERG 1965, FISCHER 1962) auch aus Frankreich (Monthelon und Mt.d'Or) belegt ist.

Aus Nordamerika ist *Diatryma* ebenfalls für das Eozän mit reichen Funden aus Wyoming bekannt geworden, die Grundlagen einer umfassenden Rekonstruktion dieses Riesenlaufvogels sind (Troxell 1931). Aus dem arktischen Bereich erwähnen West & Dawson (1978) in der Faunenliste für das Eozän von Ellesmere Island ebenfalls *Diatryma*.

Macrocranion

Macrocranion tupaiodon, das aus Messel in mehreren Skeletten vorliegt, ist ein kleiner bodenlebender Insectivore, der zu den Adapidae gestellt wird. Bei der Revision betont Tobi (1962: 22) die Ähnlichkeit zu der nordamerikanischen Gattung *Entomolestes* aus dem Bridger-Eozän von Wyoming. Nach Krishtalka (1976: 19) zeigt eine bislang unter *Entomolestes* geführte Art, nämlich *E. nitens* so große Übereinstimmung mit *Macrocranion*, daß er sie dieser Gattung zuweist. Eine weitere nordamerikanische Art dieser Gattung, *Macrocranion robinsoni*, beschreiben Kristalka & Setoguchi (1977) aus dem Bad Water Creek von Wyoming. Damit ist die Gattung *Macrocranion* sowohl in Nordamerika als auch in Europa belegt.

Buxolestes

Buxolestes piscator ist ein räuberischer Insectivore aus der Familie der Pantolestiden. Besonderheiten im Skelett lassen auf eine semiaquatische Lebensweise schließen (Koenigswald 1980 b). Die Pantolestiden sind in Europa vom Paleozän bis in das Oligozän belegt, wobei sich zwei Linien unterscheiden lassen. Einen größeren Formenreichtum als in Europa zeigt diese Familie in Nordamerika. Die den Namen gebende Gattung *Pantolestes* stammt aus dem Bridger-Eozän. Von besonderem Interesse ist, daß ein Pantolestide jüngst auch auf Ellesmere Island (West & Dawson 1978) gefunden worden ist.

Adapidae

Die Adapidae sind in Messel bisher nur durch ein Teilskelett belegt, das noch keine Gattungszuordnung erlaubt (Koenigswald 1979). Die lemurenartigen Halbaffen treten in Europa und in Nordamerika zu Beginn des Eozäns auf, dabei entwickeln sich zwei Unterfamilien, die mehr oder weniger auf einen der beiden Kontinente beschränkt bleiben. Während die Notharctinae Nordamerikas gegen Ende des Eozäns verlöschen, lassen sich die Adapinae in Europa bis in das Oligozän verfolgen (Gingerich 1980).

Microparamys, Massillamys und Ailuravus

An Nagetieren sind aus Messel drei Gattungen mit vier Arten belegt (Tobi 1954). Während *Microparamys parvus*, *Massillamys beegeri* und *Massillamys krugi* kleine bodenlebende Formen sind, dürfte der große *Ailuravus macrurus* (Abb. 1) mit seinen scharfen Krallen und dem langen Schwanz auf Bäumen gelebt haben. Da die Rodentia erst zu Beginn des Eozäns auftreten, handelt es sich um recht ursprüngliche Formen, die untereinander und mit den nordamerikanischen Formen verwandt sind. Während die Gattung *Microparamys* mit mehreren Arten auch



Abb. 1. *Ailuravus macrurus*, ein großes kletterndes Nagetier aus der Fauna von Messel (HLMD, Me67). Aus der mit Nordamerika gemeinsamen Basis der Paramyiden des unteren Eozäns entwickelt sich im Mitteleozän von Europa *Ailuravus* als endemische Form. Damit belegt sie, daß die Faunengemeinschaft mit Nordamerika zur Zeit der Messel-Formation bereits ein historisches Erbe geworden ist.

in Nordamerika vertreten ist (WOOD 1962), wurde *Masillamys* bisher nur in Messel gefunden (HARTENBERGER 1971). *Ailuravus* ist eine ausschließlich europäische Form, hier aber im mittleren und oberen Eozän eine recht weit verbreitete Gattung. Die Eigenständigkeit von *Ailuravus* in Europa wird dadurch betont, daß es in Nordamerika in *Leptotomys* eine *Ailuravus* sehr ähnliche Parallelentwicklung gibt. Damit ist für das mittlere Eozän eine deutlich getrennte Entwicklung in der Alten und der Neuen Welt angezeigt, während zu Beginn des unteren Eozäns eine sehr weitgehende Übereinstimmung in den Gattungen *Paramys* und *Microparamys* festzustellen ist (WOOD 1976, 1977).

Kopidodon

Von *Kopidodon macrogathus* hat der Ölschiefer von Messel bisher mehrere vollständige Skelette geliefert, die vermuten lassen, daß das etwa hundegroße Tier baumlebend war. Nach dem Gebiß handelt es sich um einen typischen Vertreter der Paroxyclaenidae, die zu den Condylarthra gestellt werden. Obwohl die Condylarthra ihre größte Vielfalt in Nordamerika entwickelt haben, sind von dort niemals Vertreter der Paroxyclaenidae bekannt geworden, weswegen sie als rein europäische Gruppe zu betrachten sind, von der keine direkten Beziehungen zu anderen Kontinenten herzuleiten sind.

Paroodectes

Paroodectes feisti ist der erste aus Messel beschriebene Carnivore (SPRINGHORN 1980). Es handelt sich dabei um einen Miaciden, die in Europa erstmals zu Beginn des Eozäns auftreten, aus Nordamerika aber, wo sie eine deutlich größere Artenzahl hervorgebracht haben, bereits seit dem Paleozän belegt sind. Aus Asien sind keine sicheren Vertreter dieser Familie bekannt. Die engsten verwandtschaftlichen Beziehungen von *Paroodectes* weisen nach SPRINGHORN zu *Oodectes* aus dem Eozän des Bridger-Beckens in Wyoming.

Propalaeotherium

Von *Propalaeotherium*, der bekannten „Urpferdchen-Gattung“ aus Messel, liegen zwei Arten, eine große, *P. isselanum*, und eine kleinere, *P. messelense*, vor (FRANZEN 1980). *Propalaeotherium* ist eine rein altweltliche Gattung, die von *Hyracotherium* hergeleitet wird. *Hyracotherium* ist im Gegensatz zu *Propalaeotherium* ein gemeinsames Faunenelement in Nordamerika und in Europa. Im Mitteleozän entwickelt sich aus dieser gemeinsamen Wurzel in Europa über *Propachynolophus* die Gattung *Propalaeotherium*, während in Nordamerika *Orohippus* in den vergleichbaren Ablagerungen des Bridger-Beckens anzutreffen ist (SAVAGE, RUSSEL & LOUIS 1965). Für die weitere Evolution sind allein die amerikanischen Equiden von Bedeutung, denn der europäische Zweig mit *Propalaeotherium* stirbt bereits im Eozän wieder aus.

Aus Asien wurden zwei Arten von *Propalaeotherium* beschrieben, auf die in Kap. 4.2. eingegangen wird.

Messelobunodon und Masillabune

Die Artiodactyla treten annähernd gleichzeitig im frühen Eozän in Nordamerika wie in Europa auf. Aus Messel wurden jüngst zwei Gattungen beschrieben. *Messelobunodon* vermittelt nach FRANZEN (1981) zeitlich und auch morphologisch zwischen *Diacodexis* aus dem unteren Eozän und *Diplobune*, das bis in das Oligozän bekannt ist. *Diacodexis* ist außer in Europa auch im Wasatchian Nordamerikas belegt. Solche Beziehungen zeigt die zweite Gattung nicht, denn *Masillabune* gehört nach der Beschreibung durch TOBIEN (1980) zu den Haplobunodontiden, die bisher weder aus Nordamerika noch aus Asien bekannt geworden sind.

Eurotamandua

Nach STORCH (1981) zeigt *Eurotamandua* eine so große Übereinstimmung in den Spezialanpassungen mit den rezenten Ameisenbären, daß eine enge Verwandtschaft außer Frage steht. Die Ameisenbären sind auf Südamerika beschränkt und wie die übrigen Xenarthra war ihr Vorkommen außerhalb des südamerikanischen Subkontinentes unbekannt, wenn man von der kurzfristigen Arealausweitung nach Nordamerika während des Pleistozäns absieht. Die erste Ausnahme von dieser Regel bildet nun der Nachweis eines Ameisenbären in der Fauna von Messel.

4. Die paläogeographische Ausdeutung

Die in Tab. 1 angeführten Beziehungen der aus Messel belegten Wirbeltiergattungen zu anderen Kontinenten nennen diese in sehr unterschiedlicher Häufigkeit. Nordamerika ist wesentlich öfter genannt als Asien, Südamerika oder Afrika. Darin ist ein Spiegel der paläogeographischen Verhältnisse zu sehen, denn die Möglichkeit zur Ausbreitung einer Land- und Süßwasserfauna, wie der aus Messel, ist in erster Linie durch die Verteilung von Land und Meer gekennzeichnet.

4.1. Beziehungen nach Afrika

Afrika liegt südlich der Tethys-Geosynklinale, die zwar im Alttertiär nach den ersten orogenen Phasen nicht mehr die ursprüngliche Breite hat, aber dennoch als durchgehender Meeresbereich eine unüberwindliche Barriere für die Land- und Süßwasserfauna bildet. Das frühe Auftreten von Vertretern der Lepisosteidae beiderseits der Tethys kann unter Umständen damit erklärt werden, daß diese Gruppe nicht rein auf das Süßwasser beschränkt bleibt.

4.2. Beziehungen nach Asien

Auch gegenüber Asien sind die faunistischen Beziehungen recht spärlich. Das mutet erstaunlich an, wenn man, vom heutigen Kartenbild ausgehend, die weite, viele Klimazonen umfassende Landverbindung von Europa nach Asien betrachtet. Aber während des Eozäns bestand östlich des Urals eine epikontinentale Meeres-

verbindung vom arktischen Ozean bis zur Tethys. Diese als Obik-See und Turgai-Straße benannte Meeresstraße hat den Faunenaustausch zwischen Europa und Asien bis in das untere Oligozän unterbunden (McKENNA 1975). Die Bedeutung dieser Sperre wird in dem Moment offenbar, wo sie unterbrochen wird. Nach Europa dringt dann eine Vielzahl neuer Säugetierformen vor, die das Faunenbild so stark verändern, daß dieser Umschwung als die „Grande coupure“ bezeichnet wird. Im Eozän besteht aber noch eine strenge Faunentrennung.

Für die Krokodile wie *Asiatosuchus* und eventuell auch *Pristichampsus* bilden schmalere Meeresstraßen kein großes Ausbreitungshindernis. Problematischer ist die Nennung zweier Arten von *Propalaeotherium* in ostasiatischen Faunen, da *Propalaeotherium* nicht aus Nordamerika bekannt ist. SAVAGE, RUSSELL & LOUIS (1965: 72) stellen die Zugehörigkeit zumindest für eine Art in Frage und halten sie für eine Parallelentwicklung von einem amerikanischen Ursprung her. Ob diese Annahme auch für die zweite Art gilt, müßten weitere Untersuchungen zeigen. Es wäre die einzige direkte Beziehung in der Säugetierfauna von Messel, die direkt nach Asien weist und nicht über Nordamerika und den Bereich der Bering-Straße zu verfolgen ist.

4.3. Beziehungen nach Nordamerika

4.3.1. Die Ergebnisse der Plattentektonik

Nach Tab. 1 sind die Beziehungen nach Nordamerika mannigfaltig, obwohl der Nordatlantik die beiden Kontinente trennt. Seit dem Ausreifen des Konzeptes der Plattentektonik ist bekannt, daß der Atlantik symmetrisch zum mittellatlantischen Rücken aufgeweitet wird. Die magnetischen Anomalien erlauben eine recht genaue Datierung des Ablaufes bei der Kontinentalverschiebung. Danach ist der Atlantik zwischen dem westeuropäischen und dem amerikanischen Kontinentsokkel bereits in der Oberkreide aufgerissen. Auf beiden Seiten ist die Anomalie 31 nachgewiesen, das heißt, seither wird hier ozeanische Kruste gebildet.

Die Charlie-Gibbs-Fracture-Zone, die etwa zwischen den britischen Inseln und Neufundland den Atlantik durchzieht, begrenzt das einheitliche Gebiet des sea-floor-spreading nach Norden. Nur nördlich dieser Linie wird für das Eozän noch mit einer möglichen Landverbindung zu rechnen sein. Dieser Bereich ist in zahlreiche Teilzonen zerlegt, deren Entschlüsselung erst in den letzten Jahren gelungen ist (ELDHOLM & THIEDE 1980).

Während das Labrador-Becken etwas früher aufzureißen scheint (GRADSTEIN & SHRIVASTAVA 1980), lassen sich im Atlantik südlich bzw. nördlich der Isländischen Schwelle erst die Anomalien 24 und 23 beidseitig nachweisen, die in das ausgehende Paleozän datiert werden (LABREQUE 1977).

Diese Datierung darf aber nicht dahin mißverstanden werden, daß bis zu diesem Zeitpunkt eine Landverbindung bestanden hätte. Vielmehr bezeichnet der Nachweis dieser Anomalie, daß ozeanische Kruste mindestens seit diesem Zeitpunkt gebildet wird. Eine Senke, die von einem epikontinentalen Meer erfüllt war, kann diesem ozeanen Stadium für lange Zeit vorangegangen sein.

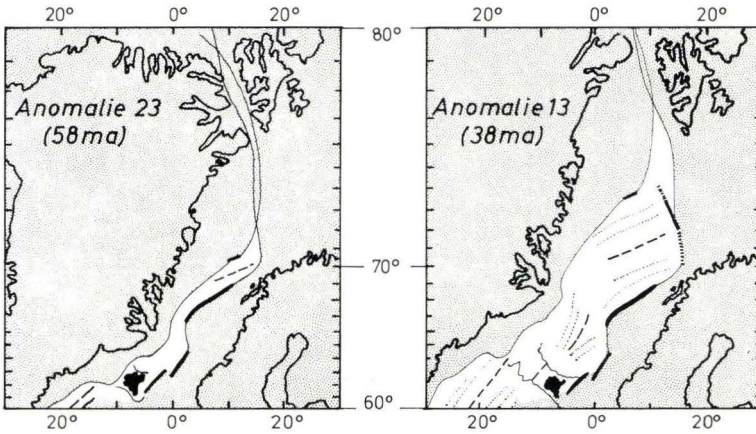


Abb. 2. Öffnung des nördlichen Atlantiks im Alttertiär (vereinfacht nach TALWANI & ELDHOLM 1977). Schon vor Beginn des Eozäns wird zwischen der europäischen und der grönländischen Platte ozeanische Kruste gebildet, wie es die Rekonstruktion der Plattenlage zur Zeit der 23. Anomalie (vor etwa 58 Mio. Jahren) zeigt. Bis in das Oligozän, nämlich bis zur 13. Anomalie, gleitet die grönländische Platte an der europäischen bei Spitzbergen entlang und bietet die Möglichkeit einer Landverbindung zwischen Europa und Nordamerika.

Von besonderem Interesse ist die Bewegungsrichtung im Bereich zwischen Grönland und Norwegen. Nach TALWANI & ELDHOLM (1977) bewirkt die Dehnung des Ozeanbodens zunächst im Alttertiär ein Abdriften von Grönland in NNW-Richtung, wodurch die grönländische Scholle an der nordeuropäischen bei Spitzbergen vorbeigleitet. Dieser Bewegungssinn hält bis zur 13. Anomalie, im frühen Oligozän, an. Dann erst rückt Grönland nach WNW ab und ein neues Ozeanbecken öffnet sich. Das heißt, bis zum frühen Oligozän besteht die theoretische Möglichkeit, daß feste Landverbindungen zwischen Grönland und Spitzbergen und damit zwischen Amerika und Europa vorhanden sind.

Aber auch im Bereich des Island-Färöer-Rückens sind Voraussetzungen für eine mögliche Landverbindung gegeben. Bohrungen (DSDP, Leg 336) haben eozäne, subaerisch verwitterte Basalte angetroffen, die nach der tholeiitischen Zusammensetzung von dem mittelatlantischen Rücken herkommen. Wenn dieses Konzept richtig ist, hat sich hier während des Auseinanderrückens der Platten ein hoher Wall aus vulkanischem Material über den Meeresboden erhoben und eine landfeste Brücke gebildet (THIEDE 1980). Daß diese Brücke wirklich durchgängig war, kann aus der strengen Scheidung der marinen Fauna des Atlantiks und der des nördlichen Meeres geschlossen werden. Nach THIEDE (1980: 183) ist mit dem Untertauchen dieser Landbrücke nicht vor dem mittleren Miozän zu rechnen. Nach STRAUCH (1970: 406) ist der Faunenaustausch noch bis in das Pliozän so unvollständig, daß er bis zu dieser Zeit mit einer Landbrücke rechnet. In jedem Fall ist mit einer landfesten Verbindung für diesen Raum bis in das Neogen zu rechnen.

Auch wenn von Seiten der Plattentektonik der geographische Rahmen abgesteckt ist, in dem Landbrücken zwischen Nordamerika und Europa zu erwarten sind, ist aber noch keine Aussage darüber möglich, wie weit dieses Angebot auch von der Tierwelt genutzt worden ist.

4.3.2. Ökologische und biostratigraphische Aspekte der Landverbindung

Zunächst erhebt sich die Frage, ob Landbrücken so weit im Norden – die Pollage war im Eozän etwa die gleiche – aus ökologischen Gründen überhaupt für einen Faunenaustausch klimatisch anspruchsvoller Tiere, wie es etwa die Krokodile sind (BERG 1964), in Betracht kommen. Spitzbergen und Ellesmere Island liegen immerhin im Bereich des 80. Breitengrades und hier sind eine mehrmonatige Winternacht und ein ebenso langer Sommertag zu erwarten.

In die klimatischen Verhältnisse gewährt die eozäne Flora von Spitzbergen Einblick. Nach SCHWEITZER (1980: 307) ist ein warmes, gemäßigtes Klima zu erwarten, wobei das Auftreten der Gattungen *Sequoia*, *Metasequoia* und vor allem *Glyptostrobus* dafür sprechen, daß die monatlichen Isothermen nicht unter 0 °C gesunken sind. Obwohl unter diesen klimatischen Verhältnissen auch eine klimatisch anspruchsvolle Fauna gelebt haben dürfte, sind aber bisher nur wenige Wirbeltierreste, unter ihnen *Amia*, gefunden worden.

Etwa auf gleicher nördlicher Breite liegt Ellesmere Island, von wo WEST & DAWSON (1978) eine umfangreiche Wirbeltierfauna des Eozäns haben bergen können. Die Liste umfaßt mehrere der aus Messel bekannten Gattungen, wie *Amia*, *Diatryma* und vor allem auch *Allognathosuchus*. Der Nachweis eines Krokodils in diesen Breiten betont besonders eindrücklich, daß die klimatischen Verhältnisse im arktischen Raum so günstig waren, daß sogar wechselwarme Reptilien in diesem Gebiet leben konnten. Wie die ökologischen Verhältnisse aber im einzelnen aussahen, ist noch nicht geklärt. Besondere Schwierigkeiten bereitet die langandauernde Winternacht, mit der nördlich des Polarkreises zu rechnen ist (McKENNA 1980).

Die Fauna von Ellesmere Island zeigt enge Beziehungen nach Nordamerika und Asien einerseits und nach Europa andererseits. Damit deutet sie die Lage der Landverbindung an. Diese Landverbindung war aber augenscheinlich nicht für alle Arten in gleicher Weise passierbar. Vielmehr wirkte sie als „Filterbrücke“, wie der unvollständige Faunenaustausch zeigt (WEST & DAWSON 1978). Es bleiben nämlich deutliche Unterschiede vorhanden, so ist die nordamerikanische Fauna durch eine große Zahl von Condylarthra gekennzeichnet, die in Europa nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Nach den ökologischen Befunden ist also eine weitgehende Faunengemeinschaft zwischen Europa und Nordamerika über die von der Plattentektonik aufgezeigten Brücken möglich, auch wenn dieser Filter nicht die ganze Breite des Faunenspektrums durchgelassen hat.

Dem gegenüber steht der biostratigraphisch-taxonomische Befund, der innerhalb des Alttertiärs unterschiedliche Werte für die Übereinstimmung zwischen Nordamerika und Europa aufzeigt. WEST & DAWSON (1978: 103) veranschlagen

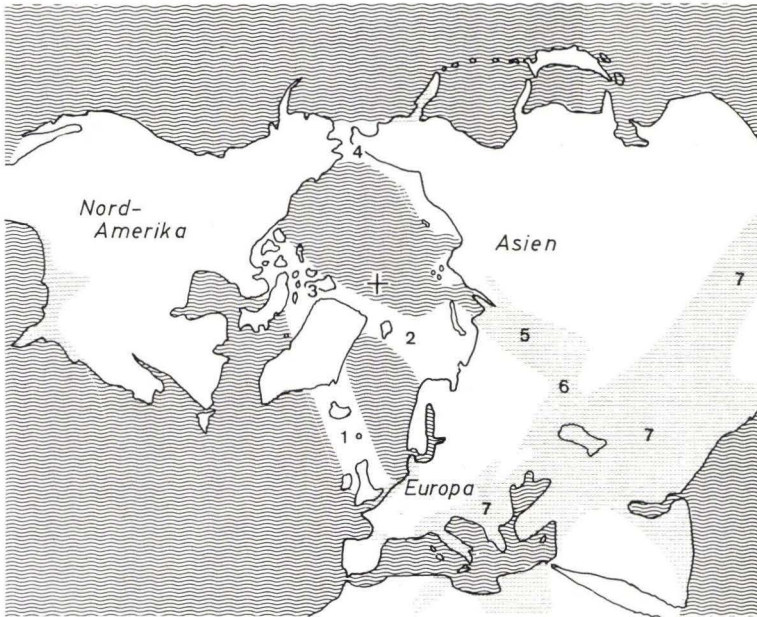


Abb. 3. Ungefähre Verteilung von Land und Meer im Alttertiär, dargestellt auf der Karte der heutigen Kontinentlage in Aufsicht auf den Nordpol (unter Verwendung von MCKENNA 1975 und KRÖMMELBEIN 1977). Die für den alteozänen Faunenaustausch wichtigen Regionen sind: Bereich der Thule-Landbrücke mit Island und den Färöer-Inseln (1), die De Geer-Route über Spitzbergen (2), Ellesmere Island im Angelpunkt der Landverbindungen (3), die Bering-Landbrücke (4), das Asien von Europa trennende Obik-Meer (5) und die Turgai-Straße (6) sowie die Tethys (7), die Afrika von Europa und Asien trennt.

für das ausgehende Paleozän eine Übereinstimmung der Taxa in Nordamerika und Europa von 20%. Mit dem Beginn des Eozäns, das sich gegenüber dem vorangehenden Paleozän durch das Auftreten zahlreicher neuer Säugetierordnungen wie den Rodentia, Perissodactyla, Carnivora, Chiroptera etc. kennzeichnet (RUSSEL 1968), steigt der Anteil der Übereinstimmung, wie schon SAVAGE (1971) geschätzt hat, auf 60%. Gerade wegen dieser hohen Übereinstimmung läßt sich das nordamerikanische Wasatchian dem europäischen Sparnacium und Cuisium gleichsetzen. Für diesen Zeitraum müssen wir eine weitgehende Faunengemeinschaft zwischen Europa und Nordamerika fordern.

Geographischer Angelpunkt dieser Verbindung ist Ellesmere Island. Ob weiter im Osten die nördliche Route über Spitzbergen oder die südliche über Island für den Faunenaustausch bevorzugt oder ausschließlich genutzt wurde (STRAUCH 1970, MCKENNA 1975, LEHMANN, THIEDIG & HARLAND 1978), muß dahingestellt bleiben.

Diese Faunengemeinschaft setzt aber wesentlich später ein, als das Angebot von Seiten der Plattentektonik und endet augenscheinlich auch wesentlich früher, als es

nach den paläogeographischen Befunden zu erwarten wäre. Denn mit dem Beginn des Lutetiums in Europa sinkt der Grad der Gemeinsamkeit wieder schnell ab. Gemeinsam bleiben zwar Formen, die einen relativ langsamen Formenwandel durchmachen. So ist es nicht verwunderlich, daß die Fische, Amphibien und Reptilien noch weitgehend in den gleichen Gattungen vorliegen. Dagegen gibt es bei den Säugetieren nur wenige, die auf beiden Kontinenten vertreten sind. Während *Macrocranion* und *Microparamys* zwei konservative Formen zu sein scheinen, setzen sich schneller entwickelnde Formen gerade zu einer neuen Radiation an.

Bei den Nagetieren läßt sich dies augenfällig belegen. Während im Sparnacium mit *Paramys* und *Microparamys* die Gattungen noch identisch sind, entwickeln sich im Lutetium in der Alten und Neuen Welt eigenständige Formen aus der gleichen Wurzel. Zu dem großen, baumlebenden Nager *Ailuravus* entwickelt sich in Nordamerika in *Leptotomys* eine nicht näher verwandte Parallelförmigkeit, die aber in vielen Anpassungen mit *Ailuravus* übereinstimmt (WOOD 1977).

Ein ähnliches Modell des Entwicklungsverlaufes kann bei den Perissodactyla und einigen Artiodactyla beobachtet werden. Diese Form der Entwicklung ist nur denkbar, wenn die Faunengemeinschaft zwischen Europa und Nordamerika spätestens mit dem Beginn des mittleren Eozäns unterbrochen ist. Dabei kann von paläontologischer Seite nicht unterschieden werden, ob die Unterbrechung topographischer Art war, etwa das partielle Untertauchen der Landbrücke, oder ob sie ökologischer Art war, etwa durch die Zunahme der Filterwirkung im Brückenbereich.

Zwischen Nordamerika und Europa bleibt dieser direkte Weg des Faunenaustausches für immer verschlossen. Alle späteren Gemeinsamkeiten bis hin zu pleistozänen Faunen mit zahlreichen holarktischen Arten sind auf Verbindungen über Asien zurückzuführen.

Im Untereozän wandern nordamerikanische Faunenelemente nicht nur nach Europa, sondern ebenso über den Bereich der Bering-Straße nach Ostasien. Da sie hier aber einer eigenständigen Entwicklung unterliegen, haben sie nur geringere Ähnlichkeiten mit den Formen, die sich in Europa parallel entwickeln.

4.4. Beziehungen nach Südamerika

Damit sind aber noch keineswegs alle Probleme der Faunenzusammensetzung zu erklären. Für die Beziehungen nach Südamerika, wie sie durch das Auftreten von *Eurotamandua* und *Bergisuchus* in Messel gegeben sind, gibt es erst hypothetische Lösungsansätze, die stets über Nordamerika führen müssen, obwohl hier (noch) keine Belege aus dem Fossilbereich vorliegen. BUFFETAUT (1980) sieht den Ursprung der *Sebecosuchia* in Südamerika, von wo sich die Vorläufer von *Bergisuchus* und *Iberosuchus* über Nordamerika ausgebreitet haben. Für diese Formen dürfte es leichter sein, das weitgehend nicht landfeste Mittelamerika zu durchqueren als für den Ameisenbären *Eurotamandua*, beziehungsweise seine Verwandten.

Die Sebecosuchia erreichen nach BUFFETAUT über die Antarktis auch Australien. Damit wird der Weg nachgezeichnet, auf dem die Marsupialia, die als Beutelratten wohl von Nordamerika ausgehen, einerseits Südamerika und dann Australien erreichen, wo sie jeweils eigene Radiationen erleben. Andererseits gelangen sie im frühen Eozän nach Europa und sind zwar (noch) nicht in Messel, aber doch im Geiseltal bei Halle nachgewiesen.

Nach Abschluß des Manuskriptes konnte die erste Beutelratte aus dem Ölschiefer von Messel unter den Funden des Hessischen Landesmuseums vom Sommer 1980 identifiziert werden. Es handelt sich um ein Jungtier, das erst nach der Präparation aufgrund der Zahnformel und der Zahnmorphologie bestimmt werden konnte.

5. Schluß

Auch wenn Tab. 1 nur eine Auswahl der in Messel gefundenen Wirbeltiere anführt, so zeigt sich doch ein allgemein gültiges Phänomen in der Aussage der einzelnen Gruppen. Ein deutlicher Unterschied ist zwischen den im geologischen Sinne langlebigen Taxa, wie den Reptilien und Fischen, gegenüber den kurzlebigen Taxa, wie den Säugetieren, zu verzeichnen. Während die Vertreter der langlebigen Taxa in ihren Beziehungen weit streuen, weil die Beziehungen aus sehr verschiedenen Zeiten stammen können, zeichnet sich bei den kurzlebigen Taxa eine stärkere Beschränkung und größere Einheitlichkeit der Beziehungen ab. Die Säugetiere aus Messel weisen fast ausschließlich nach Nordamerika. Die schnelle Veränderung der Säugetiertaxa verwischt ältere Beziehungen und läßt nur aktuelle oder gerade vergangene Beziehungen erkennen. Damit läßt sich die Faunenverbindung mit Nordamerika auf das untere Eozän einengen, eventuell sogar nur einen Teil davon (WOOD 1977). Das heißt, daß von dem zeitlichen Angebot, wie es sich aus dem Blick der Plattentektonik und Ozeanographie für eine nördliche und eine südliche Route ergibt, für den effektiven Faunenaustausch nur ein geringer Zeitraum genutzt wurde.

Auch wenn so über die zeitliche und räumliche Erstreckung der Faunengemeinschaft ein relativ klares Bild vorliegt, bleibt die Ausbreitung der einzelnen Gruppen oft noch unsicher. Die Richtung ergibt sich keineswegs zwangsläufig, wenn aus einer Region ältere Funde vorliegen. Dazu müßte gewiß sein, daß zur gleichen Zeit auf der anderen Seite diese Gruppe nicht vertreten ist. Das heißt, es müssen dort Faunen vorhanden sein, die so reich sind, daß Fundlücken mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden können. Da die Funddichte der paleozänen Faunen aber in Europa noch äußerst gering ist, gibt es für die Ausbreitungsrichtung vieler der in Nordamerika und Europa fast gleichzeitig auftretenden Gruppen noch keine Gewißheit.

Für die Wirbeltierfauna der Messel-Formation im unteren Lutetium ist diese Faunenbeziehung nach Nordamerika — wie aufgezeigt — noch sehr deutlich spürbar, aber sie ist bereits ein historisches Erbe. Das Lutetium nämlich kennt bereits eigenständige Entwicklung in der Säugetierfauna. Gute Belege dafür bilden in der Fauna von Messel *Propalaeotherium* und *Ailuravus* aus, zu denen aus Nordamerika unabhängige Parallelentwicklungen bekannt sind. Das zeigt, daß zur

Zeit der Messel-Formation die Faunengemeinschaft nicht mehr existiert, obwohl Landverbindungen bis in das Neogen möglich erscheinen.

Auch wenn die Bestimmung der Säugetierpaläontologie bei der zeitlichen Komponente der Landverbindung anderen Methoden überlegen ist, so sei doch daran erinnert, daß ohne das Konzept der Plattentektonik die auffällige Gemeinsamkeit in der alttertiären Fauna zwischen Nordamerika und Europa nur über einen Korridor quer durch Asien zu deuten war (SIMPSON 1965). Eine direkte Beziehung der Kontinente über den „naheliegenden“ Weg über den Atlantik wurde trotz WEGENERS Theorien zur Kontinentaldrift erst in der zweiten Hälfte der sechziger Jahre ernsthaft diskutiert, als sich das neue Konzept der Plattentektonik manifestierte.

6. Schriftenverzeichnis

- AUTUNES, M. T. (1975): *Iberosuchus*, Crocodile sebecosuchien nouveau, l'Eocène ibérique au nord de la chaîne centrale, et l'Origine du canyon de Nazaré. — Com. Serv. Geol. Portugal, **59**: 285–330.
- BERG, D. E. (1964): Krokodile als Klimazeugen. — Geol. Rdsch. **54**: 328–333; Stuttgart.
- (1965): Nachweis des Riesenlaufvogels *Diatryma* im Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 68–72; Wiesbaden.
- (1966): Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus?*, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **52**, 105 S.; Wiesbaden.
- BORESKE, J. R. (1974): A review of North American fossil Amiid fishes. — Bull. Mus. Comper. Zool., **146**, 1, 87 S.; Cambridge, Mass.
- LABREQUE, J. L., KENT, D. V., & CANDE, S. C. (1977): Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. — Geology, **5**: 330–335; Boulder.
- BUFFETAUT, E., & FORD, R. L. E. (1979): The crocodilian *Bernissartia* in the Wealden of the Isle of Wight. — Palaeontology, **22**: 905–912; London.
- (1980): Histoire Biogéographique des Sebecosuchia (Crocodylia Mesosuchia): Un Essai d'interprétation. — Ann. Paléont. (Vertébrés), **66**: 1–18; Paris.
- CHOW, M., LI, C., & CHANG, Y. (1973): Late eocene mammalian fauna of Honan and Shansi with notes on some vertebrate fossils collected therefrom. — Vertebr. Palasiatica, **11**, 2: 179–181; Peking.
- ELDHOLM, O., & THIEDE, J. (1980): Lenozoic continental separation between Europe and Greenland. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **30**: 243–259; Amsterdam.
- ESTES, R. (1964): Fossil vertebrates from the Late Cretaceous Lance formation, Eastern Wyoming. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., **49**: 1–180.
- & BERBERIAN, P. (1969): *Amia* (= *Kindleia*) *fragosa* JORDAN, a cretaceous Amiid fish, with notes on related European forms. — Breviora, Mus. Comper. Zool., **329**, 14 S.; Cambridge, Mass.
- FISCHER, K. (1962): Der Riesenlaufvogel *Diatryma* aus der eozänen Braunkohle des Geiseltales. — Hall. Hb. mitteldt. Erdgesch., **4**: 26–33; Berlin.
- FRANZEN, J. L. (1977): Urfpferdchen und Krokodile. Messel vor 50 Millionen Jahren. — Kl. Senckenberg-R., **7**, 36 S.; Frankfurt a. M.
- (1978): Senckenberg-Grabungen in der Grube Messel bei Darmstadt, 1. Probleme, Methoden, Ergebnisse 1976–1977. — Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **27**, 135 S.; Frankfurt a. M.
- (1980): Das Skelett eines juvenilen *Propalaeotherium isselanum* aus dem Mitteleozänen Ölschiefer der Grube Messel bei Darmstadt. — Dortmunder Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt., **14**: 85–102; Dortmund.
- (1981): Das erste Skelett eines Dichobuniden (Mamm., Artiodactyla), geborgen aus mitteleozänen Ölschiefern der Grube Messel bei Darmstadt (Deutschland, Südhessen). — Senckenbergiana lethaea, **61**: 299–353; Frankfurt a. M.
- GAUDANT, J. (1980): Sur *Amiakehreri* (Poisson Amiidae du Lutétien de Messel, Allemagne) et sa signification paléogéographique. — C. R. Acad. Sc., **290** D: 1107–1110; Paris.

- GINGERICH, P. D. (1980): Phylogeny of Middle Eocene Adapidae (Mammalia, Primates) in North America: *Smilodectes* and *Notharctus*. — J. Paleont., **53**, 1: 153–163.
- GRADSTEIN, F. M., & SHRIVASTAVA, S. P. (1980): Aspects of Cenozoic stratigraphy and Paleoenvironmental geography of the Labrador Sea and Baffin Bay. — Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., **30**: 261–295; Amsterdam.
- HARTENBERGER, J. L. (1971): Les rongeurs de l'Eocène d'Europe: Leur évolution dans leur cadre biogéographique. — Univ. d. Sci.; Montpellier.
- JERZMANSKA, A. (1977): Südwasserfische des ältesten Tertiärs von Europa: 67–76. — In: MATTHES, H. W., & THALER, B. (1977): Eozäne Wirbeltiere des Geiseltales. — Martin-Luther Univ. Halle-Wittenberg, Wiss. Beitr., **1977**, 2 (P5), 149 S.; Halle/S.
- KÄHLIN, J. A. (1936): *Hispanochampsia mülleri* nov. gen. nov. sp. ein neuer Crocodylide aus dem unteren Oligocän von Tarrega (Catalonien). — Abh. Schweiz. palaeont. Ges., **58**, 34 S.; Basel.
- V.KOENIGSWALD, W. (1979): Ein Lemurenrest aus dem eozänen Ölschiefer der Grube Messel bei Darmstadt. — Paläont. Z., **53**: 63–76; Stuttgart.
- (1980 a): Fossilagerstätte Messel — Literaturübersicht der Forschungsergebnisse aus den Jahren 1969–1979. — Geol. Jb. Hessen, **108**: 23–38; Wiesbaden.
- (1980 b): Das Skelett eines Pantolestiden (Proteutheria, Mamm.) aus dem mittleren Eozän von Messel bei Darmstadt. — Paläont. Z., **54**: 267–287; Stuttgart.
- KRISHTALKA, L. (1976): Early Tertiary Adapidae and Erinaceidae (Mammalia, Insectivora) of North America. — Bull. Carnegie Mus., **1**: 1–40; Pittsburgh, Pa.
- & SETOGUCHI, T. (1977): Paleontology and geology of the Badwater Creek Area, Central Wyoming. — Ann. Carnegie Mus., **46**: 71–99; Pittsburgh; Pa.
- KRÖMMELBEIN, K. (1977): Brinkmanns Abriß der Geologie, **2**: 1–400; Stuttgart (Euke).
- LANGSTON, W. (1975): Ziphodont crocodiles: *Pristichampsus vorax* (TROXELL), new combination, from the Eocene of North America. — Fieldiana, Geol. **33**, 16: 291–314.
- LEHMANN, U., THIEDIG, F., & HARLAND, W. B. (1978): Spitzbergen im Tertiär. — Polarforschung, **48**: 120–138; Münster (Westf.).
- McKENNA, M. (1975): Fossil mammals and Early Eocene north Atlantic Land continuity. — Ann. Missouri Bot. Garden, **62**: 335–353.
- McKENNA, M. C. (1980): Eocene paleolatitude, climate and mammals of Ellesmere Island. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **30**: 349–362; Amsterdam.
- MOOK, C. C. (1940): A new fossil Crocodylian from Mongolia (*Asiatosuchus grangeri*). — Amer. Mus. Novit., **1097**, 3 S.; New York.
- (1960): *Diplocynodon* Remains from the Bridger Beds of Wyoming. — Amer. Mus. Novit., **2079**, 6 S.; New York.
- RUSSEL, D. E. (1968): Succession, en Europe, des faunes mammaliennes au début de Tertiaire. — Mém. Bureau rech. géol. min., **58**: 291–296; Paris.
- (1977): L'origine des primates. — La recherche, **8**: 842–850; Paris.
- SAVAGE, D. E. (1971): The Sparnacian-Wasatchian mammalian fauna, Early Eocene, of Europe and North America. — Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**: 154–158; Wiesbaden.
- RUSSELL, D. E., & LOUIS, P. (1965): European eocene equidae (*Perissodactyla*). — Univ. Calif. Publ. geol. Sci., **56**, 94 S.; Berkeley, Los Angeles.
- SCHWEITZER, H. J. (1980): Environment and climate in the Early Tertiary of Spitzbergen. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **30**: 297–311; Amsterdam.
- SIMPSON, G. G. (1965): The Geography of Evolution. — 1–249; Philadelphia — New York.
- SPRINGHORN, R. (1980): *Paroodectes feisti*, der erste Miacide (Carnivora, Mammalia) aus dem Mittel-Eozän von Messel. — Paläont. Z., **54**: 171–198; Stuttgart.
- STORCH, G. (1981): *Eurotamandua joresi*, ein Myrmecophagide aus dem Eozän der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Mammalia: Xenarthra). — Senckenbergiana lethaea, **61**: 247–289; Frankfurt a. M.
- STRAUCH, F. (1970): Die Thule-Landbrücke als Wanderweg und Faunenscheide zwischen Atlantik und Skandik im Tertiär. — Geol. Rdsch., **60**: 381–417; Stuttgart.
- TALWANI, M., & ELDHOLM, O. (1977): Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. — Geol. Soc. Am. Bull., **88**/7: 969–999.
- THIEDE, J. (1980): Paleo-oceanography, marin stratigraphy, and palaeophysiology of the Tertiary North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea. — Philos. Trans. R. Soc., **A 294**: 177–185; London.

- TOBIEN, H. (1954): Nagetierreste aus dem Miozän von Messel bei Darmstadt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 13–29; Wiesbaden.
- (1968): Das biostratigraphische Alter der miozänen Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 111–119; Wiesbaden.
- (1969a): Die alttertiäre (miozäne) Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt (Hessen). — Mainzer naturw. Arch., **8**: 149–180; Mainz.
- (1969b): *Kopidodon* (Condylarthra, Mammalia) aus dem Miozän (Lutetium) von Messel bei Darmstadt (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 7–37; Wiesbaden.
- (1980): Ein antracotherioider Paarhufer (Artiodactyla, Mammalia) aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt (Hessen). — Geol. Jb. Hessen, **108**: 11–22; Wiesbaden.
- TROXELL, E. L. (1931): *Diatryma*, a Colossal Heron. — Amer. J. Sc., (5) **22**: 18–24.
- VANVALEN, L. (1965): Paroxyclaenidae, an extinct family of Eurasian Mammals. — J.Mamm., **46**: 388–397; Lawrence, Ka.
- WEST, R. M., & DAWSON, M. R. (1978): Vertebrate paleontology and the Cenozoic history of the North Atlantic region. — Polarforsch., **48**: 103–119; Münster (Westf.).
- & HUTCHISON, J. H. (1977): Fossils from the Paleogene Eureka Sound Formation. N.W.T., Canada: Occurrence, Climate, and Palaeogeography Implications. S. 77–93. — In: WEST, R. M., Palaeontology and Plate Tectonics with special reference to the History of the Atlantic Ocean. — Milwaukee Publ.Mus. — Spec.Publ.Biol.Geol., **2**.
- WILEY, E. O. (1976): The Phylogeny and Biogeography of Fossil and Recent Gars (Actinopterygii: Lepisosteidae). — Univ. of Kansas, Mus. natur. Hist., Misc. Publ., **64**, 111 S.; Lawrence (Kansas).
- WOOD, A. E. (1962): The early Tertiary rodents of the Family Paramyidae. — Trans. Amer. Phil. Soc. n.s., **52**: 1–261.
- (1976): The Paramyid rodent *Ailuravus* from the middle and late Eocene of Europe and its relationships. — Palaeovertebrate, **7**, 1–2: 117–149; Montpellier.
- (1977): The Rodentia as clues to the cenozoic migrations between the American and Europe and Africa. S. 95–109. — In: WEST, R. M. (1977): Paleontology and Plate Tectonics. — Milwaukee Publ. Mus.-Spec. Publ. Biol. Geol., **2**.

Manuskript eingegangen am 9. 12. 1980

Ein tertiärer Vulkankrater bei Hungen-Langd (Vogelsberg)

Von

KARL-HEINZ EHRENBERG*

Kurzfassung: Bei Hungen-Langd sind als große Seltenheit im Vulkangebiet des Vogelsberges Reste des Randes und der Füllung aus Schutt und Lava eines tertiären Vulkankraters aufgeschlossen. Der Krater rand baut sich aus einer wenig geneigten Folge von 4 Lavaströmen (Basanite und Alkali-Olivinbasalt) mit Aschentuffzwischenlagen auf. Bildungen des Kraterinneren wie Schuttbreccie, Wurf-schlacke und Alkali-Olivinbasalt liegen diskordant am Krater rand. Aufbau und Gesteine werden beschrieben sowie die vermutete Entwicklung erläutert.

[A Tertiary volcanic crater near Hungen-Langd (Vogelsberg)]

Abstract: An outcrop near Hungen-Langd shows remainders of the wall as well as of the talus breccia and lava pool of a Tertiary volcanic crater. This is a rare case for the volcanic region of the Vogelsberg. The crater wall is formed by a slightly inclined suite of 4 lava flows (basanites and alkali olivine basalt) with intermediary layers of ash tuffs. Formations from the crater's interior like talus breccia, scoria and alkali olivine basalt are discordantly layered at the crater's wall. Structure, rock types and the assumed evolution are described.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	103
2. Aufbau und Gesteine des aufgeschlossenen Krater- und Randbereiches	104
2.1. Geländebeobachtungen	104
2.2. Petrographie	107
2.3. Gesteinschemismus	109
3. Deutung	110
4. Ausblick	113
5. Schriftenverzeichnis	113

1. Einführung

Im miozänen Vulkangebiet des Vogelberges sind die meisten ehemaligen Vulkanbauten bis auf ihre Unterbaue (Schlot s. l.) abgetragen (u. a. SCHOTTLER 1931, EHRENBERG 1978). SCHOTTLER (1920: 84, 119) ging sogar davon aus, „daß bei dem starken Maß der Abtragung Vulkankrater unmöglich noch vorhanden sein

* Dr. K.-H. EHRENBERG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 8, 6200 Wiesbaden.

können“. Jedoch sind ganz vereinzelt Reste von Kratern, bzw. ihre sedimentären Füllungen wie z. B. das Kieselgurvorkommen bei Beuern 12 km NE Gießen (u. a. STRENG 1893, SCHENK 1950) erhalten geblieben.

In einem kleinen Steinbruch¹ (Fa. Maikranz, Laubach) ca. 500 m ESE Hungen-Langd, an der Straße nach Rabertshausen (Bl. 5519 Hungen, R 34 97 14, H 55 92 49; Abb. 1), sind Reste der vulkanischen Füllung als auch des Randes eines ehemaligen Vulkankraters vorhanden, die nachfolgend beschrieben und gedeutet werden sollen.

2. Aufbau und Gesteine des aufgeschlossenen Krater- und Randbereiches

2.1. Geländebeobachtungen

Die im Sommer 1980 an der N-Wand des Steinbruches Langd beobachteten Strukturen sind in Abb. 2 dargestellt.

Im W-Teil des Steinbruches sind vier Lavaströme (Basanite und Alkali-Olivinbasalt) und zwei ca. 1–1,5 m mächtige Aschentuff-Zwischenlagen aufgeschlossen. Die untere Tufflage besteht aus quarzkornreichem Aschentuff, der in der oberen Hälfte gelblichgrau, in der unteren bräunlich gefärbt ist. Die obere Tufflage ist gelbgraufleckig ziegelrot gefärbt und weich, da sie weitgehend in Bolus umgewandelt ist. Zwischen Lavastrom I und II kommen lokal Aschentuffreste vor.

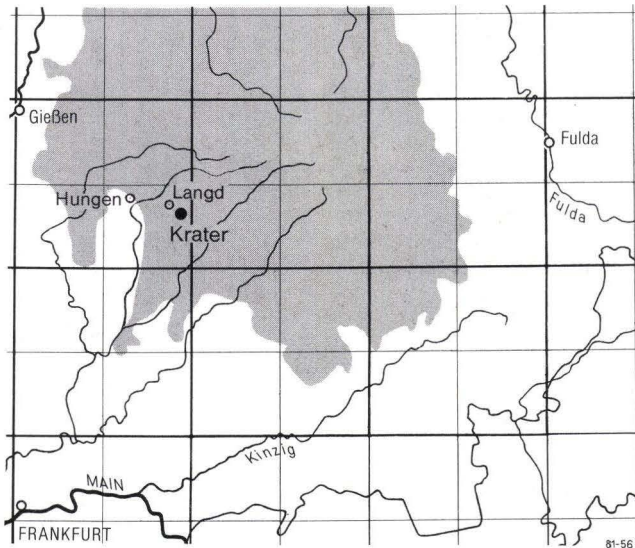


Abb. 1. Lageskizze.

¹ Die Herren Prof. Dr. WEYL (Gießen) und Prof. Dr. NÖRING (Wiesbaden) machten mich auf diesen Steinbruch aufmerksam.

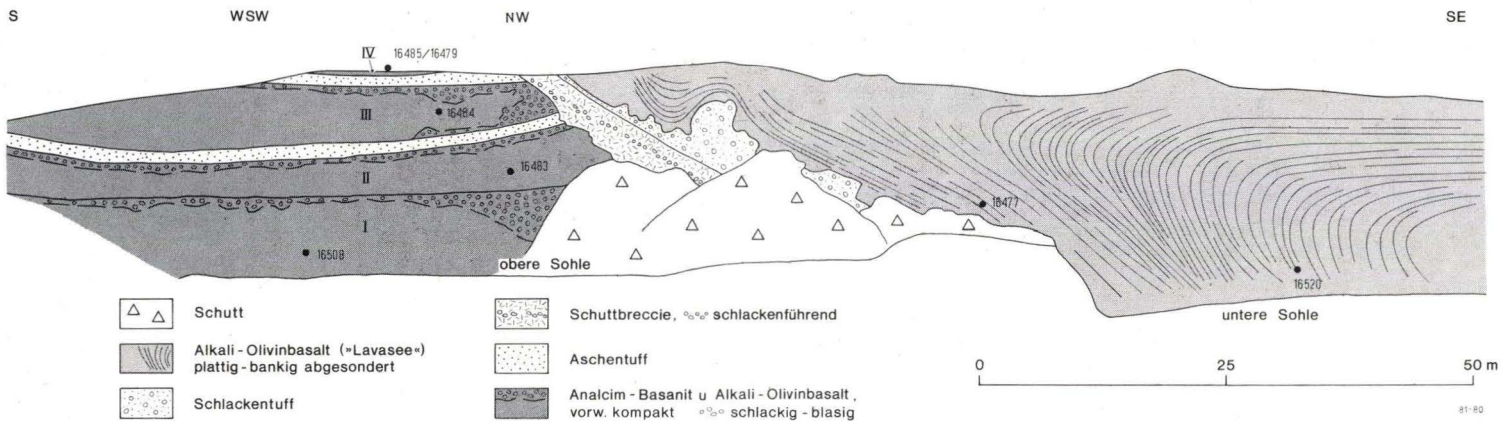


Abb. 2. Stbr. ESE Hungen-Langd (Beobachtungsstand Sommer 1980). ● Chemisch untersuchte Proben.

Die Lavaströme sind zwischen 5 und 8 m mächtig und in ihren Dachzonen blasig-schlackig entwickelt. Diese Grenzbereiche sind 0,5–3 m mächtig, mehr oder weniger rötlich und stark bolusdurchtränkt sowie zeolith- und karbonatführend². Auf der Dachschlacke eines weiteren, liegenden Lavastromes ist die Bruchsohle des W-Teils des Steinbruches aufgefahren. Lavaströme und Tufflagen fallen mit ca. 10–15° nach N bis NNW ein.

Diese Lavastromfolge bricht an einer durchschnittlich 40–45° SE geneigten, wechselnd getrepten Fläche abrupt ab. Diskordant legen sich daran ca. 35° SE einfallende blockreiche Breccien mit einer z. Zt. aufgeschlossenen Mächtigkeit von max. 4 m (Abb. 3), die ihrerseits wieder überlagert werden von einer zwischen 0,5 und 4 m mächtigen Wurf Schlackenlage aus hochschaumigen Schlacken. Auf und an diese Schlackenlage legt sich ein plattig-bankig abgesonderter Alkali-Olivinbasalt, wobei im Kontaktbereich die Absonderung weitgehend parallel zur Obergrenze der Schlackenzone verläuft. Ca. 10 m oberhalb des Grenzbereiches biegt die \pm parallel zum Randbereich verlaufende, SE geneigte Plattung „faltenartig“ in eine fast horizontale Lagerung um. Die Grenzregion Alkali-Olivinbasalt/Schlacke und Breccie ist von der N-Wand über eine stehenge-

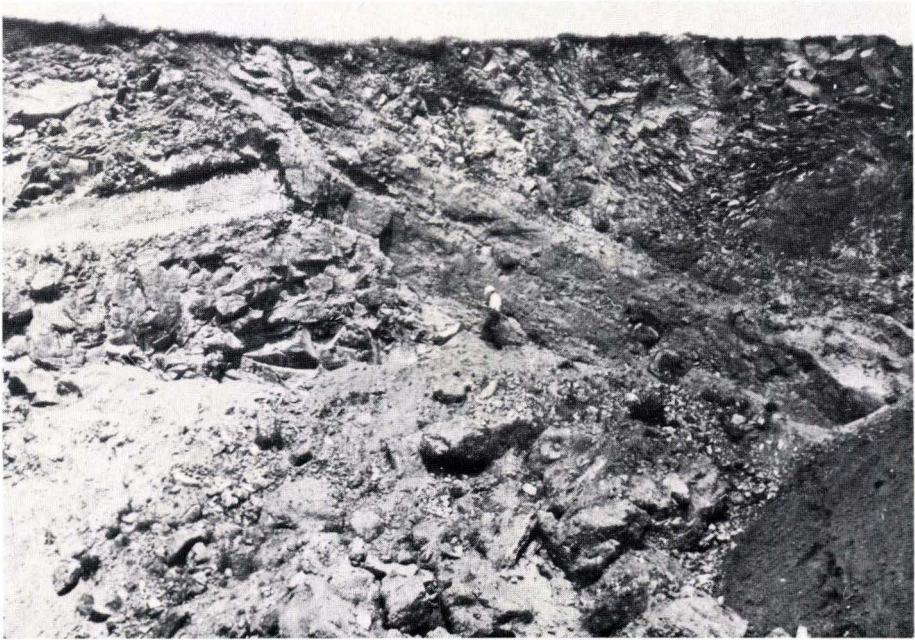


Abb. 3. Diskordante Anlagerung von Schuttbreccie, Wurf Schlacke und „Lavaseebasalt“ an den aus Lavaströmen und Aschentuff aufgebauten Kraterand.

² Herr Dr. HENTSCHEL (Wiesbaden) bestimmte folgende Minerale: Montmorillonit-Minerale, Calcit, Aragonit, Chabasit, Phillipsit und Offretit.

lassene Klippe bis in den S-Teil des Steinbruches sporadisch aufgeschlossen. Überlagernde Basaltplatten deuten auf eine leicht konisch geformte Fläche hin, die im nördlichsten Steinbruchbereich etwa $30^\circ/30-40^\circ$ SE, an der stehengelassenen Klippe ca. $20-25^\circ/30-40^\circ$ SE und im südlichsten Steinbruchbereich ca. $160-170/40-55^\circ$ SE verläuft.

Die Breccien sind weitgehend unsortiert. Durch die Einschaltung einer schwach rötlichen schlackenführenden Lage wird eine grobe Schichtung angedeutet in (vom Liegenden zum Hangenden):

Ca. 2 m blockreiche Breccie: In einer vorherrschenden Aschen-Lapillimatrix (meist <1 cm \varnothing) sind unsortiert, aber meist etwas eingeregelt, reichlich Basaltblöcke (bis max. 1,2 m \varnothing) eingeschlossen. Die Basaltblöcke sind vorwiegend eckig und kompakt, seltener blasig ausgebildet und lassen ein \pm ausgeprägtes porphyrisches Gefüge erkennen. Besonders auffallend waren im oberen Teil der Lage ein 0,7 m großer, an „Olivinknollen“ reicher Basaltblock sowie ein 0,2 m großer Brocken aus hellem Aschentuff mit reichlich Hornblendekristallen und Quarzkörnern.

Ca. 0,4 m schwach rötliche, schlackenführende und sehr blockreiche Breccie.

Ca. 1,3 m blockreiche Breccie (\pm wie untere Lage), in der im obersten Teil (nach oben zunehmend) stark blasige Wurfslacken eingelagert sind.

Diese Breccien werden von einer stark bolusdrücktränkten, 0,5–4,0 m mächtigen Schlackelage aus hochschaumigen basaltischen Wurfslacken (Fragment- \varnothing bis zu 0,6 m) überlagert.

Eine 1962 etwa 160 m SSE des Steinbruches abgeteufte Bohrung (OVAG B19; R 34 97 20, H 55 92 36) erbrachte nach SCHENK (unveröff. Schichtenverzeichnis 1962; hier zusammenfassend wiedergegeben) unter ca. 22 m \pm zersetztem Basalt und 4 m schaumig-blasigem Basalt bis zur Endteufe von 45 m u. Gel. 19 m brecciösen Basalt. Vergleicht man dieses Bohrprofil mit den geologischen Gegebenheiten im Steinbruch, so dürften die 4 m „schaumiger Basalt“ der Wurfslackelage und der 19 m erbohrte „brecciöse Basalt“ der Breccienlage entsprechen. Dies deutet an, daß die Bohrung in der gleichen geologischen Struktur steht. Nach ihrem Ansatzpunkt durchteufte die Bohrung die Schuttbreccie in einem tieferen Niveau des Kraters, wo sie (gleiches Einfallen vorausgesetzt) eine Mächtigkeit von > 12 m hat.

2.2. Petrographie

Ergußgesteine und vulkanische Breccien wurden mikroskopisch untersucht.

2.2.1. Ergußsteine

Hierzu gehören die Lavaströme im W-Teil und der plattig-bankig abgesonderte Basalt im E-Teil des Steinbruches, der als Bildung eines „Lavasees“ im Kraterinnern gedeutet wird.

2.2.1.1. Lavaströme

Bei den Lavaströmen I, III und IV handelt es sich um Analcim-Basanite und bei Lavastrom II um einen analcimführenden Alkali-Olivinbasalt. Mineralbestand, Gefüge und Korngrößen der einzelnen Lavaströme sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Gefügemäßig ähneln sich die Laven I und II sowie die Laven III und IV jeweils untereinander. Zwischen beiden Gruppen gibt es jedoch merkliche Unterschiede. Während bei den beiden liegenden Laven sich aus einer fein- bis feinkörnigen Grundmasse nur wenige Mikroeingspenglinge von Olivin (ganz zurücktretend Klinopyroxen) abheben, zeigen die hangenden Laven deutlich prophyrische Gefüge durch reichlich Einspenglinge von Olivin und zonarem Klinopyroxen in einer dichten Grundmasse.

2.2.1.2. „Lavasee“

Bei dem plattig-bankig abgesonderten, als Lavaseebildung gedeuteten Basalt handelt es sich um einen mikroporphyrischen Alkali-Olivinbasalt (Tab. 1), der in einer dichten Grundmasse aus Plagioklas, Klinopyroxen, Titanomagnetit, Olivin, \pm rekristallisiertem Glas, Analcim, Apatit und reichlich Biotit Einspenglinge von zonarem Klinopyroxen häufiger führt als von Olivin. – Bei den Olivinen sind neben den echten Einspenglingen auch ziemlich häufig Xenokristalle aus Mantelperidotiten vorhanden, die sich durch xenomorphe Form und Drucklamellierung auszeichnen. Hierzu sind auch ganz vereinzelt Picotite zu rechnen.

Tab. 1. Vulkanite im Stbr. ESE Hungen-Langd (Vogelsberg)

Vorkommen	Gesteinstyp	Gefüge	Mineralbestand (Reihenfolge $\hat{=}$ geschätzter Häufigkeit) (Korn- ϕ in mm)	
			Einspenglinge [Einschlüsse]	Grundmasse
"Lavasee"	Alkali-Olivinbasalt	mikroporphyrisch	KPx (1,0 meist agglom.), Ol (1,5); [Xeno-xx von Ol (drucklamell.) und Pic]	Pl (< 0,14, meist leistenförmig), KPx (< 0,15), Ol, Mt (< 0,02), hellgrüne Mesostasis, Anc, Ap, Bt, Chl
Lavastrom IV	Analcim-Basanit	porphyrisch	Ol (3,0), KPx (meist agglom.)	KPx, Pl (xenom.), Anc, Glas (braun), Mt, Ol, Idd
Lavastrom III	Analcim-Basanit	porphyrisch	Ol (4, meist < 1), KPx (0,9, meist < 0,6)	KPx (meist < 0,1), Pl (< 0,18, leistung u. xenom.), Anc, Mt (< 0,04), Ol, Zeol, Ap, Bt, Idd
Lavastrom II	Alkali-Olivinbasalt	feinkörnig, schwach mikro-serialporphyrisch	Ol (5, meist < 1), KPx (1,8, meist < 0,4)	KPx (0,07 - 0,2), Pl (< 0,3, leistung u. xenom.), Anc, hellgrüne Mesostasis, Ol, Mt (0,05 - 0,1 und < 0,015), Ap, Chl, Cc
Lavastrom I	Analcim-Basanit	fein- bis feinkörnig, schwach mikro-serialporphyrisch	Ol (2,5, meist < 0,6), KPx (0,3 - 0,4)	KPx (0,07 - 0,25), Anc, Pl (< 0,8, hypidiom. tafelig), Ol, Mt (0,05 - 0,1 u. 0,015), Zeol, Ap, Idd

2.2.2. Breccien

Die Breccien enthalten in einer vorherrschenden Aschen-Lapillimatrix sehr reichlich xenolithische Blöcke (bis 1,2 m \varnothing) aus Basalt und ganz selten aus Tuff, in der mittleren und obersten Lage auch zusätzlich Fragmente aus Wurf-schlacken.

Die Aschen-Lapillimatrix (mit Korn- \varnothing von meist 1–10 mm) besteht überwiegend aus \pm feinblasigen basaltischen Glas- und Tachylitfragmenten (gelbbraun–dunkelbraune Fragmente > fast opake Fragmente > orangefarbene Fragmente) mit unterschiedlich häufigen Einsprenglingskristallen (bis 2,5 mm lang) von Klinopyroxen und Olivin, seltener von Hornblende und Plagioklas. Xenolithische Gesteinsbröckchen aus Limburgit, Basanit und Olivin-Leucitit treten nur untergeordnet in dem Korngrößenbereich < 10 mm \varnothing auf, hingegen sind Quarz- und Quarzitkörner (meist < 0,5 mm \varnothing) reichlich vorhanden.

Blöcke (bis zu 1,2 m \varnothing) sind dieser Matrix reichlich und unsortiert eingelagert, wobei eine gewisse Einreglung zu erkennen ist. Hinweise auf ballistischen Einschlag (z. B. in Form von Einschlagtrichtern) sind nicht vorhanden. Die Blöcke sind vorherrschend eckig und kompakt (seltener schwach blasig) ausgebildet. Im Korngrößenspektrum 2–120 cm \varnothing wurden bis auf die oben erwähnten Wurf-schlacken nur Gesteinsfragmente festgestellt, die unterschiedlichen Basalttypen angehören. Es konnten in dem Blockmaterial folgende Gesteinstypen nachgewiesen werden (für eine Häufigkeitsangabe reichen die bisherigen Untersuchungen nicht aus):

Pyroxen- und olivinporphyrischer Basanit (größter Block von 1,2 m \varnothing ; in Mineralbestand und Gefüge sehr ähnlich Lavastrom IV),

olivinporphyrischer Basanit (vor allem zwischen 2 und 4 cm \varnothing),

olivinknollenreicher ? Basanit (0,7 m großer Block; nicht mikroskopisch untersucht),

Olivin-Leucitit [in einer dichten Grundmasse aus nadeligen Klinopyroxensäulchen (ca. 0,08–0,15 mm lang), Titanomagnetit (ca. 0,005–0,02 mm \varnothing), iddingsitisiertem Olivin und braunem Glas treten massenhaft Mikro-Einsprenglinge von Leucit (0,08–0,5, meist < 0,16 mm \varnothing ; vorw. rundliche Formen mit Mafiteinschlüssen sowohl in Form von Schlackenkränzchen als auch gehäuft im Kern) und zurücktretend von \pm iddingsitisiertem Olivin (< 0,65 mm \varnothing) auf],

Limburgit [vorherrschend unter den kompakten Bröckchen zwischen 2 und 4 cm \varnothing ; in einer Grundmasse mit mikrolithenreicher (Biotit, Ilmenit) brauner Glasbasis und rosettenförmig agglomerierten Klinopyroxenen sowie Titanomagnetiten (ganz selten auch etwas Plagioklas) liegen zahlreiche Olivineinsprenglinge],

hornblendekristall- und quarzkornreicher Aschentuff {0,2 m großer hellgraugelblicher Block; bestehend aus hellgraugelben, \pm feinblasigen Glasfragmenten [bis 5, meist < 1,5 mm \varnothing ; mit reichlich Einsprenglingen (oft auch als Kristallbruchstücke) von Hornblende (bis 1,1 mm \varnothing , z. T. korrodiert, z. T. zonar), ganz selten von Klinopyroxen (bis 2,2 mm \varnothing , z. T. lichtgrün gefärbt) und nur einmal von grünlich olivgrünem ? hercynitischem Spinell (0,5 mm \varnothing)] und sehr vielen Quarz- und Quarzit- (meist 0,5 mm \varnothing , \pm abgerundet) sowie vereinzelt Feldspatkörnern}.

2.3. Gesteinschemismus

In den Tab. 2–3 ist der Hauptelementchemismus der 4 Lavaströme und des „Lavaseebasalt“ zusammengestellt.

Tab. 2. Chemische Analysen* der Vulkanite
im Stbr. ESE Hungen-Langd

Vork.	Lavaströme				Lava- see**
	I	II	III**	IV**	
Probe	16508	16483	16484a 16484b	16479 16485	16477 16520
Art	Bs	aoB	Bs	Bs	aoB
SI02	41.83	43.68	43.02	42.19	45.03
TI02	2.45	2.69	2.99	2.82	2.53
AL203	12.40	12.73	13.23	12.55	12.68
FE203	5.22	3.16	4.36	3.16	4.38
FE0	5.39	7.10	6.20	7.46	6.10
MNO	-	-	-	-	-
MGO	12.51	10.78	10.03	12.09	10.34
CA0	11.39	10.68	11.25	11.09	10.35
NA20	2.56	2.98	2.88	3.35	3.08
K20	0.97	0.92	0.88	0.63	1.44
H20+	2.60	2.29	2.22	1.20	2.57
H20-	0.91	1.13	1.47	0.57	0.26
P205	0.69	0.68	0.85	0.64	0.71
CO2	0.22	0.37	0.07	0.10	0.10
CL	-	-	-	-	-
SO3	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-
SUMME	99.14	99.19	99.45	97.85	99.57

* Röntgenfluoreszenz-Analysen;
Analytiker: Dipl.-Min. G. STRECKER.
Die FeO-, P₂O₅-, H₂O- und CO₂-Werte wurden
im chemischen Labor ermittelt.

** Mittel aus 2 analysierten Proben.

3. Deutung

Die im Steinbruch aufgeschlossenen Strukturen umfassen sowohl Reste des Randbereiches als auch der Füllung eines Vulkankraters. Hierbei gehören die flach gelagerten basanitischen Lavaströme mit Aschentuffzwischenlagen zum Aufbau des Kraterrandbereiches. Die SE einfallende Abbruchfläche der Lavaströme stellt einen erosiv stark überarbeiteten tiefen Bereich einer Kraterwand dar, an die sich diskordant und nach oben auskeilend die unsortierten und kaum geschichteten Breccien anschmiegen. Diese Breccien werden als Päläo-Schutthalddenmaterial

Tab. 3. Chemismus, CIPW-Norm, Differentiationsindex (D.I.), normativer An-Gehalt ($\frac{An \times 100}{An + Ab}$) und Mg-Wert ($\frac{Mg \times 100}{Mg + Fe^{2+}}$ für $Fe_2O_3/FeO = 0,15$) der nach Abzug von $CaCO_3$, H_2O^+ und H_2O^- und Berechnung von Fe_2O_3/FeO nach LE MAITRE (1976) auf 100 Gew.-% umgerechneten Analysen

Vork.	Lavaströme				"Lava-see"
	I	II	III	IV	
Probe	16508	16483	16484a 16484b	16479 16485	16477 16520

Vork.	Lavaströme				"Lava-see"
	I	II	III	IV	
Probe	16508	16483	16484a 16484b	16479 16485	16477 16520

CHEMISMUS (GEW.-%)

SiO2	44.05	45.98	45.04	43.99	46.68
TiO2	2.58	2.83	3.13	2.94	2.62
Al2O3	13.06	13.40	13.85	13.09	13.15
Fe2O3	3.55	3.68	3.66	3.72	3.87
FeO	7.43	7.16	7.31	7.40	6.93
MnO	-	-	-	-	-
MgO	13.17	11.35	10.50	12.61	10.72
CaO	11.72	10.78	11.69	11.44	10.61
Na2O	2.70	3.14	3.02	3.49	3.19
K2O	1.02	0.97	0.92	0.66	1.49
H2O+	-	-	-	-	-
H2O-	-	-	-	-	-
P2O5	0.73	0.72	0.89	0.67	0.74
CO2	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-
SO3	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-
SUMME	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

* Berechnet mit einem FORTRAN IV-Programm von Dipl.-Min. G. STRECKER.

CIPW - NORM

QZ	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-
OR	6.03	5.73	5.44	3.90	8.80
AB	9.00	18.69	16.19	11.10	18.07
AN	20.50	19.60	21.52	18.10	17.16
NE	7.50	4.27	5.07	9.98	4.83
KP	-	-	-	-	-
LC	-	-	-	-	-
AC	-	-	-	-	-
NS	-	-	-	-	-
KS	-	-	-	-	-
WO'	13.72	12.18	12.80	14.31	12.79
EN'	10.32	9.18	9.60	10.88	9.63
FS'	2.03	1.77	1.92	1.96	1.88
WO	-	-	-	-	-
EN''	-	-	-	-	-
FS''	-	-	-	-	-
FO'	15.75	13.37	11.59	14.38	11.96
FA'	3.41	2.83	2.56	2.86	2.57
CS	-	-	-	-	-
MT	5.15	5.34	5.31	5.39	5.61
HE	-	-	-	-	-
ILM	4.90	5.37	5.94	5.58	4.98
TIT	-	-	-	-	-
PW	-	-	-	-	-
RU	-	-	-	-	-
AP	1.69	1.67	2.06	1.55	1.71
PR	-	-	-	-	-
CC	-	-	-	-	-
SUMME	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
D. I.	22.53	28.69	26.70	24.98	31.70
AN	69.49	51.19	57.07	61.99	48.71
MgVAL	71.49	68.68	66.70	70.36	67.56

gedeutet, das sich am Fuße der Kraterwand in kegelförmigen Haufen ansammelte und aus höher gelegenen älteren Laven und Tuffen des Kraterrandniveaus umgelagert sein dürfte.

Während und vor allem gegen Ende dieser Schuttansammlung setzte zeitweise Schlackenwurfstätigkeit ein (Schlackenlage und Schlackeneinschaltung in Breccien), ehe eine jüngere Lava in Form eines „Lavasees“ auch diese Wurfslacken überdeckte. Dieser alkali-olivinbasaltische „Lavaseebasalt“ sonderte bei der Abkühlung plattig-bankig ab, wobei im Kraterrandbereich die Absonderungsklüftung weitgehend parallel zur unterlagernden Wurfslacken- und Breccienlage verläuft. Die Aufwölbungen der Schlackenlage (bis zu 4 m) dürften durch

Stauchung beim Einfließen des „Lavaseebasaltes“ entstanden sein. Auch diese Aufwölbungen werden weitgehend von der Basaltplattung nachgezeichnet.

Das etwa 10–15 m oberhalb der Grenze „Lavasee“/Kratertrand zu beobachtende „faltenartige“ Umbiegen der SE-geneigten Plattung in eine \pm horizontale Lagerung wird so gedeutet, daß im Kratertrandbereich die Abkühlungsfront auf diesen ausgerichtet war, während weiter entfernt davon eine Ausrichtung der Abkühlung auf eine horizontale Zone, wahrscheinlich die freie Oberfläche des „Lavasees“, gegeben war.

Die Grenzregion „Lavaseebasalt“/Schlacke und Breccie ist sporadisch bis in den S-Teil des Steinbruches fensterartig angeschnitten, wobei die aufliegenden Basaltplatten die Oberflächenform des Schutt- und Schlackenwalles weitgehend nachzeichnen. Hierbei ist eine deutliche Krümmung der Plattung vorhanden, deren Streichen von etwa 30° im N-Teil auf ca. $160\text{--}170^\circ$ im S-Teil umbiegt. Unter der Voraussetzung, daß sich die Oberfläche des Schutt- und Schlackenwalles in ihrem Streichen nur unwesentlich von dem Verlauf der Kraterwand unterscheidet, kann aus der Krümmungsänderung über eine Distanz von ca. 100 m, unter der Annahme eines kreisförmigen Kraterquerschnittes, ein ungefährender Durchmesser des angeschnittenen Kraterniveaus von etwa 350 m berechnet werden.

Die vermutete Entwicklung des Kraters und seiner Füllung wird in Abb. 4 schematisch dargestellt.

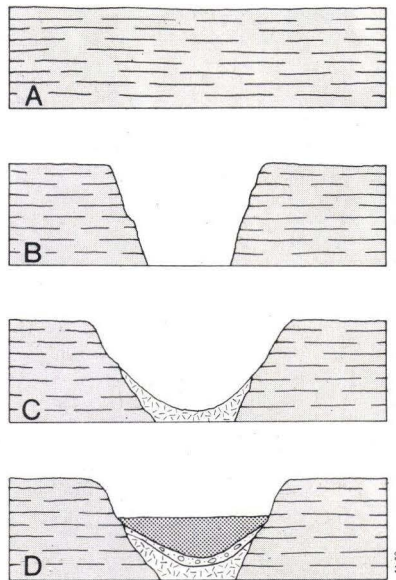


Abb. 4. Vermutete Entwicklung des Vulkankraters. – A: flach gelagerte Folge von Lavaströmen und Tuffen, B: Entstehung eines Kraters, C: Erosive Veränderungen der Kraterwände und Ansammlung von Schutt an den unteren Kraterwänden, D: Wurfslackentätigkeit und nachfolgende Ausfüllung der tieferen Kraterbereiche durch einen „Lavasee“.

4. Ausblick

Mit Hilfe einer luftbildgeologischen und geologisch-petrographischen Kartierung der Umgebung des Steinbruches sowie geophysikalischer Methoden soll versucht werden, Lage und Dimension des vermuteten Kraters genauer zu ermitteln.

5. Schichtenverzeichnis

- EHRENBERG, K.-H. (1978): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 88–137, 10 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- LE MAITRE, R. W. (1976): Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications. – *Contr. Mineral. Petrol*, **56**: 181–189; Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHENK, E. (1950): Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI)* **1**: 260–268, 7 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- SCHOTTLER, W. (1920): Der Vogelsberg. Sein Untergrund und Oberbau. – *Deutsche Heimatgeologie*, 168 S., 30 Abb., 4 Taf.; Braunschweig.
- (1931): Der Bau des Vogelsberges, erläutert an einem geologischen Querschnitt durch den Vogelsberg im Maßstab 1:75 000 (Tafel 1) und einer Karte der vulkanischen Durchbrüche des Hohen Vogelsberges im Maßstab 1:100 000 (Tafel 2). – *Notizbl. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V)* **13**: 16–61, 2 Taf.; Darmstadt.
- STRENG, A. (1893): Über die basaltische Kraterbildung nördl. u. nordöstl. von Gießen. – *Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde.*, **29**: 97–106; Gießen.

Manuskript eingegangen am 2. 2. 1981

Zur pleistozänen Reliefentwicklung in der südlichen Wetterau und im Ronneburger Hügelland

Probleme bei der geomorphologischen Kartierung eines Lößgebietes

Von

GÜNTER SEIDENSCHWANN*

Kurzfassung: Anhand von Beispielen aus dem Bereich der südlichen Wetterau und dem Ronneburger Hügelland werden die Auswirkungen pleistozäner äolischer, fluvialer und solifluidaler Formungsvorgänge auf die Entwicklung einzelner Reliefformen aufgezeigt.

Vornehmlich die über mehrere Kaltzeiten hinweg andauernde Lößakkumulation kann zu beträchtlicher Umgestaltung der vorherigen Oberflächenformen führen. Aus dem quantitativen Ausmaß dieser Vorgänge können sich erhebliche Konsequenzen für die geomorphologische und geologische Kartierung von Lößgebieten ergeben.

In einem Fall sind aufgrund der Deckschichtenanalyse Aussagen über tektonische Bewegungen im Bereich der W-Randverwerfung der Hanau-Seligenstädter Senke möglich.

[Pleistocene Relief Development of the southern Wetterau and the Ronneburger Hügelland. Problems of geomorphological Mapping of a Loess-Area]

Abstract: Examples from the southern Wetterau and the Ronneburger Hügelland show, how Pleistocene aeolian, fluvial, and solifluction processes affected the development of particular landforms. Above all, the accumulation of loess which successively took place in the past cold periods led to a considerable remodelling of previous landforms. The intensity of these processes and the thickness of the deposits must be considered in future geological and geomorphological mapping of loess areas. In a particular case, the analysis of the sedimentary sheet located and dated tectonic movements along the western marginal fault of the Hanau-Seligenstadt-Basin.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Problemstellung	116
2. Beispiele pleistozäner Formung	117
2.1. Profil Städter Berg - Bahnhof Bruchköbel	117
2.2. Profil E Neuberg-Ravolzhausen	121
2.3. Profil Gelber Berg - Nidderau-Ostheim	124
2.4. Weitere Beispiele aus der näheren Umgebung	126
3. Vergleich mit anderen Lößgebieten	128
4. Zusammenfassung	129
5. Schlußbemerkungen	130
6. Schriftenverzeichnis	131

* Dr. G. SEIDENSCHWANN, Südring 6, 6457 Maintal 1.

1. Einleitung und Problemstellung

Die Beteiligung pleistozäner fluvialer, solifluidaler und äolischer Formungsvorgänge bei der Ausgestaltung des heutigen Reliefs Mitteleuropas ist seit langem bekannt. Neben dem Nachweis kaltzeitlicher Klimaverhältnisse bei der Bildung von fluvialen Terrassen gilt dies gleichermaßen für die Entwicklung der Hänge und die Entstehung und Formung der Dellen und Dellentäler.

Vor allem die letztgenannten Formen sind in Gebieten mit starker Lößakkumulation in den letzten Jahren wiederholt eingehend untersucht worden. Als besonders hilfreich für geomorphologische Fragestellungen haben sich dabei die in jüngerer Zeit entwickelten Löß-Feinstratigraphien (BIBUS 1974, ROHDENBURG & MEYER 1966, SCHÖNHALS et al. 1964, SEMMEL 1968) erwiesen. Auf dieser Grundlage ist es gelungen, ein recht differenziertes Bild vom Formungsverlauf sowohl innerhalb der letzten als auch der vorletzten Kaltzeit zu gewinnen (BARTELS & ROHDENBURG 1968, BIBUS 1974, BROSCHE & WALTHER 1978, ROHDENBURG 1968, SEMMEL 1968). Neben qualitativen Aussagen über den klimatischen Hintergrund der Formungsprozesse sind auf dieser Arbeitsgrundlage auch in quantitativer Hinsicht wiederholt Angaben über Ausmaß und Richtung der Reliefveränderungen über längere Zeiträume hinweg möglich gewesen (ROHDENBURG 1968, SEMMEL 1968, SEMMEL & STÄBLEIN 1971, WERNER 1977).

Der vorliegende Beitrag knüpft an die genannten Studien an und ergänzt bzw. erweitert die bisher aus anderen Regionen vorliegenden Ergebnisse. Anhand von Beispielen aus der südlichen Wetterau und dem Ronneburger Hügelland wird aufgezeigt, welche Veränderungen eines fluvialen Ausgangsreliefs in einem Lößgebiet auftreten und welche Konsequenzen sich daraus für geomorphologische und geologische Fragestellungen ergeben können.

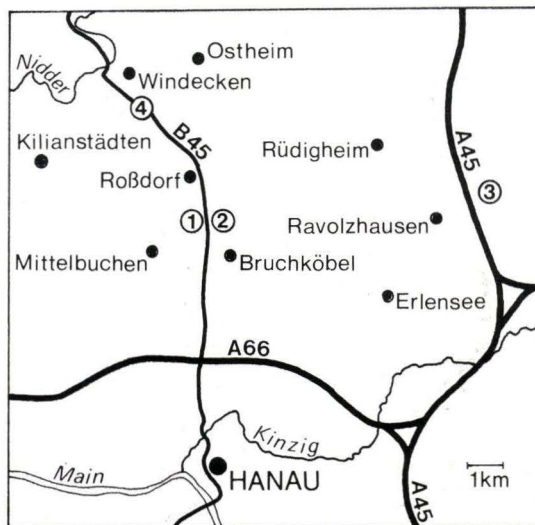


Abb. 1. Übersichtskarte und Lage der im Text erwähnten Profile und Aufschlüsse.

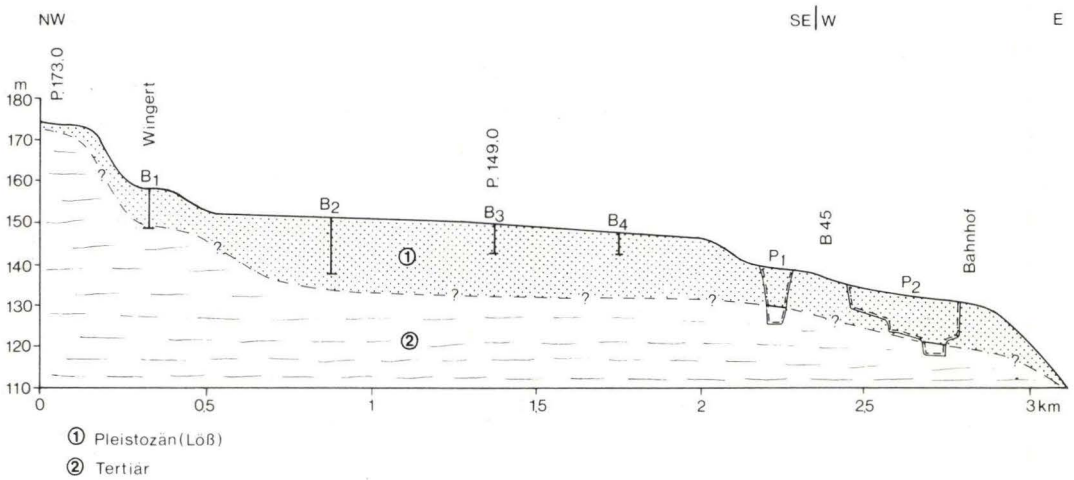


Abb. 2. Geomorphologisches Profil zwischen Städter Berg (P. 173,0) (R 34 91 82, H 55 62 36) und Bahnhof Bruchköbel (R 34 94 50, H 55 61 00). B₁-B₄ = Bohrungen, P₁, P₂ = Aufschlüsse.

Anlaß zu dieser Publikation¹ bilden Schwierigkeiten und Erfahrungen bei der geomorphologischen Kartierung dieses Raumes in den Jahren 1974-1978.

Bei den im folgenden dargestellten Profilen und Aufschlüssen handelt es sich um Ausschnitte aus einem Bereich, der in geomorphologischer Hinsicht sowohl mittel- und altpleistozäne Terrassen als auch jungtertiäre Flachformenniveaus umfaßt.

Zur weiteren Orientierung sei auf die geomorphologische Kartenbeilage und die entsprechenden Ausführungen in SEIDENSCHWANN 1980 (Kap. 2.1.1. und 2.1.2.) verwiesen.

2. Beispiele pleistozäner Formung

2.1. Profil Städter Berg - Bahnhof Bruchköbel

Abb. 2 vermittelt einen Überblick über die geomorphologischen Verhältnisse am S-Rand der Wetterau. Das leicht schematisierte Profil stellt einen Ausschnitt aus dem Grenzbereich zwischen jungtertiären Verebnungen und alt- bis mittelpleistozänen Terrassen dar.

Aus der Darstellung ist zu entnehmen, daß dieses Gebiet in mehrere Verebnungen gegliedert ist, die deutlich voneinander abgesetzt sind, obwohl die Höhenunterschiede zwischen ihnen relativ gering sind. Bei näherer Betrachtung fällt jedoch auf, daß sich diese Differenzierung im oberflächennahen Untergrund nicht mehr so

¹ Herrn Prof. Dr. A. SEMMEL, Geogr. Inst. der J.-W.-Goethe-Universität, Frankfurt a. M., sei an dieser Stelle für gemeinsame Geländebegehungen, Diskussionen und Förderung herzlich gedankt. Ein Dankeschön gebührt auch Frau Ing. grad I. BURSIAN, Frankfurt a. M., und Herrn Ing. grad P. CUBER, Köln, für die sorgfältige Bearbeitung der Abbildungsvorlagen.

klar abzeichnet. Die Kontrollbohrungen auf diesen Niveaus (B1–B4) lassen vielmehr erkennen, daß sich die tatsächlichen Verhältnisse wesentlich komplizierter gestalten. So wurden lediglich auf der Ebenheit am „Wingert“ unter 9,5 m mächtigen Lößdeckschichten die – in wesentlich höherer Lage vermuteten – jungtertiären Sedimente angetroffen (B1); auf der ausgedehnten Terrasse in 145–155 m über NN wurde dagegen die Lößdecke selbst in der mit 13,5 m tiefsten Bohrung (technisch bedingte Grenze des damaligen Bohrgerätes) noch nicht durchteuft. Die vermuteten fluvialen Sedimente müssen demnach in noch größerer Tiefe zu suchen sein. Aufgrund der vorliegenden Befunde ist zu schließen, daß diese Verebnung allem Anschein nach ausschließlich aus äolischen Sedimenten aufgebaut wird, während ein eigenständiges fluviales Terrassenniveau durch die beträchtliche Lößakkumulation lediglich vorgetäuscht wird (vgl. dazu auch die folgenden Bemerkungen).

Am Rande der in 138–140 m über NN gelegenen nächsttieferen Verebnung war der Untergrund in der ehemaligen Ziegeleigrube Alban & Co. (P1 in Abb. 2) aufgeschlossen. Die bis 16 m hohe und 60 m lange Grube erlaubte einen detaillierten Einblick in den Aufbau dieses Niveaus (Abb. 3). Die wesentlichen Befunde seien hier kurz mitgeteilt (eine ausführlichere Beschreibung findet sich in SEIDENSCHWANN 1980: 59ff.).

Der Aufschluß legt eine Schichtenfolge frei, die jungpleistozäne bis miozäne Gesteine umfaßt. Die in diesem Zusammenhang interessierenden oberen 8–10 m des Profils beginnen im E-Teil (von oben nach unten) mit max. etwa 2 m mächtigem Würmlöß, auf dem die rezente Parabraunerde ① entwickelt ist, im W-Teil ist sie auch unmittelbar im Rißlöß ausgebildet. Infolge Bodenerosion ist nur noch der B_t-Horizont erhalten, stellenweise auch noch ein Rest des A₁-Horizonts. Unter dem nach E abtauchenden B_t-Horizont des eemzeitlichen Bodens ② schließt Jungrißlöß an, der bis fast 4 m Stärke erreicht und durch eine differenzierte Naßbodenfolge ③ gegliedert wird, die BIBUS (1974) beschrieben hat. Nach einer basalen Umlagerungszone mit Material eines weiteren B_t-Horizonts im Liegenden ④ folgen, in engem Wechsel mit Zwischenlagen aus Lößlehm bzw. Hochflutablagerungen, zwei weitere Relikte (Sd-Horizonte) sehr kräftig entwickelter warmzeitlicher Böden ⑤⑥ (vgl. zu dieser Frage Kap. 5). Den Abschluß der pleistozänen Serie bilden Sedimente der altpleistozänen T1-Terrasse ⑦ (SEIDENSCHWANN 1980: 59ff.), die etwa 25 cm mächtig werden.

Die Beobachtungen in der Grube lassen eine weitgehende Übereinstimmung mit den oben beschriebenen Verhältnissen erkennen. Die ± horizontale Lagerung der überwiegend äolischen Deckschichten auf den Terrassenablagerungen spricht für eine über mehrere Kaltzeiten hinweg andauernde, fast ununterbrochene Sedimentation, die zu einer fortschreitenden Erhöhung der Terrassenoberfläche geführt hat. Nicht ganz auszuschließen, – wenn auch nach den günstigen Aufschlußverhältnissen unwahrscheinlich – ist, daß der Schotterkörper in hangferneren Teilen wesentlich mächtiger wird. Demnach wäre die Überdeckung überwiegend als Verkleidung der Terrassenkante zu deuten. Selbst in diesem Fall ergäben sich beträchtliche Schwierigkeiten bei der Zuordnung zu einem höheren Terrassenniveau. Dagegen sprechen aber die Bohrergebnisse auf der nächsthöheren Terrasse.

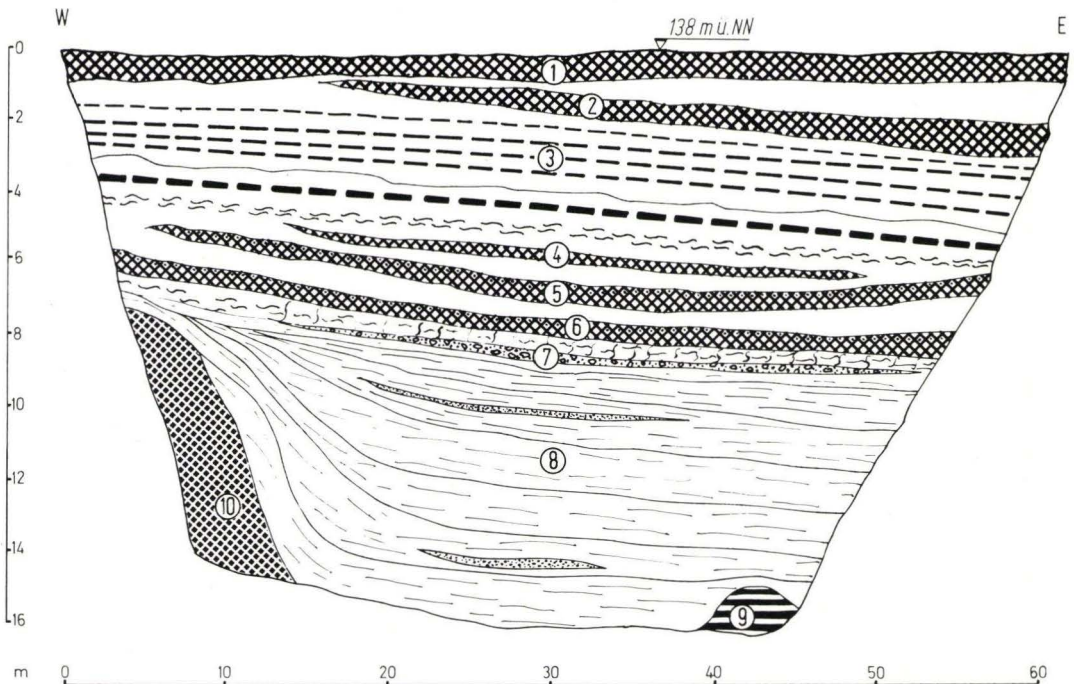


Abb. 3. N-Wand der Ziegeleigrube Alban & Co., Bruchköbel.

- ① rezente Parabraunerde, ② letztinterglazialer B_7 -Horizont, ③ Bruchköbeler Naßböden $B_1 - B_6$, ④ Umlagerungszone über stark erodiertem 2. fB_1 , ⑤ 3. fB_1 , ⑥ fS_d -Horizont, ⑦ 2. fS_d auf Umlagerungszone (Auenlehm) über schwach kiesigen Sanden mit Blöcken (T1-Terrasse), ⑧ bunte Tone und Schluffe mit Feinsandlagen, ⑨ mittel- bis oberpliozäne Braunkohle, gestauch, ⑩ kryoturbar gestauchter Rotlehm auf miozänem tholeiitischem Basalt.

Wie aus Abb. 2 ersichtlich wird, reicht die Brg. 2, trotz eines wesentlich höheren Ansatzpunktes, bis wenige Meter über den in ca. 130 m über NN angetroffenen T1-Schotter in der Ziegelei Alban & Co., ohne auch nur Anzeichen fluvialer Terrassensedimente erbracht zu haben. Sollte sich nun bei späteren Kontrollbohrungen herausstellen, was nach Lage der Dinge zumindest nicht auszuschließen ist (vgl. auch Kap. 2.4.), daß auch hier das Liegende des Lösses erst in ca. 130 m über NN nachzuweisen ist, dann wird die aufgrund der morphographischen Gliederung des Geländes erfolgte Unterscheidung zweier verschieden alter fluvialer Terrassen hinfällig. In diesem Fall wäre die „Terrassenstufe“ durch die Lößbedeckung vorgetäuscht!

Nur wenige hundert Meter E der Ziegelei Alban & Co. war das flach nach E bzw. SE abfallende Gelände am Rande der T1-Terrasse zwischen B 45 und dem Bahnhof Bruchköbel (P2 in Abb. 2) in der heute stark verfallenen ehemaligen Ziegeleigrube Zeller & Schmelz auf ca. 300 m Länge und bis zu über 14 m Höhe angeschnitten (Abb. 4). Auch hier ist über teilweise längere Erstreckung deutlich

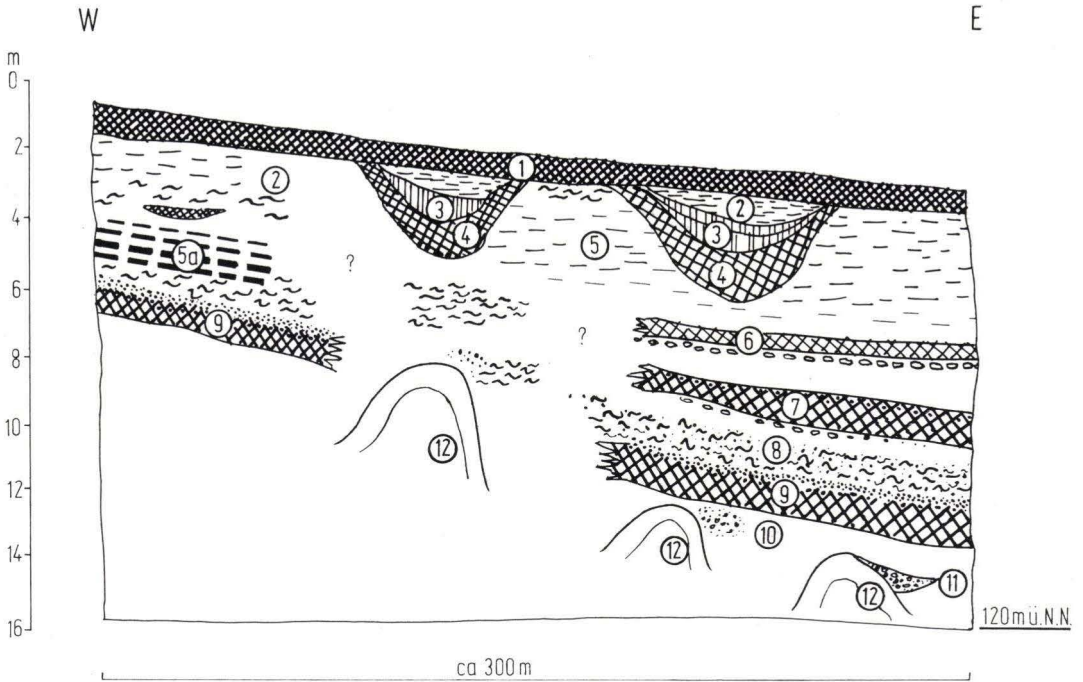


Abb. 4. Profil der Ziegeleigrube Zeller & Schmelz, Bruchköbel.

① rezente Parabraunerde, ② Würmlöß, ③ Mosbacher Humuszone(n), ④ letztinterglazialer B_t -Horizont, ⑤ Rißlöß, ⑤a Rißnaßböden ($B_1 - B_5$), ⑥ 2. fB_t , ⑦ 3. fB_t - S_d -Horizont, ⑧ sandige Umlagerungszone, ⑨ (4.) fS_d -Horizont mit pisolithischer Konkretionszone, ⑩ stark pseudovergleyter Lößlehm mit (?) Naßböden, ⑪ Schotterrest der T3-Terrasse, ⑫ kryoturbate Aufpressungen älterer Sedimente (Tone, Schluffe und umgelagerte Basaltverwitterungsdecke).

eine differenzierte pleistozäne Sedimentfolge festzustellen, die im einzelnen folgende Gliederung aufweist: Ähnlich den in der oben beschriebenen Grube angetroffenen Verhältnissen ist die rezente Parabraunerde ① nicht durchgehend auf Würmlöß, sondern verbreitet auf Rißlöß ausgebildet. Würmlöß ist nur im W-Teil und in den Füllungen zweier Dellen im hangenden Teil der Ablagerungsfolge ② nachzuweisen. Hier ist entweder während der letzten Kaltzeit primär nur geringmächtiger Löß abgelagert worden, worauf die Dellenfüllungen mit dem basalen intensiven B_t -Horizont des letztwarmzeitlichen Bodens ④ bzw. mit der nur darin erhaltenen Altwürm-Humuszone ③ hinweisen, oder der gesamte jüngere Löß im E-Teil der Grube ist nachträglich wieder abgetragen worden, wofür Umlagerungszonen zwischen den Dellenfüllungen bzw. im W-Teil der Grube über dem Eemboden sprechen. Intensive Verlagerungsvorgänge kennzeichnen auch die Sedimente unterhalb der Rißnaßböden. Im Liegenden ist im E-Teil des Aufschlusses ein stark erodierter älterer B_t -Horizont ⑥ mit dem zugehörigen C_c -Horizont erhalten, unter dem nach einer weiteren Lößzwischenlage ein kräftiger S_d -Horizont ⑦ folgt. Es schließen sich Schwemmsande mit schluffigen Bändern und

Pisolithen ⑧ des liegenden, außerordentlich intensiv entwickelten Pseudogleys ⑨ an, der im W-Teil der Grube unmittelbar unter der Umlagerungszone im Liegenden der Jungrißfolge auftritt. Im basalen Teil der unteren Sohle sind zwischen mehreren kryoturbaton Aufpressungen älterer Gesteine ⑫ an einer Stelle noch ältere lößartige Sedimente mit naßbodenähnlichen Bildungen ⑩ und in Resten ein Schotterkörper ⑪, der der T3-Terrasse zugerechnet wird, nachzuweisen (SEIDENSCHWANN 1980: 44f.).

Das Aufschlußprofil bestätigt weitgehend die obigen Beobachtungen. Im Unterschied dazu zeichnet sich allerdings eine wesentlich differenziertere Entwicklung mit einem wiederholten Wechsel von Lößakkumulation und Umlagerungsvorgängen ab; daneben modifizieren die am Ende der vorletzten Kaltzeit eingetieften Dellen, die später wieder völlig verfüllt wurden, den Formungsverlauf der Hangpartie zwischen der T1- und der T3-Terrasse. Abgesehen von den kryoturbaton Stauchungen im tiefsten Teil der Grube, die gegenüber den früheren Abbauverhältnissen (SEIDENSCHWANN 1980: 45) die Übersicht etwas erschweren, läßt sich deutlich erkennen, daß der durch den untersten S_d-Horizont markierte ehemalige Übergang von T1 zu T3 sowohl in wesentlich tieferer Position gelegen hat als auch steiler war. Die nachfolgende, fortschreitende Aufhöhung der Oberfläche hat zu einer starken E-Verlagerung der Hangpartie geführt, wobei die Terrassenfläche T3 erfaßt wurde. Die schon während früherer Kaltzeiten einsetzende Hangverlagerung erreichte dabei ihren Höhenpunkt in der vorletzten Kaltzeit. Die trotz wiederholter kräftiger Abspülungsvorgänge dominierende Akkumulation äolischer Sedimente hat schließlich dazu geführt, daß die T3-Terrassenfläche vollkommen in die verlängerte Hangpartie einbezogen wurde und heute nicht mehr deutlich als Verebnung im Gelände auszumachen ist. Ohne die günstigen Aufschlußbedingungen wäre daher keine konkrete Aussage über die tatsächlichen geomorphologischen Verhältnisse möglich gewesen!

2.2. Profil E Neuberg-Ravolzhausen

Ein Beispiel für noch kräftigere pleistozäne Reliefveränderungen lieferte bei der Tieferlegung der Straße Ravolzhausen – Hüttengesäß der Einschnitt bei P.144,1. Der Straßenanschnitt (Abb. 6) bot Einblick in den Aufbau eines Rückens, der im W und E von Dellentälern begrenzt wird (Abb. 5); nach N hin geht die sanft in SSE-Richtung abdachende Verebnung in einen flach ansteigenden Hang über, der zu einer weiteren Terrasse oberhalb 160 m über NN überleitet.

Die rezente Parabraunerde ① ist im östlichen Profilabschnitt auf stark kalkhaltigem, sandstreifigem Jungwürmlöß ② ausgebildet, der im tieferen Teil umgelagertes Bodenmaterial des liegenden SB_t-Horizontes der letztinterglazialen Pseudogley-Parabraunerde ⑤ enthält. Im E-Teil des Rückens schalten sich dazwischen noch der Lohner Boden ③ und zwei, stellenweise auch drei Mosbacher Humuszonen ④ ein. Unter dem eemzeitlichen Boden folgt eine über 1 m mächtige Umlagerungszone ⑥, in deren oberem Abschnitt Rotliegendmaterial mit Lößlehm wechsellagert, während darunter auch eine Schwemmkiesslage mit Rotliegendtonsteinen und -schluffsteinen, Quarzen, Basaltzersatz und Tertiärquarziten sowie verwittertem

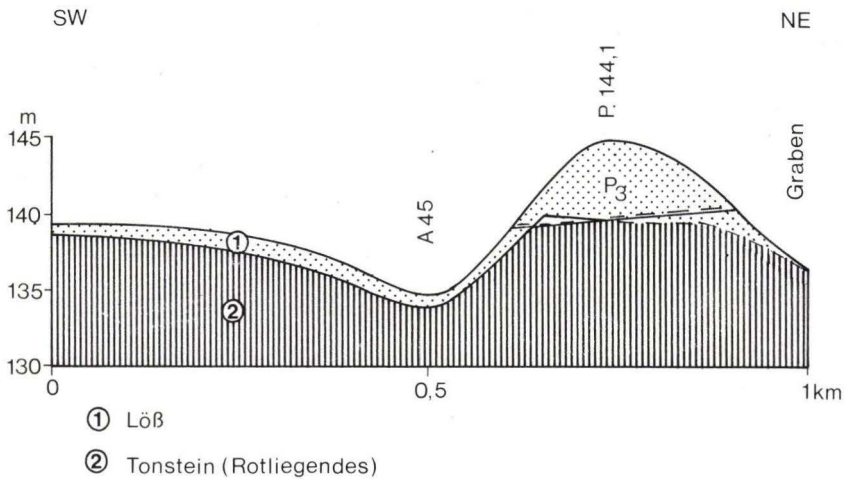


Abb. 5. Geomorphologisches Profil E Neuberg-Ravolzhausen (P. 141,1) P3 – Profil, vgl. Abb. 6. A 45 – Autobahn A 45.

Buntsandsteinmaterial, Pisolithen und Eisenkrustenstücken vorkommt. Diese Lage bildet eine scharfe Grenze zu dem S_w -Horizont des sich anschließenden, auf Lößlehm entwickelten intensiven Pseudogleys ⑦. Nach einer weiteren Zwischenschicht aus ockerfarbenem, stark pseudovergleytem Lößlehm schließt ein zweiter, bis über 1 m mächtiger S_d -Horizont ⑧ an, der auf einer Umlagerungszone aus tertiärem Bodenmaterial, Brocken von Basaltersatz, Eisenschwarten und Kieselknauern, vermischt mit Lößlehm, ausgebildet ist. Das unmittelbar Liegende bildet ein ca. 40 cm mächtiger grober Schotter ⑨, der einer hellgrau, rötlich und ockerfarben gefleckten Zone (Fleckenzone) auf Rotliegendem ⑩ auflagert. Mit Ausnahme des Schotters fallen sämtliche jüngeren Schichtglieder nach E ein.

Bemerkenswert an diesem Aufschluß ist die Tatsache, daß sämtliche Schichtglieder nach W hin in die Luft ausstreichen. Läßt sich dieser Sachverhalt noch für den Schotter mit der Ausräumung im Zuge der Eintiefung des W anschließenden Dellentälchens erklären, so gelingt dies für die hangenden Sedimente nicht ohne größere Schwierigkeiten. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse scheidet nämlich eine Sedimentzufuhr, insbesondere für die umgelagerten Kiese, von der nördlichen Hangpartie mit Sicherheit aus. Demnach muß zur Bildungszeit der Deckschichten des Schotters ein höheres Rückgelände im Bereich des heutigen Dellentälchens gelegen haben. Aus den Schwemmsedimenten ist zu entnehmen, daß diese Form ursprünglich von Rotliegendem aufgebaut wurde, wobei darüber noch miozäner tholeiitischer Basalt und fluviale Sedimente zur Ablagerung kamen. Das Vorkommen von verwittertem Buntsandstein belegt die Existenz einer fluvialen Terrasse, denn diese Gerölle können nur aus einem Einzugsgebiet stammen, das heute jenseits der Wasserscheide des Fallbaches zum Seemenbach liegt (SEIDENSCHWANN 1980: 122ff.). Aus der stratigraphischen Stellung des Schotters im

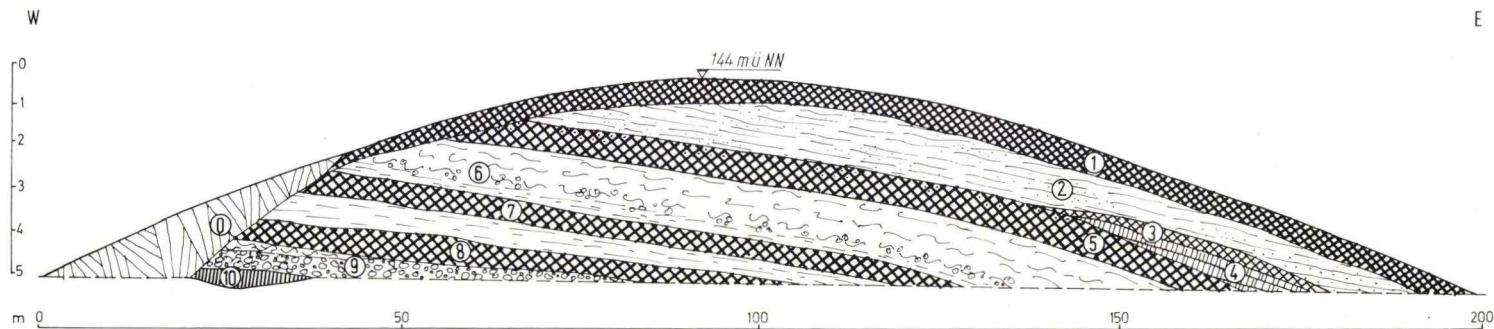


Abb. 6. Profil des Straßenanschnitts an P. 141,1 (R 35 00 92, H 55 61 84).

- ⑩ künstliche Aufschüttung, ① rezente Parabraunerde, ② umgelagerter, sandstreifiger Jungwürmlöß, ③ Lohner Boden, ④ Mosbacher Humuszonen,
- ⑤ letztinterglazialer SB₁-Horizont, ⑥ Umlagerungszone, im tieferen Teil mit Kiesen, Rotliegendesteinen u. Material einer Basaltverwitterungsdecke,
- ⑦ (2.) fS_d-Horizont, ⑧ (3.) fS_d-Horizont, ⑨ Schotter des Fallbaches (vermutlich pliozänen Alters), ⑩ Fleckenzone auf Rotliegendem.

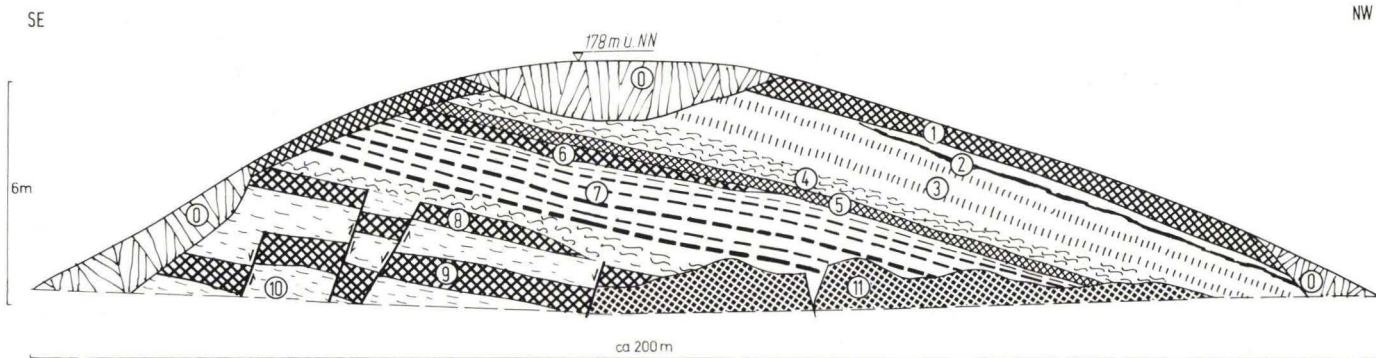


Abb. 8. Straßenanschnitt an der B 45, Wartbaum SE Windecken (R 34 92 24, H 55 64 22).

- ⑩ künstliche Aufschüttung, ① rezente Parabraunerde, ② Eltviller Tuff, ③ Jungwürmnaßböden E₂ (oberer Teil) und E₃ (E₄ ?), ④ Umlagerungszone,
- ⑤ Lohner Boden, ⑥ 1. fB₁-Horizont, ⑦ Jungrißnaßböden B₁ – B₆ mit basaler Umlagerungszone, ⑧ 2. fB₁, ⑨ 3. fB₁, ⑩ älterer Lößlehm, ⑪ Rotlehm bzw. Fleckenzone auf miozänen Sedimenten mit eingesunkener Eiskeilfüllung.

Aufschluß läßt sich weiterhin folgern, daß die in der Umlagerungszone enthaltenen Basalte nicht unmittelbar aus dem älteren, höhergelegenen Schotter stammen können, da in entsprechender Position keine frischen Basaltgerölle mehr auftreten. Hier kann es sich also nur um umgelagerten anstehenden Basalt handeln. Für diese Deutung spricht auch das Vorhandensein der Komponenten tertiärer Verwitterungsdecken, die auf den höheren pliozänen Niveaus im Ronneburger Hügelland oft anzutreffen sind, wenn diese auf Basalten entwickelt sind. Das nächstgelegene Vorkommen tertiärer Verwitterungsdecken auf einer Verebnung im tholeiitischen Basalt liegt jedoch in ca. 160–165 m NN über mehrere hundert Meter entfernt NW des Rückens (!). Selbst wenn man einen solch weiten Transport als wenig wahrscheinlich ansehen würde, bleibt nur der Schluß, daß nach der Entstehung der Fallbachtterrasse eine nahezu völlige Umkehr der Reliefverhältnisse zwischen dem Bereich des Rückens und dem W anschließenden Gebiet stattgefunden hat: Das ehemalige Hochgebiet, von dem die Sedimentation der Deckschichten ausging, wurde nach und nach völlig abgetragen und stellt heute ein Tiefgebiet dar, während das einstige Tiefgebiet heute morphographisch als Vollform erhalten geblieben ist. Außerdem deutet das Auftreten der jeweils jüngeren Sedimentfolgen in E-Exposition auf eine starke E-Wanderung des benachbarten Dellentälchens noch bis in jüngere Zeit. Über welche Erstreckung sie stattgefunden hat, muß offenbleiben; auf jeden Fall ist es nicht ausgeschlossen, daß dabei Entfernungen zurückgelegt wurden, die über den Dekameterbereich wesentlich hinausgehen können.

2.3. Profil Gelber Berg - Nidderau-Ostheim

Das Profil (Abb. 7) liegt im Bereich jungtertiärer Flächenniveaus, die in diesem Gebiet meist relativ geringe Höhendifferenzen aufweisen, wiederholt nicht mehr als 10 m, max. 20 m, gegeneinander aber morphographisch deutlich abzugrenzen sind. Der in Abb. 8 dargestellte ca. 200 m lange Aufschluß durchschneidet eine in ca. 178–180 m über NN ausgebildete Ebenheit, die sich auf ca. 1,4 km Länge und bis 300 m Breite in SW-NE-Richtung von P. 179,7 NNE des Gelben Berges im SW bis zum Städter Berg erstreckt. Unter der stark erodierten holozänen Parabraunerde ① folgen im N-Teil der Aufschlußwand im Jungwürmlöß (SCHÖNHALS et al. 1964) der Eltviller Tuff (SEMMELE 1967) sowie die Naßböden E_3 ($E_4?$) und E_2 (oberer Teil) ③. Unmittelbar darunter schließt eine bis ca. 2 m mächtige roststreifige, graugebänderte Umlagerungszone ④ an, unter der der Lohner Boden entwickelt ist ⑤. In Resten ist in dessen Liegendem der B_t -Horizont des letztinterglazialen Bodens ⑥ bzw. der dazugehörige C_c -Horizont mit starker Kalknadel- bzw. Lößkindlbildung erhalten. Im jüngeren Rißlöß i. S. v. BIBUS (1974: Abb. 6) treten sämtliche 6 Bruchköbeler Naßböden ⑦ in typischer Ausbildung (BIBUS 1974: 168 ff.) auf. Abgeschlossen wird diese Folge von einer weiteren Umlagerungszone, die Material des liegenden zweiten, stark erodierten B_t -Horizontes enthält ⑧. Auch dieser Bodenrest zeichnet sich durch einen sehr kräftig entwickelten C_c -Horizont aus, der > 1 m mächtig wird und durch eine durchgehende Graufärbung des Lösses an der Wand deutlich hervortritt. Während

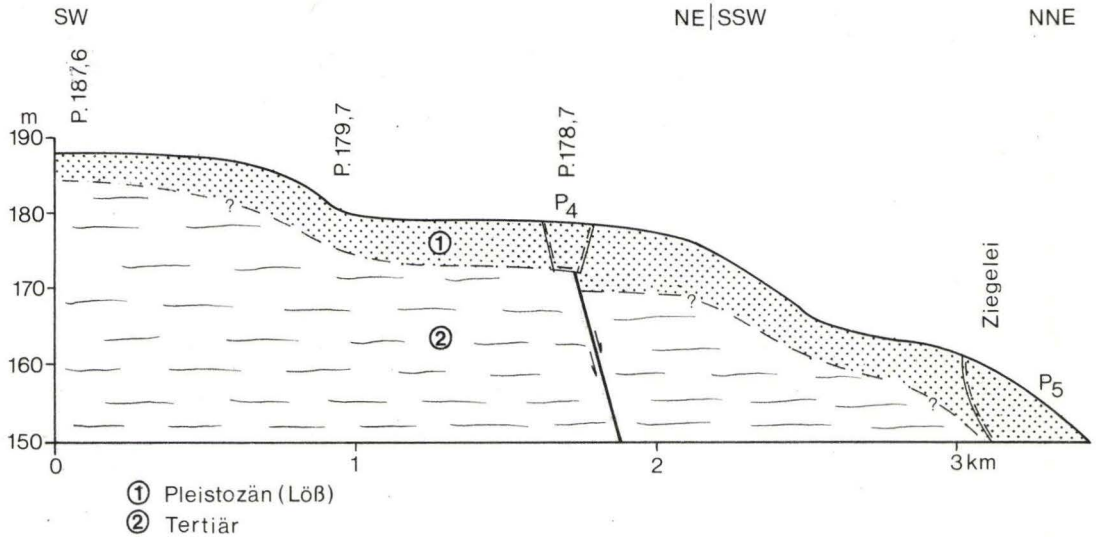


Abb. 7. Geomorphologisches Profil zwischen Gelbem Berg (P. 187,6) (R 34 91 12, H 55 62 72) und Nidderau-Ostheim (R 34 93 50, H 55 65 10). P 4 – Profil, vgl. Abb. 8., P 5 – Profil der Ziegeleigrube Ostheim, vgl. SABELBERG et al. (1974: Abb. 3).

diese Sequenz im mittleren und N-Teil des Aufschlusses unmittelbar auf jungtertiärem Rotlehm bzw. einer Fleckenzone aus miozänen Sedimenten auflagert, stellenweise greifen auch Eiskeilfüllungen bis zu 2 m tief ins Tertiär hinein, folgen im S-Teil noch ältere Lößstraten. Nach einer weiteren Lößzwischenlage schließt hier ein dritter fossiler B_t -Horizont von > 1 m Mächtigkeit an und bis zur Basis der Grube in dessen Liegendem noch schwach pseudovergleyter Lößlehm.

Auffallend an der Schichtenfolge ist die mehrfache Verstellung der älteren Löße. So sind an den Verwerfungslinien Versatzbeträge bis zu 1,5 m zu verzeichnen; an einer Stelle sind der unterste und zweite fB_t -Horizont grabenartig eingesunken. Im mittleren Aufschlußbereich wird auch noch der Rotlehm unterhalb des ältesten B_t -Horizonts erfaßt.

Sämtliche quartären Schichtglieder fallen auch hier nach einer Richtung ein (etwa N!) und streichen in unterschiedlicher Höhe nach S aus, wie der Vergleich der beiden Aufschlußwände des Einschnitts zeigt.

Insgesamt gesehen sind die Parallelen zur Entwicklung im Bereich der übrigen Profile unverkennbar. Die dort ermittelte Wanderung der Hangpartien nach E zeichnet sich auch hier ab, allerdings mit einer entsprechenden N-Komponente, die in den letzten beiden Kaltzeiten verstärkt auftritt. Nicht unerheblich ist neben der vermutlichen N-Verlagerung der ehemaligen Oberfläche infolge der – durch die austreichenden fossilen Böden angezeigten – Rückverlegung der S den Aufschluß begrenzenden, tief eingeschnittenen Hohlform ebenfalls die Veränderung der Höhe des Ausgangsniveaus als Ergebnis der Lößakkumulation.

Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß es aufgrund der Lößdecke möglich ist, die tektonische Aktivität entlang der ermittelten Bruchlinie zeitlich näher einzuordnen. Die Bewegungen waren spätestens in der vorletzten Kaltzeit beendet, denn die jungrißzeitlichen Bruchköbeler Naßböden bzw. die darunter vorhandene Umlagerungszone wurden nicht mehr von den Verstellungen erfaßt. Da es sich bei dieser Verwerfung nur um die in der Nähe vermutete westliche Begrenzung der Hanau-Seligenstädter Senke (BEST 1966:38) handeln kann, die nach WENZ (1914) als Linie Windecken-Dietesheim bezeichnet wird, darf als weiteres Ergebnis die exakte Festlegung dieser Linie angesehen werden. Die genaue Lage der Verwerfung ist aus der heutigen Oberflächengestalt nicht sicher zu erschließen. Aufgrund der morphographischen Gegebenheiten würde man fälschlicherweise einen wesentlich weiter ostwärts gelegenen Verlauf annehmen. Die Ursache dafür liegt zweifellos in der nicht ohne weiteres zu vermutenden beträchtlichen pleistozänen Ostwärtswanderung bzw. Verlängerung der Ebenheit in Richtung Städter Berg (Abb. 7) nach NE!

Dieser Vorgang muß ein beträchtliches Ausmaß erreicht haben, da die E-Fortsetzung der jungtertiären Verebnung am Wartbaum noch gegenüber dem W-Flügel abgesenkt wurde und wahrscheinlich einige Meter unter dem Niveau des Straßenanschnittes zu suchen ist. Demnach wird die Verlängerung des „Niveaus“ über die Verwerfung nach E hinweg ausschließlich aus Löß aufgebaut!

Bestätigung finden diese Feststellungen durch die Untersuchungen von SABELBERG et al. (1974: 113, Abb. 3) im Bereich der ehemaligen Ziegeleigrube S Nidderau-Ostheim am Rande des nächsttieferen Verebnungsniveaus (P5 in Abb. 7). Die dort nachgewiesenen Lößmächtigkeiten im Dekameterbereich lassen auch für diesen Abschnitt eine weitestgehende Umgestaltung des jungtertiären Reliefs erwarten, wie dies u. a. die im Rahmen der geomorphologischen Kartierung dieses Gebietes ausgewerteten Bohrungen wiederholt anzeigen.

Eine Parallelisierung aller im Profilbereich dargestellten Verebnungen mit Flachformen in der näheren Umgebung, die in der gleichen Höhe liegen, muß daher als sehr problematisch angesehen werden, sofern nicht in jedem Fall der Nachweis durch entsprechende morphologische Befunde exakt erbracht werden kann.

2.4. Weitere Beispiele aus der näheren Umgebung

Die vorstehend diskutierten Beispiele stellen keine Einzelfälle innerhalb des Kartierungsgebietes dar, sondern es lassen sich in ähnlicher Ausprägung wiederholt in unterschiedlicher geomorphologischer und stratigraphischer Position Belege für vergleichbare Formungstendenzen bei der Ausgestaltung der heutigen Oberflächenformen erbringen. Einige der nennenswertesten Beobachtungen seien deshalb angeführt. Neben der oben (Kap. 2.3.) angedeuteten flächenhaften Verbreitung mächtiger Lößdecken in der südlichen Wetterau, die in zahlreichen Bohrungen nachgewiesen sind, läßt sich auch für das weitgehend zum Ronneburger Hügelland gehörige Krebsbachtal, besonders für dessen W-Talflanke, eine beträchtliche E-Verlagerung der Hänge feststellen. Stellvertretend hierfür sei auf

den Einschnitt der Straße Nidderau-Ostheim – Hammersbach-Marköbel verweisen, an dem verbreitet mehrere Meter mächtiger Jung - und Mittelwürmlöß aufgeschlossen war, sowie an die Brunnenbohrung beim Lärchenhof NE Bruchköbel-Niederissigheim, bei der auf der in ca. 140–145 m über NN gelegenen ausgedehnten Verebnung in 20 m relativer Höhe über dem Talboden (!) des Krebsbaches ca. 15 m Löß erbohrt wurden (SEIDENSCHWANN 1980: 125).

Eine mächtige, durch mehrere fossile B_1 - bzw. S_4 -Horizonte gegliederte Lößdecke wurde beim Durchstich der Autobahn A 45 Gießen–Aschaffenburg durch den Rücken NE Neuberg-Ravolzhausen angeschnitten. Auch in diesem Fall täuschte die leewärts (etwa E-Exposition) an höheres Rückgelände angelagerte Lößdecke das Vorhandensein einer terrassenartigen Verebnung im Bereich der jungtertiären Flachformen vor.

Auf der Fläche am Gäns-Berg S Oberissigheim (R 34 96 42, H 55 61 39), die ca. 145–147 m über NN liegt, und auf der S unmittelbar anschließenden Terrasse in ca. 140 m über NN (R 34 96 22, H 55 61 17) wurden Bohrungen niedergebracht, die trotz unterschiedlicher Ansatzpunkte die im Liegenden des Lösses vermuteten Sedimente in gleicher Höhe antrafen. Die Lößdecke täuscht hier demnach das Vorhandensein einer Zweigliederung des Geländes vor.

Unübersichtliche morphologische Verhältnisse kennzeichnen auch die an der rechten Flanke des Gründautales wiederholt vorhandene Terrassentreppe im Bereich pliozäner bis altpleistozäner Terrassen, die eine ebenfalls beträchtliche Eindeckung mit Löß erfahren haben muß, denn in den bis zu 9 m tiefen Bohrungen wurden in keinem Fall die Liegendschichten erreicht.

Einen guten Eindruck vom Ausmaß dieser Vorgänge lieferte der bei der Tieferlegung der Straße Mittelgründau - Niedergründau angelegte Einschnitt ca. 1 km S Mittelgründau (R 35 07 86, H 55 64 74, TK 25 Bl. 5720 Büdingen), der am SE exponierten Hang einer in ca. 160–164 m über NN ausgebildeten Terrassenverebnung liegt. Im über 6 m hohen und > 100 m langen Aufschluß ist eine Würmlößfolge mit den Naßböden E_2 und E_3 sowie E_4 , dem kräftig entwickelten Lohner Boden und umgelagerten Altwürm-Humuszonenmaterial mit einer in Resten erhaltenen liegenden Humuszone vorhanden, die bis etwa 1,5–2 m über das Auenniveau hinabreicht. Der basale, auf Lößlehm ausgebildete, bis ca. 1,5 m mächtige, stark pseudovergleyte B_1 -Horizont liegt fast in Höhe der heutigen Aue, während der Rißlöß offensichtlich noch weiter hinabreicht. Abgesehen vom interessanten talgeschichtlichen Aspekt dieses Anschnitts läßt die Schichtenfolge erkennen, daß auch im Bereich dieses Tales mit erheblicher äolischer Beeinflussung der Oberflächenentwicklung gerechnet werden muß; um so mehr gilt dies für die älteren, höhergelegenen Terrassen, da für sie eine über mehrere Kaltzeiten erfolgte Lößakkumulation anzunehmen ist. Als kartiertechnisches Problem stellt sich dies vor allem dann, wenn eine Unterscheidung von fluvialen Terrassen in diesem Gebiet ausschließlich aufgrund der morphographischen Gegebenheiten mit weitreichenden Schlußfolgerungen erfolgt (z. B. BAKKER 1930: 67 ff.).

Ähnliche Fragen ergaben sich auch bei der geomorphologischen Aufnahme der rechten Untermainebene und des E anschließenden Spessartrandes bzw. des südlichen Grenzsaumes des Oberrodenbacher Hügellandes in der Nähe von

Alzenau i. Ufr. Das W an ein Lößgebiet (z. B. SEIDENSCHWANN 1980: Abb. 15–17) angrenzende Flugsandareal zeichnet sich durch das Vorkommen bis zu 25 m (!) hoher Dünen aus. Diese Dünen treten vorzugsweise an den Terrassenkanten auf, die sie weitgehend verwischen, vor allem auf den höheren pleistozänen Terrassen. Eine genaue Festlegung der Terrassengrenzen ist daher in diesem Gebiet allein aufgrund der morphographischen Kartierung nicht möglich. Besonders eindrucksvoll ist der Einfluß der äolischen Formung auf die heutigen Reliefverhältnisse entlang des Einschnittes der Umgehungsstraße Alzenau-Michelbach NW Alzenau zu beobachten, wo die Dünenbildung das ehemalige Terrassenrelief völlig umgestaltet hat. Bemerkenswert ist auch die Tatsache, daß die Dünen- bzw. Flugsandbedeckung flächenhaft auch außerhalb des Beckenbereichs bis in Höhen von über 200 m über NN hinauf zu verfolgen ist. Bis max. ca. 240 m über NN hat dies, wie u. a. im E-Teil des erwähnten Straßeneinschnittes und in den ehemaligen Sandgruben NW Michelbach festzustellen war, zur Folge gehabt, daß die dort vorhandenen pliozänen Terrassen stellenweise nicht mehr einwandfrei nachzuweisen sind.

3. Vergleich mit anderen Lößgebieten

Im folgenden sollen die obigen Befunde mit den Ergebnissen aus anderen Lößgebieten verglichen werden, um zu überprüfen, ob es sich hier lediglich um lokale Erscheinungen handelt. Da aufgrund der Beckenlage des Untersuchungsgebietes besonders günstige Ausgangsbedingungen für kräftige Lößakkumulation gegeben sind, ist Vorsicht bei der Verallgemeinerung angebracht.

Zunächst jedoch sei erwähnt, daß auch aus der weiteren Umgebung erhebliche Lößbeträge mitgeteilt werden (SEMMELE 1974: 29, 30 ff., BIBUS 1976: 33 ff.), die morphologisch erhebliche Wirkung besitzen. WERNER (1977: 131 f.) zufolge hat die Lößsedimentation im Main-Taunus-Vorland verbreitet zu einer Erhöhung der Geländeoberfläche um mehrere Meter geführt, wobei der ebene Charakter der Terrassen beibehalten wurde. Im S anschließenden Bereich des Bl. 5916 Hochheim a. M. (KÜMMERLE & SEMMELE 1969) erreicht die Lößakkumulation ein solches Ausmaß, daß sich die Bearbeiter zu einer Kennzeichnung der vermutlichen Grenze zwischen Lößdecke und tatsächlichen Terrassenkanten veranlaßt sahen, nicht zuletzt wohl aufgrund der erheblichen lagerstättenkundlichen Bedeutung dieses Sachverhaltes.

Abgesehen von den früheren Beobachtungen (SEMMELE 1968, 1969) über die Entwicklung der Dellen und Dellentäler in diesem Raum bestätigt auch WERNER (1977: 123 f.) die starke Asymmetrie und Verlagerungen der Hohlformen nach E und N unter vorrangiger Beteiligung der Lößakkumulation (SEMMELE 1978: 515, Abb. 2, ROHDENBURG 1968: 45 ff., SEMMELE & STABLEIN 1971: 28). Entsprechende Angaben über morphologisch bedeutsame äolische Formung machen DIETZ (1978: 7) aus dem Mittelmainetal, wo eine höhere Lage von Terrassen vorgetäuscht wird, und SEMMELE (1972: 35 f., 80) aus dem Haunetal und aus dem Neuwieder Becken.

Aus dem Mittelrheingebiet beschreiben BRUNNACKER et al. (1975: 97, Abb. 2) bis zu 15 m mächtige Deckschichten auf einer Mittelterrasse des Rheins bei Ariendorf; SEMMEL zufolge (BIBUS & SEMMEL 1977: 391, Fig. 3) ist im Bereich der altpleistozänen Rheinterrassen mit einer starken lößbedingten Auskleidung der Terrassentreppe zu rechnen (BIBUS 1980: 124, Abb. 21).

Am Niederrhein sind ähnliche Fälle bekannt; so z. B. ist es aufgrund der mächtigen Deckschichten im Bereich der oberen Mittelterrasse nach FRÄNZLE (1969: 3) nicht möglich gewesen, zwei nach der Höhenlage der Lößoberfläche unterschiedliche Terrassenstufen sicher zu unterscheiden. Durch die unterschiedlichen Deckschichtenmächtigkeiten wird W Köln eine Zweiteilung der Mittelterrasse IV des Rheins vorgetäuscht (BRUNNACKER 1975: 89). Vergleichbare Verhältnisse sind auch aus dem Limburger Becken bekannt (SEMMEL 1963, ANDRES 1967: 34, Abb. 12, 45, Abb. 14); hier verhüllt die Lößdecke im Kalksteinbruch Schäfer bei Hahnstätten einen Schotterkörper und täuscht die Zugehörigkeit einer Verebnung zu einer wesentlich höher gelegenen Terrasse vor.

Diese kurze, unvollständige Aufzählung von Beispielen aus anderen Räumen läßt bereits deutlich werden, daß die eigenen Befunde keineswegs eine Ausnahme darstellen, sondern daß offensichtlich überregional von einer ähnlich gelagerten pleistozänen Reliefentwicklung mit erheblicher Bedeutung vor allem der Lößakkumulation häufig auszugehen ist. Dabei ist zu bemerken, daß die angeführten Beispiele nicht sämtlich aus bevorzugten Beckenlagen stammen, sondern aus recht unterschiedlichen Gebieten in verschiedener geomorphologischer und stratigraphischer Position. Wenn man dabei bedenkt, daß bei den Untersuchungen – ebenso bei den eigenen – jeweils nur Einzelprofile vorgestellt wurden, die lediglich aufgrund günstiger Aufschlußverhältnisse aufgenommen werden konnten, wie es bei flächenhaften Kartierungen ausgesprochen selten der Fall ist, eine klare morphologische Aussage aber häufig mangels entsprechender Belege nicht möglich ist, dürften die vorgestellten morphologischen Prozesse in ihrem Ausmaß eher unter- als überschätzt werden.

4. Zusammenfassung

Die geomorphologischen Untersuchungen mit überwiegender Anwendung lößstratigraphischer Methoden haben Nachweise erbracht, daß es während des Pleistozäns zu teilweise erheblicher Umgestaltung des fluvialen Ausgangsreliefs gekommen ist. Neben verbreitet auftretender bedeutender E-Verlagerung der Hänge ist auch eine flächenhafte Erhöhung alter Verebnungen wiederholt festzustellen; in wenigstens zwei Fällen hat dies zur Ausbildung von „Terrassenstufen im Löß“ geführt; an einem Beispiel ist eine völlige Umkehr der ehemaligen Reliefverhältnisse zu belegen. Entscheidenden Anteil an der Reliefentwicklung haben, neben fluvialen Abtragungsvorgängen, vor allem Verlagerungsprozesse, die im Zusammenhang mit der Lößakkumulation zu sehen sind. Gemessen an diesen Vorgängen, insbesondere der vorherrschenden Rolle der äolischen Formung, kommt der solifluidalen Abtragung nur eine untergeordnete Bedeutung zu.

Der Vergleich mit Ergebnissen aus anderen Lößgebieten läßt den Schluß zu, daß diese Feststellungen sich nicht auf den eigenen Untersuchungsraum beschränken, sondern vielmehr sehr verbreitet mit einer ähnlichen Entwicklung zu rechnen ist.

Wenn auch die äolische Formung nicht überbewertet werden sollte, so bleibt weiterhin als Ergebnis festzuhalten, daß die geomorphologische Kartierung in Lößgebieten sich offenbar in den wenigsten Fällen auf eine überwiegend flächenhafte morphographische Geländeaufnahme stützen darf. Insbesondere bei der großmaßstäblichen Untersuchung entsprechender Gebiete kann dies zu weitreichenden Fehlkorrelationen führen. Um eine brauchbare Aussagefähigkeit solcher Karten zu gewährleisten, ist eine über die punktuelle Analyse des oberflächennahen Untergrundes hinausgehende systematische Geländeuntersuchung notwendig, die gelegentlich einen erheblichen Arbeitsaufwand erfordern kann. Mit der gleichen Berechtigung darf dies auch auf die geologische Aufnahme übertragen werden, insbesondere die quartär-geologische Kartierung, die durch die vorausgehende geomorphologische Kartierung eines Gebietes wesentlich erleichtert wird (z. B. dazu die methodischen Bemerkungen bei BIBUS & SEMMEL 1977: 385 f., 388, 397).

5. Schlußbemerkungen

Abschließend soll noch kurz auf ein Problem eingegangen werden, dem eine wesentliche Bedeutung im Rahmen der obigen Fragestellung zuzurechnen ist. Bei den Schlußfolgerungen wurde jeweils unterstellt, daß es sich bei den fossilen B_t - bzw. S_d -Horizonten um Reste echter warmzeitlicher Böden handelt. Da der Nachweis hierfür strenggenommen nicht unmittelbar geführt werden konnte, muß diese Gleichsetzung mit einer Warmzeit vorläufig noch als hypothetisch bezeichnet werden. Diese offene Frage ist in der Literatur wiederholt diskutiert worden (z. B. SEMMEL & STÄBLEIN 1971: 31, BIBUS 1974: 167, SEMMEL 1977: 78, 1978: 518), waren doch bisher weniger Warmzeiten bekannt als fossile B_t -Horizonte im Löß. In letzter Zeit mehren sich jedoch die Befunde, daß mit einer weitaus größeren Zahl an echten botanisch belegten Warmzeiten zu rechnen ist, als dies noch vor wenigen Jahren anzunehmen war (BRUNNACKER 1978).

Auch die Belege für die warmzeitliche Entstehung von B_t -Horizonten (BIBUS & SEMMEL 1977: 391) sprechen hierfür. Daneben lassen paläomagnetische Untersuchungen an differenzierten Lößprofilen mit einer größeren Zahl fossiler Böden erkennen, daß innerhalb längerer Zeiträume nicht beliebig oft B_t -Horizonte gebildet wurden (BRUNNACKER & BOENIGK 1976: Abb. 4, SEMMEL & FROMM 1976: 23, Abb. 2), sondern mehrfach während der letzten 700 000 Jahre insgesamt nur bis zu 6 fossile B_t -Horizonte vorhanden sind.

Sollte dennoch die Bildung dieser Böden – entgegen allen Anzeichen – nicht innerhalb eindeutiger Warmzeiten stattgefunden haben, dann hätte dies für die geomorphologische Entwicklung von Lößgebieten erhebliche Konsequenzen. In diesem Fall wäre mit einer wesentlich rascheren und damit intensiveren Reliefveränderung zu rechnen, als dies noch in diesem Beitrag gefolgert wurde.

6. Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1967): Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. – Rhein-Main. Forsch., **61**, 88 S., 23 Abb., 15 Bilder, 2 Tab., 1 Kt.; Frankfurt a. M.
- BAKKER, J. P. (1930): Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. – Geogr. en geol. Meded., physiogr.-geol. Reeks, **3**: 1–111; Utrecht.
- BARTELS, G., & ROHDENBURG, H. (1968): Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. – Göttinger bodenkdl. Ber., **6**: 109–126, 4 Abb.; Göttingen.
- BEST, G. (1966): Geologische Kartierung auf Blatt Altenstadt (Hessen) und geologische Profilaufnahmen in Frankfurt a. Main. – Unveröff. Dipl. – Arb., 122 S.; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß.-Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 166–182, 6 Abb.; Öhringen.
- (1976): Pliozän und Quartär der Wetterau und ihrer Randgebiete. – Rhein-Main. Forsch., **82**: 17–42; Frankfurt a. M.
- (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – Frankfurter geowiss. Arb., Ser. D, phys. Geogr., **1**, 296 S., 50 Abb., 8 Tab., 1 Kt.; Frankfurt a. M.
- & SEMMEL, A. (1977): Über die Auswirkung quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. – Catena, **4**, 4 : 385–408, 4 Abb., 1 Tab.; Gießen.
- BROSCHKE, K.-U., & WALTHER, M. (1978): Die jungpleistozänen Löß-Deckschichten der Braunkohlentagebau der Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 51–67, 5 Abb.; Öhringen.
- BRUNNACKER, K. (1975): Der stratigraphische Hintergrund von Klimaentwicklung und Morphogenese ab dem höheren Pliozän im westlichen Mitteleuropa. – Z. Geom., Suppl.-Bd. **23**: 82–106, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- (1978): Gliederung und Stratigraphie der Quartär-Terrassen am Niederrhein. – Kölner geogr. Arb., **36**: 37–58, 4 Abb., 1 Tab.; Köln.
- & BOENIGK, W. (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 1–17, 5 Abb.; Öhringen.
- & LÖHR, H., & BOENIGK, W., & PUISSEGUR, J. J., & POPLIN, F. (1975): Quartär-Aufschlüsse bei Ariendorf am unteren Mittelrhein. – Mainzer naturwiss. Arch., **14**: 93–141, 5 Abb., 4 Tab.; Mainz.
- DIETZ, K. (1978): Zur Reliefentwicklung im Main-Tauber-Bereich. – Diss., masch. Ms.; Frankfurt a. M.
- FRÄNZLE, O. (1969): Zertalung und Hangbildung im Bereich der Süd-Ville. – Erdkunde **23**: 1–9; Bonn.
- KÜMMERLE, E., & SEMMEL, A. (1969): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5916 Hochheim a. M., 3. Aufl.; Wiesbaden.
- ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. – Göttinger bodenkdl. Ber., **6**: 3–107, 39 Abb.; Göttingen.
- & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Göttinger bodenkdl. Ber., **2**: 1–135; Göttingen.
- SABELBERG, U., & ROHDENBURG, H., & HAVELBERG, G. (1974): Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lößprofilen Ostheim (Kreis Hanau) und Dreihäusen (Kreis Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa. – Rhein-Main. Forsch., **78**: 101–120, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHÖNHALS, E., & ROHDENBURG, H., & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199–206, 1 Abb.; Öhringen.
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes. – Rhein-Main. Forsch., **91**, 198 S., 18 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1963): Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 359–365, 1 Abb.; Wiesbaden.

- (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 104–108, 1 Abb.; Wiesbaden.
 - (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. H., **45**, 133 S., 35 Abb.; Frankfurt a. M.
 - (1969): Quartär. – In: KÜMMERLE, E., & SEMMEL, A. (1969): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5916 Hochheim a. M., 3. Aufl.: 51–99, 8 Abb.; Wiesbaden.
 - (1972): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – VIII + 149 S., 60 Abb.; Wiesbaden (Steiner).
 - (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Main. Forsch., **78**: 9–56, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
 - (1977): Grundzüge der Bodengeographie. – 120 S., 40 Abb., 12 Bilder; Stuttgart (Teubner).
 - (1978): Böden und Bodenkunde in der geomorphologischen Forschung. – Beitr. Quartär- u. Landschaftsforsch. – Festschr. z. 60. Geb. v. J. FINK. : 511–520, 4 Abb.; Wien, Kiel.
 - & FROMM (1976): Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen an quartären Sedimenten des Rhein-Main-Gebietes. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 18–25, 3 Abb.; Öhringen.
 - & STÄBLEIN (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **22**: 23–34, 6 Abb.; Öhringen.
- WENZ, W. (1914): Grundzüge einer Tektonik des östlichen Mainzer Beckens. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **36**: 71–108; Frankfurt a. M.
- WERNER, R. (1977): Geomorphologische Kartierung 1:25 000 – erläutert am Beispiel des Blattes 5816 Königstein im Taunus. – Rhein-Main. Forsch., **86**, 164 S., 18 Abb. 1 Tab., 1 Kt.; Frankfurt a. M.

Manuskript eingegangen am 8. 1. 1981

Korund-Orientierung am Gabbrokontakt

(Seeheim, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, Hessen)

Von

KRYSTYNA KRYSTOSEK und PETER PAULITSCH*

Kurzfassung: Diese Gesteine müssen nicht als magmatische Ausscheidung gedeutet werden. Nach KLEMM (1907), handelt es sich um Einschlüsse im Gabbro. Als wahrscheinlichste Genese kann an einen Kontakthof am Gabbropluton des Frankensteins gedacht werden. Es handelt sich um höher temperierte Hornfelsfazies ca. 750 °C und 2–3 kb, wobei die Muskovitbildung der Abkühlungsphase zugeordnet werden kann.

Das Wachstum der Korundkristalle erfolgte unter Druck. Die Verteilung der Scherflächen läßt sich als fastrhombisches Gefüge beschreiben.

Aus der Beobachtung des fastrhombischen Gefüges ist der Schluß nach einem Amplatzgefüge der Korundorientierung erlaubt.

Abstract: The crystals of corundum show a preferred orientation with a nearly rhombic symmetry. It is assumed this fabric is not transported but was growing in situ at 750 °C 2–3 kb. The typ of orientation is based on the tabular shape of grain.

Mechanical twingliding was not essentially.

Inhaltsverzeichnis

1. Fragestellung	133
2. Schliffbeschreibung	134
3. Gefügemessungen	134
4. Deformationsgeschichte	135
5. Allgemeines zur Korundorientierung	135
6. Korundstabilität	135
7. Schriftenverzeichnis	136

1. Fragestellung

Bis jetzt sind besondere Typen der Orientierung von Korund in natürlichen und synthetischen Gefügen bekannt (LADURNER 1952, PAULITSCH 1965), die Schlüsse auf die mechanische Deformationsgeschichte des Gesteins sowie auf die Milieufaktoren, Druck und Temperatur zulassen.

Deshalb wurde nach der Art der Orientierung der Korundkristalle, ihrem Habitus sowie der Korundstabilität gefragt.

* K. KRYSTOSEK, Prof. Dr. P. PAULITSCH, Institut für Mineralogie der TH Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, 6100 Darmstadt.

2. Schliffbeschreibung

Die Schmirgelgesteine bei Seeheim wurden bereits von KLEMM (1907) beschrieben. KALKOWSKY (1914) unterscheidet 6 Typen, wobei das untersuchte Gestein einem Magnetit-Korund-Fels (\pm Ilmenit) entspricht. Weitere Daten und Literatur haben KUPFAHL, MEISL & KÜMMERLE (1972: 39–44) zusammengestellt. Die Gesteine fallen durch ihre dunkelgraue Farbe und ihre große Dichte auf. Gelegentlich führen sie Plagioklas und Glimmer.

Korund ist in bis zu 1×2 mm großen, farblosen Tafeln enthalten, wobei ein deutlicher Lagenbau von unterschiedlichen Korngrößen zu erkennen ist. Der grobkörnige Korund trat in auskeilenden Linsen gehäuft auf. Der Korund ist bis zu 80 Vol.-% am Gestein beteiligt. Nur selten liegt eine Pseudomorphose von Muskovit nach Korund vor. Plagioklas bildet xenomorphe Augen und schwankt um die Zusammensetzung von Oligoklas.

3. Gefügemessungen

Die Untersuchung der Gefüge wurde an dem gebänderten Typ ausgeführt.

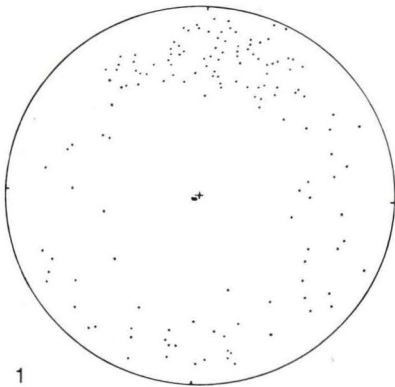
Abb. 1 ist ein Sammeldiagramm von 147 C-Achsen der Korunde. Es zeigt eine Gürtelverteilung um die B-Achse des Gefüges, die deutlich als Minimum auftritt. Innerhalb dieser Gürtelverteilung liegt ein Hauptmaximum unweit des Bänderungspoles vor. Hinzu treten weitere Untermaxima.

Abb. 2 ist ein Sammeldiagramm von 2 Parallel-Schliffen aller gemessenen Fugen innerhalb der Korundkörper; darin sind enthalten e-, r- und S-Fugen.

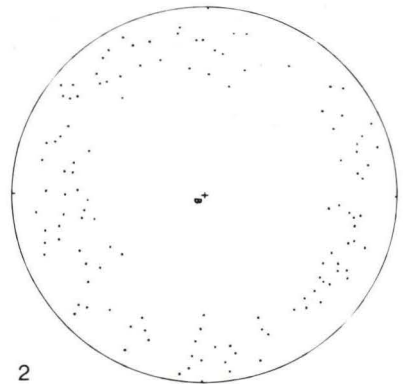
$$c: e = 38^\circ, 18'$$

$$r: c = 57^\circ, 35'$$

$$c: S = 72^\circ, 23'$$



1



2

Abb. 1. Korundfels, Seeheim, Odenwald. 147 c-Achsen mit Häufung unweit der Bänderungsebene, fastrhombische Symmetrie.

Abb. 2. Korundfels, Seeheim, Odenwald. 124 Spaltfugen, Gürtelbildung mit Beobachtungsausfall im Zentrum.

Die Verteilung dieser Fugen ergibt einen (ac)-Gürtel. Hierbei ist zu bemerken, daß das Minimum um B einem tatsächlichen Beobachtungsausfall der Fugenlagen entspricht, im Gegensatz zur Verteilung der optischen Achsen, die keinen Beobachtungsausfall beinhalten. Innerhalb dieses (ac)-Gürtels der Fugen gibt es einzelne Häufungen, wobei eine Häufung parallel zur Bänderungsebene liegt.

4. Deformationsgeschichte

Insgesamt zeigt die Verteilung der optischen Achsen sowie die Verteilung des Fugengefüges ein B-achiales Gefüge, das seine Entstehung nicht einer Faltung, sondern einer mehrscharigen Scherung mit Betonung der Bänderungsebene verdankt. Die fastrhombische Gefügesymmetrie läßt an ein „Amplatzgefüge“ denken.

Zu erwähnen ist noch, daß die Basis des Korunds (0001) als Zwillingssebene mit einem Gleitbetrag von 0,634 bekannt ist, und dies einer Verformung von 36 % bei Zug entspricht. Sie tritt aber hier nur untergeordnet auf.

5. Allgemeines zur Korundorientierung

Die Orientierung in Korundgefügen wurde in griechischen Fundorten von LADURNER (1952) vermessen. Auch in diesen Gesteinen findet sich ein Lagenbau und eine mehrscharige Verteilung der C-Achsen, wobei eine Schar betont ist.

Auch in technischen Gefügen wurde von PAULITSCH (1965) Korundorientierung festgestellt. Hierbei liegt die Korundtafel parallel zur Oberfläche des technischen Produktes oder subparallel zu seinen Scherflächen.

Eine geometrisch ähnliche Anordnung von Kristalltafeln, aber diesmal von Glimmer, ist in dem Glimmerschiefer am Bismarckturm bei Lindenfels bekannt. Hierbei zeigen die Glimmer nicht nur eine Orientierung der Basis, sondern auch die optischen Achsenebenen zeigen eine Lagenkonstanz, so daß fast von einem „FAST-Einkristallgefüge“ gesprochen werden kann. PAULITSCH (1979).

6. Korundstabilität

Bezüglich der Stabilität von Korund ist zu erwähnen, daß reiner Korund bereits unter 400 °C und bei geringem Druck (von 1 at) auftritt.

Bei Drucksteigerung ist mit Korundwachstum erst über 900 °C zu rechnen (TORKAR & WOREL 1957). Der Schmelzpunkt des Korunds liegt bei 2050 °C. Erwähnenswert ist noch, daß in Abhängigkeit von den Milieufaktoren eine Habitusänderung der Korund-Kristalle beobachtet wurde (NEUHAUS 1962). Bei etwa 3,5 kb sind Korundnadelchen vollkommen verschwunden und gedrungene Prismen aufgetreten. Über 3,5 kb tritt statt der bisherigen Basis-Prismenkombination eine neue Kombination von Basis und Grundrhomboeder auf.

In unserem Falle lagen nach den optischen Messungen im Hinblick auf die Kornumgrenzungen überwiegend Tafeln als Kornumgrenzung vor.

Die in diesem Gestein auftretenden Phasen (Korund, Magnetit) wurden von TURNOCK & EUGSTER (1962) eingehend studiert. Dabei liegen die Koexistenztemperaturen zwischen 500° und 900 °C (vgl. WIESENEDER 1961).

Zu einer Bildung von Hoegbomit (R_2O_3) kam es noch nicht. Auch Entmischungslamellen im Spinell treten noch nicht auf. Diese werden erst in granulitischen Gesteinen bei höheren Drucken beobachtet.

Die Röntgenaufnahmen für Magnetit lieferten nach den empfindlichen Reflexen (440) und (333) Werte über 10% Al_2O_3 . Dies entspräche für reine Materialien nach TOUROCK & EUGSTER (1962) Bildungstemperaturen um 800 °C. Da es sich hier aber um ein Gestein mit Nebengemengteilen und weiteren chemischen Elementen handelt, wird die Bildungstemperatur wesentlich niedriger anzusetzen sein.

Bildungsbereiche um 750° und 2–3 kb werden erwartet.

7. Schriftenverzeichnis

- KALKOWSKY, E. (1914): Aluminokrate Schlieren im Frankenstein-Gabbro im Odenwald. – Abh. naturwiss. Ges., „ISIS“, **1914**: 33–48.
- KLEMM, G. (1907): Über das Schmirgelvorkommen von Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu den dortigen „Olivingabbros“. – Notizb. Ver. Erdk. u. grossh. geol. L.-Anst. (IV) **28**: 14–20; Darmstadt.
- KUPFAHL, H. G., MEISL, S., & KÜMMERLE, E. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 6217, Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl., 276 S., 67 Abb.; 48 Tab.; Wiesbaden.
- LADURNER (1952): Die Rolle der Endfläche des Korunds (0001) in der Gefügeregel verschiedener Vorkommen von Naxos-Schmirgel. – N. Jb. Mineral., **1952**: 108–126; Stuttgart.
- NEUHAUS, A., & BRENNER, P. (1962): Wachstum, Tracht und Färbung hydrothermaler Rubine in Abhängigkeit vom Synthesedruck. – Ber. geol. Ges., **1962**: 476–482.
- PAULITSCH, P. (1965): Texture effects in ceramic. – 8th Conference on the silicate industry, 1965: 65–78; Budapest.
- (1979): Korngefügefazies im Odenwald. – Fortschr. Mineral., **57**: 23–47; Stuttgart.
- TORKAR, K., & WOREL, H. (1957): Das Zustandsdiagramm des Aluminiumoxyd/Wasser Systems. – Mh. Chem., **88**: 739–748.; Wien.
- TURNOCK, A. C., & EUGSTER, H. D. (1962): Fe-Al-Oxides: Phase Relationship below 1.000 °C. – J. Petrol., **3**, (3): 533–565; Oxford.
- WIESENEDER, H. (1961): Die Korund- und Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. – Joanneum, Mineral. Mitt.-Bl., **1961**: 1–30.

Ergänzung zu einer Goldbestimmung (Bl. 4719 Korbach)

Von

GÜNTER THIELICKE*

In den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 4719 Korbach aus dem Jahre 1968 wurden in Tab. 6 auf S. 176 unter den Labornummern 9339–9352 14 Analysenergebnisse auf Gold veröffentlicht. Diese Analysen wurden seinerzeit aus dem naßchemischen Aufschluß von 1 g Probenmaterial durch vorangehende Spurenfällung mit Tellur spektralphotometrisch nach der Rhodamin B-Methode aus E. B. SANDELL (1959): Colorimetric Determination of Traces of Metals, 3. Aufl.: 500–502 (Interscience Publishers, Inc., New York), durchgeführt.

Die Goldgehalte von min. 1,2 g pro Tonne bis max. 10 g pro Tonne gaben Veranlassung, Anfang 1965 eine Kontrolluntersuchung durch das Fachlaboratorium III Dr. Peter WIERTZ (Hamburg) nach der dokimastischen Methode durchführen zu lassen. Zur Analyse nach diesem Verfahren mußten mindestens 150 g an Probenmaterial für jede Einzelprobe verfügbar sein. Aus dem Restmaterial der 14 Proben konnten nur etwa 200 g durch Vermischen gleicher Mengenanteile aus den Einzelproben aufgebracht werden. Das Analysenergebnis lag am 2. April 1965 vor. Der Goldgehalt aus der Durchschnittsprobe betrug nach dem dokimastischen Verfahren 0,06 g pro Tonne. Der Durchschnittswert lag also erheblich unter dem errechneten Durchschnittswert der auf spektralphotometrischem Wege erhaltenen Ergebnisse nach der Rhodamin B-Methode in Höhe von 5,65 g Gold pro Tonne.

Das dokimastische Verfahren zur Bestimmung von Edelmetallen ist eine zuverlässige Methode, schon wegen des Einsatzes einer größeren Menge Probenmaterials. Die Werte werden dadurch repräsentativer. Der gefundene Gehalt von 0,06 g pro Tonne ist daher als realistischer anzusehen. Durch ein Versehen war die gleichzeitige Veröffentlichung dieses Wertes mit den spektralphotometrischen Ergebnissen in der Erläuterung zu Blatt Korbach unterblieben.

Manuskript eingegangen am 16. 12. 1980

* Dipl.-Chem. G. THIELICKE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Vorkommen und Verbreitung von tiefen Grundwässern des Na₂-SO₄-Typs in Hessen

Von

BERNWARD HÖLTING*

Kurzfassung: Die Auswertung chemischer Analysen von Wässern aus tieferen Bohrungen Hessens über Ionenverhältnisse ergibt, daß im nördlichen, mittleren bis östlichen und südöstlichen Teil des Landes in größerer Tiefe der Na₂-SO₄-Grundwassertyp weit verbreitet ist. Seine Entstehung wird auf Lösungen von Natriumsulfaten aus dem Zechstein zurückgeführt. Das Natriumsulfat entstand vermutlich während eines frühdiagenetischen Stadiums, entweder durch Umwandlung von Calciumsulfat in Glaubersalz und Bindung (Ionenaustausch) von Calcium an Ton oder als Folge von Zuflüssen von dem unter aridem Klima stehenden Festland in den Faziesbereich, in dem die Anhydrite ausgeschieden wurden.

Abstract: Ion ratios of waters from deep wells in Hesse reveal that in the northern, central to eastern and southeastern parts of the state, groundwater of the Na₂-SO₄-type is commonly found at greater depths. The Na₂-SO₄-content of the water was dissolved from Lower Permian (Zechstein) sedimentary strata. Supposedly the Na₂-SO₄ was formed during early stages of diagenetic processes either by conversion of CaSO₄ in Na₂-SO₄ · 10 H₂O due to Ca-Na exchange in clays or as a consequence of inflow from arid continental surroundings into saline areas, where anhydrite was precipitated.

1. Einleitung

Die in der älteren Literatur vertretene Meinung, wonach die Mineralwässer des tieferen Untergrundes überall stets als Salzwässer (im Sinne von Wässern hohen Natriumchlorid-Gehaltes) vorliegen, mußte schon bei früheren regionalen Auswertungen chemischer Analysen von Grundwässern aus größerer Tiefe bezweifelt werden (HÖLTING 1970: Abb. 5; 1979). Weitere Untersuchungen (HÖLTING 1972) zeigten, daß in Hessen (Mineral-)Wässer des Na₂-SO₄-Typs keineswegs selten sind.

In den letzten Jahren wurden in Hessen mehrere Bohrungen größerer Tiefe bis in den Zechstein oder dessen Liegendes niedergebracht. Überwiegend liefen diese Bohrungen nach Abschluß der Bohrarbeiten artesisch über. Verschiedentlich trat der Überlauf erst mit Erreichen des Zechsteins ein; die Folgerungen aus diesen geohydraulischen Verhältnissen werden noch in einem anderen Zusammenhang zu überlegen sein. So konnten diesen Bohrungen Wasserproben für chemische

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

Analysen entnommen werden, ohne daß gepumpt werden mußte. Nur in einem Fall (Lehrbach bei Kirtorf) mußte ein RUTTNER-Schöpfer eingesetzt werden.

Die Ergebnisse der neuen Analysen wurden nun zusammen mit vorhandenen älteren (meist von Mineralwasservorkommen) darauf überprüft, ob sich der nach früheren Arbeiten begründete Verdacht bestätigte, daß Grundwässer des Na₂-SO₄-Typs im tieferen Untergrund Hessens weiter verbreitet sind, als bisher angenommen.

2. Kriterien zur Charakteristik von Grundwässern des Na₂-SO₄-Typs

Nach CHILLINGAR (1958) sowie DEGENS & CHILLINGAR (1967) läßt sich der Na₂-SO₄-Grundwassertyp durch folgende Ionenverhältnisse nach Äquivalentkonzentrationen bestimmen:

$$\frac{\text{Na}^-}{\text{Cl}^-} > 1$$

$$\frac{\text{Na}^+ - \text{Cl}^-}{\text{SO}_4^{2-}} < 1$$

Diese Ionenverhältnisse ergeben sich, weil Grundwässer des Natriumsulfat-Typs einerseits durch einen Natrium-Überschuß (Natrium-Vormacht) gegenüber Chlorid, andererseits aber auch durch einen Sulfat-Überschuß gegenüber einem [Na⁺ - Cl⁻]-Gehalt (in chemisch äquivalenten Verhältnissen) ausgezeichnet sein müssen. Ein weiteres Kriterium kann daraus abgeleitet werden, daß in solchen Alkalisulfat-Wässern die (chemisch äquivalente) Sulfatmenge die der Erdalkalien abzüglich der an Hydrogencarbonaten gebundenen (Erdalkalien) übersteigen muß (LÖHNERT 1967: 130). In Analysen erkennt man solche Wässer daran, daß die aus dem SO₄²⁻-Gehalt berechnete Sulfathärte (1°d Sulfathärte = 17,2 mg SO₄²⁻/l) größer als die Nichtcarbonathärte ist. Es ist dann (HÖLTING 1980: 202):

$$\frac{\text{mg SO}_4^{2-}/\text{l}}{17,2} > (\text{Gesamthärte} - \text{Carbonathärte } ^\circ\text{d})$$

Sind jedoch außer Na₂SO₄ – auch höhere NaHCO₃-Gehalte im Grundwasser gelöst, läßt sich dieser Typ meist nicht über die (scheinbaren) Härten nachweisen.

Diesen Überlegungen folgend, wurden aus den Wasseranalysen in der Tab. 1 die Gesamt-, Carbonat- und Sulfathärten (jeweils °d) und daraus das erste Kriterium für einen Na₂-SO₄-Nachweis, nämlich der Härtequotient errechnet. Ferner wurden nach den Äquivalentkonzentrationen¹ die Ionenverhältnisse wie oben angegeben errechnet. Ergaben sich dabei positive, also Nachweis-Kriterien für Natriumsulfat-Gehalte, wurde die Berechnung in der Tab. 1 entsprechend (+) markiert und umgekehrt fehlende (-).

¹ Früher: mval/l; heute nach DIN 32 625: c(eq)mmol/l; als Äquivalenteinheiten sind die Zahlenwerte bei beiden Angaben (mval/l oder mmol/l) gleich.

Bei der Auswertung ist den Kriterien der Ionenverhältnisse aus Na^+ -, Cl^- - und SO_4^{2-} -Äquivalentkonzentrationen in jedem Fall der Vorzug zu geben, weil der Nachweis über die Errechnung von Härtequotienten durch zusätzliche Gehalte von Natriumhydrogencarbonaten im Wasser gestört sein kann. In solchen Analysen wurde das Symbol für den positiven Nachweis eingeklammert.

In Taf. 1 ist die regionale Verteilung der Probe-Entnahmepunkte dargestellt. Orte mit eindeutigem Nachweis des $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Grundwassertyps wurden dementsprechend markiert; als eindeutig nachgewiesen gilt dieser Grundwassertyp, wenn die beiden Kriterien aus den $\text{Na}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$ -Ionenverhältnissen positiv waren. Der Nachweis dieses Grundwassertyps bedeutet allerdings nicht, daß die Wässer chloridfrei oder sehr chloridarm sind. Jedoch ist dieser Typ durch das Vorherrschen von $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Gehalten deutlich gegenüber Na-Cl -Gehalten charakterisiert.

3. Die Verbreitung des $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typs in tiefen Grundwässern Hessens

Analysen von Grundwässern aus tieferen Bohrungen (vorwiegend Mineralwässern) im Ostteil Hessens, im Oberrheingraben und am Taunusrand wurden naturgemäß nicht in die Auswertung einbezogen, da es sich bei diesen hochsalinaren (Natriumchlorid-)Wässern mit geringeren Sulfat-Gehalten sicher nicht um Grundwässer des Natriumsulfat-Typs handelt. Solche Wässer bleiben deshalb in Taf. 1 unberücksichtigt.

Im übrigen Hessen zeigt sich jedoch eine ziemlich weite Verbreitung des $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typs in den Grundwässern großer Tiefe. In Nordhessen sind sie offenbar in einem weiten Gebiet flächig verbreitet. Auch in Mittelhessen (Nr. 31 Lehrbach bei Kirtorf; Nr. 32 Wallersdorf und Nr. 33 Herbstein) ist dieser Typ nachgewiesen. Schließlich findet er sich im Südosten des Landes und weiter südöstlich im Bereich der Spessartschwelle (Nr. 34 Marjoß, Nr. 35 Burgsinn, Nr. 39 Bad Sodenenthal).

Einige Gebiete zeichnen sich nun dadurch aus, daß in ihnen der $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typ nicht entwickelt ist. Dazu gehört ein relativ schmaler Streifen, der sich von Rotenburg/Fulda (Nr. 21, 22) über Rengshausen (Nr. 20) bis in das Gebiet Zwesten (Nr. 16) – Bad Wildungen (Nr. 10, 14, 15 und 16) zieht, ferner ein offensichtlich nur schmaler Streifen im Kinzig-Tal. Immerhin auch auffällig ist, daß die Mineralwasservorkommen am Rand und im Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges bis nach Kombach im Lahn-Tal (Nr. 27) ebenfalls nicht dem $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typ angehören, obwohl doch natriumsulfathaltige Grundwässer im Schiefergebirge weit verbreitet sind (HÖLTING 1972).

4. Zur Entstehung der $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Gehalte

Zur Entstehung $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -haltiger Grundwässer hatte Verf. bereits früher (1972) Überlegungen angestellt. Reduktions-Oxydations-Prozesse in Tonschiefern des Rheinischen Schiefergebirges mit der Genese sulfatsaurer Lösungen sind eine Möglichkeit ihrer Entstehung. Weiterhin ist mit Ionenaustausch-Prozessen gegen die grundwasserleitenden Gesteine zu rechnen. Auf größeren Flächen sind Natriumsulfat-Gehalte in tiefen Grundwässern aus dem Buntsandstein am Ostrand

Tab. 1. Wasseranalysen

Neue Nr.	Name	m Brunnen-/ Bohrt.	End- formation	T _w °C	H ä r t e n °d		
					Gesamt-	Carbonat-	Sulfat-
1	Hofgeismar	60	sm		54,04	47,29	24,36
2	Westuffeln I	200	sm	13,0	85,18	71,4	18,45
3	Volkmarsen (Stadtweise)	59	Z	11	35,8	21,0	16,6
4	Heudorf/Waldeck	380	Z	15	55,8	13,8	42,6
5	Arolsen	401	su	14,3	64,4	13,2	57,5
6	Braunsen	450	Z	15	44,8	9,5	37,8
7	Oberelsungen	223	sm	14,5	222,9	189,1	61,5
8	Emstal/Krs. Kassel	795,5	Z	26,9	114,6	17,8	110,9
9	Grifte	150	sm	n.b.	82,8	30,8	28,6
10	Mehlen/Edertal	95	Z (cu)	11,0	23,6	30,5	3,3
11	Edertal-Bergheim	350	Z	20,4	71,3	23,0	64,3
12	Donarquelle bei Geismar	2,5	mu	9,2	65,5	58,2	14,6
13	Bad Wildungen-Reinhardshausen	5	tm	11,0	41,8	39,8	3,8
14	Bad Wildungen-Helenenquelle	5,5	cu	10,0	107,2	139,2	1,8
15	Büraberg bei Ungedanken	100	sm	13	57,8	27,9	28,6
16	Zwesten (Löwensprudel)	10	Z	11,2	46,7	16,7	21,0
17	Wabern	45	so	11,2	103,9	10,5	87,4
18	Malsfeld, Beiseförth	45 50	su su	11,0 10,2	114,2 103,9	88,8 90,2	65,7 30,5
19	Moershausen	412	Z (cu)	16,5	93,9	12,5	88,48
20	Rengshausen	400	Z (cu)	16,5	65,2	8,4	53,9
21	Braach	200	Z	n.b.	154,5	7,0	111,5
22	Reilos		Z	n.b.	79,1	8,96	77,8
23 ^{xx}	Bad Hersfeld	412	Z	19,1	102,8	14,1	144,3
24	Schiffelbach	241	Z	n.b.	36,1	14,6	26,2
25	Frankenberg/Eder	40	Z	9,9	91,5	16,7	322,1
26	Wetter/Krs. Marburg	100	Z	11,5	39,8	20,2	197,1
27	Kombach	35	cu	10,8	8,3	22,1	0,8
28	Lohra	132	cu	7,0	31,8	28,8	1,6
29	Gießen-Wieseck	164	dm	14,2	22,6	14,5	6,1
30	Schwalbach bei Wetzlar	3,5	t	10,5	28,6	33,5	0,8
31	Lehrbach bei Kirtorf	410	Z	n.b.	75,4	9,2	68,9
32	Waltersdorf	372	Z	n.b.	103,2	9,2	96,3
33	Herbstein	1000,05	Z (+r)	32,9	106,0	9,2	133,3
34	Marjoß	328	Z	12,5	93,1	11,5	84
35	Burgsinn	478,5	(z+) ro	15,2	206,1	165,1	127,8
36	Bad Orb	75	Z	12,7	178,1	82,5	76,2
37	Roßbach/Spessart	100	r	n.b.	56,6	17,4	7
38	Offenbach/Main	275	ro	19,2	1,5	90	18,3
39	Bad Sodenhal	24	gn	13,7	15,5	17,6	9,6
40	Gr. Wallstadt	835	(z,ro) gn	16	59,4	7,84	6,4
41	Nausis/Krs. Rotenburg	45	su	8	96,5	10,7	84,6

^xNa⁺ jeweils nur errechnet ^{xx}Neubohrung 1964/65

Na ⁺	Ca ²⁺	c (eq) mmol/kg				mg/kg Lösungsinh. ohne CO ₂	Härte-Quot.	Na ₂ - SO ₄ - Kriterien			Anal. Datum
		Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻			Na-Cl-Verh.	Na-Cl/SO ₄ -V.		
21,6	11,13	8,17	16,52	8,73	16,89	2864,7	+	+	+	18.06.65	
3,84	19,85	10,57	3,17	6,59	25,5	2660	+	+	+	21.02.68	
(3,66) ^x	9,95	2,82	3,01	5,92	7,5	1199	+	+	+	11.12.58	
0,78	14,07	5,95	0,42	15,25	4,93	1422	+	+	+	30.05.69	
2,39	15,98	7,01	0,37	20,52	4,70	1762	+	+	+	23.06.72	
(1,43) ^x	11,68	4,31	0,4	13,54	3,41	1160	+	+	+	10.10.80	
24,36	44,92	37,69	4,43	21,96	67,54	6898,7	+	+	+	19.05.80	
18,49	35,03	5,91	14,20	39,60	6,35	3897,9	+	+	+	28.04.76	
(27,8) ^x	17,2	12,4	36,4	10,2	11,0	3590	-	-	-	1955	
(11,8) ^x	4,42	4,02	7,98	1,18	10,88	1372	+	(+) ^x	(-) ^x	11.10.71	
7,35	23,88	1,60	1,76	22,97	8,20	2362,8	+	+	+	15.07.77	
6,77	14,55	8,36	4,96	5,22	20,78	2275	+	+	+	05.09.41	
0,66	8,84	6,10	0,04	1,35	14,22	1214	+	+	+	07.12.40	
28,75	17,56	20,72	17,47	0,64	49,70	5005	(+)	+	-	12.02.36	
20,8	15,1	5,6	22,6	10,2	10,0	2780	-	-	-	16.05.67	
10,23	9,79	6,89	18,80	7,51	10,61	2422,9	-	-	-	1971	
1,26	32,72	0	0,63	31,2	3,75	2437,7	-	+	+	1968	
12,26	31,95	8,82	3,49	23,47	31,70	4231,3	+	+	+	1953	
6,7	24,4	12,7	2,1	10,9	32,3	3405,7	+	+	+	1954	
3,34	25,9	7,64	0,39	31,6	4,47	1808	+	+	+	05.01.79	
(0,2) ^x	18,48	4,82	1,25	19,24	3,0	1836	-	-	-	15.02.77	
68,96	38,17	16,94	79,9	39,82	2,49	7843	-	-	-	28.03.79	
3,61	20	8,25	4,08	27,79	3,2	2271	+	-	-	19.05.80	
64,2	27,11	9,62	45,92	51,53	5,03	6606	+	+	+	24.08.67	
2,17	8,93	4,06	0,48	9,39	5,2	1075	+	+	+	12.11.63	
155,79	22,51	10,17	68,99	115,04	5,96	12551,2	+	+	+	1954	
108,43	8,12	6,08	46,2	70,38	7,20	8229	+	+	+	19.01.72	
12,34	1,0	1,96	7,44	0,28	7,9	1097	(+)	+	-	1961	
(58,36) ^x	8,30	3,09	59,64	0,57	10,3	4348	(±)	-	+	30.01.58	
27,38	4,78	3,29	28,43	2,20	5,17	2244	-	-	-	04.08.72	
2,79	8,00	2,23	1,07	0,29	11,95	1042	(±)	+	-	1897	
4,25	23,04	3,84	3,88	24,59	3,30	2165,3	+	+	+	24.03.80	
3,18	28,4	8,44	2,34	34,4	3,3	2705,9	+	+	+	16.04.80	
12,37	29,77	8,10	0,17	47,62	3,29	3512	+	+	+	31.05.77	
2,87	24,5	8,75	1,97	30	4,1	2779	+	+	+	15.09.80	
204,75	34,84	38,77	182,80	45,63	58,98	18492,2	+	+	+	25.09.62	
223,2	48,3	15,3	239,7	27,2	29,48	18305	-	-	-	1951	
14,5	12,9	7,5	27,2	2,5	6,3	2177,5	-	-	-	09.03.71	
57,74	0,23	0,31	20,5	6,54	32,14	4387	(+)	+	-	1924	
45,54	4,94	0,61	42,22	3,43	6,29	3231	(+)	+	+	13.05.68	
18,76	13,65	7,57	35,54	2,30	2,80	2343,9	-	-	-	20.02.62	
0,33	28,26	6,20	0,18	30,22	3,82	2331,7	-	+	+	14.04.65	

des Schwarzwaldes bekannt. Nach KÄSS (1967) ist dort mit großer Wahrscheinlichkeit in einem frühdiagenetischen Stadium das in Porenräumen der Sandsteine gelöste Calciumsulfat bei Tonmineralbildungen in Glaubersalz ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) und Ca-Ton umgewandelt worden.

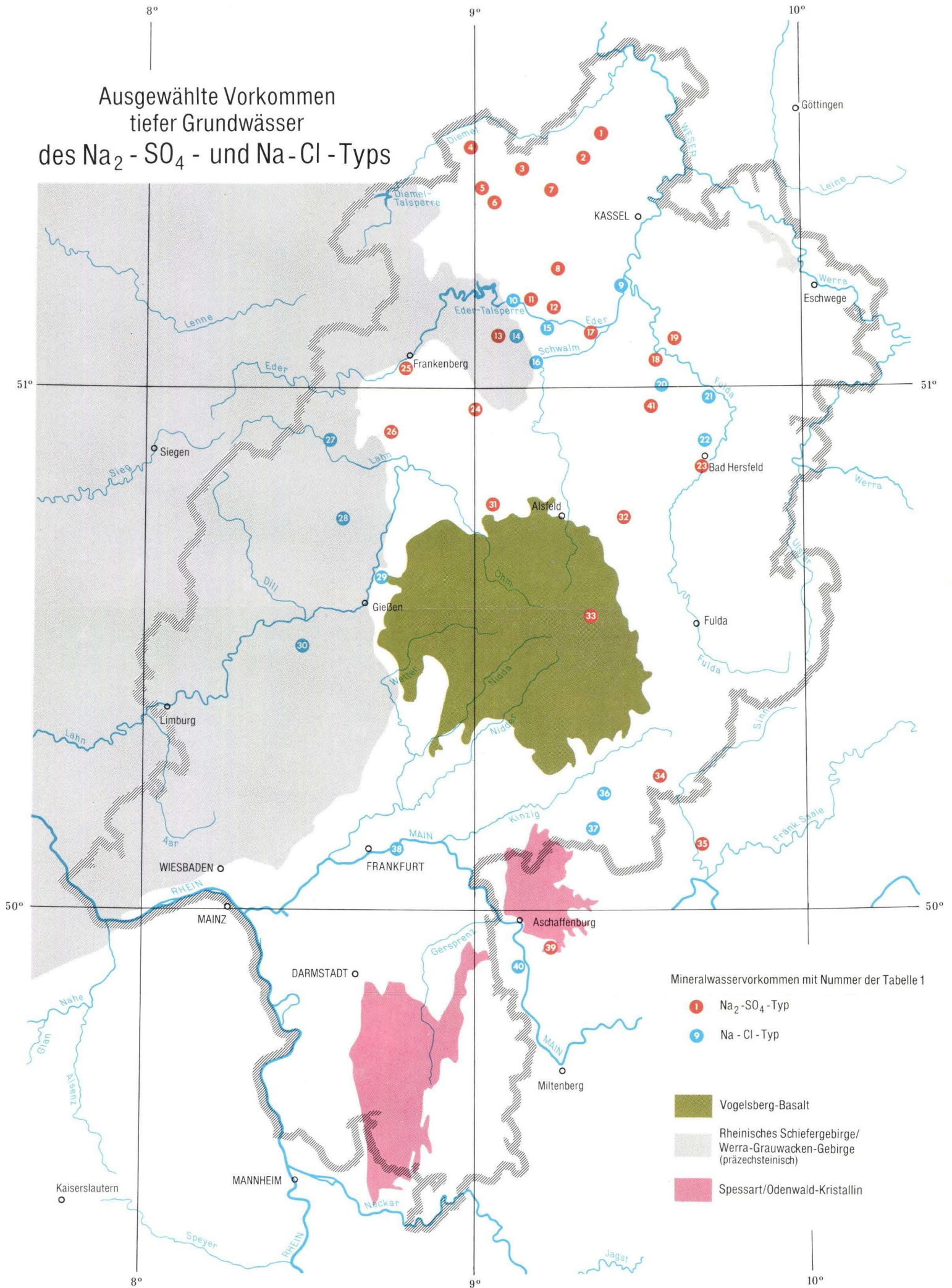
Eine Genese der $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Gehalte tiefer Grundwässer durch geohydrochemische Prozesse in Tonschiefern kann in Hessen eigentlich nur für die am Schiefergebirgsrand gelegenen Vorkommen (z. B. Nr. 26 Wetter/Kreis Marburg, oder Nr. 11 Edertal-Bergheim) angenommen werden, nicht jedoch für die doch offensichtlich in Nord-, Mittel- und Südosthessen recht weit verbreiteten tiefen Grundwässer, weil derartig große Frachten an $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Lösungsinhalten aus Tonschiefern nicht möglich sind.

Geohydrochemische Prozesse, etwa Zuflüsse von NaCl-Lösungen aus den weiter östlich gelegenen mächtigen Salzvorkommen und Reaktionen der Na-Cl-Lösungsinhalte mit solchen von Calciumsulfat aus den in diesen Gebieten relativ mächtigen Zechstein-Anhydriten, schließen als Erklärung aus. Solche Prozesse würden zwar zu $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Gehalten führen, müßten jedoch zwangsläufig zu äquivalenten Mengen von Cl-Ionen führen (die z. B. an Calcium als Calciumchlorid gebunden sein könnten). Aus dem ersten Kriterium ($\text{Na}/\text{Cl} > 1$) für den Nachweis des Natriumsulfat-Grundwassertyps folgt jedoch, daß die Gehalte an Na-Ionen größer als die der Cl-Ionen sind, so daß Na-Cl-Zuflüsse den nachgewiesenen Natriumüberschuß nicht erklären können.

Weiter bietet sich als Deutung die von KÄSS (1967) gegebene, oben erläuterte Erklärung für die Genese der Natriumsulfat-Gehalte im Buntsandstein-Gebiet am Ostrand des Schwarzwaldes an. Dabei könnten auch Ionenaustauschvorgänge beteiligt sein (Bindung von Ca-Ionen aus Calciumsulfatlösungen an Tonminerale, Freisetzen von in Tonmineralen gebundenen Na-Ionen).

Schließlich wäre zu überlegen, ob in den Anhydriten des Zechsteins selbst Natriumsulfat-Salze enthalten sind. Dabei wird in dem Randgebiet des Zechsteins (Sulfat-Saum), in dem der Natriumsulfat-Grundwassertyp verbreitet ist, an limnische oder terrestrische Einflüsse (zumindest zeitweilig) zu denken sein, wie sie RÖHRER (1929) bereits für die Natriumsulfat-Wässer in den Buntsandsteinschichten am Schwarzwald-Ostrand vermutete. Allerdings rein arid-terrestrische Bedingungen, wie sie z. B. rezent in den Salzseen arider Klimazonen vorliegen, können dabei nicht zum Vergleich herangezogen werden (HÖLTING 1972: 268), da in solchen Seen durchweg der Chlorid-Gehalt (als Calciumchlorid-Restlösung) mit zunehmender Austrocknung ansteigt, in den Grundwässern des oben beschriebenen (hessischen) $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typs jedoch mit Ausnahme der Vorkommen Nr. 3 (Volkmarsen/Stadtwiese), Nr. 35 (Burgsinn) und Nr. 39 (Bad Sodenthal), also Vorkommen am Rand des Verbreitungsgebietes dieses Typs, überall das Sulfat im Verhältnis zum Chlorid ausgesprochen dominiert. Denkbar ist jedoch, daß während eines frühdiagenetischen Stadiums in dem zur Zechsteinzeit vorherrschenden ariden Klima natriumreiche Wässer zeitweilig vom Festland her in das anhydritische Milieu bei der Salzausscheidung oder bald danach einfließen, was zu (lagenweise?) natriumreicheren sulfatischen Gesteinen führte. Solche Überlegun-

Ausgewählte Vorkommen tiefer Grundwässer des Na₂-SO₄- und Na-Cl-Typs



Mineralwasservorkommen mit Nummer der Tabelle 1

- 1 Na₂-SO₄-Typ
- 9 Na-Cl-Typ

- Vogelsberg-Basalt
- Rheinisches Schiefergebirge/
Werra-Grauwacken-Gebirge
(präzechsteinisch)
- Spessart/Odenwald-Kristallin

gen setzen jedoch voraus, daß die Anhydrite Glaubersalz enthalten, eine Frage, die mineralogisch untersucht werden müßte.

Welche Erklärung für eine Genese von Natriumsulfat-Gehalten sich auch immer ergibt, quantitativ weitreichende Bewegungen der tiefen Grundwässer des Natriumsulfat-Typs sind nicht erkennbar. Denn sonst würden die vorhandenen, offensichtlich verhältnismäßig schmalen Wanderwege Na-Cl-reicher, tiefer Wässer aus den Zechstein-Salinaren Osthessens nicht existent sein können, da sie sonst von Wässern des $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typs überprägt wären und daher im Verbreitungsgebiet des Alkalisulfat-Typs nicht feststellbar sein könnten. Andererseits folgt aber aus dem Nachweis von schmalen Fließwegen der tiefen Grundwässer des Na-Cl-Typs, daß solche offensichtlich recht engräumig sind und daß außer den bereits bekannten Wegen im Kinzig-Tal und im Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges (Idsteiner Senke und deren nördliche Verlängerung, STENDEL-RUTKOWSKI 1967) auch eine Verbindung aus den östlichen Salinargebieten Hessens über das Gebiet Rotenburg/Fulda – Braach bis nach Zwesten – Bad Wildungen möglich ist, eine Frage, die bisher noch immer nicht eindeutig geklärt ist (HÖLTING 1966).

5. Zusammenfassung

Aus chemischen Analysen von Grundwässern aus tiefen, weitgehend bis in den Zechstein oder dessen Liegendes reichenden Bohrungen in Hessen wurden die Ionenverhältnisse errechnet, die den Natriumsulfat-Grundwassertyp charakterisieren. Die regionale Auswertung ergibt, daß dieser Typ im nördlichen, mittleren bis östlichen und südöstlichen Teil des Landes verhältnismäßig weit in größerer Tiefe verbreitet ist.

Die Entstehung von $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Gehalten im Grundwasser ist im Randgebiet zum westlichen Rheinischen Schiefergebirge, wie schon frühere Untersuchungen ergeben haben, auf Zuflüsse natriumsulfatreicher Lösungen zurückzuführen, die aus Redox-Prozessen in Tonschiefern hervorgegangen sind. Für den offensichtlich flächig in weiten Teilen des nördlichen bis südöstlichen Hessens vorkommenden $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typ reicht diese Erklärung jedoch aus quantitativen Erwägungen heraus nicht aus. Hier kann an Vorgänge ähnlich wie bei der von KÄSS (1967) vermuteten Genese gleicher Grundwassertypen im Buntsandstein des Schwarzwald-Ostrand es gedacht werden, d. h. Umwandlungen von Calciumsulfat bei Tonmineralbildungen in Glaubersalz und Ca-Ton in einem frühdiagenetischen Stadium. Es erscheint für die Genese dieses Typs aber auch denkbar, daß in den (Zechstein-)Anhydriten Natriumsulfat enthalten ist, das während eines frühdiagenetischen Stadiums in dem zur Zechstein-Zeit vorherrschenden ariden Klima durch (zeitweilige) natriumreichere Zuflüsse vom Festland in das anhydritische Milieu bei der Salzausscheidung entstand.

Aus der regionalen Verbreitung des $\text{Na}_2\text{-SO}_4$ -Typs läßt sich schließlich ableiten, daß Fließwege von Grundwässern des Na-Cl-Typs im tieferen Untergrund des Landes sicher vorhanden, diese jedoch vermutlich recht engräumig sind.

6. Schriftenverzeichnis

- CHILLINGAR, G. V. (1958): Chemical composition of Oil-Field from Apsheron Peninsula, Azerbaidzhan SSR: A summary. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **14**: 168–172, 1 Abb., 4 Tab.; London (Pergamon).
- DEGENS, E., & CHILLINGAR, G. V. (1967): Diagenesis of Subsurface Water. – *Diagenesis in Sediments, Developments in Sedimentology*, **8**: 477–502, 7 fig.; Amsterdam-London-New York (Elsevier).
- HÖLTING, B. (1966): Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **53**, 59 S., 7 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.
- (1970): Beiträge zur Hydrochemie der Tiefenwässer. – *Z. dt. geol. Ges.*, **121**: 19–44, 6 Abb.; Hannover.
- (1972): Ein in Wetter/Krs. Marburg (Hessen) erschlossenes Na_2SO_4 -haltiges Mineralwasser und die Genese solcher Wässer. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **100**: 260–283, 1 Abb.; 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1979): Neue Mineralwasservorkommen in Hessen. – *Heilbad u. Kurort*, **31** (4): 84–93, 9 Abb.; Gütersloh (Flöttmann).
- (1980): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 340 S., 103 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Enke).
- KÄSS, W. (1967): Zur Geochemie einiger neuerschlossener Buntsandstein-Mineralwässer am Schwarzwald-Ostrand. – *Jb. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **9**: 81–104, 3 Abb., 10 Tab.; Freiburg/Brsg.
- LÖHNERT, E. (1967): Grundwasser-Typen tieferer Stockwerke in Hamburg. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **129**, 2: 113–136; Stuttgart.
- RÖHRER, F. (1929): Über ein neues im Buntsandstein erbohrtes Mineralwasser und die Bedeutung solcher Wässer für die Paläogeographie des Buntsandsteins. – *Bad. geol. Abh.*, **1**: 97–116, 3 Tab.; Karlsruhe.
- 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.

Manuskript eingegangen am 4. 12. 1980

Wasserbilanz eines kleinen Niederschlagsgebietes im Raum Hungen (Hessen)

Von

STEFAN WOHNLICH*

Kurzfassung: Auf der Grundlage geologischer und bodenkundlicher Untersuchungen wird versucht, die aktuelle Evapotranspiration mit Hilfe der Wasserbilanz zu bestimmen. Das dahingehend untersuchte 3,4 km² große Niederschlagsgebiet liegt am SW-Rand des Vogelsberges/Hessen.

Die Bilanz wurde für die Jahre 1968 und 1969 erstellt und mit verschiedenen Berechnungsmethoden (HAUDE, WUNDT und TURC) verglichen. Zusätzlich durchgeführte Bodenfeuchteuntersuchungen im Frühjahr 1978 wurden ebenfalls zur Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration herangezogen.

Abstract: Basing on geological and pedological features the actual evapotranspiration is determined through the waterbalance. The catchment area lies SW-Vogelsberg, Hessen, W. Germany and covers 3.4 km².

The amount of the actual evapotranspiration has been calculated for the hydrological years 1968 and 1969 and compared with several formulae. Moreover the value of the soilmoisture balance for the early summer 1978 has been taken, in order to get an more accurate determination of the actual evapotranspiration.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	148
2. Das Untersuchungsgebiet	148
2.1. Beschreibung des Untersuchungsgebietes	148
2.2. Bodenkunde	150
2.3. Geologie	151
2.4. Hydrogeologische Verhältnisse	151
3. Wasserhaushaltsuntersuchungen	155
3.1. Eingangsdaten	156
3.1.1. Niederschlag	156
3.1.2. Abfluß	156
3.1.3. Potentielle Evaporation nach HAUDE	157
3.1.4. Aktuelle Evapotranspiration nach WUNDT und TURC	159
3.2. Wasserbilanz	159
3.2.1. Monatswerte	160
3.2.2. Jahreswerte	163

* Dipl.-Geol. S. WOHNLICH, Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität (TH) Karlsruhe, Kaiserstr. 12, 7500 Karlsruhe.

3.3. Bodenfeuchteuntersuchungen	165
3.3.1. Methode	166
3.3.2. Zeitlicher Verlauf der Bodenfeuchte	167
3.3.3. Beurteilung und Verteilung der Bodenfeuchteänderung	170
3.3.4. Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration	173
4. Zusammenfassung	176
5. Schriftenverzeichnis	177

1. Einleitung

Der folgende Beitrag ist die gekürzte Fassung einer Diplom-Arbeit, die am Geologischen Institut der Justus Liebig-Universität Gießen angefertigt wurde. – Vor dem Hintergrund der steigenden Bedeutung einer möglichst genauen Erfassung des Wasserkreislaufes sollte die Wasserbilanz eines kleinen Niederschlagsgebietes erstellt werden. Daraus waren Werte für die aktuelle Evapotranspiration abzuleiten.

2. Das Untersuchungsgebiet

2.1. Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt in der NW-Ecke von Bl. 5519 Hungen, ca. 2 km W Hungen (Hessen).

Die Gebietsgrenze wurde nach dem oberirdischen Einzugsgebiet des Riesengraben, d. h. der morphologischen Wasserscheide gezogen. Lediglich die W-Grenze verläuft entlang der Straße Bettenhausen – Bellersheim, da der westl. Straßengraben in andere Niederschlagsgebiete entwässert. Die Fläche des nicht korrigierten Einzugsgebietes beträgt 3,66 km². Durch die Verlegung des W-Randes des Einzugsgebietes verkleinert sich die Fläche um 0,19 km² auf 3,47 km².

Die Morphologie des Untersuchungsgebietes entspricht der eines flachen Beckens, das in E-W-Richtung eingetieft ist. Das Beckeninnere nimmt den flächenmäßig größten Teil des Untersuchungsgebietes ein, hier liegt das Gefälle bei < 0,5°. Zum Rande hin werden die Hänge etwas steiler, das Gefälle liegt dort in der Regel zwischen 1 und 3°, überschreitet aber nur stellenweise am Rand des Oberholzes einen Betrag von 5°. Die tiefste Stelle des Untersuchungsgebietes liegt bei 158 m über NN (Mündungsstelle der Dränung), die höchste Erhebung findet sich am W-Rand mit 219,2 m über NN. Die mittlere Höhe, bezogen auf das Gesamtgebiet, ist mit 165 m über NN zu veranschlagen.

Entwässert wird das Gebiet durch eine Dränung, die bereits Anfang dieses Jahrhunderts verlegt wurde. Der Abstand der einzelnen Dränstränge beträgt ca. 25 m. Sie sind je nach Bodenart zwischen 0,5 und 1,0 m Tiefe verlegt. Die Dränung wird in zwei Brunnenstuben zusammengefaßt und mündet im E in den Riesengraben. Dieser entwässert über den Rodsgraben in die Horloff.

Der Niederschlag beträgt nach dem fortlaufenden Jahresmittel, gemessen in Bettenhausen, 538,5 mm/a. Dieser Wert unterliegt jedoch gewissen Einschränkun-

gen, da er nur über die Jahresreihe 1969–1978 ermittelt wurde. Daher sei zusätzlich der Wert aus dem Klimaatlas von Hessen (1950) angeführt: der mittlere Jahresniederschlag liegt danach bei ca. 550 mm, die mittlere Zahl der Tage mit Schneedecke beträgt 30–40. Die mittlere Jahrestemperatur der Luft wird im Klimaatlas von Hessen (1950) mit 8,5° C und während der Vegetationsperiode (Mai – Juli) mit 15,5° C angegeben.

Infolge der sehr ertragreichen Böden im Untersuchungsgebiet sind etwa 94% der Gesamtfläche intensiv landwirtschaftlich genutzt. Selbst die staunassen Böden

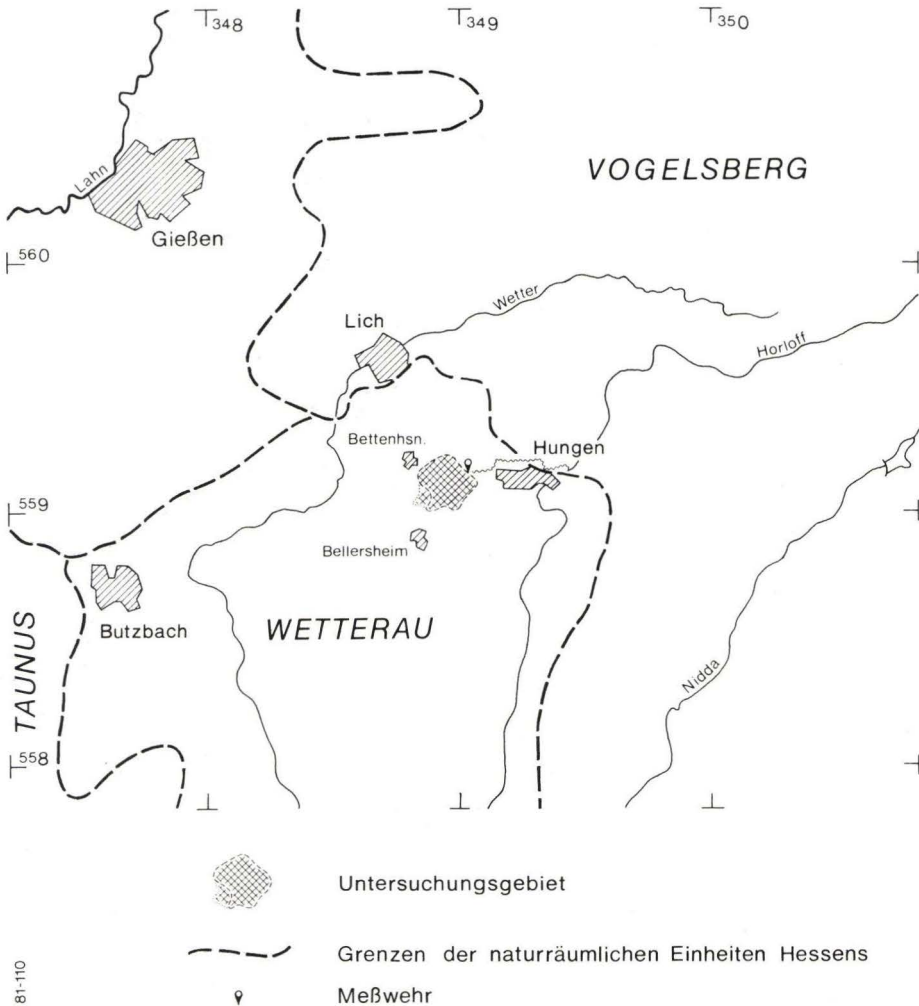


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes in den naturräumlichen Einheiten Hessens.

im Beckeninneren sind durch eine Dränung der Nutzung zugeführt worden. Eine im Sommer 1978 durchgeführte Bewuchskartierung des Arbeitsgebietes ergab für 8 verschiedene Kulturpflanzen folgende prozentuale Anteile an der Gesamtfläche:

Weizen	35 %
Gerste	18,25 %
Hafer	12,5 %
Rüben (Zucker- und Futterrüben)	7,5 %
Mais	7 %
Zwischenfrüchte (Klee und Luzerne)	5,75 %
Roggen	4,25 %
Kartoffeln	1,75 %

außerdem waren noch nicht ständig bearbeitete Flächen bedeckt mit:

Wiese	2,75 %
lichem Obstbaumbestand über Wiese	3,25 %

Nicht berücksichtigt wurden die Flächen, die von Straßen und Wegen eingenommen werden.

2.2. Bodenkunde

Für die Bodenbildung stehen in dem hier zu behandelnden Gebiet folgende Ausgangsgesteine an:

1. Basalt (Alkali-Olivinbasalt), für die Bodenbildung wichtig am W-Rand des Arbeitsgebietes und der Beckensohle am E-Rand.
2. Lateritisierter Tuff, tritt ringförmig um die beiden Basaltkegel am W-Rand auf.
3. Laterite, vornehmlich am Feldheimer Wald im SE des Untersuchungsgebietes.
4. Kalkhaltiger Löß, er bedeckt große Flächen im N und S des Arbeitsgebietes.

In den tiefsten Lagen des Untersuchungsgebietes und am NE-Hang des Oberholzes treten Ranker aus Basalt oder Basalttuff auf, die meist von Gehänge- oder Lößlehm überlagert sind. Sie sind flachgründig, aber infolge des mehr oder weniger klüftigen Basaltgesteins mittel bis hoch wasserdurchlässig SCHRADER (1978). WALTER (1974) errechnet im Widerspruch dazu aus dem Kompressionsversuch einen sehr geringen Durchlässigkeitsbeiwert von $k = 8,9 \cdot 10^{-8}$ cm/s.

Die auftretenden Pararendzinen entstehen aus kalkhaltigem Löß und sind vor allem im N und SW verbreitet. – Die Pararendzina ist nur das Übergangsstadium zu der sich nach der Entkalkung entwickelnden Parabraunerde. Durch die Erosion wird jedoch immer neuer kalkhaltiger Löß freigesetzt, so daß auch heute noch an einigen Stellen Pararendzinen zu finden sind. Nach SCHRADER (1978) ist ihre Durchlässigkeit mittel bis gering.

Der vorherrschende Bodentyp im Untersuchungsgebiet ist die Parabraunerde. Sie bildet sich hier aus Pararendzina aus Löß. SCHRADER (1978) gibt für die Parabraunerde aus Löß eine mittlere Durchlässigkeit an. WALTER (1974) errechnet für den Bt-Horizont aus dem Zeitsetzungsverhalten einen Durchlässigkeitsbeiwert von $k = 8,68 \cdot 10^{-9}$ cm/s, für ein Parabraunerdeprofil „3–6 dm erodiert“ einen Wert von $k = 9,3 \cdot 10^{-8}$ cm/s.

Pseudogley-Parabraunerde tritt vor allem im Beckeninneren über Stauhorizonten auf. Letztere bewirken zeitweise Staunässe im Boden und rufen somit die Pseudovergleyung hervor. Stellenweise sind Übergänge zu Pseudogleyen zu beobachten. Nach SCHRADER (1978) besitzen sie eine geringe Durchlässigkeit. WALTER (1974) errechnete aus dem Zeitsetzungsverhalten einen Durchlässigkeitsbeiwert von $k = 3,8 \cdot 10^{-8}$ cm/s.

Im SE und NW treten Plastosole auf. SCHELLMANN (1966), der ein solches Roterde-Profil am Feldheimer Wald untersuchte, stellte fest, daß es sich dabei um eine in situ aus Basaltzersatz entstandene Lateritdecke handelt. SCHRADER (1978) gibt ihre Durchlässigkeit mit gering an. WALTER (1974) ermittelte für die Grube Abendstern bei Hungen einen Durchlässigkeitsbeiwert von $k = 1,75 \cdot 10^{-8}$ cm/s.

2.3. Geologie

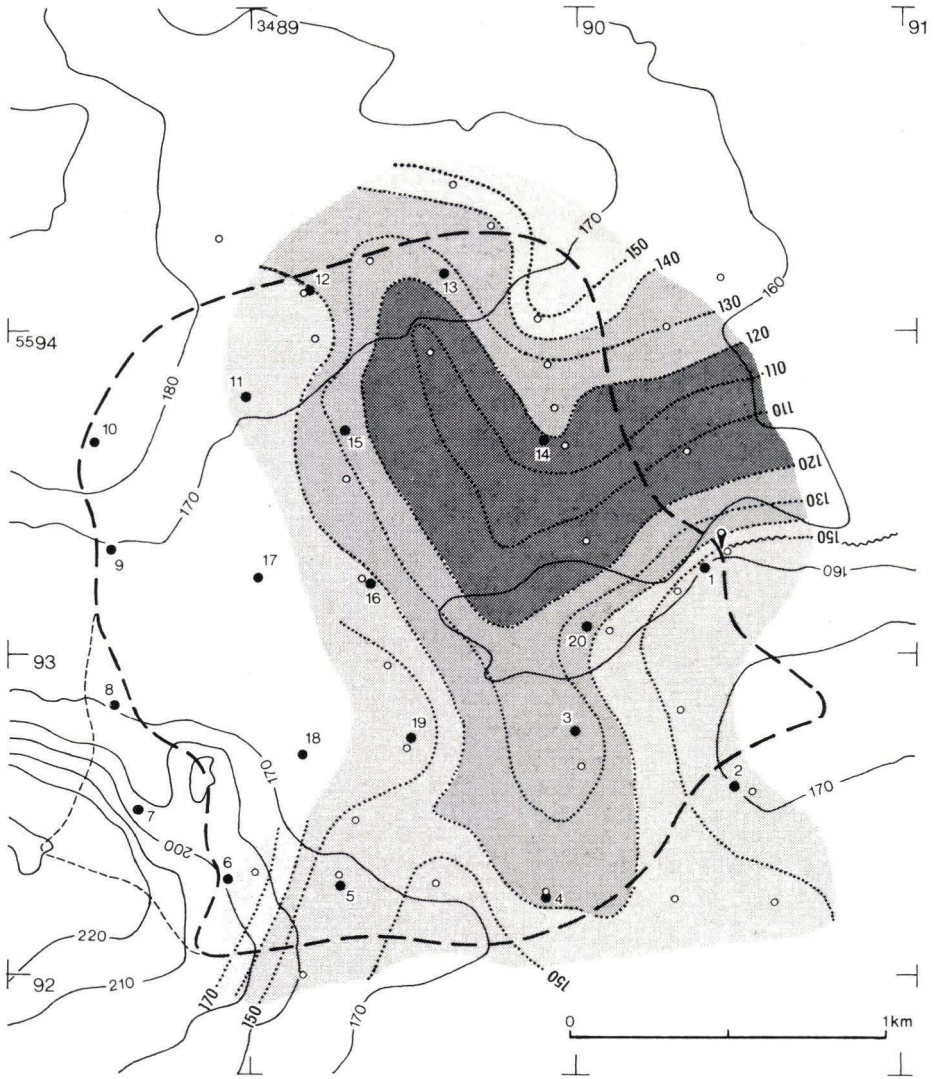
Das gesamte Untersuchungsgebiet wird von vulkanischen Gesteinen aus dem Miozän (Aquitän – Sarmat) unterlagert. Eine von den Oberhessischen Versorgungsbetrieben AG (OVAG) im Arbeitsgebiet in Auftrag gegebene Tiefbohrung durchteufte bis zu einer Endtiefe von 90 m u. Gel. eine Wechellagerung von Tuffen und Alkali-Olivinbasalten, ohne das Unterlager aus tertiären Sedimenten zu erreichen. Außerdem führte die PREAG 1969 35 Spiralbohrungen (Abk.: Brl.) durch.

Da alle Bohrungen mit Erreichen von festen Gesteinen abgebrochen wurden, kann man davon ausgehen, daß ihre Endtiefe die Basalt- oder Basalttuff-Oberkante markiert. Diese zeichnet das pliozäne Relief des Untersuchungsgebietes nach. In Abb. 2 ist das Paläorelief in Form einer Höhenlinienkarte dargestellt. Vom W-Teil des Untersuchungsgebietes existieren keine Bohrungen, dort fehlen daher die Höhenlinien.

2.4. Hydrogeologische Verhältnisse

Wichtig für die folgende Wasserhaushaltsuntersuchung ist die Frage nach der Wasserdurchlässigkeit der im Untersuchungsgebiet anstehenden Böden. In dem Graben der Gas-Fernleitung Lich – Hungen (WOHNLICH 1980) wurden daher aus allen wichtigen Bodenhorizonten ungestörte Proben entnommen und durch Bestimmung der Durchflußmenge (bei bekanntem Gefälle) nach der DARCY-Gleichung deren Kf-Werte bestimmt. In Tab. 1 sind die Kf-Werte aufgeführt.

Die meisten Substrate zeigen gute Durchlässigkeiten. Dies gilt vor allem für die aus Löß entstandenen Böden, die im obersten Meter stark durchwurzelt und von Bodentieren durchwühlt sind. Bei den Proben 1, 2 und 6 war es nicht möglich, Regenwurmlöcher auszusparen, sie zeigen dementsprechend die höchsten Durchlässigkeitswerte. Auch der Löß ist wegen seiner spezifischen Porenverteilung gut wasserdurchlässig. Mäßig durchlässig ist dagegen der tonangereicherte Bt-Horizont der Parabraunerde und der Laacher Bimstuff. Als gering durchlässig ist der Plastosol (Nr. 7) zu bezeichnen. Dasselbe gilt für den Pseudogley (Nr. 4).



- Grenze des Niederschlagsgebietes
- Linien gleicher Höhe ü. NN für die Oberkante des Basaltes
- Bohrpunkt
- 4 Bodenfeuchte - Meßpunkt
- ♀ Meßwehr
- Höhenlinien in m ü. NN

Abb. 2. Höhenlinienkarte des pliozänen Reliefs, und Lage der Bodenfeuchtemeßpunkte.

Tab.1. Durchlässigkeit der Böden im Untersuchungsgebiet

Nr.	Profil	Tiefe (cm)	Ansprache	bodenkundl. Bezeichnung	Kf (cm·sec ⁻¹)
1	G 1	60-70	U,t',fs h.braun	A1	$2,4 \cdot 10^{-2}$
2	G 1	85-95	U,t,fs d.braun	Bt	$1,6 \cdot 10^{-2}$
3	G 1	110-130	U,fs	Löß	$3,0 \cdot 10^{-3}$
4	G 11	90-110	U,t,fs	Pseudogley	$1,2 \cdot 10^{-5}$
5	G 11	55-70	U,t,fs	Bt	$7,0 \cdot 10^{-4}$
6	G 11	35-45	U,t',fs	Kolluvium	$2,8 \cdot 10^{-3}$
7	G 17	80-90	T,u,s	Plastosol	$7,0 \cdot 10^{-5}$
8	G 19	200-220	U,t- \bar{t} ,s,gr	Bimstuff, verwittert	$1,6 \cdot 10^{-3}$

Aus diesen Ergebnissen läßt sich eine vergleichsweise gute Durchlässigkeit des Oberbodens ableiten. Dies gilt vor allem für die Wasserbewegung von der Bodenoberfläche bis zur Dränung. Eine Grundwasserneubildung ist nach den geologischen Gegebenheiten allerdings nur in begrenzten Teilarealen zu erwarten. Solche Areale dürften dann weder von Roterden noch von Seesedimenten abgedichtet sein.

In Abb. 4 ist aus den Sondierbohrungs-Profilen die Verbreitung des Lößlehms und des Plastosols dargestellt. Punktiert ist dabei der Bereich gehalten, der für Versickerungen in Frage kommt. Wasser, das sich über den stauenden Plastosolen talwärts bewegt und nicht von der Dränung erfaßt wird, wird in diesem Bereich mit versickern. So ist das Einzugsgebiet der Areale, in denen Grundwasserneubildung stattfindet, größer, als es in Abb. 4 zum Ausdruck kommt.

Zum Schluß sei noch auf die in der Brg. 187 der OVAG angetroffenen Grundwasserverhältnisse im Untersuchungsgebiet hingewiesen:

Bis zu einer Bohrtiefe von 50 m wurde der Grundwasserspiegel bei 3,60 m Tiefe registriert. Im weiteren Verlauf der Bohrarbeiten stellte er sich bei 47,6 m u. Gel. ein. Es sind demnach 2 Grundwasserstockwerke anzunehmen, die unabhängig voneinander zu sein scheinen. Das tiefere Stockwerk ist das weiträumigere, es korrespondiert mit dem des Wasserwerks Inheiden. Das obere ist dagegen begrenzt auf den Rücken des Feldheimer Waldes, womöglich steht es über die Schwelle am S-Rand des Untersuchungsgebietes mit dem Oberholz in W in Verbindung. Das im Untersuchungsgebiet versickernde Wasser reichert primär dieses obere Grundwasserstockwerk an.

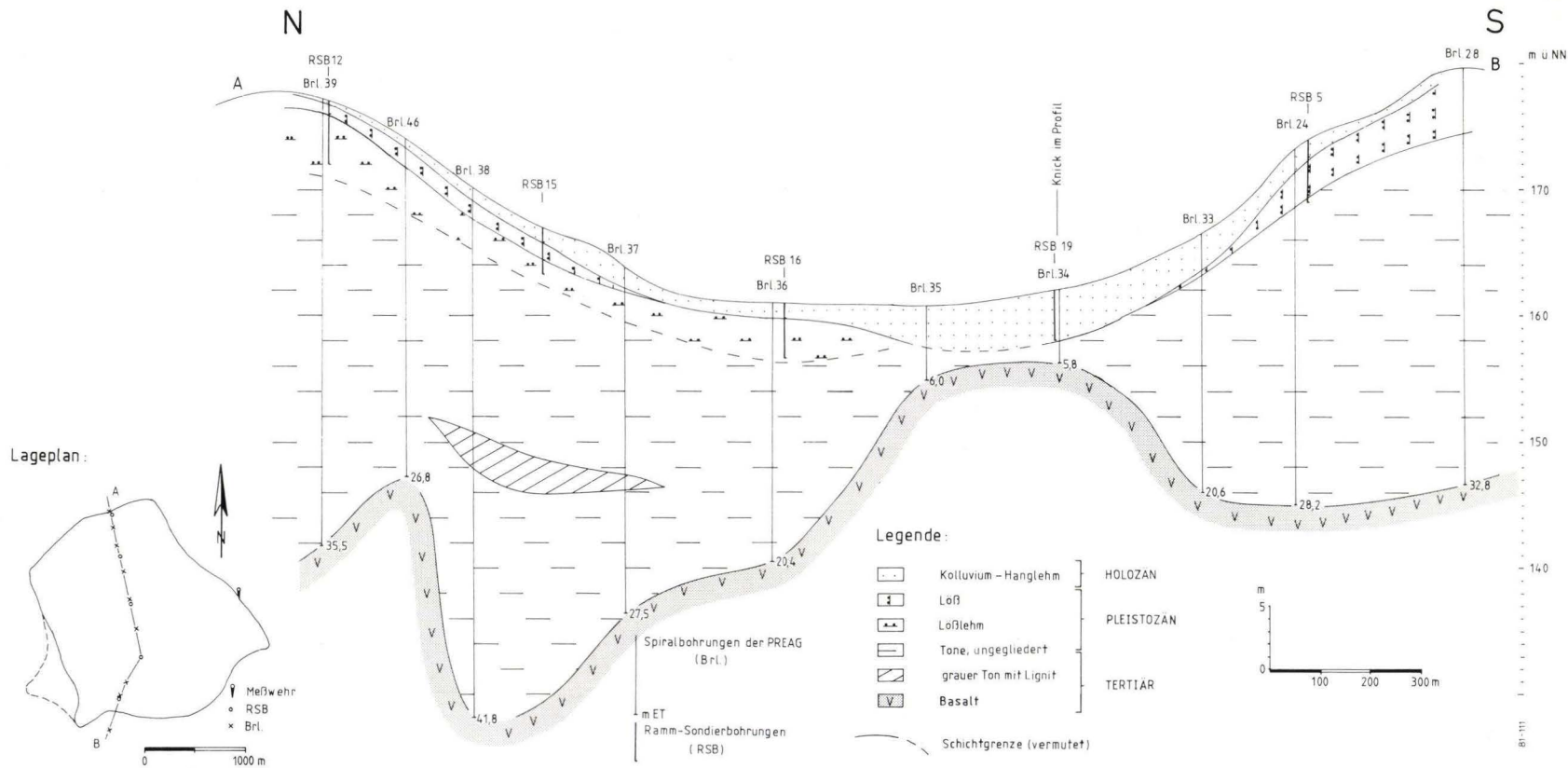


Abb. 3. Querprofil durch das Untersuchungsgebiet.

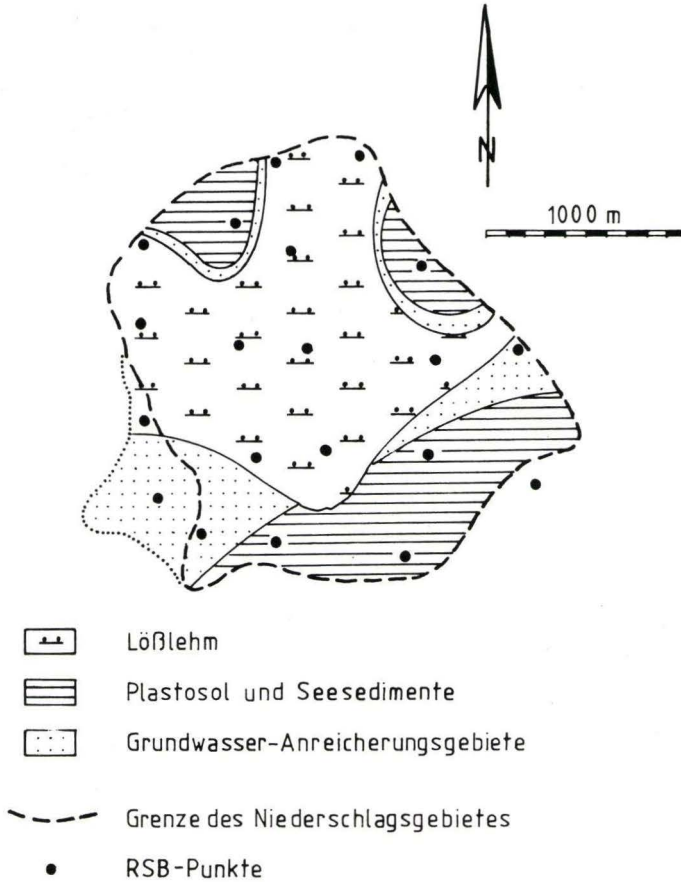


Abb. 4. Verteilung wasserdurchlässiger und abdichtender Schichten im Untersuchungsgebiet.

3. Wasserhaushaltsuntersuchungen

Die nachfolgenden Untersuchungen haben das Ziel, aus der Wasserbilanz einen Wert für die Höhe der Verdunstung zu erhalten. Vorweg ist der Begriff der „Verdunstung“ näher zu erläutern und zu definieren. Die Abkürzungen wurden der englischsprachigen Nomenklatur entnommen, da in der deutschsprachigen Literatur eine einheitlich verwendete Absprache noch nicht erfolgte.

Für die Wasserhaushaltsuntersuchung ist die Gesamtheit der Verdunstungsvorgänge maßgebend. Im Folgenden wird daher der Begriff „Verdunstung“ durch „Evapotranspiration“ (ET) ersetzt. Sie umschließt die Evaporation, die Verdunstung von Land- und Wasseroberflächen (einschließlich der Oberfläche von Pflanzen) und die Transpiration, d. h. die von Pflanzen durch die Spaltöffnungen abgegebene Wassermenge.

Um den Ansatz zur Berechnung der Evapotranspiration zu erleichtern, wurde der Begriff der „potentiellen Evapotranspiration“ (PE) geschaffen. Unter der Voraussetzung eines stets ausreichenden Wasserangebots im Boden wird die ET-Rate aus klimatischen Einflußfaktoren errechnet. Damit erhält man Werte für die max. erreichbare Evapotranspiration, die zunächst als von den tatsächlichen örtlichen Verhältnissen unabhängige Einzelwerte anzusehen sind.

Den Werten der PE steht die tatsächliche oder „aktuelle Evapotranspiration“ (AE) gegenüber. Ihre Einflußfaktoren sind wesentlich komplexer. Durch wechselndes Wasserangebot, unterschiedliche Böden, unterschiedlichen Wasserverbrauch der verschiedenen Pflanzenarten usw. wird die Zahl der zu messenden Einzelkomponenten erhöht. Die AE kann daher nur an Lysimeterdaten oder durch Aufstellung einer Wasserbilanz ermittelt werden.

3.1. Eingangsdaten

3.1.1. Niederschlag

Niederschlagswerte standen von den von der OVAG betriebenen Niederschlagsmeßstationen Hungen, Bettenhausen und Inheiden zur Verfügung. Für das Untersuchungsgebiet maßgeblich sind die Werte der Station Bettenhausen, die direkt am westlichen Gebietsrand installiert ist. Jedoch stehen die Werte erst ab Juli 1969 zur Verfügung, so daß für den fehlenden Zeitraum Werte der Station Hungen berücksichtigt wurden. Diese sind allerdings nicht ganz exakt, da der Meßzylinder innerhalb bebauten Gebietes steht.

Zu den Niederschlagssummen der untersuchten Jahre ist noch folgendes zu sagen: 1969 liegt mit 748,5 mm Jahresniederschlag weit über dem langjährigen Jahresmittel von 538 mm. 1969 ist mit 567,9 mm als durchschnittlich und 1978 mit 518 mm als niederschlagsarm zu bezeichnen.

3.1.2. Abfluß

Das Untersuchungsgebiet verfügt über kein perennierendes oberirdisches Gewässer. Dagegen ist es durchzogen von einem Dränungsnetz (Abschn. 2.1), an dessen Ausfluß in den Riesengraben die Abflußmessungen vorgenommen wurden. Diese erstrecken sich vor allem auf die Jahre 1968 und 1969, in denen ein Dreiecksüberfall nach THOMSON installiert war. Die Messungen wurden im wöchentlichen Abstand vorgenommen. Aus den langen Zeiträumen zwischen den Messungen ergibt sich ein unter Umständen erheblicher Fehler, der zunächst abgeschätzt werden muß. Dazu dient folgende Überlegung:

Der am Überfallwehr gemessene Abfluß erfaßte Wasser, das bereits 50–100 cm Bodenprofil durchsickert hat. Dadurch werden auf einzelne Niederschlagsereignisse beziehbare Abflußanstiege verzögert. Ebenfalls wird eine Verteilung des Niederschlagswassers auf eine längere Abflußperiode erzielt.

Die Höhe des Abflusses und die Form der Abflußganglinie sind von der Niederschlagsintensität, zu einem erheblichen Teil aber auch von der Aufnahme-

kapazität des Bodens abhängig: Ausgetrockneter Boden kann viel Wasser aufnehmen und speichern, infolge des hohen Bodenluftanteils ist jedoch mit niedrigeren Fließ- und Infiltrationsgeschwindigkeiten zu rechnen. Umgekehrt bei feuchtem, oder wassergesättigtem Boden: er kann weniger Wasser aufnehmen, es bei vorhandenem hydraulischem Gefälle aber besser leiten. Demzufolge müßten sich Niederschlagsereignisse in Zeiten hoher Wassersättigung im Boden auf den Abfluß stärker und schneller auswirken, als in Zeiten mit niedrigen Bodenwassergehalten. In der Regel trifft der erste Fall für die vegetationslose Jahreszeit zu, während der zweite Fall im Sommer vorherrscht. Im Winter ist auch der abflußhemmende Einfluß von Frost und Schneebedeckung zu berücksichtigen.

In Abb. 5 sind Tagesniederschläge und Wochenabflüsse der Jahre 1968 und 1969 dargestellt. Zusätzlich wurden Tage mit Schneefall und Frosttage vermerkt.

Deutlich ist eine jahreszeitliche Abhängigkeit der Abflußganglinie zu erkennen. Im Sommer sind wegen des hohen Wasserverbrauchs der Pflanzen und des damit geringen Bodenwassergehaltes niedrige Abflüsse zu verzeichnen, die im Juli 1968 sogar ganz versiegen. Im Winter ist ein hohes Abflußniveau festzustellen, das, von Frost und Schnee beeinflusst, einen wechselnden Gang aufweist. Der in beiden Jahren markante Anstieg des Abflusses nach dem Herbst gibt den Zeitpunkt an, an dem der Boden die Wassersättigung erreicht.

Insbesondere im Frühjahr ist infolge hoher Bodenwassergehalte ein stärker wechselndes Abflußverhalten zu erwarten, als es durch die wöchentlichen Messungen dargestellt wird. Deshalb wurde versucht, den Verlauf der Abflußkurve den witterungsbedingten Verhältnissen anzupassen (Abb. 5). Die Jahres- und Monatsabflüsse ergeben sich aus der Planimetrierung der von der korrigierten Abflußkurve beschriebenen Fläche. Es ergeben sich jedoch keine wesentlichen Abweichungen von den arithmetisch ermittelten Jahreswerten. Es wurden folgende Jahresabflüsse festgestellt:

1968: 96 mm/a

1969: 90 mm/a

3.1.3. Potentielle Evaporation nach HAUDE

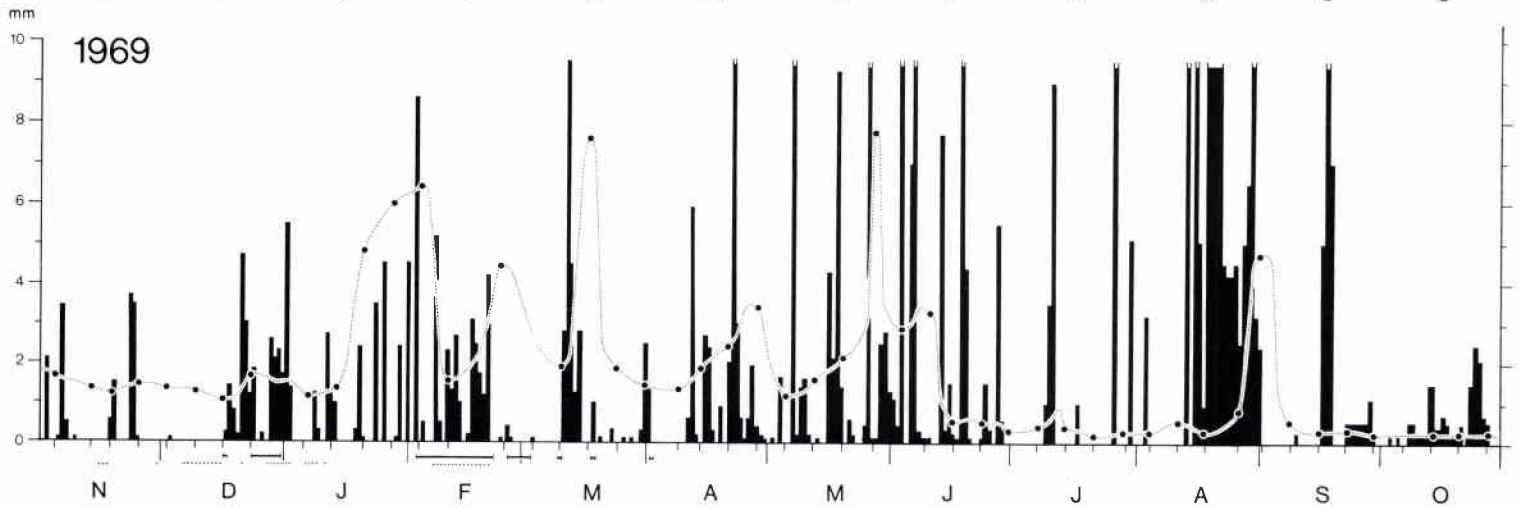
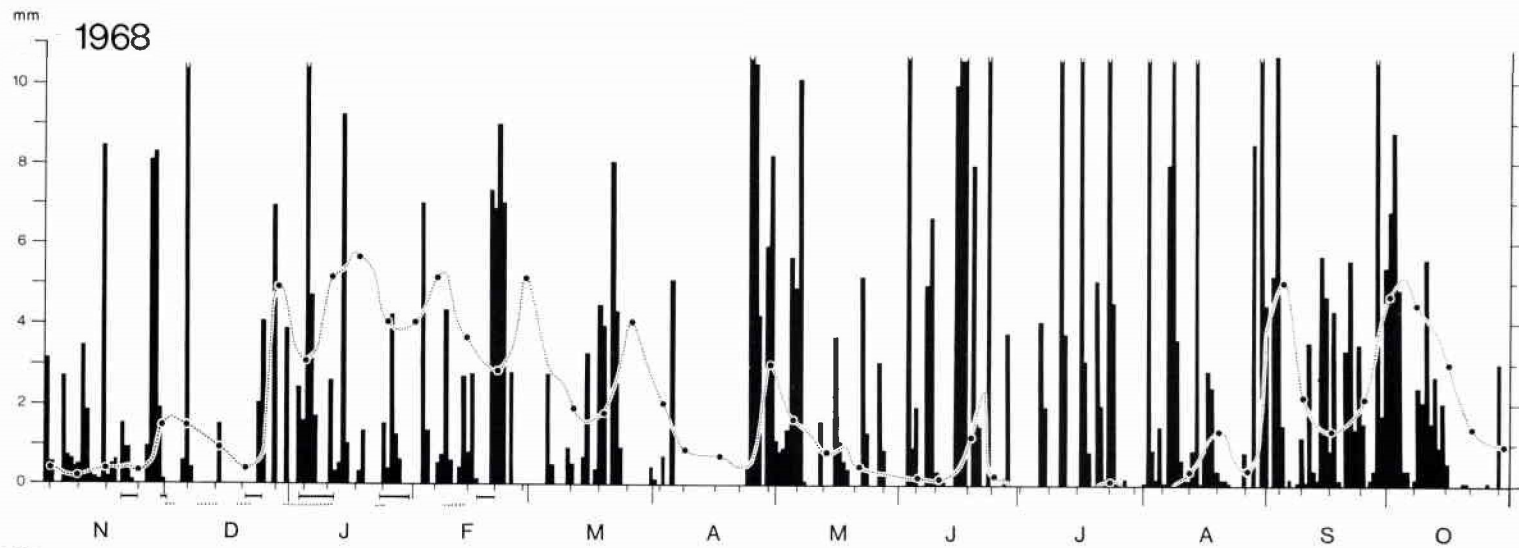
Zur Berechnung der potentiellen Evaporation bot sich das Verfahren nach HAUDE (1954, 1955) an. Die Berechnungen wurden nach der in RICHTER & LILLICH (1975) angegebenen Form durchgeführt:





$$PE = x \cdot P_{14} (1 - F_{14}/100).$$

Dabei bedeuten:

x = Monatskoeffizient:

Okt.–Feb.	= 0,26
Mrz.	= 0,33
Apr.–Mai	= 0,39
Juni	= 0,37
Juli	= 0,35
Aug.	= 0,33
Sept.	= 0,31



 Abflußganglinie (mm/Woche)
  Tagesniederschläge (mm)
  Tage mit Schneebedeckung
  Tage mit Minustemperaturen um 14 h

B1-113

Abb. 5. Die Abflußganglinie in Abhängigkeit von Niederschlag und Witterung.

P_{14} = Sättigungsdampfdruck der Luft um 14 h

$$P_{14} = 4,525 \cdot 10^{\frac{7,4475 \cdot t}{234,67 + t}}$$

(t = Lufttemperatur um 14 h)

F_{14} = relative Luftfeuchte um 14 h in %

Die sich daraus ergebenden Tageswerte für die potentielle Evaporation sind in mm angegeben. Sie entsprechen nach HAUDE (1955) der potentiellen Tagesevaporation eines unbewachsenen Ackerbodens mit einem künstlich bei 35–40 cm gehaltenen Grundwasserstand.

3.1.4. Aktuelle Evapotranspiration nach WUNDT und TURC

Für längere Zeiträume (z. B. ein Jahr) liefern einfache Berechnungsmethoden oft hinreichend genaue aktuelle Evapotranspirationswerte. Eine solche Formel zur Abschätzung der jährlichen AE wird von TURC (1961) vorgeschlagen:

$$AE = \frac{N}{\left[0,90 + \left(\frac{N}{I_t}\right)^2\right]^{1/2}}$$

AE = aktuelle Evapotranspiration, Jahressumme (mm)

N = Jahressumme des Niederschlages (mm)

$I_t = 300 + 25 t + 0,05 t^3$

t = Jahresmitteltemperatur der Luft (°C)

Nach Untersuchungen von ROUSAKIS (1979) liefert obengenannte Formel relativ gute Werte für die Gebietsverdunstung.

WUNDT (1953) gibt ein weiteres Verfahren zur Abschätzung der jährlichen aktuellen Evapotranspiration an. Die AE-Raten werden in einem A/V-N-T-Diagramm ermittelt. Auch hierfür werden nur Jahresniederschlag und Jahresmitteltemperatur benötigt.

KNOBLICH & KAVIANY (1980) stellten nach Auswertung von langjährigen Pegeldaten fest, daß die WUNDT-Werte allgemein etwas über den TURC-Werten liegen, und daß der WUNDT-Wert noch einmal ca 5% unter den aus den Pegeldaten erhaltenen AE-Werten liegt.

3.2. Wasserbilanz

Zur Berechnung der aktuellen Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet ist die Wasserhaushaltsgleichung maßgeblich:

$$N = AE + A \pm \Delta ST \pm \Delta S$$

N = Niederschlag

AE = Aktuelle Evapotranspiration

A = Abfluß

ΔSt = Änderung der Bodenfeuchte

ΔS = Änderung des Grundwasservorrats durch Sickerung und kapillaren Aufstieg

Löst man die Gleichung nach AE auf, so erhält man:

$$AE = N - A \pm \Delta St \pm \Delta S$$

Das Arbeitsgebiet wird zum großen Teil aus relativ undurchlässigen jungtertiären und quartären Schichten aufgebaut, die eine Absickerung des Wassers nur in begrenzten Teilarealen zulassen. Zunächst wird davon ausgegangen, daß das Gebiet zum Grundwasser hin völlig abgedichtet ist. Unter dieser Annahme kann die Grundwasservorratsänderung (ΔS) vernachlässigt werden.

Die Komponente der Bodenwasseränderung fällt nur bei kurzfristigen Berechnungen ins Gewicht, wenn unterschiedliche Bodenwassergerhalte zu Beginn und zu Ende des Betrachtungszeitraumes vorhanden sind. Bei der Betrachtung eines ganzen Jahres geht man gewöhnlich von gleichen Bodenwassergehalten aus, so daß auch die Bodenwasseränderung (ΔSt) vernachlässigt werden könnte.

In den Jahren 1968 und 1969 kann allerdings nicht von gleichen Wassergehalten ausgegangen werden, wie aus den Abflußkurven hervorgeht. In dem regenreichen Jahr 1968 liegt der Wassergehalt zu Ende des Jahres wesentlich höher als zu Beginn. Ende 1969 besteht dieser hohe Wassergehalt aber nicht mehr. Es ist daher in der Wasserbilanz eine entsprechende Korrektur anzubringen, die diese Bodenwassergerhaltsänderungen berücksichtigt, d. h. 1968 müßte ein zu bestimmender Betrag von der AE subtrahiert und 1969 ein Betrag ähnlicher Höhe der AE addiert werden.

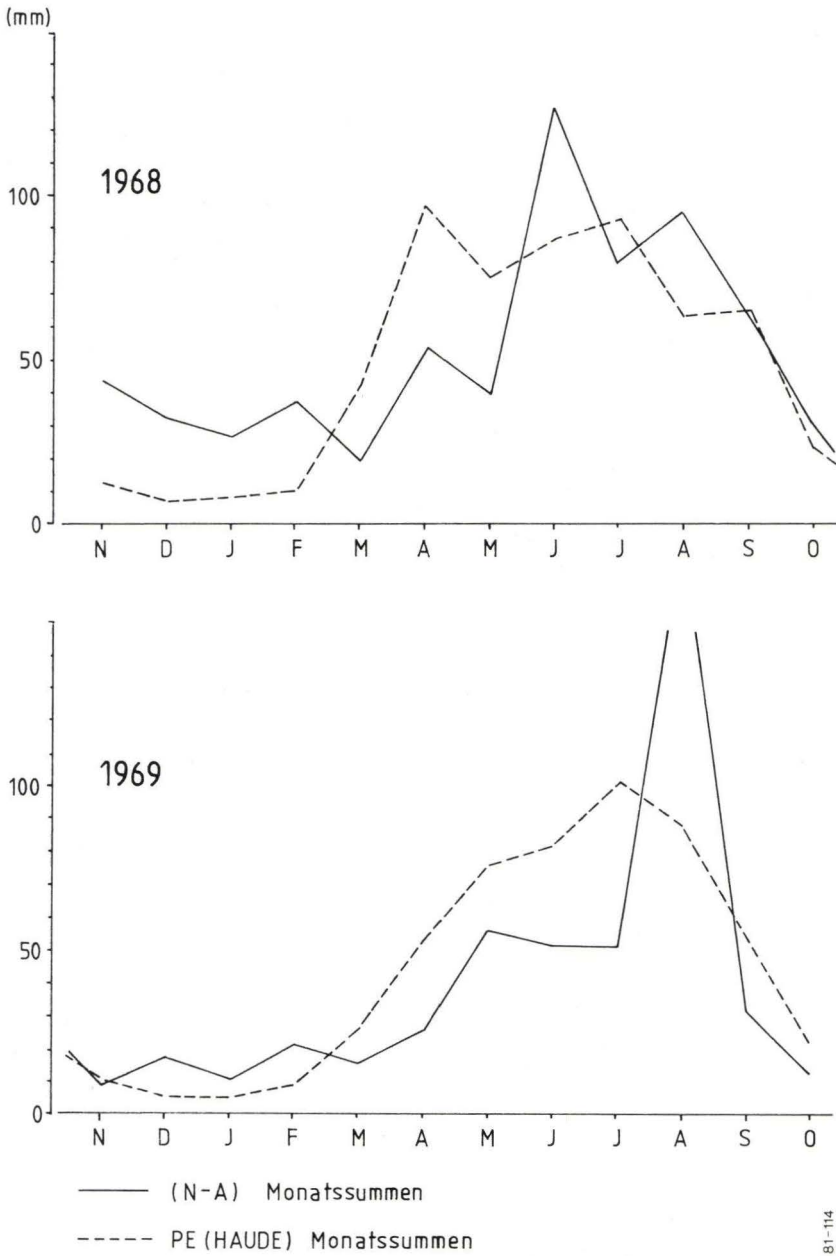
Besser erscheint jedoch der Ansatz von RENGER, STREBEL & GIESEL (1974), die zur Wasserbilanzierung den Zeitraum vom 1. April – 31. März vorschlagen. Vergleicht man die Abflüsse zu diesen Zeitpunkten in den zu untersuchenden Jahren, so zeigt sich ein hohes Abflußniveau, das für beide Jahre Bodenwassersättigung anzeigt, Etwa zu diesem Zeitpunkt beginnt die Vegetationsperiode. Im vorangegangenen Winter war das Bodenwasserdefizit aus der Vegetationsperiode des Vorjahres bei niedrigen AE-Raten ausgeglichen worden.

Bei letzterem Ansatz wäre also auch die Komponente ΔSt vernachlässigbar.

3.2.1. Monatswerte

Zur eingehenderen Verfolgung der Evapotranspirationsraten im Jahresverlauf wurde zu jedem Monatsende eine Wasserbilanz $AE = N - A$ erstellt und mit den Monatswerten der PE nach HAUDE verglichen (Abb. 6).

Zu beachten ist, daß dabei der sich ändernde Bodenwassergerhalt außer acht gelassen wurde. Die Diagramme spiegeln also nur die $(N - A)$ -Werte wider. Die zu erwartenden Bodenwasserverhältnisse lassen sich aber aus dem Verhältnis der beiden Kurven zueinander abschätzen.



81-114

Abb. 6. Verlauf der (N - A) und PE (HAUDE) Monatssummen für die Jahre 1968 und 1969.

Es gelten folgende Überlegungen:

1. Bei einem hohen Wassergehaltsdefizit im Boden wird der Niederschlag zunächst zur Auffüllung des Bodenwassers verwandt. Die Differenz ($N - A$) stellt in diesem Fall die Summe von AE und Bodenwassergehaltzunahme dar. Dadurch erscheint die AE aus der Bilanz zu hoch.
2. Bei hohen, nahe der Feldkapazität (FK) liegenden Bodenwassergehalten täuscht die Differenz ($N - A$) zu hohe AE-Werte vor. Dies liegt darin begründet, daß nicht alles versickernde Wasser erfaßt wird, sondern ein Teil dem Grundwasser zukommt. Nur wenn keine Grundwasseranreicherung stattfindet, d. h. alles versickernde Wasser von der Dränung aufgefangen wird, stimmt ($N - A$) mit der AE überein.
3. Zu geringe aktuelle Evapotranspirationswerte erhält man aus ($N - A$), wenn die Evapotranspirationsmenge die Niederschlagssumme übersteigt. In diesem Fall wird auch im Boden gespeichertes Wasser aufgebraucht.

Dementsprechend werden nun die monatlichen Wasserbilanzen ($N - A$) und der PE nach HAUDE in den beiden Jahren 1968 und 1969 diskutiert (Abb. 6).

1968

Zu Beginn des Jahres besteht bereits ein hohes Bodenwassergehaltsdefizit. Ein großer Teil des nicht abfließenden Niederschlags wird zur Auffüllung dieses Defizites verwandt, und nicht, wie bei der ($N - A$)-Bilanz unterstellt, verdunstet. Die ($N - A$)-Linie liegt aus diesem Grund bis Ende Dezember zu hoch. Nach Erreichen der FK (in der Abflußkurve Ende Dezember) ist dem Abfluß noch ein erheblicher Teil an Versickerung zum Grundwasser abzurechnen. Bis einschließlich Februar ist demnach von einer, im Vergleich zur AE, zu hohen ($N - A$)-Linie auszugehen. Zur Bestimmung der AE dürfte die berechnete PE nach HAUDE einen guten Anhalt geben, nach SCHEKORR (1971) entspricht sie in dem Zeitraum November bis Februar häufig der Gebietsverdunstung. Mitte März, mit Einsetzen der Vegetation, übersteigt die PE die ($N - A$)-Werte. Nun ist es umgekehrt, durch die Evapotranspiration wird Wasser aus dem im Boden gespeicherten Vorrat entnommen. Wenn die Niederschläge den Wasserbedarf nicht decken können, liefert die Bilanz ($N - A$) zu niedrige Werte. Die heftigen Niederschläge in Juni und August lassen die ($N - A$) Werte nicht über die PE hinauswachsen. Beide Werte dürften hier nicht ganz korrekt sein; während die Bilanz zu hoch ist (da ein Teil des Niederschlages zur Auffüllung des Bodenwassers dient), zeigt die PE zu niedrige Werte (wegen des nicht berücksichtigten hohen Wasserangebotes). Im Oktober kann wieder Wasser im Boden gespeichert werden.

1969

Bereits zu Jahresbeginn nimmt der Boden nicht mehr viel Wasser auf, da durch die hohen Niederschläge im Herbst die Wassergehalte schon nahe der FK liegen. Die Differenz zwischen ($N - A$) und PE wird hier wohl gänzlich dem Grundwasser zugeführt. Wie im Jahr zuvor überschreitet Mitte März die PE die ($N - A$). Zu diesem Zeitpunkt beginnt die Entnahme von Bodenwasser. Im Gegensatz zum

Vorjahr reicht 1969 der Wasservorrat bis zum Herbst, was durch den den ganzen Sommer hindurch registrierten Abfluß belegt wird. Im Oktober kommt es wegen der geringen Niederschläge zu keiner Bodenwasserauffüllung.

Aus der Kenntnis des Verlaufs der $(N - A)$ -Monatswerte ist es demnach möglich, den Verlauf der AE einzugrenzen.

In Verbindung mit den Monatswerten der PE nach HAUDE lassen sich Korrekturen für Versickerung und Bodenwassergehaltsänderungen folgendermaßen ableiten:

Wegen der geringen Evapotranspiration im Zeitraum November – Februar ist dort die Hauptmenge an Sickerwasser zu erwarten. Geht man nun davon aus, daß die PE nach HAUDE im genannten Zeitraum mit der AE einigermaßen übereinstimmt, so läßt sich die Differenz zwischen $(N - A)$ und PE als Summe aus Versickerung und Bodenwasserzunahme ansehen. Übertragen auf die beiden Untersuchungsjahre bedeutet das, daß im hydrologischen Jahr 1968 in den beiden Monaten November und Dezember diese Differenz $((N - A) - PE)$ zur Auffüllung des Bodenwassers bis zur Feldkapazität verwandt wurde, während sie im Januar, Februar und dem halben März dem Grundwasser zukam. 1969 dagegen wurde von November – Februar die gesamte Differenz zwischen $(N - A)$ und PE dem Grundwasser zugeführt.

Ende 1969 wurde nur ein Drittel des Abflusses vom Vorjahr gemessen, zeigt aber eine gleich hohe Abflußrate wie Ende 1967. Folglich ist für das Jahr 1969 eine Bodenfeuchteabnahme zu veranschlagen, die in der gleichen Größenordnung liegen muß wie die Bodenwassergehaltszunahme von 1968.

Zahlenmäßig bedeutet das:

1968: Grundwasserneubildung:	52,8 mm
Bodenwasserzunahme:	54,0 mm
1969: Grundwasserneubildung:	21,6 mm
Bodenwasserabnahme:	50 mm

Diese Werte können jedoch nur Überschlagswerte sein, in jedem Fall stellen sie Minimalwerte dar, da weitere Versickerungen nicht auszuschließen sind. Die Richtigkeit dieser Werte wird sich in der Jahresbilanz bestätigen müssen.

3.2.2. Jahreswerte

Die vorhandenen Niederschlags- und Abflußdaten wurden zu Jahreswerten aufsummiert, um eine Wasserbilanz erstellen zu können. Es wurden zwei Ansätze gemacht. Zum einen wurde die allgemein übliche hydrologische Jahresspanne (1. November – 31. Oktober) betrachtet, zum anderen der Zeitraum vom 1. April – 31. März. Da Abflußdaten nur noch von 1967 zur Verfügung standen, wurden bei letzterem Ansatz die Zeiträume vom 1. April 1967 – 31. März 1968 (1967/68) und vom 1. April 1968 – 31. März 1969 (1968/69) bilanziert. Für die zweite Hälfte 1967 lagen jedoch keine vollständigen Luftdruck- und Temperaturwerte vor, demzufolge fehlt die PE-Berechnung für 1967/68. – Die aus der Wasserbilanz erzielten sowie die berechneten Werte sind in Tab. 2 zusammengefaßt.

Tab. 2. Die AE aus der Wasserbilanz im Vergleich zu den berechneten Evapotranspirationsraten nach HAUDE, WUNDT und TURC. In Klammern der jeweilige Prozentsatz des Niederschlages

	1968 (Nov.-Okt.)	1969 (Nov.-Okt.)	1967/68 (Apr.-Mrz.)	1968/69 (Apr.-Mrz.)
N (mm)	748,5	567,9	642,6	657,2
A (mm)	96,0	90,4	76,2	101,3
N-A(mm)	651,9(87%)	477,5(84%)	566,4(88%)	555,9(85%)
S (mm)	52,8	21,6	52,8	21,6
St(mm)	54,0	50,0	-	-
AE (mm) =N-A±4S±4St	545,1(73%)	505,9(89%)	513,6(80%)	534,3(81%)
PE-HAUDE (mm)	541,1(72%)	511,8(90%)	-	539,5(82%)
AE-WUNDT (mm)	480 (64%)	420 (74%)	440 (69%)	450 (69%)
AE-TURC (mm)	447,4(60%)	402,3(71%)	423,8(66%)	427,5(65%)

Aus Tab. 2 ist die starke Niederschlagsschwankung in den Jahren 1968 und 1969 zu entnehmen. Ein Vergleich mit dem langjährigen Niederschlag weist 1968 als ein etwa 200 mm über dem Durchschnitt liegendes Niederschlagsjahr aus, während für 1969 eine durchschnittliche Niederschlagssumme angezeigt wird. Rechnet man die Zeiträume 1967/68 und 1968/69, so verteilen sich die hohen Niederschläge gleichmäßig auf beide Perioden.

Die Abflüsse reagieren auf die Niederschläge nicht entsprechend. So hat das Jahr 1968 einen nur unwesentlich höheren Abfluß als das Jahr 1969, während 1967/68 einen geringeren Abfluß aufweist als 1968/69. Als Gründe lassen sich die unterschiedlichen Bodenwasserverhältnisse anführen. So werden 1968 die reichhaltigen Niederschläge z. T. dazu benutzt, das Bodenwasserdefizit aus dem Vorjahr aufzufüllen (Abschn. 3.1.2.). Dadurch fällt der Abfluß zu niedrig aus. Umgekehrt verhält es sich mit 1969, dort kann wegen des hohen Bodenwassergehaltes zu Beginn des Untersuchungszeitraumes ein größerer Anteil des Niederschlages in den Abfluß gelangen.

Diese Angaben werden durch die Ergebnisse des zweiten Ansatzes bestätigt. Wegen des trockenen Sommers 1967 muß ein großer Teil des Niederschlages zur Wiederauffüllung des Bodenwassers verwandt werden, der Abfluß des Jahres

1967/68 ist folglich relativ niedrig. Da jedoch im Sommer 1968 hohe Niederschläge ein hohes Bodenwasserdefizit verhindern, zeigt 1968/69 einen im Vergleich zum Vorjahr hohen Abfluß, trotz nahezu gleicher Niederschlagsmenge.

Die $(N - A)$ -Werte zeigen wegen der Unverhältnismäßigkeit der Abflußwerte eine entsprechende Uneinheitlichkeit. Folglich muß in allen untersuchten Perioden eine Korrektur angebracht werden. Diese wurde in dem vorangegangenen Abschnitt ermittelt. Die Korrekturwerte für die Vorratsänderung des Grundwassers (ΔS) durch Sickerung und die Bodenwassergehaltsänderung (ΔSt) werden daher in der Bilanz berücksichtigt. Die Bodenwassergehaltsänderung entfällt für die beiden Untersuchungsperioden, die vom 1. April – 31. März gerechnet werden.

Auf den ersten Blick fallen die hohen Werte der aus der Wasserbilanz erzielten aktuellen Evapotranspiration (AE) auf. Ein Vergleich mit den nach WUNDT und TURC errechneten Gebietsverdunstungsraten macht das besonders deutlich. Selbst wenn man in Rechnung stellt, daß der WUNDT-Wert noch ca. 5 % unter der Gebietsverdunstung liegt (nach KNOBLICH 1980), sind die bilanzierten Werte noch zu hoch. Es sind hierbei jedoch die besonderen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes zu berücksichtigen. Vor allem die intensive landwirtschaftliche Nutzung wird zu einer höheren Evapotranspiration führen, als dies bei durchschnittlichen Gebieten der Fall ist. Auch bodenkundliche Voraussetzungen, besondere Klimabedingungen und das flache Relief dürften sich dahingehend auswirken. Für die Richtigkeit der bilanzierten AE-Werte sprechen auch die von WALTER (1974) aus den Horloffpegeldaten „Hungen Geologische Forschungsstelle“ ermittelten AE-Werte. Sie liegen für 1968 bei 74% des Niederschlages, 1969 bei 78%. Zumindest die Größenordnung der in dem Untersuchungsgebiet bilanzierten AE-Werte ist damit bestätigt. Besondere Bedeutung erhalten die bilanzierten Werte durch ihre sehr gute Übereinstimmung mit den PE-Werten nach HAUDE. Letztere weichen nicht mehr als 1 % von der aktuellen Evapotranspiration ab. Im Untersuchungsgebiet herrschen folglich Verhältnisse, die der potentiellen Evaporation entsprechen.

Während zwischen der feuchtesten und der trockensten betrachteten Periode ein Niederschlagsunterschied von 200 mm zu beobachten ist, fällt im gleichen Zeitraum die AE nur um 40 mm. Die aktuelle Evapotranspiration steigt also nicht im selben Maße, wie die Niederschläge zunehmen, sondern erreicht mit ca. 500–550 mm/a ihr Maximum.

3.3. Bodenfeuchteuntersuchungen

Die genaueste Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration ergibt sich aus einer kontinuierlichen Messung der Bodenfeuchte über einen bestimmten Zeitraum. Denn nur im Bodenprofil kann die Wassermenge gemessen werden, die durch den Pflanzenbewuchs entnommen wird. Es wurden daher während der Hauptvegetationsperiode 1978 an 20 Meßpunkten Bodenfeuchtemessungen durchgeführt.

3.3.1. Methode

Die Bodenfeuchtemessungen wurden mit Hilfe der einfachen gravimetrischen Wassergehaltsbestimmung durchgeführt. Zur Probennahme wurde ein Rillenbohrer, System PÜRKHAEUER, verwendet. Er reicht einen Meter tief und wird mittels eines Hammers in den Boden getrieben. Die Bodenproben wurden in einem Abstand von je 20 cm genommen und zwar in folgenden Tiefen: 20 cm, 40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm.

Der Wassergehalt der Proben wurde zunächst durch Trocknen bei 105° C in Gewichtsprozent bestimmt. Der Volumenprozent-Anteil des Wassergehalts ergibt sich dann aus der Multiplikation mit der Lagerungsdichte (Tab. 3). Da diesem Volumenprozent-Anteil der Wassergehalt einer 10 cm mächtigen Bodenschicht in Millimetern (WS) entspricht, errechnet sich der Wassergehalt des Ein-Meter-Bodenprofils aus dem Mittel der fünf Entnahmen, multipliziert mit zehn.

Tab. 3. Die Lagerungsdichte der verschiedenen Bodenarten

Bodenkundliche Ansprache	Lagerungs- dichte d_b
Mutterboden	1,2 g/cm ³
Hanglehm-Kolluvium (U, t', fs, h. braun)	1,3 "
Parabraunerde (Bt-Horiz.)(U, t, fs, d. braun)	1,4 "
Löß (U, fs, h. braun)	1,5 "
Latosol (T, u, s, gr, rot-grau)	1,5 "

Bei den im Untersuchungsgebiet anstehenden Lößböden ist unter Umständen eine tiefere Durchwurzelung als 1 m zu erwarten. In diesem Fall ist es möglich, daß auch in dem von den Untersuchungen nicht erfaßten Tiefen unterhalb von 1 m Wassergehaltsänderungen durch Transpiration auftreten.

Die Lage der 20 Meßpunkte (Abb. 2) wurde durch ein Netz mit einer Maschenweite von 500 m festgelegt, wobei versucht wurde, alle Pflanzen- und Bodenarten repräsentativ zu berücksichtigen.

Der Darstellung der einzelnen Profile wurde jeweils das bodenkundliche Profil vorangestellt. Daran anschließend ist der zeitliche Verlauf des Bodenwassergehaltes aufgetragen. Gebiete annähernd gleichen Wassergehaltes wurden mit einer gleichen Signatur versehen und verbunden, wodurch die Wasserbewegung im Boden sichtbar wird. Über den einzelnen Meßtagen ist der Gesamtwassergehalt des Bodenprofils verzeichnet und zu einer Kurve verbunden. Zum Vergleich sind die Tagesniederschläge hinzugefügt.

Jedem Bodenfeuchteprofil liegt pro Meßtag nur eine Bohrung zugrunde. Die Möglichkeit eines u. U. erheblichen Meßfehlers ist daher, auch infolge der großen Anzahl der bearbeiteten Proben, nicht auszuschließen. Der Genauigkeit der Einzelmessungen wurde jedoch der bessere Überblick über das Gesamtgebiet vorgezogen.

3.3.2. Zeitlicher Verlauf der Bodenfeuchte

Anhand von drei charakteristischen Bodenfeuchteprofilen soll anschließend der Verlauf des Bodenwassergehalts im Untersuchungszeitraum beschrieben werden. Die restlichen Profile sind bei WOHNLICH (1980) aufgeführt.

Das Profil 3 liegt am W-Fuß des Feldheimer Waldes (Abb. 7).

Das bodenkundliche Profil weist einen dränierten, primären Pseudogley aus. Unter dem Ackerboden folgt ein fahlgrauer, marmorierter Sw-Horizont mit Fe-Mn-Konkretionen, bis in eine Tiefe von 50 cm. Darunter findet sich ein I-Sd-Horizont, ebenfalls mit Fe-Mn-Konkretionen. Ab 75 cm ist ein rotbrauner pseudovergleyter Soliflutionslehm aus Basaltzersatz mit Lößlehm Beimengungen (II Sd) zu finden. – Trotz der ertragsungünstigen Bodenvoraussetzungen wurden Zuckerrüben angebaut. Dies ist nur bei guter Dränung möglich. Vor der Verlegung der Dränung waren hier staunasse Wiesen.

Der Bodenfeuchteverlauf zeigt in diesem Profil die höchsten Wassergehalte zu Beginn des Untersuchungszeitraumes. Die Bodenfeuchte ist relativ gleichmäßig über das gesamte Profil verteilt. Der höchste Feuchtwert wurde im I-Sd-Horizont registriert, was auf eine kurzfristige Staunässe über dem II-Sd-Horizont hindeutet, die bis zum 2. 6. wieder abgebaut ist.

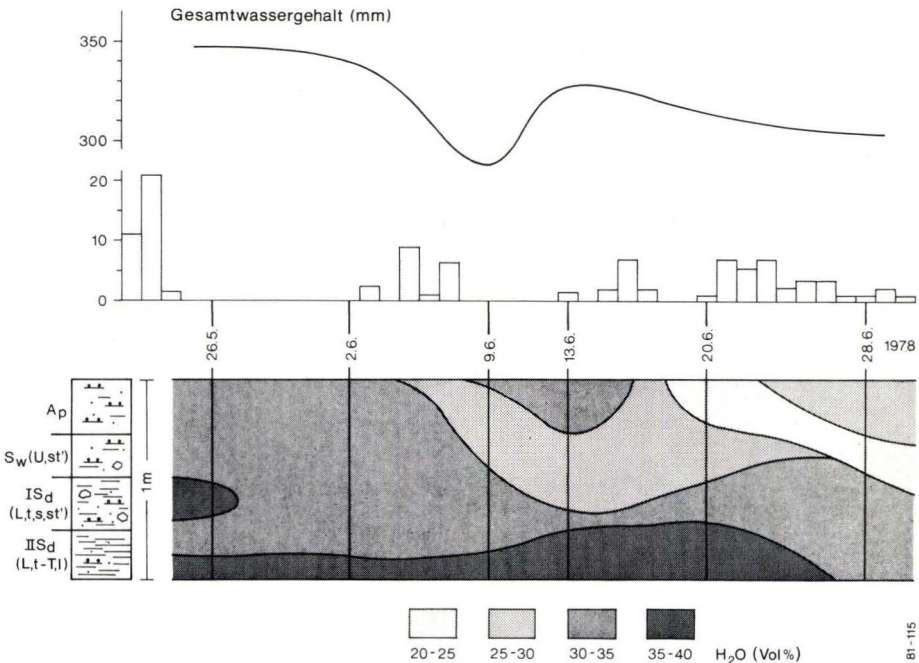


Abb. 7. Verlauf der Bodenfeuchte im Profil 2.

Während die oberen Bodenhorizonte in den folgenden Wochen deutlich an Wasser verlieren, nimmt der Wassergehalt in den unteren Horizonten vor allem am 13. 6. und 20. 6. zu. Es scheint hier Wasser aus tieferen Horizonten aufgestiegen zu sein, denn infolge des warmen Wetters und des Pflanzenwachstums ist wohl kaum mit einer Absickerung in diesem Maße zu rechnen. Im Gegensatz zu den verschiedenen Getreidearten sind die Zuckerrüben Mitte Juni im Anfangsstadium ihres Wachstums, wo sie vor allem den oberen Bodenhorizonten das benötigte Wasser entziehen. Erstaunlich ist in diesem Zusammenhang die Wassergehaltszunahme im obersten Bereich am 13. 6., die nur schwer mit einem Niederschlagsereignis in Zusammenhang zu bringen ist. Die Wassergehaltszunahme am 28. 6. in den tieferen Bodenschichten ist sicher auf das zunehmende Tiefenwachstum der Rüben zurückzuführen. Sie entziehen ihr Wasser jetzt tieferen Horizonten, während der Wassergehalt des obersten Horizontes infolge der Niederschläge zunimmt.

Das Profil 13 liegt am N-Rand des Untersuchungsgebietes, auf dem Rücken zwischen Bettenhausen und Langsdorf (Abb. 8).

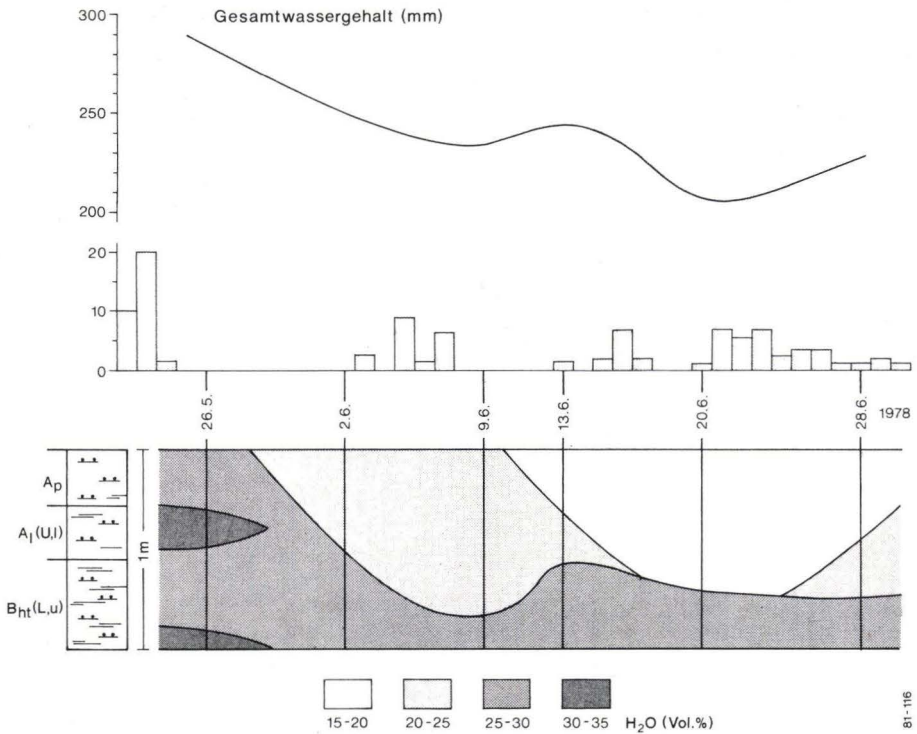


Abb. 8. Verlauf der Bodenfeuchte im Profil 13.

Das Bodenprofil zeigt eine Parabraunerde aus Löß, deren Al-Horizont 55 cm tief reicht und von einem Bth-Horizont unterlagert wird. – 1978 lag dieses Profil unter Weizen-Bewuchs.

Zu Beginn des Untersuchungszeitraumes ist der höchste Gesamtwassergehalt festzustellen. In einer Tiefe von etwa 40 cm findet sich eine Wasseranreicherung über dem Bht-Horizont. In den untersten 20 cm des Profils ist ebenso eine höhere Bodenfeuchte zu beobachten, was auf die zu diesem Zeitpunkt noch hohen Wasservorräte im Boden hinweist. Wegen trockener und warmer Witterung wird im folgenden die Bodenfeuchte erniedrigt. Am 13. 6. steigt der Wassergehalt wieder an, vorzugsweise in den unteren Horizonten des Profils. Dies läßt sich nur durch einen Wasseraufstieg aus Bereichen erklären, die untehalb des untersuchten 1-m-Profils liegen. Zum 28. 6. fällt der Wassergehalt vor allem in den oberen Horizonten, während die unteren 30 cm keine wesentlichen Änderungen zeigen. Der Bodenfeuchteanstieg im Grenzbereich des Al- und Bht-Horizontes läßt sich in seiner Größe zur z. T. auf die Niederschläge zurückführen, auch hier ist eine Wassernachlieferung aus tieferen Bereichen anzunehmen. Auf Grund dieser Feststellung ist der Anstieg der Gesamtbodenfeuchte zum 13. 6. und zum 28. 6. nicht für die AE-Abschätzung maßgeblich, zumindest in seiner Höhe nicht vertretbar.

Das Profil 19 befindet sich im Beckeninneren des Untersuchungsgebietes (Abb. 9).

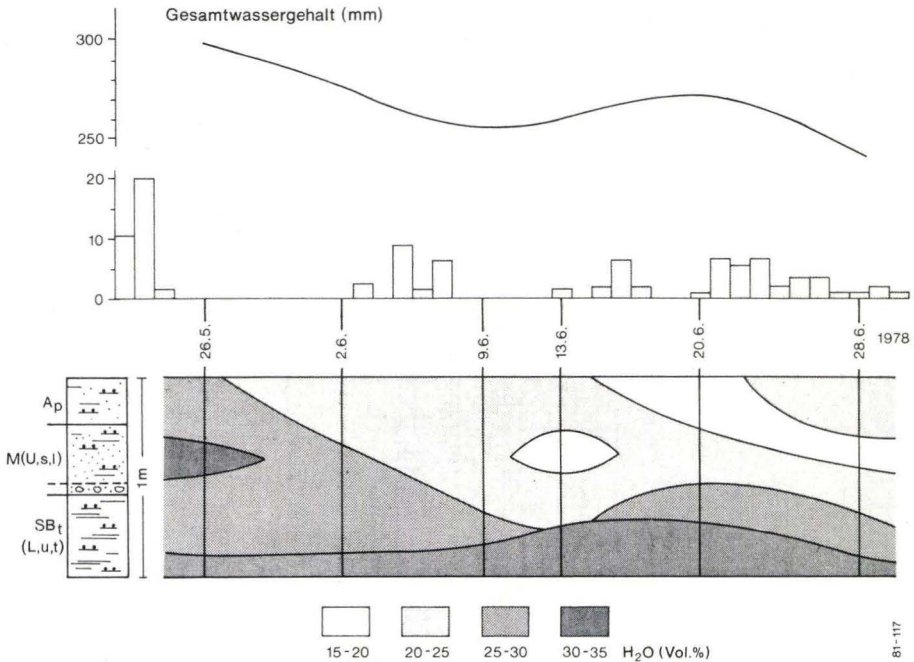


Abb. 9. Verlauf der Bodenfeuchte im Profil 19.

Das bodenkundliche Profil ist als Kolluvisol über pseudovergleyter Parabraunerde zu kennzeichnen. Die Grenze des Kolluviums (M) zum pseudovergleyten Bt-Horizont der Parabraunerde ist etwas steinig, sie liegt in einer Tiefe von ca. 60 cm. – Über dem Profil 19 wuchs im Untersuchungszeitraum Weizen.

Der höchste Wassergehalt im Gesamtprofil wurde am 26. 5. festgestellt. Er fällt bis zum 9. 6. vor allem in den mittleren Tiefen (70–80 cm) ab. Am 13. 6. setzt sich diese Wasserentnahme auch im Oberbereich fort, während sich der an der Basis des 1-m-Profiles befindliche feuchtere Bereich nach oben ausweitet und es so im Gesamtbild zu keinen Wasserverlusten kommt. Diese Tendenz ist auch am 20. 6. zu beobachten, die Wasserzunahme findet vornehmlich im pseudovergleyten Profiltteil statt. Im Gegensatz dazu verliert der darüber liegende kolluviale Bodenhorizont an Wasser.

Eine Erklärung für diesen Wasseranstieg läßt sich aus den Witterungsverhältnissen ableiten. Anfang Juni war das Wetter warm und trocken. Die in der Hauptwachstumsphase befindlichen Pflanzen müssen zur Deckung ihres Wasserbedarfs immer tiefer liegende Horizonte erschließen und erzeugen so eine hohe Saugspannung im Boden. Dieses führt zu kapillarem Aufstieg von Wasser aus Horizonten, die tiefer als 1 m liegen. Mit dem Wetterumschwung nach dem 9. 6. sinkt ihr Wasserverbrauch. Das angesogene Wasser wird nur zum Teil verbraucht und reichert sich im tieferen Profiltteil an. Erst als es nach dem 17. 6. wieder wärmer wird, bauen die Pflanzen diesen Wasservorrat weiter ab.

Eine solche Erklärung macht also nicht die Niederschläge, sondern tiefere Horizonte für den Anstieg der Gesamtbodenfeuchte verantwortlich. Die Menge der Nachlieferung läßt sich an dem Wassergehaltsanstieg ablesen.

Besonders ausgeprägt ist der Anstieg des Bodenwassergehaltes in den pseudovergleyten Böden des Beckeninneren. Dies wird bewirkt durch die Porenverteilung solcher Böden und den daraus resultierenden besseren Aufstiegsmöglichkeiten. Zu berücksichtigen ist aber auch ein höherer Wasservorrat, der in den tieferen Horizonten des Beckeninneren anzunehmen ist.

Infolge der stärkeren Niederschläge nach dem 20. 6. kehrt sich das Bild um. Während im oberen Bereich des Profils der Wassergehalt zunimmt, nimmt er unten ab. Der Bereich der Hauptwasserentnahme durch die Pflanzen hat sich in die tieferen Profiltteile verlagert.

3.3.3. Beurteilung und Verteilung der Bodenfeuchteänderung

Aus den mannigfachen Wechselbeziehungen zwischen Evapotranspiration, den Bodenverhältnissen, der Witterung, dem Pflanzenbewuchs und dem Wasserangebot war es nicht möglich, für die einzelnen Pflanzenarten oder Böden eine aussagekräftige Wasserbilanz zu erstellen. Deutlich wird dies an dem unterschiedlichen Verlauf der einzelnen Gesamtbodenfeuchtekurven. Ein Vergleich oder gar eine Zuordnung war nicht möglich.

Eine Parallelisierung der Profile gelang über die Bodenfeuchtebilanz $AE = N \pm \Delta St$. Dabei wurden die Werte der Gesamtwassergehaltsänderung

(ΔSt) je nach Vorzeichen von der Niederschlagssumme (N) zwischen den einzelnen Entnahmetagen subtrahiert oder addiert. Die Verbindung dieser Einzelwerte zeichnet theoretisch den Verlauf der Evapotranspiration im Untersuchungszeitraum nach. Jedoch zeigen fast alle Kurven negative Evapotranspiration entweder am 13. 6. oder am 20. 6. Eine negative Evapotranspiration ist nur durch einen Wasseraufstieg aus tiefer als 1 m gelegenen Schichten zu erklären.

Anhand dieser $AE = N \pm \Delta St$ -Kurven konnten die Profile in zwei etwa gleichstarke Gruppen unterteilt werden. Typ I zeichnet sich durch ein Minimum am 13. 6. aus, bei Typ II liegt das Minimum am 20. 6. 1978. Beide Minima liegen im Bereich negativer AE-Werte. Der arithmetisch gemittelte Verlauf der beiden Kurven-Typen ist in Abb. 10 dargestellt.

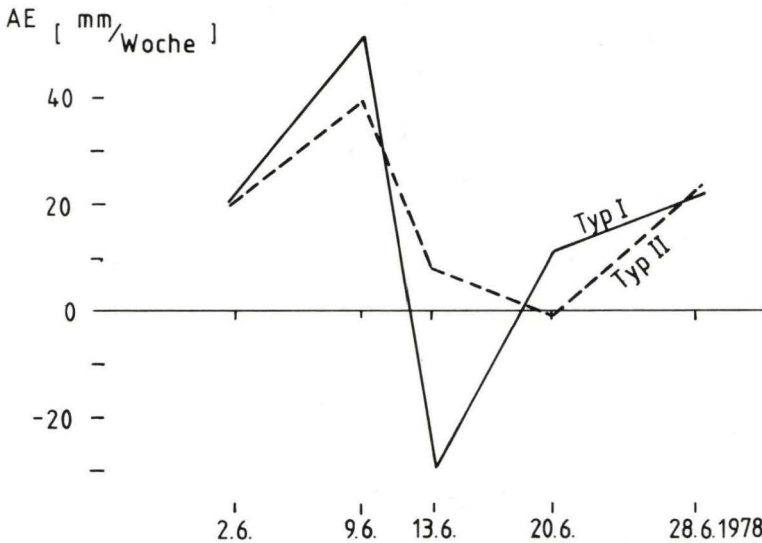


Abb. 10. Mittlerer Verlauf der Bodenfeuchtebilanz für die Kurventypen I und II.

Zur Klärung der Ursache für die Minimum-Verschiebung zwischen den Typen wurde deren regionale Verteilung im Untersuchungsgebiet ermittelt (Abb. 11). Es zeigt sich, daß beide Gruppen geschlossene Areale einnehmen, deren Grenze das Gebiet in N – S-Richtung durchschneidet.

Typ I nimmt vor allem die tieferen Lagen des Untersuchungsgebietes ein, während Typ II vornehmlich in Hanglagen anzutreffen ist. Ein Blick auf die Bodenverhältnisse zeigt, daß das Gebiet des Typus I grob dem in Abb. 3 dargestellten Gebiet mit den größten Mächtigkeiten der quartären Sedimente entspricht. Die darüber liegenden Böden sind in den Niederungen pseudovergleyt.

Das Maximum der AE wird bei beiden Typen etwa in der Zeit vom 2. 6. – 9. 6., d. h. bei warmem Wetter, erreicht. In wie weit die Gewitter vom 5. 6. – 7. 6. unterschiedliche Niederschlagsmengen brachten, ist hier schlecht zu klären.

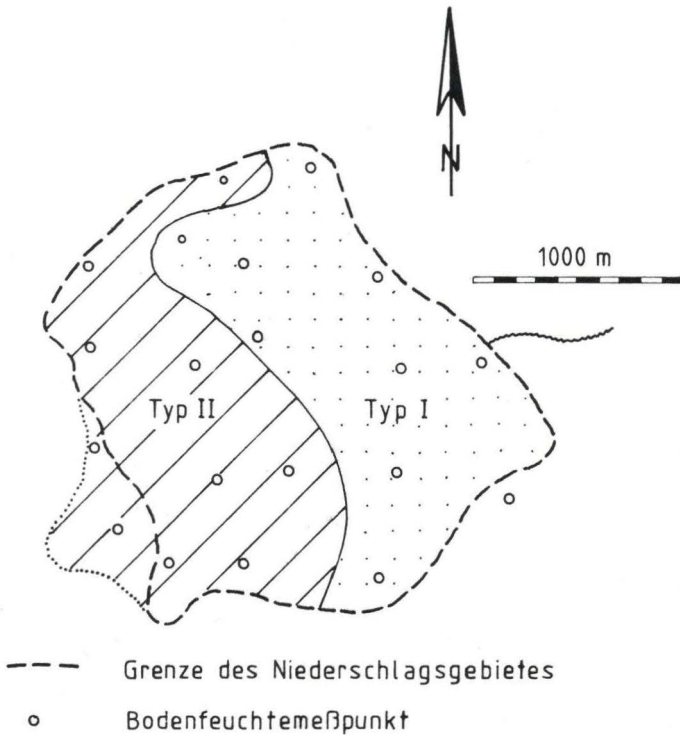


Abb. 11. Verteilung der beiden Kurventypen im Untersuchungsgebiet.

Möglicherweise ist der leichte Anstieg der AE bei Typ II dadurch zu erklären, daß dort weniger Niederschlag fiel als angesetzt wurde. Nach dem 9. 6. fällt die AE, entsprechend der Wetterlage, in beiden Kurven. Auf den geschilderten Wasseraufstieg in den Pseudogleyen ist der steilere Abfall der AE in Typ I zurückzuführen. Infolge der Tallage und der stauenden Wirkung der quartären Sedimente stand dort mehr Wasser zum Aufstieg zur Verfügung als im Gebiet des Typus II. So fällt bei letzterem der Abfall der Kurve flacher aus.

Der prinzipielle Unterschied zwischen beiden Kurventypen zeigt sich am 20. 6. Während bei Typ I wieder positive AE-Werte erzielt werden, verringert sich bei Typ II die AE-Rate weiter zu negativen Werten. Eine Erklärung hierfür ist nicht mehr in den Untergrundverhältnissen zu suchen. Vielmehr sind dafür die Regenfälle am 15., 16. und 17. 6. verantwortlich. Im Bereich des Typs II fielen größere Niederschlagsmengen als in der E-Hälfte des Untersuchungsgebietes.

Nach dem 20. 6. gleichen sich die beiden AE-Werte wieder bis auf 1,5 mm Unterschied an.

3.3.4. Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration

Unter der Annahme, daß die 20 Bodenfeuchteprofile das Gesamtgebiet sowohl in Beziehung auf den Bewuchs als auch die Bodenarten repräsentativ widerspiegeln, soll im folgenden die AE-Berechnung durchgeführt werden. Grundlage dafür ist die Gleichung:

$$AE = N \pm \Delta St$$

Die Meßergebnisse wurden für die einzelnen Meßtage aufsummiert und gingen als ΔSt in die Gleichung ein. Zur Darstellung wurden die einzelnen Meßwerte auf Wochensummen umgerechnet. Um Verzerrungen durch Meßfehler zu vermeiden, wurden diejenigen Werte, die über die 2fache Standardabweichung vom Mittelwert hinausgingen, nicht berücksichtigt.

Für den Zeitraum vom 25. 5. – 28. 6. 78 müssen jedoch Korrekturen angebracht werden:

1. Wie in Abschn. 3.3.3 gezeigt werden konnte, ist der gemessene Niederschlag an der Station Bettenhausen zumindest für den Zeitraum vom 13. – 20. 6. nicht für das Gesamtgebiet repräsentativ. Die Höhe des nicht registrierten Niederschlages ergibt sich aus der Differenz zwischen den AE-Werten der beiden Typen, wenn man davon ausgeht, daß in beiden Gebieten gleichhohe Evapotranspiration herrschte. Daß dies im großen und ganzen zutrifft, geht aus den bis auf wenige Millimeter gleichhohen AE-Werten vom 2. 6. und 28. 6. hervor.

Die Differenz beträgt am 20. 6. 11,6 mm, die im Gebiet von Typ II mehr gefallen sein müssen. Bezieht man diesen Niederschlagsüberschuß auf das Gesamtgebiet, so ergibt sich eine Niederschlagskorrektur von ca. 6 mm. Dieser Wert ist der Bilanz zu addieren.

2. Mit dem gleichen Ansatz kann auch die Menge an aufgestiegenem Wasser abgeschätzt werden. Hierfür wird die Differenz der beiden Typwerte vom 13. 6. verwendet, in der Annahme, daß Typ II infolge der geringeren Wasseraufstiegsmengen die weniger beeinflussten AE-Werte lieferte. Die Menge des aufgestiegenen Wassers im Bereich des Typus I beträgt 37,7 mm, was, auf das Gesamtgebiet übertragen, eine Korrektur von ca. 18 mm ergibt.

Dieser Wert ist allerdings im Gegensatz zu dem vorherigen Wert ein reiner Schätzwert. Mit Sicherheit sind noch weitere Wassermengen aus dem Unterbereich über die Pflanzen an die Atmosphäre abgegeben worden. Diese sind aber mit der angewandten Meßmethode nicht erfaßbar. Zum anderen wurde auch ein gewisser Teil des Wassers in den Pflanzen selbst gespeichert.

Die Abb. 12 zeigt den Verlauf der korrigierten AE-Kurve, die für das Gesamtgebiet gilt. Sie stimmt weitgehend mit den klimatischen Bedingungen überein. In der Zeit zwischen 2. 6. und 9. 6. wurden die höchsten aktuellen Evapotranspirationswerte erreicht. Der Anstieg der AE ist vor allem auf das höhere Wasserangebot durch die Niederschläge zurückzuführen, da die Temperaturen gegenüber dem vorherigen Zeitraum auf etwa gleichhohem Niveau blieben.

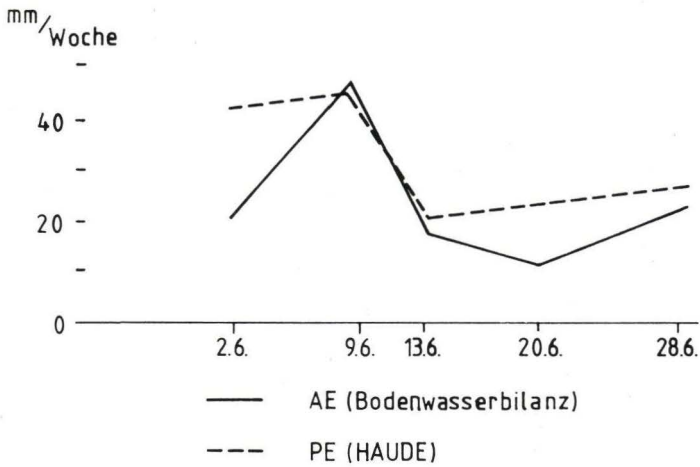


Abb. 12. Die korrigierte aktuelle Evapotranspiration aus der Bodenwasserbilanz im Vergleich zur berechneten PE nach HAUDE.

Zum Vergleich wurde der AE-Kurve der Verlauf der berechneten PE nach HAUDE gegenübergestellt. Letztere liegt am 2. 6. deutlich über der AE, da in Folge der Trockenheit zu wenig Wasser zur Verfügung stand. Am 9. 6. wird die PE leicht von der AE übertroffen, eine Folge des Niederschlages und der tieferen Wurzelung der Pflanzen. Dies weist darauf hin, daß die PE (nach HAUDE) bei ausreichendem Wasserangebot hinter der AE zurückbleiben kann. Mit zunehmender Wasserverknappung sinken die AE-Werte wieder unter die der PE. Am 28. 6. steht durch Niederschläge wieder mehr Wasser zur Verfügung, dadurch nähern sich beide Werte einander.

Summiert man die AE-Werte der einzelnen Meßtage, so erhält man die aktuelle Evapotranspiration des Gesamtuntersuchungszeitraumes vom 26. 5. – 28. 6. 78. Diesem Wert steht der nach der Berechnung nach HAUDE erhaltene gegenüber:

$$\begin{aligned} \text{AE} &= N \pm \Delta\text{St} + \text{Korr.} = 114,0 \text{ mm} (=262 \%v.N) \\ \text{PE (HAUDE)} &= 148,83 \text{ mm} \end{aligned}$$

Die PE liegt demnach rund 35 mm über der AE. Diese Differenz ist größtenteils auf ein unzureichendes Wasserangebot in der ersten Woche der Untersuchungen zurückzuführen. Daß die AE 262% des Niederschlages ausmacht, zeigt deutlich das Mißverhältnis zwischen Verdunstungsanspruch der Pflanzen und dem vorhandenen Niederschlagsangebot in der Hauptvegetationsperiode.

28. 6. – 8. 11. 1978

Durch eine Messung der Bodenfeuchte am 8. 11. 1978 konnte die Wassergehaltsänderung nach einer langen Trockenperiode (117 mm/5,5 Monate) ermittelt werden. Die Mittlere Differenz der Bodenfeuchte zwischen 28. 6. und 8. 11. 78 betrug 32 mm, lag also deutlich unter der Bodenfeuchteabnahme, die allein im Juni (46,7 mm) beobachtet worden war. Die Bodenfeuchtebilanz ergibt für den Zeitraum 28. 6. – 8. 11. 1978 eine

$$AE = 119,0 \text{ mm,}$$

der eine

$$PE = 313,8 \text{ mm}$$

gegenübersteht.

Die aktuelle Evapotranspiration bleibt in diesem Zeitraum weit hinter der PE (HAUDE) zurück. Eine Begründung dafür liefern die Vegetationsverhältnisse. Ende Juni war das Getreide nahezu ausgewachsen, es verbrauchte danach weniger Wasser und wurde Ende Juli bis Mitte August geerntet. Damit waren Anschließend 75 % der Fläche unbebaut, was zur Herabsetzung der Verdunstung führte. Auch dürfte der Wassergehalt gegen Ende Juni in die Nähe des „permanenten Welkepunktes“ gelangt sein, ab dem es den Pflanzen nicht mehr möglich ist, dem Boden Wasser zu entnehmen.

Für das Gesamtjahr 1978 wurden folgende Verdunstungsraten berechnet:

$$\begin{aligned} V_{\text{WUNDT}} &= 392 \text{ mm} \\ V_{\text{TURC}} &= 387 \text{ mm} \\ PE \text{ (HAUDE)} &= 640 \text{ mm} \end{aligned}$$

Es zeigt sich aus dieser Aufstellung ein sehr hoher PE-Wert, der weit über dem Jahresniederschlag liegt (N 1978 = 518 mm). Aus den Bodenfeuchtemessungen wurde für den Zeitraum 26. 5. – 2. 11. 78 eine aktuelle Evapotranspiration von 233 mm ermittelt. Da für den Rest des hydrologischen Jahres 1978 infolge der Jahreszeit niedrigere Evapotranspirationsraten zu erwarten sind, ist für das Jahr 1978 eine aktuelle Evapotranspiration von nicht mehr als 450 mm anzunehmen.

Im Jahr 1978 liegt die aktuelle Evapotranspiration demnach erheblich unter dem aus der HAUDE-Fromel berechneten Wert. Dies ist auf die geringen Niederschläge zurückzuführen, die nicht in der Lage waren, den Evapotranspirationsanspruch zu decken, im Gegensatz zu den Jahren 1968 und 1969, in denen infolge der hohen Niederschläge die aktuelle Evapotranspiration gleich der PE nach HAUDE war. – Anhand der vorliegenden Ergebnisse zeigt sich der Nachteil der Berechnungsmethode nach HAUDE. Eine Berücksichtigung der Wasserangebotsverhältnisse würde sicher zu besseren Ergebnissen führen.

4. Zusammenfassung

Geologische Untersuchungen

Das Untersuchungsgebiet liegt am W-Rand des Vogelsberges. Das gesamte Untersuchungsgebiet wurde im Miozän (Aquitän – Sarmat) mit einer Wechsellagerung von basaltischen Tuffen und Laven überdeckt, wobei stark wechselnde Basaltmächtigkeiten anzutreffen sind. Durch Auswertung von Spiralbohrungen zur Braunkohleprospektion konnte das pliozäne Relief des Untersuchungsgebietes rekonstruiert werden. Dabei ergab sich, daß vor allem der Zentralteil des Untersuchungsgebietes von bis zu 50 m mächtigen Sedimenten bedeckt wird, die wahrscheinlich ähnlich wie die Füllung des Horloffgrabens limnischen bis brackischen Ursprungs sind. Die Ränder des Untersuchungsgebietes werden durch die Reste einer tertiären Laterit-Decke eingenommen.

Tektonisch stellt sich das Untersuchungsgebiet demnach als nördlicher Anschluß des Horloff-Grabens dar, war von diesem jedoch stets durch die Schwelle zwischen Feldheimer Wald und Oberholz getrennt.

Für die Wasserhaushaltsuntersuchungen ist die Frage nach der Wasserdurchlässigkeit des Untersuchungsgebietes wichtig. Im Gegensatz zu der anfänglichen Meinung ist in begrenztem Maße mit Versickerungen zu rechnen, und zwar in den Bereichen, die nicht durch Plastosole oder Seesedimente abgedichtet sind.

Hydrologische Untersuchungen

Für die Untersuchungen standen für die Jahre 1968 und 1969 wöchentlich gemessene Abflußwerte eines Meßwehres und tägliche Niederschlagsaufzeichnungen zur Verfügung. Grundlage zur Berechnung der aktuellen Evapotranspiration (AE) aus der Wasserbilanz ist die Gleichung

$$AE = N - A \pm \Delta St \pm \Delta S.$$

Die Bodenfeuchteänderung (ΔSt) und die Versickerung (ΔS), die nicht als Meßwerte vorlagen, wurden als Differenz zwischen PE (HAUDE) und AE ($= N - A$) berechnet. Ausgewertet wurden jeweils die Zeiträume, in denen im Winterhalbjahr die $(N - A)$ -Werte höher lagen als die PE-Werte. Zur Trennung von Bodenfeuchteänderung und Versickerung wurde der Zeitpunkt des Erreichens der Feldkapazität im Boden verwandt, der in der Abflußkurve erkennbar ist.

Mit diesem Verfahren konnte die aktuelle Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet berechnet werden. Es ergab sich für die hydrologischen Jahre

$$1968: AE = 545,1 \text{ mm,}$$

$$1969: AE = 505,9 \text{ mm.}$$

Diese Werte stimmen auffällig mit den berechneten Werten nach HAUDE überein, liegen jedoch weit über den Werten nach WUNDT und TURC. Es kann daraus gefolgert werden, daß im Untersuchungsgebiet auf Grund der besonderen

Bodenverhältnisse und Vegetation, vor allem aber wegen der guten Wasserversorgung in diesen Jahren potentielle Evapotranspirationsverhältnisse herrschten, d. h. max. Verdunstungswerte erzielt wurden.

Dies wird auch durch einen zweiten Ansatz bestätigt, in dem jeweils die Jahresperioden vom 1. April – 31. März untersucht wurden. Dieser hat den Vorteil, daß keine Bodenwasseränderung berücksichtigt werden muß.

1978 wurden während der Hauptvegetationsperiode an 20 Probenahmepunkten wöchentliche Bodenfeuchtemessungen durchgeführt. Mit der einfachen gravimetrischen Wassergehaltsbestimmung wurde die Bodenfeuchte im 20-cm-Abstand bis in eine Tiefe von 1 m ermittelt und mit Hilfe der Lagerungsdichte in Vol.-% umgerechnet.

Die Diskussion des Bodenfeuchteverlaufs der einzelnen Probenahmepunkte ergab, daß auch Bodenhorizonte unterhalb von 1 m Tiefe an den Wassergehaltsänderungen infolge der Evapotranspiration beteiligt sind. Ferner konnten unterschiedliche Wassergehaltsänderungen je nach Bodenart und Vegetation beobachtet werden. Allgemein war es jedoch nicht möglich, den verschiedenen Pflanzenarten einen bestimmten Wasserverbrauch zuzuordnen, da dieser von den sich vielfach ändernden Standortbedingungen beeinflusst wird.

Aus dem Verlauf der Bodenfeuchtebilanz ($AE = N \pm \Delta St$) konnte die Höhe eines nicht registrierten Niederschlagsereignisses sowie die Größenordnung des Wasseraufstiegs aus Horizonten unterhalb von 1 m Tiefe ermittelt werden. Unter Berücksichtigung dieser Korrekturen konnte die aktuelle Evapotranspiration für die Zeiträume

26. 5. – 28. 6. 1978 : $AE = 114 \text{ mm}$

28. 6. – 8. 11. 1978 : $AE = 119 \text{ mm}$

berechnet werden.

Bei einer Hochrechnung dieser Werte auf das gesamte Jahr zeigt sich 1978 ein deutliches Mißverhältnis zwischen PE (HAUDE) und der AE. Da das Jahr 1978 ausgesprochen niederschlagsarm war, blieb die AE weit hinter der PE zurück. Im Gegensatz dazu stehen die Jahre 1968 und 1969, die in Folge des ausreichenden Wasserangebotes eine aktuelle Evapotranspiration aufwiesen, die nahe der potentiellen Evaporation nach HAUDE lagen.

Dank : Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. K. KNOBLICH (Gießen) für die Themenstellung und wohlwollende Betreuung, Herrn Dr. H. WALTER (Hungen) für die Anregung zu diesen Untersuchungen und seine ständige Diskussionsbereitschaft, Herrn Prof. Dr. F. NÖRING (Wiesbaden) für seine wertvollen Ratschläge, sowie allen übrigen Unterstützern dieser Arbeit.

5. Schriftenverzeichnis

- BOENIGK, W., u. a. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloffgraben/Vogelsberg. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **75**, 80 S., 6 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- CHOW, V. T. (1964): Handbook of Applied Hydrology. – New York (McGraw-Hill).
- DYCK, S. (1978): Angewandte Hydrologie, Teil 2. – 544 S., 223 Abb., 74 Tab.; Berlin (VEB Verlag f. Bauwesen).

- DUNIN, F. X. (1969): The evapotranspiration component of a pastoral experimental catchment. – *J. Hydrology*, **7**: 147–157; Amsterdam.
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen – potentiellen Evaporation und Evapotranspiration – *Mitt. dt. Wetterd.*, **1**, 8: 1–22; Bad Kissingen.
- (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – *Mitt. dt. Wetterd.*, **2**, 11: 1–24; Bad Kissingen.
- HEGER, K. (1977): Organisation der Meteorologischen Beratung für die Feldberechnung in Deutschland. – *Z. Bewässerungswirtschaft*, **12**, 2: 105–126; Bonn.
- KNOBLICH, K., & KAVINAY, E. (1980): Vergleichende Wasserhaushaltsuntersuchungen im Niederschlagsgebiet der Lahn. – *Techn. Mitt.*, **73**, 2: 95–100.
- LIEBSCHER, H.-J. (1970): Grundwasserneubildung und Verdunstung unter verschiedenen Niederschlags-, Boden- und Bewuchsverhältnissen. – *Wasserwirtschaft*, **60**: 168–173; Stuttgart.
- PEGG, R. K. (1970): Evapotranspiration and the waterbalance in a small clay catchment. – In: *Role of Water in Agriculture*, S. 25–37; London.
- PFAU, R. (1958): Statistische Bearbeitung von Bodenfeuchtigkeitswerten. – *Ber. dt. Wetterd.*, **7**, 20 S.; Offenbach.
- RENGER, M., STREBEL, O., & GIESEL, W. (1974): Beurteilung bodenkundlicher und hydrologischer Fragen mit Hilfe der klimatischen Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. – *Z. Kulturtechn. u. Flurberein.*, **15**: 148–160, 206–221, 353–366, 16 Abb., 14 Tab.; Berlin, Hamburg.
- RICHTER, W., & LILLICH, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. – 281 S., 96 Abb., 18 Tab.; Stuttgart.
- ROUSAKIS, S. (1979): Hydrogeologie und Wasserhaushalt im Niederschlagsgebiet der Wetter (Hessen). – *Gießener geol. Schr.*, **21**, 216 S., 55 Abb.; Gießen.
- SCHÉKORR, E. (1971): Untersuchungen über den Wasserhaushalt von drei kleinen Niederschlagsgebieten in Schleswig-Holstein unter besonderer Berücksichtigung der Gebietsverdunstung. – *Diss.*; Kiel.
- SCHELLMANN, W. (1966): Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelsberg. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, **11**: 321–342; Stuttgart.
- SCHENDEL, U. (1967): Vegetationswasserverbrauch und -wasserbedarf. – Kiel.
- SCHENK, E. (1956): Erosion und Sedimentation im Hauptbraunkohlenlager der Wetterau. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **84**: 328–356, 7 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1957): Corbicularschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **85**: 224–254, 3 Abb.; Wiesbaden.
- SCHOTTLER, W. (1921): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, mit Erläuterungen, Blatt Hungen; Darmstadt.
- SCHRADER, L. (1978): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5518 Butzbach, 119 S., 9 Tab., 9 Prof.; Wiesbaden.
- TURC, L. (1961): Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evaporation potentielle. – *Ann. Agron.*, **12** I: 13–49.
- UHLIG, S. (1951): Die Untersuchung und Darstellung der Bodenfeuchte. – *Ber. dt. Wetterd. US-Zone*, **30**; Bad Kissingen.
- (1952): Die Abschätzung der Bodenverdunstung anhand von Bodenfeuchtemeßwerten. – *Ber. dt. Wetterd. US-Zone*, **35**: 182–189; Bad Kissingen.
- (1954): Berechnung der Verdunstung aus klimatologischen Daten. – *Mitt. dt. Wetterd.*, **6**; Bad Kissingen.
- WALTER, H. (1974): Hydrogeologie und Wasserhaushalt im oberen Horlofftal (westl. Vogelsberg). – *Abh. hess.-L.-Amt Bodenforsch.*, **69**, 104 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- WARD, R. C. (1971): Measuring Evapotranspiration; a Review. – *J. Hydrology*, **13**: 1–21; Amsterdam.
- WOHNLICH, S. (1980): Versuch einer Wasserbilanz für ein kleines Niederschlagsgebiet im Raum Hungen (Hessen). – *Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Justus-Liebig-Universität Gießen*, 148 S., 36 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Gießen.
- WUNDT, W. (1953): *Gewässerkunde*. – 320 S., 185 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).

Zur Grundwasserneubildung in Waldgebieten der Rhein-Main-Niederung

Von

ECKHARD BÖKE und HANS-JOACHIM LINDSTEDT*

Kurzfassung: Korrelationen von Niederschlag und Spiegelstandsänderungen in ausgewählten Grundwassermeßstellen ergeben, daß die langfristige Grundwasserneubildung im Bereich mit Mischwald bestockter Sand/Kies-Böden der Rhein/Main-Niederung je nach Mächtigkeit der Grundwasserdeckschichten 130–200 mm/a bei 660 mm/a Niederschlag beträgt ($V = 460\text{--}530$ mm/a). Dieses Ergebnis ist mit Bilanzrechnungen für das zu 35 % bewaldete Einzugsgebiet der Brunnenreihen Eschollbrücken und Pfungstadt vereinbar.

Abstract: According to correlations of precipitation with changing of groundwater table at selected surveying spots, groundwater recharge in mixed forest areas on sandy or gravly soils in the Rhein-Main lowlands is 130–200 mm/y at 660 mm/y precipitation (Evaporation 460–530 mm/y), depending on thickness of superposing layers. This result is compatible with groundwater balance for the drainage area of well rows near Eschollbrücken and Pfungstadt, which is 35 % covered by woods.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorspann	179	179
2. Hydrogeologischer Überblick	180	180
3. Beziehungen zwischen Niederschlägen und Grundwasserstandsänderungen	180	180
4. Lineare $N/\Delta H$ -Regressionen	183	183
4.1. Gesamtes Abflußjahr	185	185
4.2. Winterhalbjahr	186	186
5. Ergebnisse	188	188
6. Schriftenverzeichnis	189	189

1. Vorspann

Obwohl der Wasserhaushalt in Waldgebieten seit mehr als hundert Jahren untersucht wird – bereits 1867/68 wurden in Bayern und in der Schweiz forstlich-meteorologische Meßstationen eingerichtet – ist die das Grundwasser speisende Versickerungsrate der Niederschläge unter forstlichen Vegetationsdecken nach wie vor umstritten.

* Dr. E. BÖKE, Dipl.-Geol. H.-J. LINDSTEDT, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

So werden z. B. von BRECHTEL & v. HOYNINGEN-HUENE (1979) im Bereich der Untermainebene, dem Stadtwald Frankfurt, auf grundwasserfernen Sand/Kies-Böden mittlere Grundwasserneubildungen von 68 mm/a bei 663 mm/a Niederschlag ($V = 595$ mm/a) genannt, dagegen von EINSELE & SCHULZ (1973) auf waldbestockten Sanderflächen Schleswig-Holsteins 240 mm/a bei 750 mm/a Niederschlag ($V = 510$ mm/a). ARMBRUSTER et. al. (1977) kürzen die Sickerraten in der Rhein-Neckar-Niederung installierter Freiland-Lysimeter, ehe sie diese für Gebietsbilanzen benachbarter Waldflächen verwenden, „wegen der Interception und Entnahme von Sickerwasser durch die Baumwurzeln“ um 100 mm/a und veranschlagen auf diese Weise für Forstorte mit sandigen Böden Grundwasserneubildungsbeträge von 125 mm/a bei 675 mm/a Niederschlag ($V = 550$ mm/a).

In auffälligem Gegensatz zu den von obigen Autoren mit 510–595 mm/a bezifferten Evapotranspirationswerten stehen die Untersuchungsbefunde KIRWALDS (1969), der in verschiedenen Waldgebieten des Rheinischen Schiefergebirges einen langfristigen ober- und unterirdischen Abfluß von 570 mm/a bei 1001 mm/a Niederschlag ermittelte und somit nur auf einen durchschnittlichen V-Wert von 431 mm/a kam.

Im folgenden werden in Anlehnung an das von BÖKE (1977) beschriebene Verfahren für Waldgebiete der Rhein-Main-Niederung Niederschlagsversickerungsbeträge mitgeteilt, die insbesondere die von BRECHTEL & v. HOYNINGEN-HUENE (1979) genannten Werte erheblich übertreffen.

2. Hydrogeologischer Überblick

In der rd. 1000 km² großen hessischen Oberrhein-Untermain-Niederung werden rd. 60 % der Fläche von sandig-kiesigen Quartärablagerungen ohne mächtigere bindige Deckschichten eingenommen. Diese landwirtschaftlich wenig attraktiven Terrassen-, Schuttfächer- und Dünensandgebiete sind großenteils bewaldet (Abb. 1) und bei der Flachheit des Geländes ohne bedeutsamen Oberflächenwasserabfluß. Der Grundwasserflurabstand beträgt außerhalb der Entnahmetrichter von Wasserwerken im allgemeinen 1–5 m, nur im äußersten Norden, wie z. B. im Stadtwald Frankfurt und Schuttkegelgebiet von Darmstadt, 5–25 m. Dementsprechend ist auf den lockeren Sandböden, selbst wenn Tagesbeträge von 50 mm überschritten werden, eine recht rasche Versickerung der Niederschläge zu beobachten; liegt der Wassergehalt der Deckschichten im Bereich der Feldkapazität, steigt die Grundwasseroberfläche – den unterirdischen Abfluß (Au) und die Verdunstung vom Wasserspiegel (V_{sp}) überkompensierende Vorratsbildung (R) indizierend – auch nach sommerlichen Starkregenfällen spontan an.

3. Beziehungen zwischen Niederschlägen und Grundwasserstandsänderungen

Die in Abb. 1 verzeichneten vier amtlichen Grundwassermeßstellen, von denen im folgenden die Rede sein wird, liegen innerhalb geschlossener Waldgebiete mit überwiegender Nadelholzbestockung. Bis in einige hundert Meter Umkreis

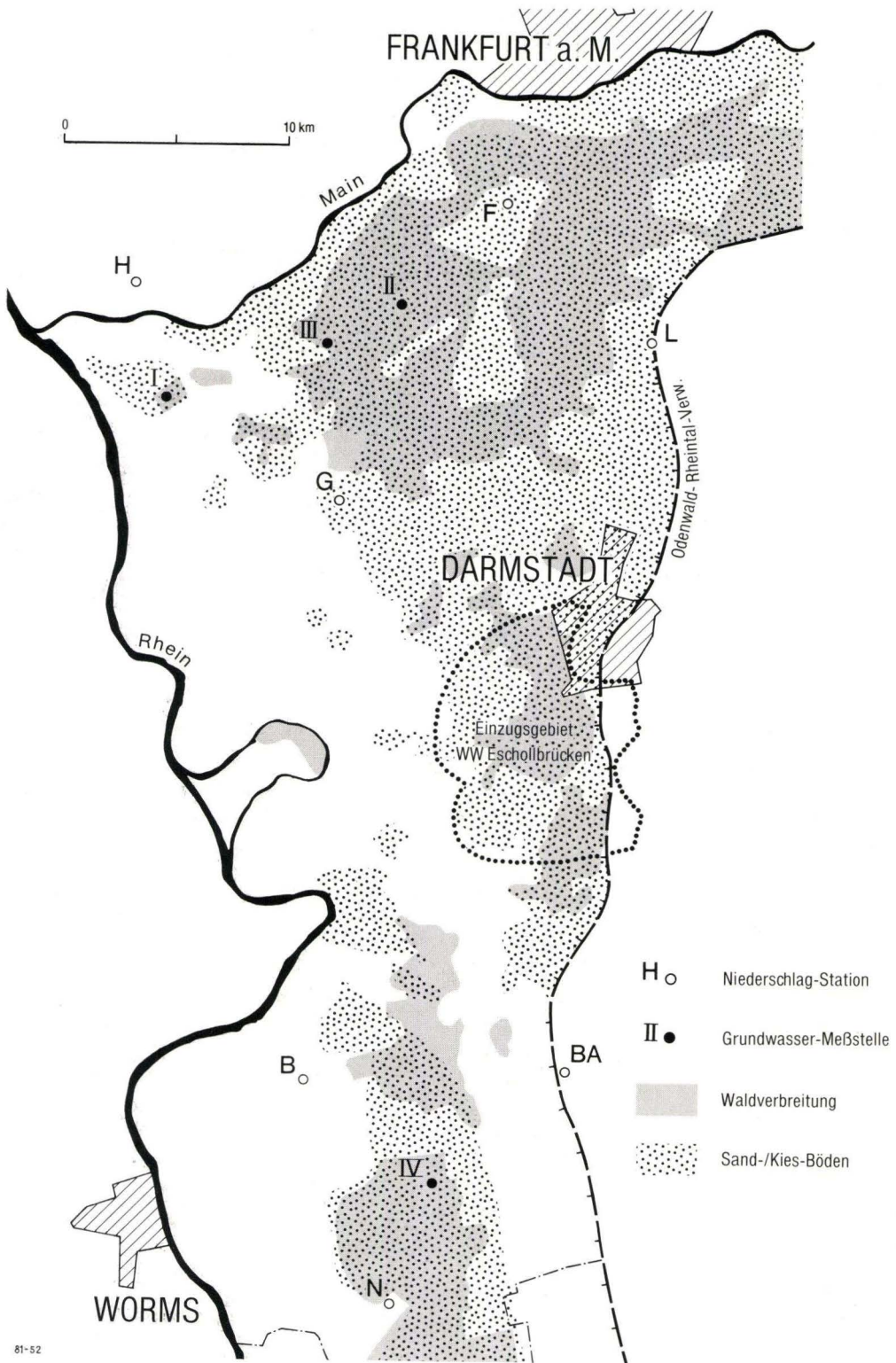


Abb. 1. Situationsskizze.

Tab. 1. Langjährige Spiegelstände (m über NN) in den Grundwassermeßstellen I - IV
(N = Minimum, H = Maximum)

	X.	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	I.	VI.	VII.	VIII.	IX.	Jahr	16.X.-15.IV.
GMst. I (Jahre 1953/78)	86,34 (N)	86,37	86,47	86,59	86,73	86,85	86,88 (H)	86,84	86,73	86,59	86,44	86,38	86,60	86,60
GMst. II (Jahre 1953/78)	92,59 (N)	92,71	92,80	92,88	93,00	93,07	93,10 (H)	93,04	92,95	92,82	92,70	92,64	92,86	92,88
GMst. III (Jahre 1953/78)	89,38	89,37 (N)	89,42	89,49	89,59	89,66	89,72 (H)	89,69	89,67	89,58	89,50	89,44	89,54	89,51
GMst. IV (Jahre 1952/66)	91,31 (N)	91,34	91,41	91,50	91,56	91,60	91,60 (H)	91,58	91,54	91,48	91,41	91,35	91,47	91,48

bestehen die Grundwasserdeckschichten aus Sand, horizontweise mit Kieseinsprenglingen. Die durchschnittlichen Flurabstände der Juli-Wasserspiegel betragen in der weiteren Umgebung der Meßstellen I, II und IV $< 2,0$ m, im Bereich der Meßstelle III 2,5–3,5 m.

An allen vier Stationen wurden während der Berichtsjahre die Spiegelgänge anthropogen „ungestörter“, allein durch lokale Niederschlagsversickerungen gespeister Grundwasserteilströme registriert. Mit diesen kommunizierende Vorfluter, deren Spiegelniveaus künstlichen Veränderungen unterliegen oder die durch in peripheren Bereichen ausgelöste Hochwasserführung rückstauend wirken, beeinflussen die örtlichen Grundwasserstände nicht. Abflüsse von Oberflächenwasser sind in der näheren und weiteren Umgebung der Beobachtungsrohre ebenfalls auszuschließen.

Wie die in Tab. 1 angegebenen Zahlenwerte belegen, weisen die langjährigen Amplituden der Meßstellenspiegel annähernd die Kurvengeometrie einer Sinusfunktion auf: Im Mittel ist im April der höchste, im Oktober der niedrigste Wasserstand verwirklicht; die Januar- und Juli-Wasserstände, wie auch die durchschnittlichen Spiegelniveaus der Zeitspanne 16.X. – 15.IV., entsprechen ziemlich genau den langfristigen Jahresmittelwerten.

Werden die Spiegelganglinien der Grundwassermeßstellen I–IV den Meßwerten benachbarter, ebenfalls in Abb. 1 verzeichneter Niederschlagsstationen gegenübergestellt, nämlich

Spiegelhöhen H	Niederschläge N
GMst. I (527/55)	Station H (= Hochheim)
GMst. II 527/ 7	Mittel der Stationen H, F (= Frankfurt am Main/Flughafen), L (= Langen) und G (= Groß-Gerau)
GMst. III 527/38	
GMst. IV (544/10)	Mittel der Stationen BA (= Bensheim-Auerbach), B (= Biblis) und N (= Neuschloß),

stellt sich heraus, daß die Wasserspiegel bei ausreichender Deckschichtenfeuchte wenige bis mehrere Tage nach markanten Niederschlagsereignissen auf diese reagieren, also die Niederschläge einer längeren Monatsreihe pauschal gesehen mit etwa 14tägiger Verzögerung das Niveau der Grundwasseroberfläche beeinflussen. Aus dieser zeitlichen Phasenverschiebung ergibt sich der Vorteil, daß wir im folgenden allein auf der Grundlage leicht zugänglicher Daten, nämlich

- in den Deutschen Meteorologischen Jahrbüchern veröffentlichter monatlicher N-Beträge sowie
- in den Ergänzungsheften zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahresbuch, Land Hessen, publizierter monatlicher MW-Werte der Grundwassermeßstellen,

in einem orthogonalen Koordinatensystem einfache $N/\Delta H$ -Auftragungen vornehmen und für die so entstehenden Punkstreubilder Regressionsgeraden berechnen können.

Die auf wöchentlichen Messungen basierenden MW-Werte treffen im allgemeinen ziemlich genau den Spiegelstand in der Mitte des Monats, also am 15. bzw. 16. Monatstage. Demzufolge tragen langjährige Vergleiche zwischen mehrmonatigen N-Summen (z. B. N. 1.I.–31. III.) und den Differenzbeträgen ΔH , die sich aus den MW-Werten des ersten Monats der N-Reihe (hier z. B. MW I) und den MW-Werten des auf die N-Reihe folgenden Monats ergeben (hier z. B. MW IV), der um 14 Tage verzögerten Reaktion des Wasserspiegels auf die Sickerwasserspenden der N-Beträge Rechnung.

4. Lineare $N/\Delta H$ -Regressionen

Aus den MW-Werten der ausgewählten Beobachtungsrohre und den vergleichbaren monatlichen N-Beträgen der benachbarten Niederschlagsstationen wurden, wie beschrieben, für die Abflußjahre 1953/78 (GMst.I–III) und 1952/66 (GMst. IV) für zwei- bis sechs- sowie zwölfmonatige Zeitspannen Korrelationsdiagramme erstellt und deren Regressionsgeraden $H = m \cdot N + H'$ berechnet. Soweit die Geradengleichungen für die folgenden Überlegungen von Bedeutung sind, wurden sie in Tab. 2 wiedergegeben.

Die Diagrammzeichnungen und Berechnungen wurden mit Hilfe eines Computers im Hessischen Landesamt für Bodenforschung ausgeführt. Das Programm für die vorgenommenen Regressionsrechnungen – diese führten bei Annahmen von Regressionskurven höherer Ordnung zu keinen verbesserten Ergebnissen – stellte freundlicherweise Herr Dipl.-Min. STRECKER zur Verfügung.

Das bereits beispielhaft erwähnte Korrelationsdiagramm N 1.I.–31.III./ ΔH 16.I–15.IV. der GMst. I ist in Abb. 2 dargestellt. Der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Abszisse benennt den Niederschlag N' , bei welchem während des gewählten Korrelationszeitraumes keine Veränderung des Grundwasserstandes und somit auch keine Veränderung des Grundwasservorrates eintritt (ΔH , $\Delta R = 0$). Dementsprechend kompensiert die Sickerwasserrate des Niederschlages N' ($= S_{N'}$), die nur einen bestimmten Bruchteil q von N' ausmacht, den laufenden Grundwasserabgang W_{ab} . Es gilt:

$$W_{ab} = S_{N'} = q \cdot N' \text{ (mm)}. \quad [\text{Gl. 1}]$$

Während der winterlichen Vegetationsruhe, in der Zeitspanne 16.X–15.IV., entspricht W_{ab} annähernd dem Grundwasserabfluß Au . Sind die Grundwasserflurabstände so gering, daß das Wurzelwerk der Vegetation bis an den Kapillarsaum

Tab. 2. Lineare Regressionsgleichungen 2-, 3-, 6- und 12-monatiger N/ Δ H-Korrelationsdiagramme

Korrelationsperiode N - / Δ H -	GMst. I	GMst. II	GMst. III	GMst. IV	Zeile
1.I. - 31.XII. / 16.I. - 15.I.	0,25 N - 147,8 (0,66)	0,22 N - 142,5 (0,60)	0,25 N - 162,0 (0,77)	0,29 N - 199,5 (0,87)	1
1.II. - 31.I. / 16.II. - 15.II.	0,21 N - 124,5 (0,57)	0,18 N - 116,5 (0,45)	0,24 N - 156,1 (0,67)	0,32 N - 219,5 (0,84)	2
1.III. - 28.II. / 16.III. - 15.III	0,20 N - 117,3 (0,57)	0,19 N - 124,7 (0,53)	0,23 N - 151,4 (0,66)	0,28 N - 191,3 (0,85)	3
1.IV. - 31.III. / 16.IV. - 15.IV.	0,19 N - 110,1 (0,62)	0,17 N - 112,2 (0,52)	0,23 N - 152,3 (0,67)	0,22 N - 150,1 (0,79)	4
1.V. - 30.IV. / 16.V. - 15.V.	0,19 N - 111,6 (0,58)	0,18 N - 116,4 (0,54)	0,22 N - 144,2 (0,64)	0,22 N - 152,4 (0,80)	5
1.VI. - 31.V. / 16.VI. - 15.VI.	0,21 N - 119,5 (0,56)	0,17 N - 109,5 (0,51)	0,21 N - 131,8 (0,56)	0,19 N - 131,6 (0,56)	6
1.VII. - 30.VI. / 16.VII. - 15.VII.	0,26 N - 151,0 (0,76)	0,21 N - 136,7 (0,64)	0,24 N - 152,4 (0,68)	0,25 N - 174,0 (0,80)	7
1.VIII.- 31.VII. / 16.VIII.- 15.VIII.	0,24 N - 141,1 (0,82)	0,21 N - 138,5 (0,68)	0,24 N - 155,4 (0,75)	0,25 N - 176,7 (0,91)	8
1.IX. - 31.VIII./ 16.IX. - 15.IX.	0,19 N - 111,6 (0,74)	0,20 N - 130,5 (0,70)	0,23 N - 145,6 (0,77)	0,22 N - 153,7 (0,87)	9
1.X. - 30.IX. / 16.X. - 15.X.	0,18 N - 106,2 (0,76)	0,19 N - 123,9 (0,71)	0,21 N - 135,0 (0,77)	0,21 N - 147,0 (0,88)	10
1.XI. - 31.X. / 16.XI. - 15.XI.	0,20 N - 116,2 (0,75)	0,23 N - 149,7 (0,62)	0,20 N - 132,5 (0,76)	0,25 N - 168,1 (0,90)	11
1.XII. - 30.XI. / 16.XII. - 15.XII.	0,25 N - 144,4 (0,71)	0,22 N - 147,0 (0,59)	0,23 N - 149,9 (0,76)	0,28 N - 190,7 (0,78)	12
1.X. - 31.III. / 16.X. - 15.IV.	0,33 N - 28,8 (0,82)	0,34 N - 45,0 (0,78)	0,36 N - 66,6 (0,86)	0,31 N - 61,1 (0,78)	13
1.X. - 31.XII. / 16.X. - 15.I.	0,35 N - 26,0 (0,73)	0,41 N - 36,9 (0,83)	0,32 N - 40,4 (0,84)	0,46 N - 54,8 (0,93)	14
1.I. - 31.III. / 16.I. - 15.IV.	0,46 N - 20,8 (0,75)	0,37 N - 21,5 (0,66)	0,36 N - 20,8 (0,87)	0,27 N - 24,4 (0,79)	15
1.X. - 31.I. / 16.X. - 15.II.	0,37 N - 29,8 (0,78)	0,44 N - 48,2 (0,80)	0,37 N - 53,2 (0,84)	0,45 N - 68,6 (0,88)	16
1.II. - 31.III. / 16.II. - 15.IV.	0,30 N - 6,2 (0,60)	0,20 N - 5,2 (0,40)	0,28 N - 9,0 (0,76)	0,12 N - 6,3 (0,36)	17
1.X. - 30.XI. / 16.X. - 15.XII.	0,28 N - 14,9 (0,65)	0,43 N - 27,1 (0,79)	0,21 N - 19,5 (0,69)	0,51 N - 43,4 (0,85)	18
1.XII. - 31.III. / 16.XII. - 15.IV.	0,39 N - 19,8 (0,81)	0,34 N - 27,1 (0,62)	0,37 N - 34,0 (0,85)	0,21 N - 19,6 (0,60)	19

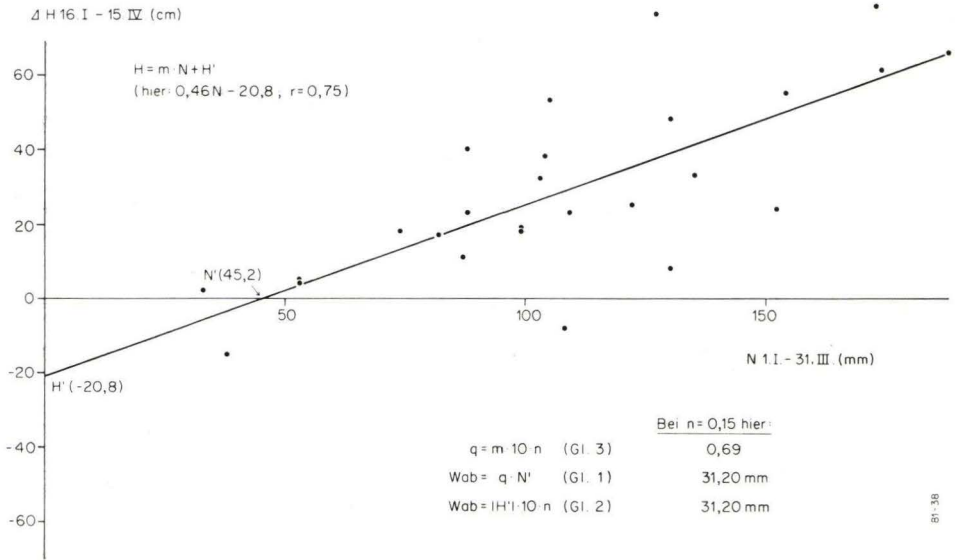


Abb. 2. Korrelationsdiagramm N. 1.-31.III./ ΔH 16.-15.IV. der Grundwassermeßstelle I (= 527/55).

reicht, wird Wab während des Sommerhalbjahres sowohl von Au als auch Verdunstungsverlusten vom Wasserspiegel (V_{sp}) bestimmt.

Der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Ordinate kennzeichnet den Spiegelsenkungsbetrag bei ausbleibendem Niederschlag ($N = 0$) und somit bei Berücksichtigung des im Spiegelschwankungsbereich vorliegenden spannungsfreien (nutzbaren) Porenanteiles n des Aquifers den unter „Trockenwetterbedingungen“ stattfindenden Vorratsabbau. Da die abgebaute Wassermenge ebenfalls dem Wasserabgang entspricht, gilt $Wab = H' \cdot n$ (cm) und nach Umrechnung von H' in Millimeter

$$Wab = H' \cdot 10 \cdot n \text{ (mm)}. \tag{Gl. 2}$$

Aus Gl. 1 und Gl. 2 ergibt sich der für die jeweilige Korrelationsperiode charakteristische Versickerungsfaktor

$$q = m \cdot 10 \cdot n. \tag{Gl. 3}$$

4.1. Gesamtes Abflußjahr

Die das gesamte Abflußjahr einschließenden zwölf 12monatigen Korrelationsperioden (Tab. 2 Zeilen 1-12) beginnen und enden zwar „rund ums Jahr“ mit einem anderen Monat, beinhalten aber stets dieselben Parameter: volle Jahresniederschläge und zugehörige Jahres-Spiegeldifferenzen. Aus diesem Grunde kann man die Werte aller zwölf Perioden in einem einzigen $N/\Delta H$ -Diagramm vereinigen und rechnerisch gleichberechtigt durch die Regressionsgleichungen

$$H = 0,21 N - 125 \quad (r = 0,67) - \text{GMst. I}$$

$$H = 0,20 N - 130 \quad (r = 0,59) - \text{GMst. II}$$

$$H = 0,23 N - 147 \quad (r = 0,70) - \text{GMst. III}$$

$$H = 0,24 N - 170 \quad (r = 0,81) - \text{GMst. IV}$$

ausdrücken.

Wird der spannungsfreie Porenanteil der im Spiegelschwankungsniveau anstehenden Sand/Kies-Schichten in allen Fällen mit $n = 0,15$ angesetzt, ergeben sich nach Gl. 3 Versickerungsfaktoren q von 0,30 (GMst. II) bis 0,36 (GMst. IV). Dieses bedeutet, daß im Bereich der bewaldeten Testflächen durchschnittlich rd. 33 % des Jahresniederschlages ins Grundwasser versickern, Mengen, die nur geringfügig unter denjenigen liegen, die benachbarte Lysimeter für landwirtschaftlich genutzte Gebiete mit Sandböden ausweisen.

In der Umgebung der Beobachtungsrohre I, II und IV liegt das weniger als 2,0 m und Gel. zirkulierende Grundwasser im Schöpfungsbereich der Baumwurzeln. Daher umfassen die aus Gl. 1 bzw. Gl. 2 resultierenden jährlichen Wab-Beträge von 189 mm/a (GMst. I), 195 mm/a (GMst. II) und 255 mm/a (GMst. IV) außer Au auch Verdunstungsverluste, die vorwiegend durch die Transpiration der Baumbestände verursacht werden.

In der Umgebung der GMst. III ist dagegen der Grundwasserflurabstand so groß (2,5–3,5 m), daß allenfalls in einige hundert Meter entfernten Geländemulden Grundwasserabschöpfungen durch die Vegetation möglich sind. Der Wab-Betrag von 221 mm/a dürfte daher in diesem Falle Au recht nahe kommen.

Der gravitativ entwässernde und kurzfristig wieder auffüllbare Porenraum der in der Rhein-Main-Niederung verbreiteten schwach schluffig-kiesigen Sande kann nach verschiedenen eigenen Untersuchungen [Absaugverfahren nach ZUNKER bei ungestörten Bodenproben; Simulation von Wasserstandsänderungen in Permeameter-Säulen, ähnlich der Methode von SEYCEK (1971), bei gestörten Proben] pauschal mit knapp 20 Vol.-% angesetzt werden. Entsprechende Werte ergeben sich auch aus Untersuchungen CZERATZKIS (1970) zur Feldkapazität sandiger Böden [Nutzbares Porenvolumen = Gesamtporenvolumen – Wassergehalt bei FK in Vol.-% – 0 bis 6 Vol.-% Bodenluft, je nach Berechnungsfall]. Bei den hier angestellten Überlegungen wird einheitlich von einem nutzbaren Porenvolumen $p = 15$ Vol.-% (Porenanteil $n = 0,15$) ausgegangen, damit ein bilanzsicheres, im Hinblick auf die Schätzungen der Grundwasserneubildung nicht zu optimistisches Ergebnis resultiert.

4.2. Winterhalbjahr

Während der winterlichen Vegetationsruhe, in der Zeit vom 16.X.–15.IV., ist Wab praktisch restlos dem unterirdischen Abfluß Au gleichzusetzen.

Die in diesem Halbjahreszeitraum abfließenden Grundwassermengen lassen sich auf zwei verschiedene Weisen abschätzen, nämlich

1. allein aus den Regressionsgeraden der dieses Intervall voll erfassenden 6monatigen Korrelationsdiagramme N 1.X.–31.III/ Δ H16.X.–15.IV. (Berechnungsfall A),
2. durch Addition der Au-Beträge, die aus den Regressionsgeraden der Korrelationsperioden

N 1.X. - 31.XII. / ΔH 16.X. - 15.I.	(3 Monate) +
N 1.I. - 31.III. / ΔH 16.I. - 15.IV.	(3 Monate)
N 1.X. - 31.I. / ΔH 16.X. - 15.II.	(4 Monate) +
N 1.II. - 31.III. / ΔH 16.II. - 15.IV.	(2 Monate)
N 1.X. - 30.XI. / ΔH 16.X. - 15.XII.	(2 Monate) +
N 1.XII. - 31.III. / ΔH 16.XII. - 15.IV.	(4 Monate)

herrühren und deren gewogenes Mittel für den Rechengang als maßgebend betrachtet wird (Berechnungsfall B).

Die jeweiligen Geradengleichungen sind aus Tab. 2 Zeile 13 (Berechnungsfall A) und Zeile 14–19 (Berechnungsfall B) zu entnehmen. Die aus diesen Geradengleichungen für $n = 0,15$ resultierenden Au-Beträge, ihre für die Winterzeitspanne 16.X.–15.IV. repräsentativen Summen und deren rechnerische maßgebliche Mittelwerte bringt Tab. 3. Da die Wasserstände während der Zeitspanne 16.X.–15.IV. in allen Untersuchungsgebieten dem durchschnittlichen Jahresniveau entsprechen (Tab. 1), ist davon auszugehen, daß die für diese Winterperiode repräsentativen Au-Beträge 50 % des unterirdischen Jahres-Abflusses ausmachen.

Die Ergebnisse der durchgeführten Berechnungen sind in Tab. 4 zusammengefaßt. In den Spalten (a) wurden die in den Berechnungsfällen A, in den Spalten (b) die in den Berechnungsfällen B gefundenen Au-Beträge vermerkt.

Bei den GMst. I, II und IV übertreffen die Au-Beträge der Spalte (b) die der Spalte (a) um jeweils rd. 30 mm/a. Das umgekehrte ist bei GMst. III der Fall. Betrachtet man die Unterschiedsbeträge zwischen W_{ab} und Au, fällt auf, daß diese bei der GMst. III im Rechenfalle A gering sind (21 mm/a) und deutlich unter den entsprechenden Differenzwerten der anderen Meßstellen liegen. Diese Annäherung von Au an W_{ab} ist insofern erklärlich, als in der Umgebung der GMst. III kaum mit wesentlichen Grundwasserverlusten durch Transpiration zu rechnen ist.

Tab. 3. Au-Beträge (mm) der 6-monatigen Winter-Zeitspanne 16.X. - 15.IV.

Korrelationsperiode N ... - ΔH ... -	Au-Betrag der Korrelationsperiode				Für den Zeitraum 16.X.-15.IV. repräsentative Au-Beträge			
	GMst. I	GMst. II	GMst. III	GMst. IV	GMst. I	GMst. II	GMst. III	GMst. IV
1.X. - 31.III./ 16.X. - 15.IV.	43	68	100	92	43	68	100	92
Berechnungsfall A								
1.X. - 31.XII./ 16.X. - 15.I.	39	55	61	82	70	87	92	119
1.I. - 31.III./ 16.I. - 15.IV.	31	32	31	37				
1.X. - 31.I. / 16.X. - 15.II.	45	72	80	103	54	80	94	112
1.II. - 31.III./ 16.II. - 15.IV.	9	8	14	9				
1.X. - 30.XI. / 16.X. - 15.XII.	22	41	29	65	52	82	80	94
1.XII.- 31.III./ 16.XII.- 15.IV.	30	41	51	29				
					59	83	89	108
Berechnungsfall B								

Tab. 4. Zusammenfassung der Rechenergebnisse (mm/a) für die Jahresreihen 1953/78 (GMst. I - III) und 1952/66 (GMst. IV)

	GMst. I		GMst. II		GMst. III		GMst. IV	
	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
N	595		650		640		708	
Wab	189		195		221		255	
Au	86 (102)	118	136 (151)	166	200 (189)	178	184 (200)	216
Wab - Au	103 (87)	71	59 (44)	29	21 (32)	43	71 (55)	39
N - Au	509 (493)	477	514 (499)	484	440 (451)	462	524 (508)	492

5. Ergebnisse

Für die mit Laub-/Nadelholz-Mischwald bestockten Sand/Kies-Böden der Rhein-Main-Niederung, deren nutzbare Feldkapazität (nFK) weniger als 100 mm beträgt, lassen sich folgende Schlüsse ziehen: Bei einem mittleren Gebietsniederschlag von 660 mm/a beträgt die Grundwasserneubildung aus versickernden Niederschlägen bei flurnahem, der Einwirkung der Baumwurzeln ausgesetztem Grundwasser (GMst. I, II, IV) 130–170 mm/a, in Gebieten mit mächtigeren Grundwasserdeckschichten, in denen die Bäume den Kapillarsaum nicht erreichen (GMst. III), etwa 180–200 mm/a, also nahezu das dreifache des von BRECHTEL & v. HOYNINGEN-HUENE (1970) für dieselbe Region berechneten Betrages.

Die veranschlagte Grundwasserneubildung ist mit den Werten vereinbar, die sich aus Bilanzrechnungen für die SW Darmstadt betriebenen Wasserwerke Eschollbrücken und Pfungstadt ergeben (Unveröff. Gutachten des Hess. Landesamtes für Bodenforschung vom 1. 6. 1979, Bearbeiter: E. BÖKE und G. DIEDE- RICH). Innerhalb des rd. 80 km² großen Einzugsgebietes dieser Werke (Abb. 1) bestehen die Grundwasserdeckschichten ganz überwiegend aus Sanden. Dementsprechend ist die langfristige mittlere Grundwasserneubildung mit 245 mm/a bei rd. 690 mm/a Niederschlag beträchtlich. Da unterstellt werden kann, daß

- allenfalls 20 mm/a der o. a. Grundwasserneubildung aus Bachwasserinfiltrationen herrühren – die das Bilanzgebiet querende Modau ist infolge hoher Abwasserbelastung weitgehender Selbstabdichtung anheim gefallen –,
- im geschlossen bis dicht bebauten Teil des Einzugsgebietes (10,0 km² = 12,5%) 100 mm/a Niederschlag versickern,
- im landwirtschaftlich genutzten Bereich (43,5 km² = 54,5%) höchstens 270 mm/a Niederschlag neubildend wirken – ein am Wasserwerk Eschollbrücken installiertes Lysimeter (Sandboden-Monolith, überwiegend mit Getreide bewachsen) lieferte in den Jahren 1966/78 bei ausgeglichenen Niederschlagsverhältnissen lediglich 234 mm/a Sickerwasser –,

ist für die bewaldete Restfläche dieses Bilanzgebietes (26,5 km² = 33,0%), in der die Grundwasseroberfläche nicht mit den Baumwurzeln in Kontakt steht, eine mittlere Grundwasserneubildung von 200 mm/a durchaus plausibel.

6. Schriftenverzeichnis

- ARMBRUSTER, J., JOACHIM, H., LAMPRECHT, K., & VILLINGER, E. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung im Rhein-Neckar-Raum (Baden-Württemberg). *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 263–296, 15 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- BÖKE, E. (1977): Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Januar-Niederschlag und Spiegelgang. – *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 223–233, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- BRECHTEL, M., & HOYNINGEN-HUENE, J. v. (1979): Einfluß der Verdunstung verschiedener Vegetationsdecken auf den Grundwasserhaushalt. – *Schr.-R. dt. Verb. Wasserwirt. u. Kulturbau*, **40**: 172–223, 9 Abb., 5 Taf.; Hamburg – Berlin.
- CZERATZKI, W. (1970): Untersuchungen über die Bodenfeuchte und die Bodenwasserspannung im Bereich der Feldkapazität bei Sand- und Lehmböden. – *Landbauforsch. Völkenrode*. **20**: 117–124; Völkenrode.
- EINSELE, G., & SCHULZ, H. D. (1973): Grundwasserhaushalt bewaldeter und landwirtschaftlich genutzter Sanderflächen Schleswig-Holsteins. – *Z. dt. geol. Ges.*, **124**: 607–612, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KIRWALD, E. (1969): Wasserhaushalt und Einzugsgebiet – Gewässerkundliche Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ruhr in den Jahren 1951–1965. – Essen (Vulkan-Verlag).
- SEYCEK, J. (1971): Yield Porosity of Sand. – *Proceed. 4th Budapest, Conference soil mech. and fund. ing.*, S. 291–300; Budapest.

Manuskript eingegangen am 26. 1. 1981

Zur Grundwasserneubildung im hessischen Teil des Oberrhein-Grabens

Von

GEORG MATTHESS und ASAF PEKDEGER*

Kurzfassung: Die mittlere jährliche Grundwasserneubildung aus der Versickerung der örtlichen Niederschläge wird für den hessischen Teil des Oberrhein-Grabens unter Berücksichtigung der Bodenart aus einer statistischen Klimaanalyse der Jahresreihe 1947–1973 abgeleitet. Als wichtiges Zwischenglied wird die aktuelle Verdunstung mit Hilfe der von RENGGER et al. (1974) modifizierten HAUDE-Beziehung ermittelt und danach die Grundwasserneubildungsraten für sandige, sandig-lehmige und lehmig-tonige Deckschichten errechnet. Zur Beschreibung der verschiedenen Klimazonen werden die Daten der Klimastationen Darmstadt, Frankfurt/Main und Geisenheim herangezogen. Die auf diesem Wege erhaltenen Grundwasserneubildungsraten stimmen gut mit Werten überein, die mit Hilfe anderer Methoden bestimmt wurden.

Abstract: The mean annual groundwater recharge from local precipitation in different soil types for the hessian part of the Oberrhein graben is calculated by a statistical analyses of the climatological data of the years 1947–1973. The important term of actual evapotranspiration was determined by using the HAUDE equation modified by RENGGER et al. (1974). The groundwater recharge for sandy, sandy-loamy, and loamy-clayey soils were calculated. The different climatic zones were described by using the data of the observatories in Darmstadt, Frankfurt/Main and Geisenheim. The mean annual groundwater recharge thus determined fits well to the data derived by other methods.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	191
2. Berechnungsmethode	192
3. Klimatischer Bodenwasserhaushalt und Grundwasserneubildung	194
4. Diskussion der Ergebnisse	203
5. Schriftenverzeichnis	203

1. Einleitung

Das Grundwasserdargebot in den quartären, stellenweise auch oberpliozänen Sanden und Kiesen des hessischen Teils des Oberrhein-Grabens wird gespeist

1. durch Versickerung der örtlichen Niederschläge,
2. durch Übertritt von Grundwasser unbekannter Menge aus den Gebirgsformationen des Odenwaldes und des Sprendlinger Horstes,

* Prof. Dr. G. MATTHESS, Dr. A. PEKDEGER, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Kiel, Olshausenstraße 40/60, 2300 Kiel.

3. durch Versickerung aus oberirdischen Gewässern und
4. durch Zufluß von Grundwasser aus einem rd. 18 km² großen Gebiet bei Laudenbach und Hemsbach am Fuße des Odenwaldes, das zum badischen Anteil des Oberrhein-Grabens gehört.

Die quantitativen Anteile der einzelnen Beiträge zum Grundwasserdargebot im hessischen Teil des Oberrhein-Grabens sind nur näherungsweise bekannt. Die vorliegende Untersuchung beschränkt sich auf die Bestimmung des durch Versickerung der örtlichen Niederschläge neugebildeten Grundwassers in Abhängigkeit von Klima und Bodenart.

2. Berechnungsmethode

Die Bestimmung der aktuellen Verdunstung erfolgt schrittweise.

Zunächst wird die potentielle Verdunstung nach HAUDE (1955) berechnet. Aus der jeweils um 14.00 Uhr Ortszeit gemessenen Luftfeuchte, Lufttemperatur und zugehörigem Sättigungsdampfdruck ergibt sich das Sättigungsdefizit (d_{14}), mit dessen Hilfe dann die potentielle Verdunstung nach HAUDE errechnet wird:

$$V_{\text{HAUDE}} = f \cdot d_{14}$$

f ist ein monatsspezifischer Faktor. Für Deutschland gibt HAUDE (1955) folgende empirische Werte für f an:

Januar	0,26	Juli	0,35
Februar	0,26	August	0,33
März	0,33	September	0,31
April	0,39	Oktober	0,26
Mai	0,39	November	0,26
Juni	0,37	Dezember	0,26

Aus der HAUDE-Verdunstung kann mit Hilfe der klimatischen Bodenwasserbilanz nach dem Verfahren von RENGER et al. (1974) die aktuelle Verdunstung abgeleitet werden. Hierzu wird aus der Jahresreihe ein Zeitpunkt gewählt, an dem begründeterweise davon ausgegangen werden kann, daß die Feldkapazität (FK) im Boden erreicht war (im Beispielfalle April 1947). Für die jeweils folgenden Monate werden die Differenzen Niederschlag N minus potentielle Verdunstung V_{HAUDE} ($N - V_{\text{HAUDE}}$) errechnet. Die Bewertung dieser Differenzen geht von der Beziehung zwischen Wasserspannung und Wassergehalt (Bodenwassercharakteristik) der jeweiligen Bodenart aus. Übersteigt der Wassergehalt die Feldkapazität FK, so kann eine vertikale Sickerwasserbewegung eintreten, die letztlich zur Grundwasserneubildung führen kann. Sinkt der Wassergehalt unter den Permanenten Welkepunkt PWP, so ist das verlebene Bodenwasser durch Matrixkräfte so fest gebunden, daß es nicht für die Pflanzen verfügbar ist. Im Wassergehaltsbereich zwischen Permanentem Welkepunkt und Feldkapazität kann die Pflanze wohl das Bodenwasser nutzen, jedoch findet keine massenmäßig nennenswerte Sickerwasserbewegung statt. Dieser pflanzenverfügbare Wassergehalt wird als „nutzbare

Feldkapazität“ (nFK) bezeichnet. Feldkapazität und Permanenter Welkepunkt sind bodenspezifische Kennwerte. So liegt die Feldkapazität in sandigem Material wesentlich niedriger (<10 Vol.-% Wassergehalt) als diejenige in schluffigem (30–40 Vol.-%) und tonigem Material (45–50 Vol.-%) (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1976). Die Grundwasserneubildung bei gleichen Niederschlagshöhen ist demnach in schweren Böden wegen deren höherer Feldkapazität geringer als in sandigen Böden. Es bedarf eines größeren Niederschlagsüberschusses im Herbst, um eine Grundwasserneubildung nach Auffüllung der in den Sommermonaten mehr oder weniger ausgetrockneten Böden zu ermöglichen.

Die Berechnung bezieht sich nun auf einen definierten Bodenwasserumsatzraum, der von der Durchwurzelungstiefe abhängt. Im Beispielfalle wurde in die Berechnung eine Bodenschicht von 60 cm Dicke einbezogen, da in diesem Gebiet einjährige Kulturpflanzen die größten Flächen einnehmen, die nur in diesem obersten Bodenbereich aktiv in den Bodenwasserhaushalt eingreifen. Diese Annahme ist selbst in Waldgebieten vertretbar, da – wie Neutronensondennmessungen zeigen – der wichtigste Wasserumsatz in den obersten Bodenhorizonten erfolgt.

Ergibt sich nun bei der oben geschilderten Differenzbildung für den jeweils folgenden Monat eine negative Bilanz ($N - V_{\text{HAUDE}} < 0$), so wird das Defizit von der nutzbaren Feldkapazität (nFK) abgezogen. Der verbliebene Wassergehalt erscheint als Ausgangswert für die Berechnung des folgenden Monats. Wenn der errechnete Wassergehalt 70% der nutzbaren Feldkapazität überschreitet, so entspricht die aktuelle Verdunstung der potentiellen Verdunstung nach HAUDE. Wenn der Wassergehalt des Bodens 70% der nutzbaren Feldkapazität dagegen unterschreitet, ist die aktuelle Verdunstung niedriger als die potentielle Verdunstung. Sie errechnet sich dann nach der empirischen Gleichung (2):

$$V_{\text{AKT}} = V_{\text{HAUDE}} \left[0,2 + 2 \frac{|\%| \text{nFK}}{100} - 1,2 \left(\frac{|\%| \text{nFK}}{100} \right)^2 \right] \quad (2)$$

Überschreitet nun der Monatsniederschlag die aktuelle Verdunstung ($N - V_{\text{AKT}} > 0$), so wird der Überschuß dem Bodenwassergehalt zugerechnet. Der so entstehende Bodenwasservorrat kann unter der Feldkapazität bleiben oder diese übersteigen. Im ersten Falle wird nur das Bodenwasser ergänzt, im zweiten Falle wird der Überschuß über die Feldkapazität hinaus der Grundwasserneubildung R des Einzelmonats zugerechnet. Durch Addition der monatlichen Neubildungsraten ergibt sich die jährliche Neubildungsrate.

RENGER et al. (1974) geben hierzu folgende Beziehung (3) an:

$$R = N - (V_{\text{AKT}} + A_s - Z_s \pm \Delta S) \quad (3)$$

in der die Glieder A_s und Z_s den seitlichen Zu- und Abfluß (oberirdischer Zu- und Abfluß und horizontaler Zu- und Abfluß in der ungesättigten Zone) bedeuten. Bei ebenen Standorten bzw. Standorten mit praktisch gleichem Zu- und Abfluß, wie in den Beispielsgebieten, können bei den hier allein interessierenden Jahresbilanzen

die Glieder A_s und Z_s vernachlässigt werden. In Nordwestdeutschland (RENGER et al. 1974) kann ebenso wie im Untersuchungsgebiet bei der Berechnung der jährlichen Grundwasserneubildung auch die Wasservorratsänderung ΔS außer acht bleiben, wenn bei der Berechnung vom Winterausgang (1. März oder 1. April) ausgegangen wird, da im Laufe des Winterhalbjahres in der Regel die Feldkapazität (FK) immer erreicht wird.

In diesem Falle vereinfacht sich Gleichung (3) zu

$$R = N - V_{\text{AKT}} \quad (4)$$

Alle hier angewendeten Auswertungen wurden mit Hilfe der EDV ausgeführt.

3. Klimatischer Bodenwasserhaushalt und Grundwasserneubildung

Der hessische Anteil des Oberrhein-Grabens gehört klimatisch zu SW-Deutschland, das einen gemäßigt kontinentalen Klimacharakter aufweist. Die Sommer sind wärmer als im übrigen Deutschland und die Niederschläge geringer als in NW-Deutschland. Als regenbringende Winde herrschen die Westwinde vor. Die Niederschläge nehmen nach Osten, dem ansteigenden morphologischen Relief folgend, zu (Klima-Atlas von Hessen 1950, HAUSCHULZ 1959, SCHMIDT 1974).

Der hessische Anteil des Oberrhein-Grabens kann 3 Klimagebieten zugeordnet werden (Abb. 1). Als charakteristische Klimastationen wurden im Klimagebiet I Frankfurt/Main und im Klimagebiet III Darmstadt herangezogen. Im Klimagebiet II fehlt eine entsprechende langjährig beobachtete Klimastation. Hier wurde als charakteristische Klimastation das außerhalb des Gebietes gelegene Geisenheim herangezogen. Um zu prüfen, ob die Klimadaten aus Geisenheim für das Klimagebiet II repräsentativ sind, wurden die Niederschlagsdaten von Geisenheim und Groß-Gerau-Dornheim optisch (Abb. 2) und mit Hilfe von Varianz- und linearen Regressionsanalysen verglichen und die Übereinstimmung untersucht. Die Korrelation der 17 Wertepaare der mittleren jährlichen Niederschläge beider Stationen in der Jahresreihe 1956–1973 ist mit $r = 0,84$ und einer Wahrscheinlichkeit (t -Test) von 99% signifikant.

Neben dem Klima spielt die Bodenart eine wichtige Rolle bei der Grundwasserneubildung aus den örtlichen Niederschlägen. Die geologisch-bodenkundlichen Einheiten im Untersuchungsgebiet besitzen unterschiedliche Korngrößen und Durchlässigkeiten. Die von ihnen eingenommenen Einzelflächen sind sehr unregelmäßig und kleinräumlich verteilt. Der in Abb. 3 stark vereinfachte Ausschnitt eines 1850 ha großen Gebietes von Bl. 6717 Zwingenberg a. d. Bergstraße, weist im Original der GK 25 diese Blattes 83 Teilflächen auf, wobei diejenigen mit Flächengrößen unter 20 ha 77% der Gesamtfläche ausmachen. Aufgrund dieses komplizierten Verteilungsbildes können die Bodenwasser-Haushaltsberechnungen nicht auf die einzelnen geologisch-bodenkundlichen Kleinheiten bezogen werden, sondern wurden für die drei in diesem Gebiet dominierenden Bodenarten Sand, lehmiger Sand und lehmiger Ton berechnet.

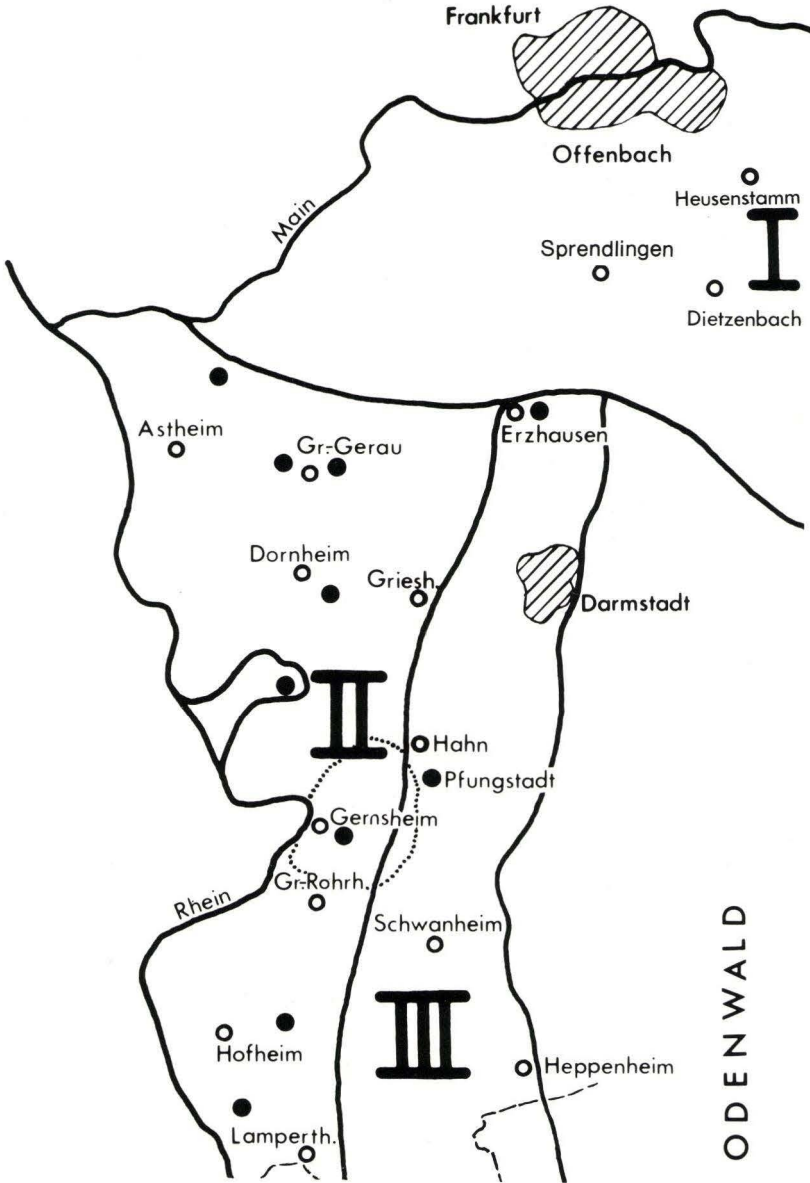


Abb. 1. Klimagebiete im hessischen Teil des Oberrhein-Grabens.

Zur Berechnung der Grundwasserneubildung wurde eine Analyse der Klimadaten der Jahre 1947–1973 an den genannten Klimastationen durchgeführt. Für dieses Zeitintervall waren alle hier erforderlichen Daten verfügbar. Die nach den geschilderten Verfahren errechneten klimatischen Wasserhaushaltsdaten sind in Tab. 1 wiedergegeben.

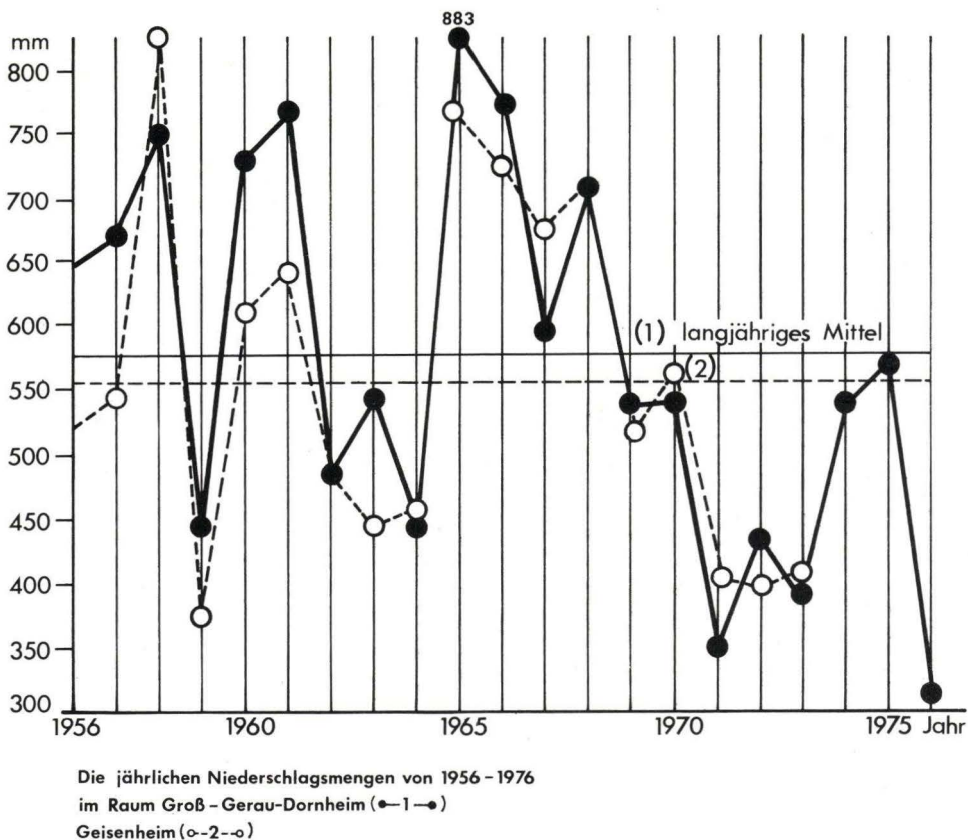


Abb. 2. Jährliche Niederschlagshöhen von 1956–1976 an den Stationen Geisenheim und Groß-Gerau-Dornheim.

Die Niederschläge und Verdunstungshöhen in den Einzeljahren streuen erheblich um die Mittelwerte. Deshalb müssen der Bodenwasserhaushalt und die Grundwasserneubildung für jedes Jahr monatsweise neu berechnet werden.

Der Berechnung der klimatischen Bodenhaushaltsdaten für die vorherrschenden Bodenarten Sand, lehmiger Sand und lehmiger Ton liegen Bodenkennwerte aus dem Untersuchungsgebiet zugrunde, die in Tab. 2 nach freundl. mündl. Mitteilung von Herrn LD Dr. HERMANN, Hessisches Landesamt für Ernährung, Landwirtschaft und Landentwicklung, Darmstadt, zusammengestellt sind. Aus diesen Daten wurden die als typisch für Sand (Harreshausen), lehmiger Sand (Wolfskehlen) und lehmiger Ton (Pfungstadt) bezeichneten Werte für die weitere Berechnung zugrundegelegt. Die Auswahl dieser Standorte erfolgte, weil an diesen Standorten die Bandbreite der Korngrößenverteilung am besten den angegebenen Bodenwerten entspricht. Aus den Klimadaten wurden unter Berücksichtigung der in Tab. 3 genannten nutzbaren Feldkapazitäten für die 3 Klimaregionen und die 3 Bodenarten

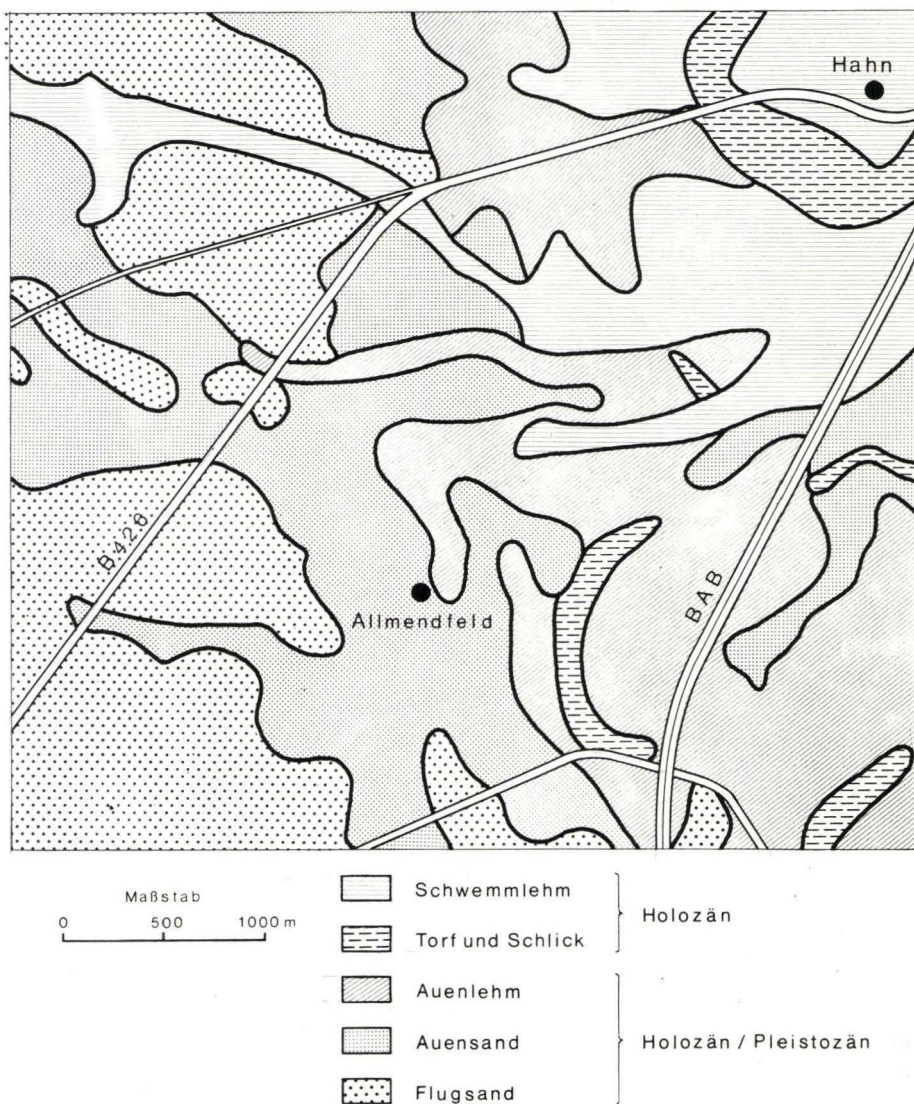


Abb. 3. Karte der Bodenarten im Beispielsgebiet (vereinfacht nach Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl., Wiesbaden 1972).

die jährlichen Grundwasserneubildungsraten errechnet und daraus die Mittelwerte gebildet. Zu den errechneten Grundwasserneubildungsraten bei lehmigem Ton ist einschränkend zu erwähnen, daß nicht ausgeschlossen werden kann, daß ein Teil der Niederschläge bei hoher Niederschlagsdichte oberirdisch abfließen oder aber nach längerer Trockenheit über Trockenrisse u. ä. Hohlräumbildungen schnell zum Grundwasser absinken kann.

Tab. 1. Niederschlag und aktuelle Verdunstung an den Klimastationen Frankfurt/M., Geisenheim und Darmstadt (Jahresreihe 1947-1973) (mm/a)

Station	Klima- gebiet	Boden- art	N			V		
			Mitt.	Max.	Min.	Mitt.	Max.	Min.
Frankfurt/M.	I	Sand	662	1187	415	457	644	350
		lehm. Sand				490	751	382
		lehm. Ton				509	784	384
Geisenheim	II	Sand	538	830	340	413	549	346
		lehm. Sand				442	604	364
		lehm. Ton				460	612	379
Darmstadt	III	Sand	709	1214	466	443	562	323
		lehm. Sand				474	590	366
		lehm. Ton				492	583	391

Tab. 2. Feldkapazität, Permanenter Welkepunkt und nutzbare Feldkapazität von Böden im Untersuchungsgebiet

Ort	Boden	Feldka- pazität	Permanen- ter Welke- punkt	nutzbare Feldka- pazität
		mm in 60 cm Boden	mm in 60 cm Boden	mm in 60 cm Boden
Pfungstadt	lehm. Ton	176	34	142
Lampertheim	sand. Lehm	226	78	148
Bobstadt	lehm. Ton	244	78	166
Gernsheim	lehm. Sand	132	29	103
Stockstadt	lehm. Ton	204	57	147
Wolfskehlen	lehm. Sand	157	52	107
Erzhausen	Sand	110	18	92
Jügesheim	Sand	103	17	85
Harreshausen	Sand	81	17	64
Groß-Gerau	Sand	112	12	100
Bauschheim	Sand	136	72	108

Tab. 3. Mittlere jährliche Grundwasserneubildungsraten R der Klimastationen Frankfurt/M., Geisenheim und Darmstadt

Station	Klima- gebiet	Boden- art	nFk mm in 60 cm Boden	Mitt.	R mm/a	
					Max.	Min.
Frankfurt/M.	I	Sand	64	220	666	28
		lehm. Sand	107	155	665	28
		lehm. Ton	142	156	665	6
Geisenheim	II	Sand	64	133	283	19
		lehm. Sand	107	99	260	4
		lehm. Ton	142	83	241	0
Darmstadt	III	Sand	64	269	722	28
		lehm. Sand	107	239	718	25
		lehm. Ton	142	219	718	25

Tab. 4. Beziehungen zwischen Jahresniederschlag N und Grundwasserneubildung R (in mm/a) im hessischen Teil des Oberrhein-Grabens (r = Regressionskoeffizient)

Klimagebiet I, Station Frankfurt/M.

$$R = - 267 + 0,74 N \quad (\text{Sand}) \quad r = 0,91 \quad (5)$$

$$R = - 276 + 0,69 N \quad (\text{lehm. Sand}) \quad r = 0,87 \quad (6)$$

$$R = - 300 + 0,69 N \quad (\text{lehm. Ton}) \quad r = 0,88 \quad (7)$$

Klimagebiet II, Station Geisenheim

$$R = - 189 + 0,60 N \quad (\text{Sand}) \quad r = 0,92 \quad (8)$$

$$R = - 193 + 0,55 N \quad (\text{lehm. Sand}) \quad r = 0,91 \quad (9)$$

$$R = - 181 + 0,49 N \quad (\text{lehm. Ton}) \quad r = 0,87 \quad (10)$$

Klimagebiet II, Station Darmstadt

$$R = - 314 + 0,82 N \quad (\text{Sand}) \quad r = 0,93 \quad (11)$$

$$R = - 358 + 0,84 N \quad (\text{lehm. Sand}) \quad r = 0,93 \quad (12)$$

$$R = - 396 + 0,87 N \quad (\text{lehm. Ton}) \quad r = 0,94 \quad (13)$$

Tab. 5. Häufigkeitsverteilung der jährlichen Neubildungsraten

Klima- station	Klima- gebiet	Boden- art	Zahl der Jahre (n) in 27 Jahren mit R (in mm/a)							
			0	>0-25	26-50	51-75	76-100	101-150	151-200	>200
Frankfurt/M.	I	Sand	-	-	1	1	2	7	1	15
		lehm. Sand	-	1	2	3	2	6	3	10
		lehm. Ton	-	2	4	1	3	6	2	9
Geisenheim	II	Sand	-	1	3	3	5	5	3	7
		lehm. Sand	-	5	2	5	5	4	1	5
		lehm. Ton	3	7	3	5	6	0	2	4
Darmstadt	III	Sand	-	-	1	-	1	2	7	16
		lehm. Sand	-	1	-	2	2	5	3	14
		lehm. Ton	-	1	-	4	-	7	1	14

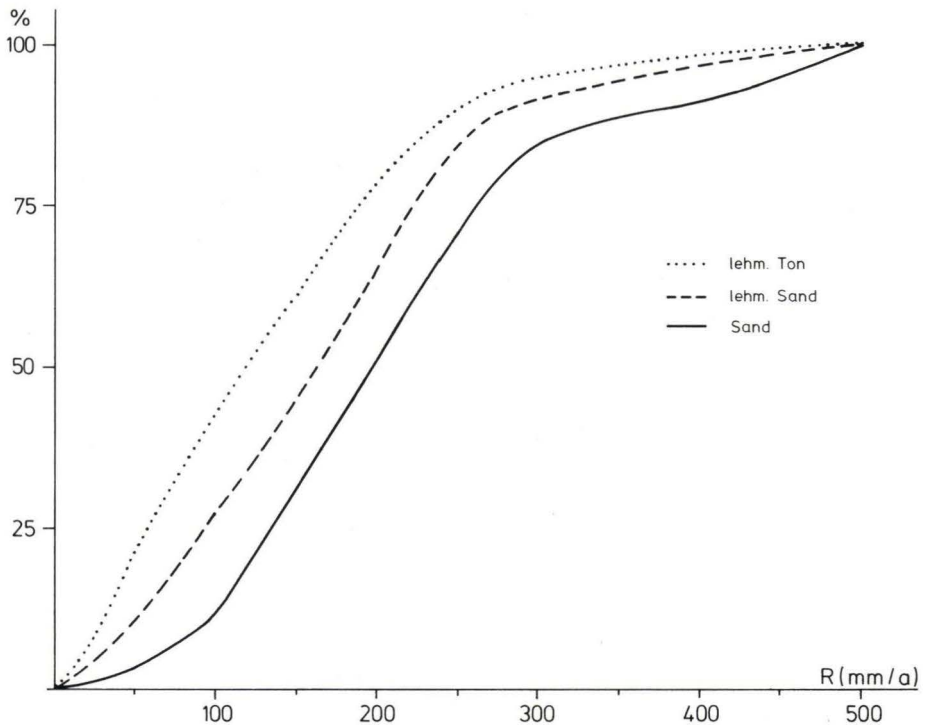


Abb. 4. Summenkurven der Grundwasserneubildungsraten (mm/a) im Klimagebiet I Frankfurt/M. (Jahresreihe 1947/1973).

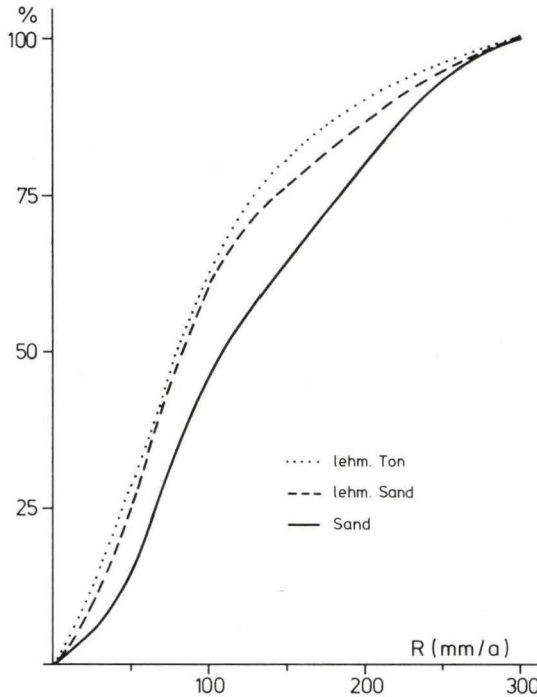


Abb. 5. Summenkurven der Grundwasserneubildungsraten (in mm/a) im Klimagebiet II Geisenheim (Jahresreihe 1947/1973).

Zur Untersuchung eventueller Periodizitäten im Klima des Gebietes wurden statistische Zeitreihenanalysen (Spektrenanalyse, Kreuzkorrelation, Autokorrelation und Variogramme) der Niederschläge N , der Verdunstung V , der Differenz $N-V$, der Bodenfeuchte und Grundwasserneubildung durchgeführt. Es zeigte sich, daß bei den Niederschlägen innerhalb von 27 Jahren keine deutliche Periodizität zu erkennen ist. Eine jährliche Periodizität tritt bei der Verdunstung auf. Jeweils in den Sommermonaten erreichen erwartungsgemäß die Verdunstung und deshalb das klimatische Wasserdefizit ($N-V$) ein Maximum und die Bodenfeuchte ein Minimum. Die Grundwasserneubildung setzt meist zwischen November und Dezember ein und dauert bis März an. Monatliche, viertel- oder halbjährliche Periodizitäten konnten nicht festgestellt werden.

Die Grundwasserneubildungsraten nehmen von Westen – vertreten durch die Klimastation Geisenheim – mit Neubildungsraten von im Mittel 83–133 mm/a – nach Osten – Klimastationen Frankfurt/M. mit Neubildungsraten von im Mittel 155–220 mm/a und Darmstadt mit Neubildungsraten von im Mittel 219–269 mm/a zu, entsprechend den gleichsinnig zunehmenden Niederschlagshöhen (538 mm/a, 662 mm/a bzw. 709 mm/a).

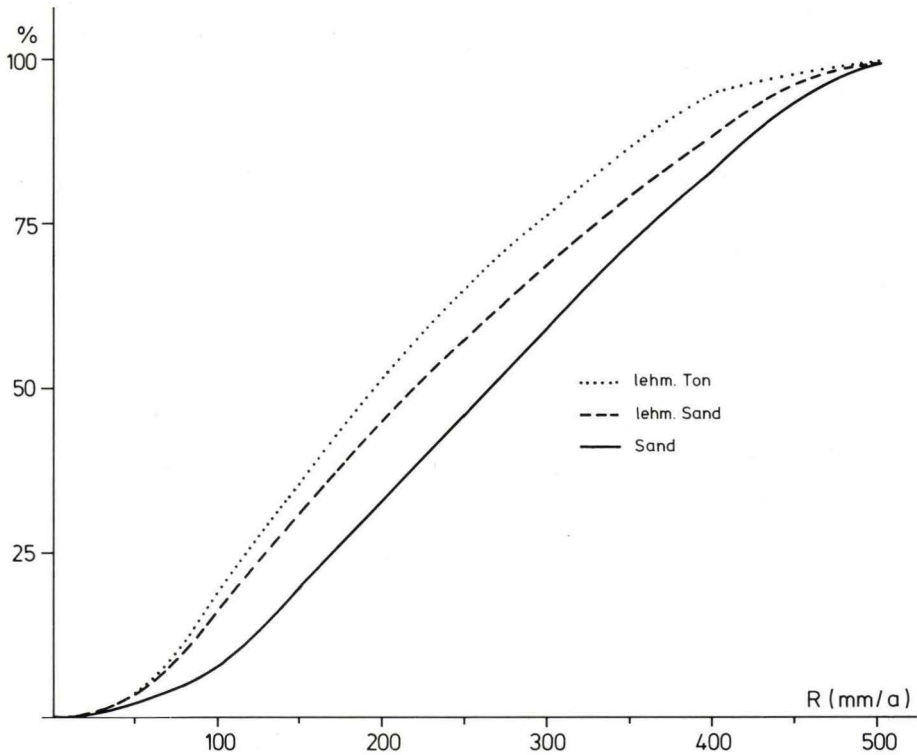


Abb. 6. Summenkurven der Grundwasserneubildungsraten (in mm/a) im Klimagebiet III Darmstadt (Jahresreihe 1947/1973).

Mit Hilfe von Regressionsanalysen wurden die Beziehungen zwischen Grundwasserneubildungsraten und jährlichen Niederschlägen aufgestellt [Gleichungen (5)–(13) in Tab. 4].

Die Häufigkeitsverteilung der jährlichen Grundwasserneubildungsraten, wie sie aus Tab. 5 hervorgeht und als Summenkurven für die 3 Klimagebiete dargestellt ist, zeigt eine erhebliche Streuung der Einzeljahre (Abb. 4–6).

Es fällt auf, daß im niederschlagsarmen Klimagebiet II innerhalb der Jahresreihe 1947–1973 Einzeljahre ohne Grundwasserneubildung im Bereich des lehmigen Tones vorkommen. Beim Auftreten von aufeinanderfolgenden Trockenjahren, wie 1971–1976, kann in diesem Gebiet auch bei Sand und lehmigem Sand in manchen Jahren keine Grundwasserneubildung eintreten. Dies wird deutlich, wenn mit Hilfe der Gleichungen (8)–(10) aus den Niederschlagsdaten der Station Groß-Gerau-Dornheim die örtliche Grundwasserneubildung errechnet wird (Tab. 6).

Tab. 6. Grundwasserneubildungsraten an Station Groß-Gerau-Dornheim im Klimagebiet II

J a h r	N (mm)	Grundwasserneubildung (mm)		
		Sand nFK= 64	lehm. Sand nFK= 107	lehm. Ton nFK= 142
1970	549	140	109	88
1971	349	20	0	0
1972	434	71	46	32
1973	386	42	19	8
1974	541	136	104	84
1975	576	156	124	101
1976	307	0	0	0
Mittel- wert	449	81	57	45

4. Diskussion der Ergebnisse

BÖKE (1977) ermittelte für die Jahresreihe 1951–1972 aus Januar-Niederschlägen und Spiegelgängen im Klimagebiet III im kiesig-sandigen Boden eine mittlere Grundwasserneubildung von 278 mm/a, nach eigenen Untersuchungen ergibt sich eine mittlere Grundwasserneubildungsrate von 269 mm/a (Jahresreihe 1947–1973). Für kiesig-sandige Böden im Klimagebiet II fand BÖKE (1977) eine mittlere Grundwasserneubildungsrate von 140 mm/a, die eigene Untersuchung eine von 133 mm/a. Diese Zahlen zeigen in Anbetracht der abweichenden Jahresreihen eine gute Übereinstimmung.

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung der Herren GOR Dr. BÖKE und GOR Dr. DIEDERICH, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, beträgt die mittlere Grundwasserneubildung nach den Erfahrungen von Wasserwerken im Klimagebiet III zwischen 1962–1971 bei überwiegend sandig-kiesigen Deckschichten 245 mm/a, nach eigenen Untersuchungen 269 mm/a (1947–1973). Auch diese Angaben stimmen bei Beachtung der o. g. Einschränkung gut überein.

Die mittlere Grundwasserneubildungsrate im Einzugsgebiet der Wasserwerke schwankt je nach der Art der Deckschichten um 60 mm/a, nach eigenen Untersuchungen um 50–74 mm/a, je nach der Art der Deckschichten und dem Klimagebiet.

5. Schriftenverzeichnis

- BÖKE, E. (1977): Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Januar-Niederschlag und Spiegelgang. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 223–233, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – Mitt. dt. Wetterdienst, **2**, 11: 1–24; Offenbach.

- HAUSCHULZ, J. (1959): Gewässerkundliches Kartenwerk Hessens, Tl. I; Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch.).
- Klima-Atlas von Hessen (1950): 75 Kt., 8 Diagr., 20 S., Erl.; Bad Kissingen.
- MATTHESS, G. (1963): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Gebiet des Sonderplanes Wasserversorgung Rhein-Main. – Sonderplan Wasserversorgung Rhein-Main, Tl. I: 32–42; Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten).
- RENGER, M., STREBEL, O., & GIESEL, W. (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. – Z. Kulturtech. u. Flurberein., **15**: 148–160, 206–221, 263–271, 353–366; Berlin-Hamburg.
- SCHEFFER, F., & SCHACHTSCHABEL, P. (1976): Lehrbuch der Bodenkunde. 9. Aufl., 394 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHMIDT, O. (1974): Die morphologischen, geologischen, bodenkundlichen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse im Hinblick auf den Bau von Beregnungsbrunnen südlich des Mains. – In: Information über die Arbeit des Beregnungs- und Bodenverbandes Rhein-Main, 8 S.; Darmstadt.
- WUNDT, W. (1937): Beziehungen zwischen den Mittelwerten von Niederschlag, Abfluß, Verdunstung und Lufttemperatur für die Landflächen der Erde. – Dt. Wasserwirtschaft, **32**, 5/6; Charlottenburg.

Manuskript eingegangen am 22. 9. 1980

Hessisches Geologisches Schrifttum 1979 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1978

Bearbeitet von

ANNELIES HERZBERG*

Nachtrag aus dem Jahre 1973

- FRICK, F., & PICKEL, H.-J. (1973): Geologie, Hydrologie und Chemismus von Mineralwasser- und Kohlendioxidvorkommen nordwestlich von Kassel. – Bohrtechnik – Brunnenbau – Rohrleitungsbau, **24** (6): 215–220, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- HARMSSEN, H. (1973): Größtes Relining-Projekt Europas zur Verbesserung der Entwässerung des hessischen Rieds. – Städtehygiene, **24** (9): 217–220; Hamburg.
- HERZEL, F. (1973): Auftreten von Bioziden in Oberflächengewässern, dargestellt am Beispiel des Rheins. – Gewässerschutz – Wasser – Abwasser, **10**: 367–376, 5 Abb., 1 Tab.; Aachen.
- KNÖPP, H. (1973): Zur Frage der „Belastbarkeit“ von Fließgewässern, dargestellt am Beispiel des Rheines. – VDI-Z., **115** (14): 1101–1106, 1 Taf.; Düsseldorf.
- SCHULZE-RETTMER, R., & BÖHNKE, B. (1973): Beiträge zum Sauerstoffhaushalt des Rheins. – Vom Wasser, **41**: 187–208, 17 Abb., 2 Tab.; Weinheim a. d. B.
- SONTHEIMER, H. (1973): Die Wasserqualität im Rheineinzugsgebiet in den Jahren 1971 und 1972. – Internat. Arbeitsgemeinschaft der Wasserwerke im Rheineinzugsgebiet, Arbeitstagung, (3): 33–46.

Nachtrag aus dem Jahre 1974

- BAYER, A. (1974): Radiologische Belastung im Oberrheingebiet durch kerntechnische Anlagen. – KFK-Nachrichten, **6** (3): 17–24; Karlsruhe (Kernforschungszentrum).
- FELKEL, K. (1974): Modellversuche für den Ausbau der Binger-Loch-Strecke des Rheins mit nur einer Schiffahrtsrinne. – Wasserwirtsch., **64** (2): 49–55, 15 Abb.; Stuttgart.
- HILD, J., & REHNELT, K. (1974): Entwicklung der Vegetation und physikalisch-chemischen Eigenschaften bei Gewässern im mittleren Schwalm-Tal. – Oberhess. naturwiss. Z., **41**: 25–36; Gießen.
- KILLE, K., & RUDOLPH, R. (1974): Abflußverhalten und Wasserhaushalt eines buchenbestandenen Buntsandsteingebietes. – Allgem. Forst-Z., **29** (49): 1095–1098, 8 Abb., 3 Tab.; München.
- LI, Y. H., & ERNI, P. E. (1974): Erosionsgeschwindigkeit im Einzugsgebiet des Rheins (Faktorenanalyse und geochemische Massenbalance). – Vom Wasser, **43**: 15–42; Weinheim a. d. B.
- MEYER, E. (1974): Teilergebnisse der Niederschlags- und Abflußmessungen von 1957 bis 1968 im Vorderen Kaufunger Wald. In: Kolloquium des Arb.-Kreises „Wald und Wasser“ am 22./23. Nov. 1973 in Würzburg. – Mitt. d. Arb.-Kreises „Wald und Wasser“, (6): 121–135; Essen (Selbstverlag).
- SAUTER, H., HOFFMANN, G., & SCHIKARSKI, W. (1974): Untersuchungen zur thermischen Belastung des Rheins. – KFK-Nachrichten, **6** (3): 6–9; Karlsruhe (Kernforschungszentrum).
- SONTHEIMER, H. (1974): Die Wasserqualität im Rheineinzugsgebiet im Jahre 1973. – 4. Arb.-Tag. der Internat. Arbeitsgemeinschaft d. Wasserwerke im Rheineinzugsgebiet vom 16.-18. Oktober 1974: 77–90; Stuttgart.

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

- WIRTH, H. (1974): Strukturanalyse des Wasserverbrauchs 1972 in Frankfurt am Main. – Gesundheitsingenieur, **95** (4): 106–110; München.
- Wärmelastplan Main. – Korrespondenz Abwasser, **21** (5): 125; Bonn 1974.
- Zahlentafeln der physikalisch-chemischen Untersuchungen des Rheins sowie der Mosel/Koblenz 1973. – Internat. Komm. zum Schutze des Rheins gegen Verunreinigung, 24 S., 34 Tab.; Koblenz 1974.

Nachtrag aus dem Jahre 1975

- FELKEL, K. (1975): Untersuchungen der Veränderungen der Höhenlage der Sohle des Oberrheins. – Mitt.-Bl. B.-Anst. Wasserbau, **38**: 11–49; Karlsruhe.
- FRÖHLICH, H. (1975): Die Geschichte des Oberrheinausbaus. – Wasserwirtsch., **65** (9): 219–222; Stuttgart.
- HAMMEL, H. (1975): Das Langzeitprogramm der Rheinsanierung und der Trinkwasserversorgung am Rhein. – Int. Arb.-Gem. d. Wasserwerke i. Rheineinzugsgebiet (IAWR), 5. Arb.-Tag.: 93–102; Amsterdam.
- HEIL, K.H. (1975): Bilanz der Belastung des Rheins und Anforderungen an die kommunale und industrielle Abwasserreinigung. – Gewässerschutz – Wasser – Abwasser, **19**: 319–336; Aachen.
- HUGELMANN, H. (1975): Kasseler Wasserversorgung, Entwicklung und Ausblick bis zum Jahre 2000. – Neue Deliwa-Z., (1): 7–10; Hannover.
- KUNZ, E. (1975): Von der Tulla'schen Rheinkorrektion bis zum Oberrheinausbau. 150 Jahre Wasserbauten am Oberrhein. – Jb. Naturschutz u. Landschaftspflege, **24**: 59–78, 13 Abb.; Bonn – Bad Godesberg.
- LANGENSCHIED, K., & NEVEN, K. (1975): Hochwasserschutz und allgemeiner Wasserbau am Rhein. Wasserbauliche Maßnahmen in der Gebirgsstrecke des Rheins zwischen Bingen und St. Goar. – Wasser- u. Energiewirtsch., **67** (5/6): 162–167, 8 Abb.; Baden/Schweiz.
- QUENTIN, K.-E., & GEORGOTAS, N. (1975): Das Mainprojekt als Beispiel hydrologischer Gemeinschaftsforschung in einem geschlossenen Flußsystem. – Z. Wasser- u. Abwasser-Forsch., **8** (4): 120–121; München.
- ROOK, J. J. (1975): Headspace Analyse flüchtiger Spurensbstanzten im Rhein. – Vom Wasser, **44**: 23–31; Weinheim a. d. B.
- SAUER, K. F. J. (1975): Geologisch-geographischer Überblick und Besonderheiten des Stromgebietes Rhein von Basel bis zum Meer. – Wasser- u. Energiewirtsch., **67** (5/6): 129–132; Baden/Schweiz.
- SONTHEIMER, H. (1975): Neue Erkenntnisse über die Verschmutzung des Rheins. – Int. Arb.-Gem. d. Wasserwerke i. Rheineinzugsgebiet (IAWR), 5. Arb.-Tag.: 35–52; Amsterdam.
- Internationale Kommission zum Schutze des Rheins gegen Verunreinigung (Hrsg.) (1975): Tätigkeitsbericht 1972–1974. – 94 S.; Koblenz.
- (1975): Zahlentafeln der physikalisch-chemischen Untersuchungen des Rheins sowie der Mosel/Koblenz 1974. – 40 S.; Koblenz.

Nachtrag aus dem Jahre 1977

- PIRUZI, S. (1977): Zum bodenmechanischen Verhalten verwitterter Tonschiefer. – Gießener geol. Schr., **16**, 120 S., 58 Abb., 17 Tab.; Gießen. [Proben aus dem Stadtgebiet von Limburg/Lahn]
- SCHÖTTLE, M., KNOBLICH, K., & KAISER, G. (1977): Geochemische und Hydrochemische Untersuchungen am Bieberbach bei Gießen (Hessen). – Gießener geol. Schr., **13**, 99 S., 28 Abb., 16 Tab.; Gießen.

Nachtrag aus dem Jahre 1978

- EUJEN, D. M. (1978): Der Mainausbau und seine verkehrswirtschaftlichen Aspekte. – Wasserwirtsch., **68** (7/8): 201–206, 6 Abb.; Stuttgart.
- FRANZEN, J. L. (1978): Wieder ein Urpferdchen. Neues aus Messel. – Miner. Mag., **2** (5): 271–272; Stuttgart.
- HESSE, K.-H. (1978): Zur ingenieurgeologischen Gebirgscharakteristik und deren Einfluß auf Entwurf und Sicherung von Felsbauwerken im Rheinischen Schiefergebirge. – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **6**, 173 S., 42 Abb.; Aachen.

- KAVIANY, E. (1978): Zur Hydrogeologie im Niederschlagsgebiet der Dill (Hessen). – Gießener geol. Schr., **16**, 264 S., 55 Abb., 47 Tab.; Gießen.
- MALLE, K.-G. (1978): Wie schmutzig ist der Rhein? – Chemie in unserer Zeit, **12** (4): 111–122; Weinheim a. d. B. (Verlag Chemie).
- MALZ, H. (1978): Frankfurt unter der Erde. – Frankfurt, **23** (3): 38–39; Frankfurt a. M.
- MARTINI, E., & RIETSCHEL, S. (1978): Lösungserscheinungen im Messeler Ölschiefer (Mittel-Eozän). – Erdöl-Erdgas, **94** (3): 94–97; Hamburg.
- SOHLBACH, K. D. (1978): Computerunterstützte geomorphometrische Analyse in Talformen. – Göttinger geogr. Abh., **71**, 210 S., 37 Abb., 13 Tab.; Göttingen. [Vogelsberg, Westerwald, Hummelsberg (TK 25 5423 Großenlüder und 5523 Neuho)]
- STABLEIN, G. (1978): Feldaufnahme zur geomorphologischen Detailkartierung. Beispiel aus dem Westhessischen Bergland (Wetschaft-Niederung). – Berliner geogr. Abh., **30**: 21–31, 6 Abb.; Berlin.
- URBAN, B. (1978): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **34**: 165 S., 13 Abb., 5 Taf., 3 Taf., 14. Beil.; Köln. [Vergleiche mit Untermaingebiet u. Horloff-Graben/Vogelsberg]

1979

- ALBERTI, G. K. B. (1979): Zur Dacryoconariden-(Tentaculiten-)Chronologie des herzynischen Unter- und Mittel-Devons. – Senckenbergiana lethaea, **60** (1/3): 223–241, 6 Abb.; Frankfurt a. M.
- AMAYO, CH. (1979): Holozäne Reliefentwicklung im mittleren Rheingau (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **107**: 179–191, 1 Taf.; Wiesbaden.
- ANSORGE, J., BONJER, K.-P., & EMTER, D. (1979): Structure of the uppermost mantle from long-range seismic observations in southern Germany and the Rhinegraben area. – Tectonophysics, **56**: 31–48, 8 Abb.; Amsterdam – Oxford – New York.
- BANGERT, V., DIEDERICH, G., & JOACHIM, M. (1979): Der Oberrheingraben zwischen Basel und Frankfurt. – Hydrol. Atlas BRD, Textband: 203–216, 5 Abb.; Boppard (H. Boldt-Verlag).
- BANKWITZ, P., BANKWITZ, E., FRISCHBUTTER, A., & WETZEL, H.-U. (1979): Zu einigen Fragen der Krustenentwicklung in Mitteleuropa. – Z. geol. Wiss., **7** (9): 1081–1089, 5 Abb.; Berlin.
- BARGON, E. (1979): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1978 (1. 1.–31. 12. 1978). – Geol. Jb. Hessen, **107**: 309–329; Wiesbaden.
- (1979): HANS HENTSCHEL 80 Jahre. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 329; Wiesbaden.
- (1979), mit Beitr. v. ASTHALTER, K., & THIELICKE, G.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5818 Frankfurt a. M. Ost, 94 S., 15 Tab., 15 Prof.; Wiesbaden.
- BENDER, P., & HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Die Hörre-Zone, eine Neudefinition auf lithostratigraphischer Grundlage. – Geologica et Palaeontologica, **13**: 257–260, 1 Abb., 1 Tab.; Marburg.
- BIRKENHAUER, J. (1979): Zum Stand der Untersuchungen über die Reliefentwicklung im zentralen Rheinischen Schiefergebirge. – Z. Geomorph., NF, Suppl.-Bd. **33**: 194–206, 5 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- BLASIG, W. (1979): Rohstoffvorsorge in Hessen. – Naturstein-Industrie, (6): 7–14; Offenbach a. M.
- BRAUSE, H. (1979): Mobilistische Aspekte zur Zonengliederung des mitteleuropäischen variszischen Tektogens. – Z. geol. Wiss., **7** (9): 1113–1127, 7 Abb.; Berlin.
- (1979): Probleme des Krustenbaus und der geotektonischen Entwicklung auf der Geotransverse Baltikum – DDR – Český massif. – Schr.-R. geol. Wiss., **15**: 5–36, 14 Abb.; Berlin.
- BRUNNACKER, K., BOSINSKI, G., & WINDHEUSER, H. (1979): Bimstoffe als Leithorizonte im Quartär am Mittelrhein. – Mainzer naturwiss. Arch., **17**: 13–28, 3 Abb.; Mainz.
- BÜHMANN, D., & RAMBOW, D. (1979): Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 125–138, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BUNTEBARTH, G. (1979): Eine empirische Methode zur Berechnung von paläogeothermischen Gradienten aus dem Inkohlungsgrad organischer Einlagerungen in Sedimentgesteinen mit Anwendung auf den mittleren Oberrhein-Graben. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 97–108, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- DAHM-ARENS, H. (1979): Böden und Relief der Warburger Börde und ihrer Umrahmung. – Z. Geomorph., NF, Suppl.-Bd. **33**: 207–215, 3 Abb.; Berlin-Stuttgart.

- DOEBL, F., & TEICHMÜLLER, R. (1979): Zur Geologie und heutigen Geothermik im mittleren Oberrhein-Graben. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 1–17, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DOUTSOS, T. (1979): Tektonische Analyse des nördlichen kristallinen Spessarts. Eine Studie zu Geometrie und Kinematik eines Grundgebirgsabschnittes. – Geologica Bavarica, **79**: 127–176, 20 Abb., 8 Tab., 1 Beil.; München.
- EIKAMP, H. (1979): Zur Wirbeltier- und Insektenfauna der unteren Hydrobienschichten (Aquitän, Untermiozän) im Dyckerhoff-Steinbruch „Am Hambusch“ in Wiesbaden-Amöneburg. – Aufschluß, **30** (6): 193–206, 10 Abb.; Heidelberg.
- ELLERMANN, E. (1979): Der Wasserbüffel im „Ried“. – Aufschluß, **30** (6): 207–210, 3 Abb.; Heidelberg.
- EMMERMANN, K.-H. (1979): Das Mittelrheingebiet (Rheinisches Schiefergebirge). Geologie und Lagerstätten. – Braunkohle-Tagebautechnik-Energieversorgung, **31** (9): 290–295, 1 Abb.; Düsseldorf.
- ESPITALIE, J. (1979): Charakterisierung der organischen Substanz und ihres Reifegrades in vier Bohrungen des mittleren Oberrhein-Grabens sowie Abschätzung der paläogeothermischen Gradienten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 87–96, 5 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- FABER, P., & KOWALCZYK, G. (1979): Die Herkunft der „Porphyrt“-Gerölle im Rotliegenden Süd-Hessens. – Geol. Rdsch., **68**: 805–824, 5 Abb.; Stuttgart.
- FENKNER, R., & STAPF, K. R. G. (1979): Mikrofazielle Entwicklung mitteldevonischer Riffe in der südwestlichen Lahnmulde am Beispiel der Riffkomplexe von Altendiez. – Nachr. dt. geol. Ges., **21**: 10–12; Hannover.
- FLICK, H. (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 27–43, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FLÜGEL, W.-A. (1979): Untersuchungen zum Problem des Interflow. Messungen der Bodenfeuchte, der Hangwasserbewegung, der Grundwassererneuerung und des Abflußverhaltens im Versuchsgebiet Hollmuth/Kleiner Odenwald. – Heidelberger geogr. Arb., **56**, 170 S., 12 Abb., 60 Tab., 27 Fig., 3 Kt.; Heidelberg.
- FÖLSTER, H., HASE, H., & ULLRICH, R. (1979): Freisetzung von Aluminium in mitteldeutschen sauren Braunerden aus Löß-Sandstein-Fließerden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., **142**: 185–194, 5 Abb., 1 Tab.; Weinheim a. d. B. [Betr. Böden aus dem nordhess. Raum]
- FRANZEN, J. L. (1979): Die Bedeutung der Messeler Fossilien für das Verständnis der Erd- und Lebensgeschichte. – Natur u. Mus., **109** (4): 112–119, 8 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1979): Senckenberg-Grabungen in der Grube Messel bei Darmstadt. 2. Ergebnisse 1978. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **36**, 144 S., 77 Abb., 4 Tab.; Frankfurt a. M.
- & KOENIGSWALD, W. v. (1979): Erste Funde vom Wasserbüffel (*Bubalus murrensis*) aus pleistozänen Schottern des nördlichen Oberrhein-Grabens. – Senckenbergiana lethaea, **60** (1/3): 253–263, 10 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- FRESENIUS, W., GOLWER, A., GORBAUCH, H., MATTHES, G., POTHO, W., SCHNEIDER, W., & SCHULZ, H. D. (1979): Analyse von Müll, Klärschlamm, Sickerwasser und Gas von Abfalldeponien. – Teil B in: Wasser- und Stoffhaushalt in Abfalldeponien und deren Wirkung auf Gewässer: B 1–45, 8 Tab.; Kolloquium am 21. u. 22. Juni 1979 im Leichtweiss-Institut f. Wasserbau der TU Braunschweig. [Beispiele aus Hessen]
- FRIEDRICH, K., u. a. (1979): Die Krebsbachtalbrücke – Baugrund, Probelastungen, Gründungen und Setzungsverhalten. – Der Bauingenieur, **54**: 471–481; Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag).
- GERMANN, K., & PAGEL, J.-M. (1979): Eigenschaften und Entstehung der „Lahn-Phosphorite“. – Nachr. dt. geol. Ges., **21**: 16; Hannover.
- & PAREKH, P. P. (1979): Iodine in karst-type phosphorites from the Lahn region, Germany. – Chemical Geology, **25**: 305–316, 4 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- GLATTHAAR, D., & KUTTLER, W. (1979): Dammbuchbedingte Hochwasserschäden auf Talauen. – Natur u. Mus., **109** (5): 156–164, 7 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M. [Dammbuch im Ibratal (Knüll)]
- GOLWER, A. (1979): Die Beeinflussung des Grundwassers durch Versickerung von Straßenabflüssen. – Stuttgarter Ber. Siedlungswasserwirtschaft., **64**: 59–63, 5 Abb., 4 Tab.; München (Oldenbourg). [Beispiele aus Hessen]

- & SCHNEIDER, W. (1979): Belastung des unterirdischen Wassers mit anorganischen Spurenstoffen im Gebiet von Straßen. – Gas- u. Wasserf., **120** (10): 461–467, 2 Abb., 4 Tab.; München. [Gebiet des Frankfurter Flughafens]
- GROTEN, E., GERSTENECKER, C., & HEIN, G. (1979): Geodetic high-precision measurements in active tectonic areas; Example: The Rhinegraben. – *Tectonophysics*, **52**: 157–165, 4 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- HAARMANN, K. (1979): Gedanken zum Buch „Die Naturschutzgebiete in Hessen“. – *Natur u. Landschaft*, **54** (1): 23–25, 6 Abb.; Köln.
- HAENEL, R. (1979): The Present Activities in the Field of Geothermal Energy in the Federal Republic of Germany (as of 1979). – *Geol. Jb.*, **E 15**: 31–40, 8 Abb.; Hannover.
- (1979): Determination of Subsurface Temperatures in the Federal Republic of Germany on the Basis of Heat Flow Values. – *Geol. Jb.*, **E 15**: 41–49, 3 Abb.; Hannover.
- HANDKE, M. (1979): Die Entwicklung der Naturparke in der Bundesrepublik Deutschland. – *Natur u. Landschaft*, **54** (9): 302–307, 7 Tab., 1 Kt.; Köln.
- HELING, D. (1979): Die Diagenese der Tonsteine und Silttonsteine im mittleren Oberrhein-Graben. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **27**: 75–85, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HELLMANN, H., & SCHUMACHER, M. (1979): Zur Phosphatbelastung von Rhein und Mosel. – *Erdkunde*, **33** (2): 89–94, 7 Abb., 3 Tab.; Bonn.
- HENTSCHEL, G. (1979): Hydrothermale Minerale im Basalt von Ortenberg (Vogelsberg). – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 193–196, 6 Abb.; Wiesbaden.
- (1979): Zur Kenntnis der Sekundärminerale im Richelsdorfer Gebirge (Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 197–205; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H., & THEWS, J.-D. (1979), mit Beitr. v. ABEL, H., PLAUMANN, S., REICHMANN, H., STENGEL-RUTKOWSKI, W., & ULRICH, H.-J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5514 Hadamar, 2. Aufl., 169 S., 14 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- HERZBERG, A. (1979): Hessisches Geologisches Schrifttum 1977 mit Nachträgen aus den Jahren 1967–1976. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 293–308; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1979): Neue Mineralwasservorkommen in Hessen. – *Heilbad u. Kurort*, **31** (4): 84–93, 9 Abb.; Gütersloh.
- HOFMANN, R. (1979): Die Entwicklung der Abscheidungen in den gangförmigen hydrothermalen Barytvorkommen Mitteleuropas. – *Monogr. Ser. Mineral Deposits*, **17**: 81–214, 52 Abb., 13 Tab.; Stuttgart.
- & SCHÜRENBERG, H. (1979): Geochemische Untersuchungen gangförmiger Barytvorkommen in Deutschland. – *Monogr. Ser. Mineral Deposits*, **17**: 1–80, 39 Abb.; Stuttgart. [Spessart, Rhön, Hessisches Bergland]
- HÖBERGER, K., & EINSELE, G. (1979): Die Bedeutung des Lösungsabtrags verschiedener Gesteine für die Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. – *Z. Geomorph.*, NF, **23** (4): 361–382, 6 Abb.; Berlin – Stuttgart.
- HOMANN, W. (1979): Erfahrungen beim Grabungseinsatz neuer technischer Hilfsmittel in der Ölschiefergrube Messel bei Darmstadt. – *Präparator*, **25** (2): 57–64, 17 Abb.; Bochum.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon-Unterkarbon). – *Geol. Abh. Hessen*, **79**, 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- HOUSE, M. R., SCRUTTON, C. T., & BASSETT, M. G. (1979): The Devonian System. A Palaeontological Association International Symposium. – *Special Papers in Palaeontology*, **23**, 353 S., Abb., Tab.; London.
- HÜHNER, G. (1979): Bohrprobenlager Villmar-Aumenau. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 330; Wiesbaden.
- IGEL, W. (1979): Sediment-Morphoskopie I – Quarzkorn-Morphoskopie. Grundlagen und Methodik. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **17**: 113–150, 5 Abb., 2 Tab.; Mainz. [Proben auch vom Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden]
- ILLIES, J. H., & GREINER, G. (1979): Holocene movements and state of stress in the Rhinegraben rift system. – *Tectonophysics*, **52**: 349–359, 3 Abb.; Amsterdam.
- PRODEHL, C., SCHMINCKE, H.-U., & SEMMEL, A. (1979): The Quaternary uplift of the Rhenish shield in Germany. – *Tectonophysics*, **61**: 197–225, 11 Abb.; Amsterdam.

- JANSSEN, R. (1979): Revision der Bivalvia des Oberoligozäns (Chattium, Kasseler Meeressand). – Geol. Abh. Hessen, **78**, 181 S., 1 Abb., 4 Taf.; Wiesbaden.
- KALKREUTH, W. (1979): Das Inkohlungsbild des Ostsauerländer Hauptsattels im Rhenoheryzium mit besonderer Berücksichtigung der Trendflächenanalysen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 277–321, 13 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KEGEL, W. † (1979), mit Beitr. v. BARTH, W., SCHRADER, L., STENGEL-RUTKOWSKI, W., & ULRICH, H.-J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5517 Cleeberg, 2. Aufl., 85 S., 5 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KNOLL, E. (1979): Die Bedeutung der Mineralstoffe im hessischen Straßenbau. – Naturstein-Industrie, (4): 25–35, 8 Abb., 4 Tab.; Baden-Baden.
- KOENIGSWALD, W. v. (1979): Über den Verunreinigungsgrad der Fulda und ihrer größten Nebenflüsse im Raum Kassel im Frühjahr 1979. – Philippia, **4** (2): 169–174, 4 Abb., 3 Tab.; Kassel.
- KOENIGSWALD, W. v. (1979): Ein Lemurenrest aus dem eozänen Ölschiefer der Grube Messel bei Darmstadt. – Paläont. Z., **53** (1/2): 63–76, 5 Abb.; Stuttgart.
- KOWALCZYK, G. (1979): Rotliegendes in Südhessen. – Forsch.-Ber. 1977–78 geol. paläont. Inst. Uni. Frankfurt a. M.: 21–23, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- KREBS, W. (1979): Devonian Basinal Facies. In: The Devonian System. A Palaeontological Association International Symposium. – Special Papers in Palaeontology, **23**: 125–139, 6 Abb., 4 Tab.; London.
- KÜHN, K. (1979): Landwirtschaftliche Nutzung in Naturschutzgebieten an zwei Beispielen in Hessen. – Natur u. Mus., **109** (3): 80–87, 6 Abb.; Frankfurt a. M.
- KÜMMERLE, E., & SCHEER, H.-D. (1979): Die geologischen Verhältnisse längs der U-Bahn-Strecke Leipziger Straße in Frankfurt am Main. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 145–161, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1979): Der Buntsandstein auf Blatt 5018 Wetter (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **107**: 105–124, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1979): Der Oberere Buntsandstein bei Kaufungen östlich Kassel. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 139–143, 1 Abb.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M., & PFLANZL, G. (1979): Geologische Karte des Meißner 1:25 000 mit kurzem Begleittext; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F. (1979): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers, 49: Ein vermeintlicher Fisch aus dem Dachschiefer von Kaub am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer naturwiss. Arch., **17**: 107–111; Mainz.
- (1979): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers, 51: Gastropoden und Tentaculiten im Hunsrückschiefer. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 5–12; Wiesbaden.
- (1979): Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers, 52: *Viriatellina fuchsi* (KUTSCHER) im Hunsrückschiefer von Gemünden und Bundenbach. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **104**: 212–218, 5 Abb.; Wiesbaden.
- (1979): Die Fossilien der Grube Oberer Kreuzberg im Taunus. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **104**: 206–211; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1979): Kulturlandschaft von seltener Schönheit. Geologischer Aufbau des Raumes Rasdorf. – Jb. Kr. Fulda, **1980**: 198–204, 2 Abb.; Fulda.
- PRINZ, H., & ROTH, H. (1979): Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spessart-Rhön-Schwelle. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 207–250, 29 Abb.; Wiesbaden.
- LAMBRECHT, K., RAMERS, H., REGER, G., SOKOLLEK, V., & WOHLRAB, B. (1979): Einfluß der Bodennutzung auf Grundwasserneubildung und Grundwassergüte. – Ber. Landeskultur, 199 S., Abb., Tab., Taf.; Wiesbaden (Hess. Min. Landesentwicklung, Umwelt, Landwirtsch. u. Forsten).
- LEYERZAPF, H. (1979): Erloschene Rhodochrosit-Vorkommen im Odenwald, Lahnggebiet und Soonwald. – Lapis, **4** (10): 17–18, 2 Abb.; München (Weise).
- LIPPMANN, H. G., & WIEMER, G. (1979): Bergung und Präparation von Fossilien aus der Grube Messel unter Berücksichtigung eines Primatenfundes. – Präparator, **25** (1): 3–13, 11 Abb.; Bochum.
- LÜTZNER, H., FALK, F., ELLENBERG, J., GRUMBT, E., & LUDWIG, A. O. (1979): Übersicht über die variszische Molasseentwicklung in Mitteleuropa und am Ural. – Z. geol. Wiss., **7** (9): 1157–1167, 5 Abb.; Berlin.

- MÄLZER, H., SCHMITT, G., & ZIPPELT, K. (1979): Recent vertical movements and their determination in the Rhenish Massif. – *Tectonophysics*, **52**: 167–176, 4 Abb.; Amsterdam.
- MAI, H. (1979): Die Biberart *Trogotherium* aus den Mosbacher Sanden bei Wiesbaden. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **17**: 41–64, 5 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Mainz.
- MAIER, W. (1979): *Macrocranion tupaiodon*, an adapisoricid (?) Insectivore from the Eocene of 'Grube Messel' (Western Germany). – *Paläont. Z.*, **53** (1/2): 38–62, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MARTINI, E. (1979): Regionale Geologie und Paläontologie des Mainzer Beckens i. w. S. und der hessischen Rhön. – *Forsch.-Ber. 1977–78 geol. paläont. Inst. Uni. Frankfurt a. M.*: 26; Frankfurt a. M.
- MATTHES, G. (1979): Die Bedeutung der pelitischen Gesteine für die Grundwasserbewegung. – *Mitt. Ing.- u. Hydrogeol.*, **9**: 127–151, 4 Abb., 3 Tab.; Aachen. [Beispiele aus Hessen]
- MÜLLER, G. (1979): Schwermetalle in den Sedimenten des Rheins – Veränderungen seit 1971. – *Umschau*, **79** (24): 778–783, 2 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- MURAMATSU, Y., & WEDEPOHL, K. H. (1979): Chlorine in Tertiary Basalts From the Hessian Depression in NW Germany. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70** (4): 357–366, 4 Abb., 3 Tab.; Berlin–Heidelberg.
- NEUMANN-REDLIN, CH. (1979): Möglichkeiten der Grundwassergewinnung mittels Brunnen im Mittleren Buntsandstein Südniedersachsens. – *Clausthaler geol. Abh.*, **30** (SCHÖNENBERG-Festschrift): 281–290, 2 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- PAECKELMANN, W. † (1979), mit Beitr. v. BOTKE, H., DIEDERICH, G., FICKEL, W., HÖLTING, B., HORN, M., PLAUMANN, S., & ULRICH, H.-J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 4618 Adorf, 2. Aufl., 127 S., 11 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- PAULY, E. (1979): Zur Notwendigkeit langfristiger Rohstoffsicherung. – In: *Kiesabbau und Landschaft*, 3 S.; Darmstadt (Hrsg. Fachverband Kies und Sand Hessen e. V.). [Modell Hessen]
- PLAUMANN, S. (1979): Die Basisnetze für gravimetrische Regionalvermessungen im Bereich des Rheinischen Schildes. – *Geol. Jb.*, **E 16**: 5–18, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- & LEPPER, J. (1979): Gravimetrische Untersuchungen an Erdfällen im Rheinhardswald und Solling. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 251–259, 6 Abb.; Wiesbaden.
- PRÜFERT, J. (1979): Strukturgeologische Untersuchungen im Südteil der Hessischen Senke und ihrer Umrahmung. – *Forsch.-Ber. 1977–78 geol. paläont. Inst. Uni. Frankfurt a. M.*: 39–41; Frankfurt a. M.
- RABIEN, A. (1979): Südwestliche Dillmulde. – In: *Exkursion A 5* (16.–18. Sept. 1979) in das Lahn-Dill-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge): 27–29, 30–60, 7 Abb., 1 Tab.; Marburg (Inst. Geol. Paläont. Philipps-Univ.).
- RIETSCHEL, S., & STRIBRNY, B. (1979): Zur Geologie und Stratigraphie der Hochweiser Mulde (Bl. 5617 Usingen, östlicher Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 13–25, 3 Abb.; Wiesbaden.
- RÖSLER, H. J., & WERNER, C.-D. (1979): Petrogenetische Entwicklung des initialen Magmatismus im mitteleuropäischen Variszikum in Abhängigkeit vom Strukturbaue. – *Z. geol. Wiss.*, **7** (9): 1107–1112, 1 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- ROLL, A. (1979): Versuch einer Volumenbilanz des Oberrheinalgrabens und seiner Schultern. – *Geol. Jb.*, **A 52**: 3–82, 38 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- ROUSAKIS, S. (1979): Hydrogeologie und Wasserhaushalt im Niederschlagsgebiet der Wetter (Hessen). – *Gießener geol. Schr.*, **21**, 216 S., 55 Abb., 42 Tab.; Gießen.
- SANDBERG, C. A., & ZIEGLER, W. (1979): Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian *styracis*-Zone, United States and Germany. – *Geologica et Palaeontologica*, **13**: 173–212, 2 Abb., 7 Taf.; Marburg.
- SAUER, G. (1979): Fundberichte aus Hessen. Register für die Jahrgänge 1961–1975. – **16**, 195 S., 3 Abb.; Wiesbaden.
- SCHAEFFER, R. (1979): Die Vulkanogen-Sedimentären Manganerzlager des Unterkarbons bei Laisa, Kreis Waldeck-Frankenberg. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **21**: 34–35; Hannover.
- SCHAUMBERG, G. (1979): Neue Kenntnisse über die Anatomie von *Janassa bituminosa* (SCHLOTHEIM), Holocephali, Chondrichthyes aus dem permischen Kupferschiefer. – *Paläont. Z.*, **53** (3/4): 334–346, 8 Abb.; Stuttgart. [Richelsdorf]

- (1979): Neue Nachweise von Bryozoen und Brachiopoden als Nahrung des permischen Holocephalen *Janassa bituminosa* (SCHLOTHEIM). Ein Beitrag zur Ökologie des Kupferschiefers. – *Philippia*, **4** (1): 3–11, 5 Abb.; Kassel. [Funde aus dem Kupferschiefer von Richelsdorf (Hessen)]
- SCHENK, G. J. (1979): Die Diatomeenvegetation des „Salzbrunnens“ bei Rothenkirchen (Hessen). – *Philippia*, **4** (1): 12–20, 2 Abb., 4 Tab.; Kassel.
- SCHNEIDER, W., & PAULITSCH, P. (1979): Prograde Metamorphose in Quarziten des Taunus (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 283–291, 9 Abb.; Wiesbaden.
- SCHRAFT, A. (1979): Das Neogen bei Oppenheim (Mainzer Becken). – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **17**: 73–106, 1 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- SCHULZ, H. (1979): 150 Jahre Rheindurchstich am Köhlpf. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **104**: 29–40, 2 Abb.; Wiesbaden.
- SCHWAB, M. (1979): Zum Deckenbau in den Varisziden (Harz – Rheniden – Südwestural). – *Z. geol. Wiss.*, **7** (9): 1131–1155, 10 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- SCHWAB, G., SÖLLIG, A., & TESCHKE, H.-J. (1979): Zur Entwicklung der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge der Mitteleuropäischen Senke. – *Z. geol. Wiss.*, **7** (3): 315–332, 10 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- SOURIAU, A. (1979): Upper mantle beneath the Paris Basin and Benelux, including possible volcanic anomalies in Belgium. – *Tectonophysics*, **57**: 167–188, 12 Abb., 8 Tab.; Amsterdam – Oxford – New York. [Bezug zu Oberrheingraben]
- STELLRECHT, R., & EMMERMANN, R. (1979): Bau und Stoffbestand des Olivinnephelinit-Vorkommens vom Roßberg bei Darmstadt. – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **136** (1): 26–41, 3 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- STOPPEL, D. (1979): Das Schwerspatlager vom Schönscheid bei Günterod (Unterdevon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 93–104, 3 Abb.; Wiesbaden.
- STREIT, U. (1979): Raumvariante Erweiterung von Zeitreihenmodellen: Ein Konzept zur Synthetisierung monatlicher Abflußdaten von Fließgewässern unter Berücksichtigung von Erfordernissen der wasserwirtschaftlichen Planung. – *Gießener geogr. Schr.*, **46**, 105 S., 10 Abb., 15 Tab.; Gießen. [Untersuchungen auch an hessischen Gewässern]
- STRIEGLER, R., & STRIEGLER, U. (1979): Bemerkungen zu den variszischen Faltungen in Mitteleuropa. – *Z. geol. Wiss.*, **7** (12): 1393–1409, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1979): Zur geothermischen Geschichte des Oberrheingrabens. Zusammenfassung und Auswertung eines Symposiums. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **27**: 109–120, 4 Abb.; Krefeld.
- THEILEN, F., & MEISSNER, R. (1979): A comparison of crustal and upper mantle features in Fennoscandia and the Rhenish shield, two areas of recent uplift. – *Tectonophysics*, **61**: 227–242, 11 Abb.; Amsterdam.
- TOBIAS, W. (1979): Senckenbergische Umweltforschung im Untermain-Gebiet. – *Natur u. Mus.*, **109** (6): 200–202, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- TOUSSAINT, B. (1979), mit Beitr. v. SALAY, G.: Methodische Untersuchungen zur Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, NF, **61**: 193–249, 16 Abb., 5 Tab.; Stuttgart. [Beispiele aus Südhessen]
- VOSSOUGH-ABEDINI, M. (1979): Die porphyrischen basischen Vulkanite des Oberen Mitteldevons und Unteren Oberdevons der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 45–92, 12 Abb., 8 Tab.; Wiesbaden.
- WAGENBRETH, O. (1979): Bemerkungen zum Begriff und zur regionalen Position des finalen Vulkanismus. – *Z. geol. Wiss.*, **7** (3): 375–384, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin. [Mitteleuropäische Basaltzone]
- WEBER, H., ENGELS, W., & MAAK, H. (1979): Die Neubaustrecke Hannover–Würzburg. – *Eisenbahntechn. Rdsch.*, **28** (10): 725–734, 3 Abb.; Darmstadt.
- WELTE, D. H. (1979): Organisch-geochemische Untersuchungen zur Bildung von Erdöl-Kohlenwasserstoffen an Gesteinen des mittleren Oberrhein-Grabens. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **27**: 51–73, 2 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- WENTZEL, K. F. (1979): Helmut Sauer zum 70. Geburtstag. – *Natur u. Landschaft*, **54** (12): 437; Stuttgart. [Betr. Braunkohlenabbau am Hohen Meißner]

- WERNER, C.-D., & RÖSLER, H. J. (1979): Aussagemöglichkeiten der initialen Magmatite für die Klärung struktureller Verhältnisse am Beispiel des mitteleuropäischen Variszikums. – Z. geol. Wiss., **7** (3): 353–366, 13 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- WERNER, R. (1979): Periglaziale Ablagerungen und Hangentwicklung am Kapellen-Berg bei Hofheim am Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 163–177, 10 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- WIEGAND, K. (1979): Der Vogelsberg. – Hydrol. Atlas BRD, Textband: 186–190, 5 Abb.; Boppard (H. Boldt-Verlag).
- WILKE, H.-J. (1979), mit Beitr. von FAHLBUSCH, K., & FETTEL, M.: Hessen. Ausführliche Beschreibung von über 100 wichtigen Mineral-Fundstellen sowie Hinweise auf weitere Lokalitäten. – Mineralfundstellen, **7**, 240 S., 61 Abb.; München (Weise).
- & SCHÖFFMANN, W. (1979): Rund um den Vogelsberg. – Lapis, **4** (6): 30–34, 6 Abb.; (7/8): 51–55, 6 Abb.; München (Weise).
- WINTER, K.-P. (1979): Luftbildgeologische Untersuchungen im Bereich des „Mainz-Binger-Grabens“ und seiner Randgebiete. – Forsch.-Ber. 1977–78 geol. paläont. Inst. Uni. Frankfurt a. M.: 56–57, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- WITHJACK, M. (1979): An analytical model of continental rift fault patterns. – Tectonophysics, **53**: 59–81, 10 Abb.; Amsterdam. [Vergleich mit Oberrheingraben]
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ / δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Abh. Hessen, **80**, 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- WOHLENBERG, J. (1979): The Subsurface Temperature Field of the Federal Republic of Germany. – Geol. Jb., **E 15**: 3–29, 27 Abb.; Hannover.
- ZAKOSEK, H. (1979), mit Beitr. v. ASTHALTER, K.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5814 Bad Schwalbach, 35 S.; Wiesbaden.
- 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.
- ZIEGLER, W. (1979): Historical Subdivisions of the Devonian. In: The Devonian System. A Palaeontological Association International Symposium. – Special Papers in Palaeontology, **23**: 23–47, 7 Abb.; London.
- ZOUBEK, V. (1979): Korrelation des präkambrischen Sockels der mittel- und westeuropäischen Varisziden. – Z. geol. Wiss., **7** (9): 1057–1064; Berlin.
- Beurteilung der hessischen Kläranlagen. – Gas- u. Wasserf., **120** (12): 591; München 1979.
- „Der Untermain“ – ein flußökologisches Portrait. – Natur u. Mus., **109** (7): 253–254, 2 Abb.; Frankfurt a. M. 1979.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Hoch- und Oberrhein mit Neckar, Anteile des Maingebietes und der Donau bis Ulm. Abflußjahr 1976. – 212 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1979.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Hoch- und Oberrhein mit Neckar, Anteile des Maingebietes und der Donau bis Ulm. Abflußjahr 1977. – 212 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1979.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Hoch- und Oberrhein mit Neckar, Anteile des Maingebietes und der Donau bis Ulm. Abflußjahr 1978. – 229 S., 3 Beil., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1979.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet, Abschnitt Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1974. – 124 S., 1 Kt.; München (Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.) 1979.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet (einschließlich Anteile von Maas u. Vechte). Abflußjahr 1973. – 226 S., 5 Kt.; Mainz (L.-Amt Gewässerkde. Rheinland-Pfalz) 1979.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet (einschließlich Anteile von Maas u. Vechte). Abflußjahr 1974. – 241 S., 5 Kt.; Mainz (L.-Amt Gewässerkde. Rheinland-Pfalz) 1979.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1978. – 300 S., 1 Kt.; Hannover (L.-Stelle Gewässerkde.) 1979.
- Hoher Rheinwasserstand verdeckt die Probleme der Wasserwerke. Zum Arbeitsbericht 1977 der ARW. – Gas- u. Wasserf., **120** (1): 33–34; München 1979.
- Milliarden für den Main. – Gas- u. Wasserf., **120** (11): 548; München 1979.

Trinkwassergewinnung an Bodensee und Rhein. Wasserwerke, die zum Teil reines Oberflächenwasser, Uferfiltrat oder künstlich angereichertes Grundwasser fördern, Untersuchungen des Rheinwassers – AWBR – ARW. – Gas- u. Wasserf., **120** (5): 240, 1 Abb.; München 1979.

10 Jahre Außenstelle Lochmühle. – Natur u. Landsch., **54** (12): 436; Stuttgart 1979. [Naturschutzgebiet „Lochborn“ bei Bieber]



MARK ROSE

OSKAR ROSE †

Am 30. Dezember 1979 verstarb in Wiesbaden im 93. Lebensjahr Herr Konrektor i. R. OSKAR ROSE. Er war seit 1956 freiwilliger Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Eine fortschreitende Arthrose zwang ihn, ab 1970 seine Geländetätigkeit, die hauptsächlich in Begehungen des Taunusquarzits und dem Bergen von Fossilien aus demselben bestand, aufzugeben.

OSKAR ROSE wurde am 16. 3. 1887 in Mahndorf im ehemaligen Kreis Achim, Regierungsbezirk Hannover, geboren. Von 1893–1901 besuchte er die Mittelschule in Nordhausen am Harz, im Anschluß daran das Lehrerseminar in Eisleben bis zum Jahre 1907. Die zweite Lehrerprüfung legte er in Elsterwerda ab. Er nahm am ersten Weltkrieg teil, wurde schwer verwundet und verlor dabei ein Auge. Nach dem Kriege studierte er in Frankfurt am Main Psychologie, Philosophie, Französisch und Englisch. Danach war er als Lehrer, später als Konrektor, an der Blücherschule in Wiesbaden tätig. Im Jahre 1945 trat er in den Ruhestand. – Der Verstorbene war mit Frau HILLEVI ROSE, geborene ERNST verheiratet. Aus der harmonischen Ehe ist ein Sohn hervorgegangen.

Nachdem OSKAR ROSE als Lehrer in Wiesbaden seßhaft geworden war, fand er auch bald Kontakt zum Nassauischen Verein für Naturkunde, dem er 1926 als Mitglied beiträt. In Anerkennung seiner regen Mitarbeit und seiner Verdienste um den Verein ernannte ihn dieser 1961 zum korrespondierenden Mitglied. Schon bald nach seinem Eintritt schloß er sich näher dem damaligen Kustos der geologisch-paläontologischen Sammlung des Museums, M. GALLADÉ, an, der ihn in die Geologie des Taunus und des Taunusvorlandes einführte. GALLADÉ regte ihn auch dazu an, den oft auf weite Strecken fossilfreien Taunusquarzit nach Fossilien abzusuchen. Auf vielen Wanderungen und Exkursionen, teils allein, teils mit Freunden oder Vereinsmitgliedern, ist es ihm so gelungen, eine stattliche Sammlung von Fossilien des Taunusquarzits zu bergen und zusammenzutragen. In zwei Veröffentlichungen berichtet er über Funde und Fundstellen im Taunusquarzit:

ROSE, O.: Versteinerungen im Taunusquarzit des Rheintaunus. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **83**: 50–58, 1 Abb.; Wiesbaden 1936.

– Neuer Fundort von Versteinerungen des Taunusquarzits an der Rentmauer bei Wiesbaden. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., **88**: 85–86; Wiesbaden 1950.

ROSES Fossilsuche war jedoch nicht auf die Quarzitzüge im Taunus beschränkt, wie das Material seiner Sammlung ausweist. Es finden sich darin auch Stücke aus anderen Schichten des Devons des Rheinischen Schiefergebirges bis hinauf ins Limburger Becken. – Bemerkenswert ist auch sein Suchen nach Fossilien in den

Grauen Phylliten des Taunus im Goldsteintal bei Wiesbaden. Dort wältigte er einen Fossilfundpunkt v. REINACHS auf, und es gelang ihm, eine Fauna aus Korallen, Brachiopoden und vermeintlichen Graptolithen zu bergen. Leider war es jedoch aufgrund der schlecht erhaltenen Fundstücke nicht möglich, eine endgültige stratigraphische Einstufung dieser Schichten durchzuführen.

Von Exkursionen ins Pfälzer Bergland brachte er gut erhaltenes Belegmaterial mit Fossilien aus dem Rotliegenden mit. Auch aus dem Tertiär des Mainzer Beckens finden sich in seiner Sammlung vorzüglich erhaltene pflanzliche und tierische Fossilien von Fundpunkten, die heute größtenteils nicht mehr zugänglich sind.

Nur einen Teil seines umfangreichen Sammlungsmaterials konnte ROSE selbst bearbeiten und bestimmen. Uneigennützig stellte er einen großen Teil der von ihm gefundenen Fossilien und Gesteinsproben zur weiteren wissenschaftlichen Bearbeitung zur Verfügung. Hierdurch kam er in Verbindung mit A. FUCHS, G. DAHMER, W. E. SCHMIDT, H. SCHMIDT, F. MICHELS, W. GROSS und anderen, von denen ihm einige in freundschaftlicher Weise verbunden waren.

Nach der Bearbeitung kam ein Teil des ROSE'schen Belegmaterials in die Sammlungen der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin, in das Senckenberg-Museum in Frankfurt am Main und in die Naturwissenschaftliche Sammlung des Museums in Wiesbaden. Der größte Teil jedoch, teils bearbeitet, teils unbearbeitet, ging im Jahre 1965 an die paläontologisch-stratigraphische Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung.

Alle, die ihn kannten, werden OSKAR ROSE als einen stets hilfsbereiten und bescheidenen, liebenswerten Mitmenschen in guter Erinnerung behalten.

ALBERT KARSCHNY und FRITZ KUTSCHER

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1980 (1. 1. – 31. 12. 1980)

I. Geologische Landesaufnahme

I 1. Geologische Kartierung

Geologische Karte 1:25 000

Blatt-Nr. u. -Name	Ausgeführte Arbeit	Blatt-Nr. u. -Name	Ausgeführte Arbeit
4520 Warburg	Druckvorbereitung	5320 Burg-Gemünden	Feldaufnahme
4521 Liebenau	Arbeiten unterbrochen	5325 Spahl	Arbeiten unterbrochen
4722 Kassel-Ndzw.	Arbeiten unterbrochen	5326 Tann	Arbeiten unterbrochen
4723 Oberkaufungen	Druckvorbereitung	5418 Gießen	Herausgabe
4821 Fritzlar	Arbeiten unterbrochen	5518 Butzbach	Feldaufnahme
4822 Gudensberg	Arbeiten unterbrochen	5619 Staden	Feldaufnahme
4925 Sontra	Druckvorbereitung	5622 Steinau	Feldaufnahme
5018 Wetter (Hessen)	Arbeiten unterbrochen	5917 Kelsterbach	Herausgabe
5216 Oberscheld	Arbeiten unterbrochen		

Herausgegeben wurden die Blätter der Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 mit Erläuterungen

5418 Gießen (2., ergänzte Auflage)

5917 Kelsterbach (2., neu bearbeitete Auflage)

sowie eine geologische Karte des Reinhardswaldes i. M. 1:50 000

Von Mitarbeitern der geologischen Landesaufnahme wurden wesentliche Beiträge für objektbezogene Arbeiten geleistet, die in den Abschnitten II 2 und II 3 genannt sind, u. a. beim Ansetzen und Bearbeiten von Bohrungen für das Bundesbohrprogramm, Projekt Kupferschiefer, sowie bei der stratigraphischen Bearbeitung von Bohrungen für die DB-Neubaustrecken und den U- und S-Bahnbau in Frankfurt a. Main. Aufgrund dieser Tätigkeiten mußten die Arbeiten bei der Aufnahme oder der Herausgabe einer ganzen Anzahl von Blättern unterbrochen werden.

Wissenschaftler des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung arbeiteten wie im Vorjahr in der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften mit.

Die künftigen Arbeitsschwerpunkte werden bei der Aufnahme der bisher nicht kartierten („weißen“) Blätter liegen, um das Kartenwerk der Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 zu vervollständigen, darüber hinaus in Osthessen (DB-Neubaustrecken, Kalibergbau) sowie in Nordosthessen, wo ein Teil der Blätter bereits vor mehr als 100 Jahren kartiert wurde und deshalb völlig veraltet ist.

Mit Vertretern interessierter Hochschulinstitute wurde ein Grundsatzgespräch über die Zusammenarbeit auf dem Gebiet der geologischen Kartierung geführt, mit dem Ziel, Kartierarbeiten der Hochschulen soweit möglich in die Herausgabe geologischer Karten einzubeziehen. Diese Bemühungen führten zu einem ersten Erfolg mit der Herausgabe von Blatt 5917 Kelsterbach in Zusammenarbeit mit dem Geographischen Institut der Universität Frankfurt a. Main, Prof. Dr. SEMMEL. Enge Zusammenarbeit besteht auch mit den Geologischen Instituten der Hochschulen bzw. Universitäten in Berlin, Darmstadt, Göttingen, Marburg und Kiel.

Biostratigraphie, Paläontologie

Bei der geologischen Landesaufnahme und bei der Untersuchung von Bohrungen sowie von wichtigen temporären Aufschlüssen wurden zahlreiche paläontologische Proben entnommen, um Mikrofossilien für die Alterseinstufung der Gesteinsfolgen zu gewinnen. Das im Berichtsjahr bearbeitete Material stammt aus folgenden Gesteinsschichten und Blattgebieten:

- 34 Kalksteinproben aus paläozoischen Gesteinsfolgen (Devon, Karbon, Perm) der Blätter 5215 Dillenburg, 5216 Oberscheld, 5222 Grebenau, 5316 Ballersbach und 5518 Butzbach.
 517 Sand-, Mergel- und Tonproben aus mesozoischen und känozoischen Gesteinsfolgen der Blätter 4423 Oedelsheim, 4522 Hofgeismar, 4722 Kassel-Niederzwehren, 4723 Oberkaufungen, 4824 Hess. Lichtenau, 5021 Ziegenhain, 5414 Mengerskirchen, 5518 Butzbach, 5519 Hungen, 5523 Neuhof, 5818 Frankfurt a. M. Ost, 5914 Eltville (Rhein), 5915 Wiesbaden, 5917 Kelsterbach und 5919 Seligenstadt.

Die paläontologisch-biostratigraphischen Untersuchungen von Proben der Blätter 4723 Oberkaufungen, 5216 Oberscheld und 5518 Butzbach wurden vorwiegend im Rahmen der geologischen Landesaufnahme durchgeführt, um stratigraphische, tektonische und paläogeographische Fragen zu klären.

Mikropaläontologische Untersuchungen von Proben der übrigen genannten Blätter dienten der stratigraphischen Einstufung und geologischen Deutung von Aufschlüssen und vor allem von Bohrungen, die zur Erkundung oberflächennaher Lagerstätten oder zur Erstellung von hydrogeologischen und ingenieurgeologischen Gutachten niedergebracht wurden.

Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1980 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 108, 277 S., 68 Abb., 22 Tab., 10 Taf.

Geologische Karte von Hessen 1:25 000:

Blatt 5418 Gießen und Erläuterungen, 2., ergänzte Aufl., 163 S., 9 Abb., 11 Tab.

Blatt 5917 Kelsterbach und Erläuterungen, 3., neu bearbeitete Aufl., 221 S., 17 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 2 Beibl.

Geologische Karte des Reinhardswaldes 1:50 000 und Erläuterungen, 32 S., 10 Abb.

Bodenkarte von Hessen 1:25 000:

Blatt 5717 Bad Homburg v. d. Höhe und Erläuterungen, 99 S., 8 Tab., 8 Prof.

Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000:

Blatt Eltville

Informationsfaltblatt: In 4 Stunden durch 400 Mio. Jahre, 1. und 2. Aufl., 16 S.

Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1980 betrug 3015 Einheiten, davon 2347 Bände und 668 Karten. Die Anzahl der Tauschpartner hat sich von 405 auf 408 erhöht.

Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 2892 Bände und 395 Karten.

Vertriebsstelle

Vom 1. Januar – 31. Dezember 1980 wurden verkauft:

1399 Geologische Karten 1:25 000

1863 Übersichtskarten

320 Bodenkarten 1:25 000

1093 sonstige Veröffentlichungen

I 2. Bodenkunde

Bodenkarte 1:25 000

Blatt-Nr. u. -Name	Ausgeführte Arbeit	Blatt-Nr. u. -Name	Ausgeführte Arbeit
4523 Münden	Druckvorbereitung	5717 Bad Homburg v.d.H.	Herausgabe
4622 Kassel West	Arbeiten unterbrochen	5718 Ilbenstadt	Feldaufnahme
4722 Kassel-Ndzw.	Arbeiten unterbrochen	5819 Hanau	Feldaufnahme
4921 Borken (Hessen)	Arbeiten unterbrochen	5918 Neu-Isenburg	Feldaufnahme
5217 Gladenbach	Arbeiten unterbrochen	6017 Mörfelden	Feldaufnahme
5417 Wetzlar	Feldaufnahme	6117 Darmstadt West	Feldaufnahme
5418 Gießen	Druckvorbereitung	6118 Darmstadt Ost	Druckvorbereitung
5519 Hungen	Feldaufnahme		

Herausgegeben wurde das Blatt der Bodenkarte von Hessen 1:25 000 mit Erläuterungen

5717 Bad Homburg v. d. H.

sowie die Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:25 000, Blatt Eltville.

Außerdem wurde eine Bodenübersichtskarte des Stadtgebietes von Frankfurt a. Main i. M. 1:25 000 bearbeitet, die vom Magistrat der Stadt Frankfurt a. Main herausgegeben wurde.

Weitere Objektkartierungen wurden ausgeführt für die bodenkundliche Beurteilung von Straßennetzvarianten der geplanten Umgehung der Ortslage von Ernsthäusen, Ldkrs. Marburg, im Zuge der B 252 und B 62.

Ab 1981 wird ein Vierjahresprogramm zur bodenkundlichen Kartierung 1:25 000 des Hessischen Rieds begonnen. Die Kartierung ist objektbezogen und dient der Beurteilung von Fragen im Zusammenhang mit der Grundwasseranreicherung und der Nutzung von Rheinwasser zur Beregnung. Nach Abschluß dieser Kartierung sollen die teilkartierten Blätter vervollständigt und im Rahmen der Bodenkarte von Hessen 1:25 000 veröffentlicht werden.

Parallel mit den genannten Kartierungen laufen Vorbereitungen für ein Programm zur Untersuchung der geogenen Schwermetallgehalte in Hessen. Die bodenkundliche Kartierung der Ballungsgebiete wird zugunsten der obengenannten Vorhaben zurückgestellt, jedoch werden die Blätter noch fertiggestellt, deren Kartierung kurz vor dem Abschluß steht.

Im Berichtsjahr wurden 38 Gutachten zur Eignung von Flächen für die Anlage oder Erweiterung von Friedhöfen erstattet.

I 3. Luftbildgeologie und Geophysik

Luftbildgeologie

Für die geologische Landesaufnahme wurde die gefügetektonische Bearbeitung des Bl. 5917 Kelsterbach fertiggestellt und als Erläuterungsbeitrag veröffentlicht, auf Bl. 5619 Staden parallel zur geologischen Feldaufnahme begonnen. Die Aufnahmen für die bruchtektonische Übersichtskarte 1:100 000 wurden im Werragebiet und südlichen Odenwald fortgeführt.

Für ingenieurgeologische Arbeiten wurden vornehmlich Beiträge zu Tunnelbauprojekten (Straßentunnel Oberrieden, Hirschhorn und Weinheim sowie die Tunneltrassen der DB Dietershan und Schwarzenfels) geleistet. Die großmaßstäbigen Untersuchungen dienten der Feststellung von bruchtektonisch kritischen Trassenabschnitten.

Weitere objektbezogene bruchtektonische Auswertungen wurden zur Unterstützung hydrogeologischer Aufgaben vorgenommen. Sie betrafen die Erkundung von Grundwasserfließwegen im Festgestein (Trinkwassererschließung und Trinkwasserschutz).

Die angewandte Forschung konnte im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes „Fernerkundung“ weitergeführt werden. Wichtigste Ergebnisse sind die nähere Erkundung des Zusammenhangs zwischen Ursache, Übermittlung und Abbildung von gefügetektonisch relevanten Fernerkundungssignalen, die Definition der Verwerfungs-Abbildung und – in Zusammenarbeit mit Dezernat II 3 – die interpretative Merkmalsbestimmung graduell unterschiedlicher Gebirgsbeanspruchung. Die Rechenprogramme zur automatischen Bildkorrektur wurden erweitert, solche der rechnergestützten Analyse verbessert und zur Nutzung größerer Rechenkapazitäten zur Großrechenanlage der HZD kompatibel gemacht.

Geophysik

Mit der geomagnetischen Vermessung auf den Bl. 5423 Großenlüder, 5618 Friedberg (Hessen), 5718 Ilbenstadt und 5719 Altenstadt sind die Feldarbeiten zur

Errichtung eines geomagnetischen Meßnetzes über Hessen im wesentlichen abgeschlossen. Zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme wurden geophysikalische Messungen auf den Bl. 4520 Warburg und 5518 Butzbach durchgeführt.

Als Beitrag zur ingenieurgeologischen Beurteilung der Bundesbahntrasse Hannover–Würzburg wurde der Trassenverlauf auf den Bl. 4823 Melsungen, 4923 Altmorschen, 5023 Ludwigseck, 5123 Niederaula, 5223 Queck, 5324 Hünfeld, 5424 Fulda und 5523 Neuhof durch geoelektrische Widerstandsmessungen kartiert. Die Kartierung diente der Erkundung von Solutionssenken. Auf Bl. 5520 Nidda fanden geophysikalische Untersuchungen im Bereich der Eichelbachtalsperre für eine talsperrengeologische Begutachtung statt, wie auch auf Bl. 5913 Presberg im Gebiet der geplanten Ernstbachtalsperre. Als Beitrag zur Trassenuntersuchung für den geplanten Straßentunnel Weinheim wurde eine geomagnetische Kartierung vorgenommen. – Eine Reihe von Messungen betraf die Überwachung einer Mülldeponie auf Bl. 5916 Hochheim (Main). – Für amtliche Belange sind 27 Bohrlöcher geophysikalisch vermessen worden. Geoelektrische Widerstandsmessungen auf den Bl. 5615 Villmar, 5614 Limburg a. d. Lahn und 5514 Hadamar dienten der Erkundung oberflächennaher Lagerstätten.

II Rohstoffgeologie und Ingenieurgeologie

II 1. Mineralische Rohstoffe

Im Rahmen des seit 1974 laufenden „Programmes zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“ wurden 1980 insgesamt 18 Bohrungen mit einer Gesamtteufe von 521,10 lfdm mit einem Kostenaufwand von 199 974,07 DM niedergebracht. Die Bohrpunkte lagen dieses Jahr im Kinzigtal, im Gebiet Babenhausen und im Goldenen Grund. Die Bohrungen dienten ausschließlich der Erkundung von Lagerstätten von Sand und Kies.

Im Rahmen der Lagerstättenkartierung Hessens i. M. 1:25 000 (LK 25) wurden 22 Blätter aufgenommen. Zu den Erläuterungen der GK 25 Hessen, Bl. 5622 Steinau, 4723 Oberkaufungen, 5418 Gießen und 5518 Butzbach wurden die Kapitel Lagerstätten verfaßt.

Lagerstättenwirtschaftliche Gutachten wurden zu 7 Projekten erstattet. Eines dieser Gutachten diente dazu, durch Veränderungen im Rohstoffangebot die Temperatur bei Brennprozessen zu senken. Dazu kam 1 Gerichtsgutachten.

Für den Bereich der Regionalen Planungsgemeinschaften Nordhessen und Starkenburg wurden die Karten „Vorranggebiete oberflächennaher Lagerstätten“ i. M. 1:100 000 fortgeschrieben und aktualisiert. Dabei wurde jetzt in „Vorranggebiete oberflächennaher Lagerstätten“ und „Vorranggebiete für den Abbau oberflächennaher Lagerstätten“ unterschieden. Die Karte ist Grundlage der Fortschreibung der SL-Karten der genannten Raumordnungspläne.

Innerhalb der verschiedenen Planungsverfahren wurden insgesamt 741 Stellungnahmen abgegeben. Darunter befanden sich 20, z. T. sehr aufwendige und sehr schwierige Raumordnungsverfahren.

Im Rahmen der praxisbezogenen Forschung wurden die Arbeiten an der Rohstoffkarte Hessen (RK 50) fortgeführt. Diese Karte kann als Grundlage landesplanerischer Entscheidungen dienen, soweit sie vom Geopotential her beeinflußt werden.

II 2. Mineralogie und Petrologie

Im Rahmen der Untersuchungen von stratiformen Metallanreicherungen im Kupferschiefer (Rhenoharzynikum und Bundesbohrprogramm) wurden 74 Proben aus den Rhenoharzynikum-Bohrungen Lüdersdorf, Mörshausen, Sterkelshausen, Obergude und Braach sedimentpetrographisch-erzmikroskopisch und im Falle der Erzparagenese von Lüdersdorf auch mit der Mikrosonde untersucht (186 Mineralanalysen und 70 Verteilungsbilder). Neben Tennantit, Kupferkies, Bornit, Digenit als Cu-Träger ist hierbei der Nachweis von Co-Ni-Arseniden (Glanzkobalt, Safflorit-Rammelsbergit sowie Skutteredit) von Bedeutung. Der Abschlußbericht für das Bohrprogramm Rhenoharzynikum wurde im Juli 1980 an die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, abgegeben.

Parallel dazu liefen 1980 die Auswertung der geochemischen Daten sowie die Analysen von Bohrproben aus Bohrungen des Bundesbohrprogrammes. Bisher wurden im Rahmen dieses Vorhabens 16 Bohrungen mit insgesamt rd. 8 547 Bohrm Metern niedergeteuft:

Bohrung:		Endteufe (m)	Bearb. Abschn. (m)	Proben- zahl
Ronshausen 15	Bl. 5025 Hönebach	318,5	10,68	118
Ronshausen 16	Bl. 5025 Hönebach	761,3	8,80	37
Ronshausen 17	Bl. 5025 Hönebach	551,0	11,39	161
Lehrbach	Bl. 5220 Kirtorf	531,5	—	—
Wallersdorf	Bl. 5222 Grebenau	372,0	0,13	3
Eifa	Bl. 5222 Grebenau	166,4	—	—
Kleba	Bl. 5123 Niederaula	558,0	11,98	79
Reckrod 2	Bl. 5224 Eiterfeld	755,0	12,81	123
Rohrbach	Bl. 5024 Rotenburg a. d. Fulda	545,0	9,00	97
Aul	Bl. 5622 Steinau	631,0	18,94	125
Marjoß	Bl. 5723 Altengronau	511,0	15,00	87
Ufhausen	Bl. 5225 Geisa	1202,9	12,49	65
Braunsen	Bl. 4620 Arolsen	493,1	6,00	65
Hahausen	Bl. 4027 Lutter a. Barenberge	493,9	18,22	60
Rittershain	Bl. 4925 Sontra	—	(2,33)	(28)
Wildeck	Bl. 5025 Hönebach	—	(9,26)	(45)
		7890,6	147,06	1168

Von den Brg. Rittershain (Esso-Erz AG) und Wildeck (Kali + Salz AG) wurden im HLfB die Kupferschieferbereiche untersucht.

Analytisch abgeschlossen sind die Brg. Ronshausen 15 (bereits 1979), 16, 17, Kleba, Reckrod 2, Lehrbach und Wallersdorf; die übrigen sind für die Analyse vorbereitet. Gleichfalls für die Analyse vorbereitet sind die Brg. Sieglos (Bl. 5124 Bad Hersfeld) und Buchenau (Bl. 5224 Eiterfeld), die von der Kali + Salz AG durchgeführt worden sind.

Die Brg. Ronshausen 15 inbegriffen sind insgesamt 624 Proben auf generell 16 Elemente untersucht und 560 Proben (die Brg. Sieglos und Buchenau inbegriffen) für die laufende Analyse vorbereitet worden.

Erzmikroskopisch wurden bisher die Brg. Ronshausen 15, Ronshausen 16, Wallersdorf, Kleba und Reckrod 2 bearbeitet. Eine differenzierbare Erzparagenese wurde nur in den Brg. Wallersdorf (Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Tennantit, Bornit, Pyrit, Markasit), Kleba (Pyrit, Markasit, Tennantit, Tetraedrit, Digenit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende) sowie Reckrod 2 (Untersuchung noch nicht endgültig abgeschlossen) festgestellt. Als Ergänzung der erzmikroskopischen Untersuchungen der Erzparagenese in der Brg. Kleba wurden 241 Mineralanalysen mit der Mikrosonde angefertigt und die Verwachsungsverhältnisse mit 134 Abbildungen dokumentiert.

Das im Mai 1980 gelieferte ICP-Multielement-Spektrometer wurde bis Ende des Jahres in Betrieb genommen.

Ferner wurden die petrologisch-geochemischen Untersuchungen von mafisch-ultramafischen Einschlüssen in Basalten des Vogelsberges abgeschlossen (hierzu 247 Mineralanalysen mit der Mikrosonde). Der Abschlußbericht über dieses DFG-Vorhaben wurde am 28. 1. 1980 der DFG zugeleitet.

Die Untersuchung über die Genese der Uran-Anreicherungen im Odenwald wurden fortgeführt (326 Proben auf U-, Th- und K 40 Gehalt mit dem γ -Spektrometer untersucht, in 206 Erzproben der radioaktive Gleichgewichtszustand ermittelt, 957 quantitative Analysen sowie 807 Sekundärelektronen- und Verteilungsbilder mit der Mikrosonde). Der Abschlußbericht wurde im August 1980 an die DFG abgegeben.

Die petrologische Bearbeitung der durch die geologische Landesaufnahme in Angriff genommenen Blätter (5320 Burg-Gemünden, 5518 Butzbach, 5622 Steinau) wurde fortgeführt. Abgeschlossen wurde das Manuskript „Neuerkenntnisse zu den vulkanischen Gesteinen“ des Bl. 5418 Gießen sowie der Erl.-Beitr. „Vulkanische Gesteine“ zu Bl. 4723 Oberkaufungen. Zur Unterstützung der petrologischen Untersuchungen auf Bl. 5518 Butzbach wurden 1077 Mineralanalysen mit der Mikrosonde durchgeführt. Abgeschlossen wurde auch das Manuskript über „Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg“ (Geol. Abh. Hessen, 81).

Für die Ingenieurgeologie wurden ca. 400 Buntsandsteinproben vom Bereich des Tunnels Oberrieden auf die Art der Kornbindung und des Bindemittels untersucht. In 83 Proben von den Bl. 4619 Mengerlinghausen, 4620 Arolsen, 4519 Marsberg, 4520 Warburg und 5917 Kelsterbach wurden Schwerminerale bestimmt und quantitativ ausgezählt (Landesaufnahme).

Für das Dezernat Mineralische Rohstoffe wurden in 117 Tonproben (Fraktion < 2 μ m) röntgenographisch Tonminerale bestimmt. Für das Dez. Ingenieurgeologie wurden 80 Tonsteine und Tone phasenanalytisch mit dem Röntgengerät unter-

sucht. In 123 Proben aus dem Kupferschieferprogramm (Bundesbohrprogramm) wurden röntgenographisch halbquantitativ die Karbonatminerale bestimmt. Zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme wurden in 19 Proben von Bl. 5518 Butzbach Analcim und Feldspatvertreter bestimmt. Zur Unterstützung der bodenkundlichen Kartierung und Sonderuntersuchungen wurden 26 Bodenproben auf Tonminerale in abgetrennten Fraktionen untersucht.

145 Basaltproben von den Bl. 5418 Gießen, 5518 Butzbach, 5325 Spahl und 5326 Tann sowie 113 Tonproben (Dez. II 1) wurden röntgenfluoreszenzanalytisch auf 8 Komponenten (2064 Einzelbestimmungen) untersucht.

Auf dem Gebiet der EDV wurden analytische Daten für die genannten Abschlußberichte und Erl.-Beiträge statistisch und graphisch ausgewertet. Dazu mußten vorerst eine Reihe von neuen Rechenprogrammen entwickelt und im Rechner PDP 11-34 installiert werden.

Darüber hinaus wurden Programme für die Spurenelement-Bestimmung mit der Röntgenfluoreszenz-Analyse in intermediären und sauren Gesteinen entwickelt und getestet und ferner an der Erweiterung des Betriebssystems am Rechner der Mikrosonde für neue Peripheriegeräte sowie an Programmtests zur Übernahme der ICP-Daten auf den Rechner PDP 11-34 gearbeitet.

II 3. Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind

176 Gutachten (248/283/272)*
66 Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert (51/74/80) und
695 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen

erstellt worden.

Die Zahlen der Gutachten verteilen sich auf:

48 Behördenbauten (25/32/42), 1 Universitätsneubau (7/8/4), 10 Bauvorhaben der Bundeswehr (36/35/35), 19 Bauvorhaben der Landkreise und Kommunen, einschließlich Industriegelände (32/54/30), 14 Bauvorhaben nach den RSG, FBG und WWO (12/14/9), 5 allgemeine Straßenbauvorhaben (50/22/14), 7 Gutachten für BAB-Teilstrecken (3/10/7), 22 Gutachten für BAB-Ingenieurbauwerke (37/66/65), 14 Gutachten für Talsperren und HRB (11/9/15), 30 Gutachten für Aufsichtsbehörden (30/36/39), 5 Gutachten über Rutschungen (4/3/5), 1 Gutachten für DB-Neubaustrecken einschließlich Tunnel (-/-/7).

Für Maßnahmen der Hess. Straßenbauverwaltung sind 1980 noch 34 Einzelgutachten (171/89/86) erstattet worden, d. s. 19 % der gesamten Gutachten (37 %/32 %/32 %). Bei diesen Gutachten handelt es sich um Abwicklungen von vorhandenen Aufträgen. Das gleiche gilt für die mehr oder weniger ständige Beratung folgender Neubaustrecken:

A 7, Kassel-Hattenbach, Abschnitt Kassel-Melsungen-Homberg-Kirchhain
A 49, Kassel-Marburg, Südtangente Kassel und Abschnitt Fritzlar-Borken-Treysa
A 45, Gießen-Stuttgart, Knoten Hanau

* Vergleichszahlen 1977/1978/1979.

- A 66, Frankfurt–Fulda, Abschnitt Hanau–Wächtersbach und Hochstadt–Hanau
- B 7, Abschnitt Kaufungen–Helsa
- B 253, Südumgehung Bad Wildungen und Abschnitt Fritzlar–Wabern
- B 277, Abschnitt Sinn–Herborn–Dillenburg
- B 37, Tunnel Hirschhorn

Auch bei folgenden Talsperren- und Hochwasserrückhaltebecken fand eine mehr oder weniger ständige Beratung statt:

Ernstbach-Tsp.:	Untersuchungsphase D abgeschlossen
Twiste-Tsp.:	Probestau, Auswertung
Antrift-Tsp.:	Probestau, Auswertung
Kirchheim:	Probestau, Auswertung
Kinzig-Tsp.:	Neues Dichtungskonzept
Marbach/Erbach:	Bauarbeiten
Lich:	Bauarbeiten
Eichelbach-Tsp.:	Weitere Untersuchungen zur baureifen Planung

Die gegenüber den früheren Jahren zurückgegangene Anzahl der bearbeiteten Gutachten ist in erster Linie auf die Aufgabenverlagerung und Organisationsänderung 1979 zurückzuführen. Außerdem wurden größere Projekte mit erhöhtem Zeitaufwand bearbeitet.

II 4. Zentrale Laboratorien

In den zentralen Laboratorien werden die zur Erfüllung der Aufgaben des HLFb notwendigen Boden-, Gesteins- und Wasseranalysen und die Bestimmung von Erdstoff- und Gesteinskennwerten ausgeführt.

Im bodenmechanischen Labor wurden 158 Kornverteilungen, 26 Plastizitätsgrenzen, 35 Kompressionsversuche, 30 Einaxiale Druckversuche, 20 Dreiaxiale Druckversuche, 26 Kastenscherversuche, 15 Wiener Routinescherversuche, 32 Proctorversuche, 18 Glühverluste, 65 Wasserzerfallversuche und 20 Durchlässigkeitsversuche durchgeführt bzw. bestimmt.

Im chemischen Labor wurden an 430 Bodenproben insgesamt 4941 Einzelbestandteile (Kornverteilung, Bodenchemie) für die Erläuterung der BK 25 und für Gutachten analysiert und von 189 Gesteinen 681 Einzelbestandteile für die GK 25 bestimmt. Ferner wurden 256 Wässer auf 2065 Einzelbestandteile analysiert, u. a. auch auf die Belastung des Grundwassers mit organischen Stoffen durch Straßenabfluß und Mülldeponien. Dazu kommen weitere 60 Wässer mit 819 Einzelbestimmungen für ein Forschungsprogramm Spurenbelastung von Grundwässern. – Im Rahmen des Bundesbohrprogrammes wurden 800 Bohrproben auf 12 518 Einzelbestandteile untersucht.

Die Arbeiten des mineralogischen Labors sind im Dezernat II 2 mit aufgeführt.

III Hydrogeologie und Geotechnologie

Grundlagentätigkeit

Eine hydrogeologische Feldkartierung mit Abflußmessungen wurde auf Bl. 5419 Laubach durchgeführt. Die Bearbeitung der hydrogeologischen Erläuterungsan-

teile zu diesem Blatt wurde begonnen und die zum Bl. 5320 Burg-Gemünden fortgeführt. Fertiggestellt wurden die hydrogeologischen Erläuterungsanteile zu den Bl. 5418 Gießen und 5917 Kelsterbach.

Eine hydrochemische Karte des Grundwassers i. M. 1:200 000 für den hessischen Oberrheingrabenanteil einschließlich Erläuterungen wurde für die Arbeitsgemeinschaft Rheingrundwasser des Europaparlamentes in Straßburg erstellt.

Das gemeinsam von den Ländern Baden-Württemberg, Hessen und Rheinland-Pfalz durchgeführte Untersuchungsprogramm „Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung im Rhein-Neckar-Raum“ wurde fortgeführt.

Die Hydrogeologie des Bundesgartenschau Geländes in Kassel wurde in einem Abschnitt für das „Gartenschau-Handbuch Teil B“ dargestellt.

Die Abschnitte V „Grundwasser und Quellen“ zu den Hydrologischen Bibliographien für die Jahre 1976 und 1977 wurden fertiggestellt.

Ein hydrogeologisches Untersuchungsprogramm zur Möglichkeit des Einsatzes von Grundwasser-Wärmepumpen in Hessen und der Untergrundspeicherung von Betriebsabwärme wurde erarbeitet.

Die 5 Forschungsbohrungen des Landes Hessen in der geplanten Mülldeponie Grube Messel wurden hydrogeologisch begleitet, es wurden Wasserproben für chemische Untersuchungen und radioaktive Altersbestimmungen entnommen. Auch das Bundesbohrprogramm, Teilprojekt Kupferschieferexploration wurde laufend begleitet, und zwar im Hinblick auf den Schutz des genutzten Grundwassers und die Zusammensetzung der Formationswässer des tieferen Untergrundes.

An dem geplanten Forschungs- und Explorationsvorhaben zur Nutzung geothermischer Energie, speziell für Niedertemperaturheizsysteme, durch die Stadt Viernheim wurde mitgewirkt.

Das Untersuchungsprogramm „Straße“ wurde abgeschlossen und dem Bundesminister für Verkehr der Schlußbericht „Untersuchungen über die Belastung des Grundwassers mit organischen Stoffen im Bereich von Straßen“ zugeleitet.

Im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützten Forschungsprogramms zur Erkundung der natürlichen Lösungsinhalte an Metallen und Halbmetallen in Grundwässern wurden zahlreiche Wasserproben entnommen und auf die Konzentration von 14 Ionen untersucht.

In dem unter der Federführung des Leichtweiß-Instituts der TH Braunschweig betriebenen Forschungsprogramm „Wasser- und Stoffhaushalt in Abfalldeponien und deren Wirkung auf Gewässer“ wurde bei der Auswertung der geochemischen Untersuchungsergebnisse in einem Porengrundwassergerinne mitgearbeitet.

Gutachten- und Beratungstätigkeit

Die 211 (Vorjahr 268) erstatteten Gutachten verteilen sich im einzelnen auf die folgenden Sachgebiete:

1. Wassererschließungen	33
2. Uferfiltratgewinnung, künstliche Grundwasseranreicherung	1
3. Beurteilung vorhandener Wassergewinnungsanlagen	3

4. Wasserschutzgebiete	35
5. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in qualitativer Hinsicht	81
6. Abwasserversenkung, Gasspeicher, Aquiferspeicher, Kavernendeponien usw.	1
7. Erlaubnisse, Bewilligungen und Genehmigungen zum Bau oder Betrieb von Wassergewinnungsanlagen	7
8. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in quantitativer Hinsicht	7
9. Beurteilung von Grundwasserständen und Grundwasserstandsänderungen	4
10. Heil- und Mineralquellen (Schutzgebiete)	4
11. Ausnahmegenehmigungen in Schutzgebieten	24
12. Talsperren, Rückhaltebecken, Staufen	—
13. Untersuchung größerer Gebiete, Rahmen-, Sonder-, Generalpläne	2
14. Landwirtschaftlicher Wasserbau, Dränung, Bewässerung, Beregnung	2
15. Vernässung, Wasserhaltung oder Bauwerkswasserfragen	7

 211

Darüber hinaus wurde in 258 (Vorjahr 194) Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert zu Fragen der angewandten Hydrogeologie Stellung genommen.

Die gutachtliche Tätigkeit zeigt außer im Sachgebiet Wasser- und Heilquellenschutzgebiete (10 Gutachten weniger als im Vorjahr) nur geringfügige, im üblichen Schwankungsbereich liegende Veränderungen. Schwerpunkte der Beratungstätigkeit bildeten

- das Hessische Ried, insbesondere bei Fragen der Gewinnung von Beregnungswasser,
- der hessische Bereich der Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover–Würzburg hinsichtlich der Beratung von Gemeinden mit gefährdeten oder aufzugebenden Trinkwasserversorgungsanlagen,
- der Werra-Meißner-Kreis bei dem Landesbohrprogramm zur Sicherstellung der Wasserversorgung in den Räumen Hessisch Lichtenau und Eschwege,
- das Gebiet des Reinhardswaldes bei der Beratung der Grundwassererschließung für die Stadt Kassel sowie
- das Werra-Kalirevier mit den Fragen der schadlosen Beseitigung der Produktionsrückstände der Kaliindustrie.

Aufwendige hydrogeologische Beratungen erforderte auch die Sanierung größerer Grundwasserverunreinigungen auf dem Flughafen Frankfurt am Main, auf dem Betriebsgelände der Caltex-Ölraffinerie in Raunheim sowie im Bereich des Opelwerkes Rüsselsheim und des Hanauer Hauptbahnhofes.

Kleinere Grundwasser-Wärmepumpenanlagen wurden mehrfach begutachtet, zusätzlich auch einige größere Anlagen für Gemeindezentren und Theaterneubauten.

In 14 von Angehörigen der Abteilung vorgeschlagenen und betreuten Wasserbohrungen wurden rd. 210 l/s (ca. 6,6 Mio m³/a) gewinnbaren Grundwassers nachgewiesen.

Die Kaliabwasserversenkung im Werra-Kalirevier und die Haldenabwasserversenkung im Fulda-Kalirevier wurden laufend überwacht.

Infrastrukturgeologie

Im Geschäftsjahr wurden insgesamt 1094 Planungsvorhaben und -verfahren nach den Vorgaben von Raumordnung und Landesplanung auf geowissenschaftliche Zielkonflikte überprüft, federführend bearbeitet und größtenteils mit Stellungnahmen beantwortet.

Die abgegebenen 837 Stellungnahmen verteilen sich auf 565 Bebauungspläne, 152 Flächennutzungspläne, 50 Raumordnungsverfahren, Planfeststellungsverfahren und Planverfahren, 23 Flurbereinigungsverfahren und agrarstrukturelle Vorplanungen, 7 Regionale Raumordnungspläne, 10 Landschafts(rahmen)pläne und Fachpläne, 19 Naturschutzverfahren, 11 Abweichungsverfahren.

Weiterhin wurden mehrfach Stellungnahmen zu verschiedenen Standorten für Industrieansiedlungen abgegeben.

Verfolg von Bohrungen

Im Berichtsjahr wurden in Hessen rd. 200 Bohrungen und Aufschlüsse verfolgt, 376 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen wurden in das Archiv gegeben.

Archiv und Dokumentation

Der Zuwachs an Archivmaterial betrug 5200 Stück, davon 731 Gutachten, Berichte und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert sowie 3666 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen. Ca. 800 Schichtenverzeichnisse aus Rückständen wurden auf ihre geowissenschaftliche Bedeutung überprüft und zu ca. 25 % ins Bohrarchiv übernommen. Ausgeliehen wurden 1542 Archivstücke; in dieser Zahl sind die in den Archivräumen eingesehenen Archivalien nicht enthalten.

Unter Einsatz des DV-Verfahrens ABOHRKA (Aufschluß- und Bohrkataster Hessen) wurde in Zusammenarbeit mit der Hessischen Zentrale für Datenverarbeitung (HZD), Wiesbaden, die Überarbeitung des Bohrarchivs fortgeführt. Die Bl. 4917 Battenberg, 4925 Sontra und 5418 Gießen mit insgesamt 1500 Bohrungen wurden revidiert sowie Listenwerke und Bohrpunktkarten verschiedener Maßstäbe erstellt.

An eigenen DV-Anlagen und bei der HZD wurden verschiedene Programme und Programmsysteme eingesetzt, vor allem für gefügekundliche/tektonische Untersuchungen (Programmsystem GELI) sowie für geochemische, ingenieurgeologische und geophysikalische Berechnungen und Auswerteverfahren.

Für den Tauschverkehr von Publikationen des Landesamtes wurde in Zusammenarbeit mit der HZD ein DV-unterstütztes Verfahren erarbeitet und eingesetzt.

Entsprechend den Anforderungen des Hessischen DV-Verbandes (DV-Leitsätze) erfolgte die Erstellung des Vorberichtes zur Aufgabenuntersuchung für das Projekt „Bohrkataster“ (Verfahrensübernahme) und von Einsatzprüfungsberichten für das Programmsystem GELI und für die geochemischen Berechnungen und Auswerteverfahren. Außerdem wurden Freigabeverfahren für die Projekte „Bohrkataster“ und „Stand sicherheitsberechnungen von Böschungen“ eingeleitet.

**Veröffentlichungen von Angehörigen
des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung**

- ANDERLE, H.-J. (1980): Tektonik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach, 3. Aufl.: 50–64, 5 Abb.; Wiesbaden.
- (1980): Lagerstätten. – Erl. geol. Kt. Hessen, 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach, 3. Aufl.: 80–83; Wiesbaden.
- & MEISL, S. (1980): Outline of geology and mineralogy of the southern Taunus Mountains. – In: WEBER, K. (Hrsg.), Guide to Exkursion Rheinisches Schiefergebirge, April 12–14, 1980, International Conference on the Effect of Deformation on Rocks: 50–55, 1 Abb., 1 Tab.; Göttingen [zusammengestellt und übersetzt von K. WEBER, nach dem Beitrag der Autoren im Exkursionsführer I der Geotagung '77 Göttingen].
- BARGON, E. (1980): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1979 (1. 1. – 31. 12. 1979). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 309–329; Wiesbaden.
- BEURER, M. (1980): Einführung in die Geologie des Kartenblattes 7226 Oberkochen (Ostalb). – Laichinger Höhlenfreunde, **15** (2): 3–10, 4 Abb.; Laichingen.
- DIEDERICH, G., & HÖLTING, B. (1980): Grundwasserangebot in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 197–202, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- FRINGS, H., HEITEL, H. HEYL, K. E., HOLDERMANN, D., HUPPMANN, O., JOACHIM, H., OLSCHOCK, W.-J., TOUSSAINT, B., VILLINGER, E., VOIGT, H., & WÖRNER, U. (1980): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum, Analyse des Ist-Zustandes. – 71 S., 12 Abb., 10 Tab., 14 Anl.; Stuttgart (Min. Ernähr. Landwirtsch., Umwelt u. Forsten) – Wiesbaden (Min. Landesentwickl., Umwelt, Landwirtsch. u. Forsten) – Mainz (Min. Landwirtsch., Weinbau u. Forsten).
- EHRENBERG, K.-H., & STRECKER, G. (1980): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl.: 84–97, 2 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- FICKEL, W. (1980): Böden in der Karls- und Fulda-Aue. – In: „Gartenschau-Handbuch“ der Bundesgartenschau Kassel 1981.
- (1980): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5717 Bad Homburg v. d. H.; Wiesbaden.
- mit Beiträgen von K. ASTHALTER, G. THIELICKE (1980): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5717 Bad Homburg v. d. H., 99 S., 8 Tab.; Wiesbaden.
- in ZAKOSEK, H., BECKER, H., FICKEL, W., BRANDTNER, E., & HOPPMANN, D. (1980): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Bl. Eltville; Wiesbaden.
- FINKENWIRTH, A. (1980): Die Versenkung flüssiger Abfälle in Schluckbrunnen (deep well disposal). – In: Müll- und Abfallbeseitigung – Müll-Handbuch – (Erich-Schmidt-Verlag), 55. Lfg., 8195; Berlin.
- & JOHNSON, G. (1980): Die Untertage-Deponie Herfa-Neurode bei Heringen/Werra. – The Northern Ohio Geological Society, Inc. c/o Department of Geology, Case Western Reserve University: 239–249; Cleveland, Ohio, 44 106 USA.
- FRIEDRICH, K. (1980): Ingenieurgeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl.: 126–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- GOLWER, A., & SEMMEL, A., mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., MÜLLER, K.-H., PLASS, W., PLAUMANN, S., REUL, K., ULRICH, H.-J. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5917 Kelsterbach, 3. Aufl., 221 S., 17 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- MATTHESS, G. & SCHNEIDER, W. (1980): Chemical, microbiological and physical process in polluted groundwater. – Nuclear techniques in groundwater pollution research: 113–124, 6 Abb., 1 Tab.; Wien (IAEA).
- in EXLER, H., J., FAUTH, H., GOLWER, A., & KÄSS, W. (1980): Untersuchung und Bewertung der Grundwasserbeschaffenheit in der Umgebung von Ablagerungsplätzen. – Müll und Abfall, **2**: 33–39; Berlin, Bielefeld, München.
- HENTSCHEL, G. (1980): Weitere Offretit-Vorkommen im Vogelsberg (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 171–176; Wiesbaden.
- (1980): Weitere bemerkenswerte Mineralfunde aus quartären Vulkanvorkommen der Eifel. – Mainzer geowiss. Mitt., **8**: 169–172; Mainz.

- ABRAHAM, K., & SCHREYER, W. (1980): First Terrestrial Occurrence of Roedderite in Volcanic Ejecta of the Eifel, Germany. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**: 127–130; Berlin, Heidelberg.
- HERZBERG, A. (1980): Hessisches Geologisches Schrifttum 1978 mit Nachträgen aus den Jahren 1967–1977. – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 241–254; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1980): Einrichtung einer geohydrochemischen Datei. – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 275–276; Wiesbaden.
- (1980): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 340 S., 103 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Enke).
- (1980): s. DIEDERICH, G., & HÖLTING, B.
- HORN, M., in BAUMGARTE, D., BUSSE, E., & HORN, M. (1980): Muschelkalk und Lias des Homberger Grabens (Nordhessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 121–138, 4 Abb.; Wiesbaden.
- HÜHNER, G., in BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1980): Das Oberdevon im Rinckenbach-Tal S Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Stratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 43–94, 5 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1980): Rasdorf – Naturraum, Architektur der Landschaft und erdgeschichtliche Entwicklung. – In: Rasdorf 1200 Jahre. Beiträge zur Geschichte einer 1200-jährigen Gemeinde: 8–21, 3 Abb., 1 Taf.; Rasdorf (Seidel & Haus).
- (1980): Die Landschaft um Burghaun, ihre natürlichen Grundlagen und ihre erdgeschichtliche Entwicklung. – In: Burghaun im Wandel der Zeiten: 92–112, 5 Abb., 1 Tab.; Burghaun (Fuldaer Verlagsanstalt).
- (1980): Geologen erkunden Fuldaer Land bei neuen Straßenaufschlüssen. – *Jb. Kr. Fulda* 1981, **8**: 140–149, 8 Abb.; Fulda (Seidel & Haus).
- MEISL, S. (1980): s. ANDERLE, H.-J., & MEISL, S.
- & PÖSCHL, W. (1980): Radioactive disequilibrium studies in Uranium occurrences of the Odenwald, West Germany. – *Ore Genesis 1980* (Ramdohr-Festschrift, im Druck).
- PAULY, E. (1980): Bewertung und Sicherung mineralischer Rohstoffe aus oberflächennahen Lagerstätten in Hessen, Methoden und Stand. – *Erzmetall*, **33**, Nr. 4; Weinheim.
- (1980): Rohstoffvorsorge und Rohstoffsicherung im Land Hessen. – In: Rohstoffversorgung der Steine- und Erden-Industrie, Aspekte, Probleme, Forderungen. – Bundesverband Steine und Erden e. V.; Frankfurt a. M.
- (1980): Rohstoffsicherung und Rohstoffvorsorge in Hessen. – *Die Natursteinindustrie*, 5/80; Offenbach.
- (1980): Zur Situation des Nassauischen Vereins für Naturkunde. – *Mitt. nass. Ver. Naturkde.*, **6**; Wiesbaden.
- PÖSCHL, W. (1980): s. MEISL, S., & PÖSCHL, W.
- PRINZ, H. (1980): Erscheinungsformen des tiefen Salinarkstes an der Trasse der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg in Osthessen. – *Rock Mechanics*, Suppl. **10**: 23–33, 9 Abb.; Wien.
- & WESTRUP, J. (1980): Zusammenhänge zwischen den festgestellten Höhenwertänderungen und anthropogenen Einflüssen im nördlichen Oberrheingraben. – *ZLV* 8/1980.
- RABIEN, A., in BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1980): Das Oberdevon im Rinckenbach-Tal S Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Stratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 43–94, 5 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.
- RAMBOW, D., in BACKHAUS, E., KAEVER, M., LEPPER, J., LOHMANN, H. H., MEIBURG, P., RAMBOW, D., DEGENHARDT, H., & RITZKOWSKI, S. (1980): Geologische Karte des Reinhardswaldes 1:50 000; Wiesbaden.
- in BACKHAUS, E., GRAMANN, F., KAEVER, M., LEPPER, J., LOHMANN, H. H., MEIBURG, P., PREUSS, H., RAMBOW, D., & RITZKOWSKI, S. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Reinhardswaldes 1:50 000, 32 S., 10 Abb.; Wiesbaden.
- REUL, K. (1980): Luftbildgeologische Gefügeuntersuchung. – *Erl. geol. Kt. Hessen* 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach, 3. Aufl.: 65–73, 1 Abb., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- SCHMITT, O. (1980): Schlagbohrverfahren. – In: Erfahrungen mit klassischen und modernen Bohrmethode bei der Erschließung von Grundwasser. – *Geol. Jb.*, **C 25**: 22–33, 3 Tab.; Hannover.
- (1980): The Messel oil-shape pit near Darmstadt (especially with regard to the rubbish disposal area planned there). – In: G. W. LÜTTIG: *General Geology of the Federal Republic of Germany*, with

- two Excursions to Industrial Mineral Rocks and Environmental Research: 78–80, 1 Fig.; Stuttgart (Nägele u. Obermiller).
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1980): Die hydrogeologischen Verhältnisse im basaltischen Tertiär des östlichen Westerwaldes. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 177–195, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1980): Entwicklungshilfe zwischen Wissenschaft Humanität und Politik. – In: Perspektiven und Grenzen der Naturwissenschaft. – Freie Akademie, Jahresband, S. 11–21.
- (1980): Sedimentgesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl.: 79–84; Wiesbaden.
- (1980): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl.: 111–125, 4 Tab.; Wiesbaden.
- (1980): Bohrungen. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl.: 135–156; Wiesbaden.
- STRECKER, G. (1980): s. EHRENBERG, K.-H., & STRECKER, G.
- THEWS, J.-D. (1980): In 4 Stunden durch 400 Mio. Jahre. – Faltblatt, 16 S.; Wiesbaden.
- WESTRUP, J. (1980): s. PRINZ, H., & WESTRUP, J.

Nachtrag

- BARGON, E., & FICKEL, W. (1979): Bodenübersichtskarte Frankfurt a. M. 1:25 000. – Magistrat der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.
- EHRENBERG, K.-H. (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. – Sciences de la Terre, **23**, Nr. 3: 32–33, 55–57, 1 Abb., 2 Tab.; Nancy.
- FICKEL, W. (1979): Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4618 Adorf, 2. Aufl.: 76–81; Wiesbaden.
- (1979): s. BARGON, E., & FICKEL, W.
- HERZBERG, A. (1979): Hessisches Geologisches Schrifttum 1977 mit Nachträgen aus den Jahren 1967–1976. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 293–308; Wiesbaden.
- HORN, M., in OLIVEIRA, J. T., HORN, M., & PAPROTH, E. (1979): Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern Portugal and on the palaeogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany. – Communic. Serv. Geol. Portugal, **65**: 151–168, 5 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Lissabon.
- PRINZ, H. (1979): Ingenieurgeologische Probleme an der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg in Osthessen. – Ber. 2. nat. Tag. Ing. Geol.: 93–101, 13 Abb.; Fellbach.

Fachvorträge von Angehörigen des Landesamtes

- BLUM, R.: Geophysical Approaches towards Earthquake Prediction. – Kolloquium d. Physics Dept., University of Idaho, 3. 3. 1980.
- EHRENBERG, K.-H. Exkursionsführung: The Vogelsberg Volcanism. – 26. Internationaler Geologenkongreß, Paris, Exkursion 105 A am 3. 7. 1980.
- Exkursionsführung: Geologisch-petrologische Exkursion in den Vogelsberg. – Min. Inst. TH Darmstadt, 7.–8. 11. 1980.
- FICKEL, W.: Die Bodenübersichtskarte der Stadt Frankfurt am Main und ihre Nutzungsmöglichkeiten. – Magistratsausschuß der Stadt Frankfurt a. M., 7. 5. 1980.
- Untersuchungen über Erosionseinflüsse bei landwirtschaftlich genutzten Böden Frankreichs. – Tagung der DBG, Würzburg, 14. 10. 1980.
- Konzeption und Ergebnis bodenkundlicher Arbeiten im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, 15. 12. 1980.
- HENTSCHEL, G., GEBERT, W., MEDENBACH, O., SCHREYER, W., & HENTSCHEL, G. (vorgetragen von GEBERT, W.): $\text{KNa}_2\text{Mg}_{4,5}[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$, ein neues Mineral der Milaritgruppe aus der Eifel, mit Natrium in Oktaederposition. – Tagung der DMG, Göttingen, 10. 9. 1980.

- HÖLTING, B.: Probleme des Grundwasserflusses in geklüfteten und verkarsteten Gesteinen. – Stiftung für nachakademische Fortbildung in der Gesundheitstechnik, Delft/Holland, 28. 10. 1980.
- Bodenkundlich-geologisch-geomorphologische Wanderung in den Goldenen Grund und das Haubental bei Wörsdorf und Idstein. – Nass. Ver. Naturkunde, Wiesbaden, Exkursion am 31. 8. 1980.
- KÜMMERLE, E.: Géologie de Francfort s. Main, mit Führung durch die Tunnelstrecken unter dem Hauptbahnhof Frankfurt. – 26. Internationaler Geologenkongreß, Paris, Exkursion 131 C am 24. 7. 1980.
- PAULY, E.: Zur Schutzwürdigkeit von Kupferschiefervorkommen. – Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Krefeld, 19. 3. 1980.
- Rohstoffsicherung in Hessen – Systematik und Stand der Arbeiten. – Arbeitskreis Rohstoffsicherung des Bundesverbandes Steine und Erden, Mainz, 20. 5. 1980.
 - Rohstoffvorsorge in Hessen – Methoden und Stand. – GDMB-Hauptversammlung, Essen, 2. 10. 1980.
 - Zum Stand der Rohstoffsicherung in Hessen. – Fachvereinigung Natursteine Hessen, Offenbach, 11. 12. 1980.
- PRINZ, H.: Tunnelbau im Buntsandstein in Ost- und Nordhessen. – 4. Nat. Tag. Felsmechanik, Aachen, 5./6. 5. 1980.
- Neue Wege zur Erkundung tektonischer Strukturen. – 29. Geomechanik-Kolloquium, Salzburg, 9./10. 10. 1980.
- RAMBOW, D.: Zur Geologie des Reinhardswaldes (Vorstellung der neuen Geologischen Karte des Reinhardswaldes 1:50 000). – Naturkundemuseum, Kassel, 17. 11. 1980.
- REUL, K.: Ursachen und Remission tektonischer Gefügespuren, ihre Signalauflösung und Rezeption. – DFG-Kolloquium Schwerpunktprogramm Fernerkundung, Bad Sooden-Allendorf, 6. 5. 1980.
- STENDEL-RUTKOWSKI, W.: Der Zusammenhang zwischen oberirdischem und unterirdischem Gewässer und die Trinkwasserversorgung der Menschen. – Christl. Aktion Mensch-Umwelt e. V., Bad Vilbel, 12. 1. 1980.
- TANGERMANN, H.: Die Wiesbadener Heilquellen und ihre Nutzung „Aquae mattiacae“. – Deutscher Geodäntentag, Wiesbaden, 3. 9. 1980.

Personalbestand

Der Personalbestand wurde zuletzt veröffentlicht im Geologischen Jahrbuch Hessen, **108** (1980): 272–273. Die nächste Übersicht wird im Band 111 (1983) gegeben.

Hochschultätigkeit

- Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung Prof. Dr. BARGON
als Honorarprofessor an der Technischen Hochschule Darmstadt (Bodenkunde)
- 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)
- Geologiedirektor Dr. HÖLTING
als Lehrbeauftragter an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Allgemeine Hydrogeologie I)
- Geologiedirektor Prof. Dr. MEISL
als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Petrologie, Geochemie)
- Geologieoberrat Dipl.-Ing. MÜLLER
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Baugrundgeologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Ingenieurgeologie I)

Geologiedirektor Dr. RÖSING

als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Germanische Trias, ihre Stratigraphie und morphologische Interpretation)

Ltd. Geologiedirektor Dr. THEWS

als Lehrbeauftragter an der Universität of Maryland, European Division, Heidelberg-Wiesbaden (Environmental Geology)

Bohrprobenlager Villmar-Aumenau

Die nachfolgende Aufstellung ergänzt die im Geologischen Jahrbuch Hessen, **104**: 321–328, **105**: 294, **106**: 460, **107**: 330 und **108**: 277 veröffentlichten Zusammenstellungen von eingelagerten Proben geologisch wichtiger Bohrungen. Erläuterung der Abkürzungen siehe Geol. Jb. Hessen: **104**: 322.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4027 Lutter am Barenberge	Hahausen (1980)	35 83 37	57 57 60	493,90	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes. KB	1990
4422 Trendelburg	Deisselberg (1952/53)	35 26 28	57 14 99	297,00	Oberer bis Mittlerer Buntsandstein	1985
4620 Arolsen	Braunsen (1980)	35 03 32	56 91 21	493,10	Buntsandstein, Zechstein, Tonschieferbreccie (Zechstein ?), Unterkarbon: t. KB	1990
4621 Wolfhagen	Oberelsungen (1968)	35 18 00	56 92 89	227,00	Buntsandstein: soRö und sms	1990
4721 Naumburg	Kirchberg III (1977)	35 18 87	56 75 62	263,00	Quartär, Buntsandstein: sms bis smH	1985
4819 Fürstenberg	Frebershausen I (1975)	34 99 27	56 63 59	102,00	Oberdevon (Aschkoppensandstein)	1990
4921 Borken	Haarhausen 3 (1958)	35 18 16	56 53 50	40,00	Buntsandstein: smS. KB	1990
5024 Rotenburg (Fulda)	Rohrbach (1980)	35 50 58	56 41 60	558,00	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes, Devon ? KB.A	1990
5025 Hönebach	Ronshausen 15 (1979)	35 59 42	56 45 33	551,00	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes, Schiefer (event. Vordevon ?). KB.A	1990
5025 Hönebach	Ronshausen 16 (1980)	35 59 45	56 44 80	461,30	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes, Schiefer (metam. überprägt ?). KB.A	1990
5025 Hönebach	Ronshausen 17 (1980)	35 59 63	56 44 38	551,00	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes, Schiefer (? Vordevon). KB.A	1990
5123 Niederaula	Kleba (1980)	35 41 51	56 31 15	558,00	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes. KB.A	1990
5220 Kirtorf	Lehrbach (1980)	35 05 70	56 26 77	531,20	Buntsandstein, Zechstein, ? Devon. KB.A	1990
5222 Grebenau	Wallersdorf (1980)	35 33 55	56 24 00	372,00	Buntsandstein, Zechstein, ? Vordevon. KB.A	1990
5224 Eiterfeld	Reckrod 2 (1980)	35 75 89	56 14 83	755,40	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes KB.A	1990
5324 Hüinfeld	Mackenzell (1958)	34 55 98	56 14 30	129,90	Störungszone mit steilstehendem Buntsandstein. KB.A	st.
5514 Hadamar	A/78-B11 (1978)	34 30 31	55 92 71	74,00	Tertiär, Devon. KB	1983
5514 Hadamar	A/78-B12 (1978)	34 29 97	55 89 80	52,00	Quartär, ? Tertiär, Devon. KB	1983
5615 Villmar	A/80-B16 (1980)	34 44 73	55 76 36	40,00	Quartär, Tertiär, Devon. KB	1982
5615 Villmar	A/80-B17 (1980)	34 47 74	55 76 41	19,00	Quartär, Tertiär. KB	1982
5615 Villmar	A/78-B17 (1978)	34 43 05	55 78 30	60,00	Tertiär, Tonschiefer. KB	1983
5615 Villmar	A/78-B18 (1978)	34 45 23	55 74 37	75,00	? Quartär, Tertiär, Devon. KB	1983
5622 Steinau	Ahl (1980)	35 29 40	56 74 15	631,00	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes. KB	1990
5719 Altenstadt	C/75-B1 (1975)	34 95 90	55 68 60	46,50	Quartär, Tertiär. Bohrprobenlager Villmar-Aumenau KB	1982
5719 Altenstadt	C/75-B2 (1975)	34 93 42	55 66 71	50,25	(Quartär), Tertiär. KB	1982
5721 Gelnhausen	A/80-B10 (1980)	35 22 49	55 68 98	21,00	Quartär, Tertiär. KB.	1982
5723 Altengronau	Marjoß (1980)	35 39 26	55 69 50	511,00	Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes. KB.A	1990
5819 Hanau	A/80-B5 (1980)	34 95 46	55 58 76	54,00	Quartär, Tertiär. KB	1985
5820 Langenselbold	A/80-B6 (1980)	35 05 60	55 59 95	9,00	Quartär, Rotliegendes. KB	1985
5820 Langenselbold	A/80-B7 (1980)	35 07 81	55 60 74	11,00	Quartär, Tertiär. KB	1982
5820 Langenselbold	A/80-B8 (1980)	35 10 32	55 62 01	15,00	Quartär, Tertiär, ? Rotliegendes. KB	1982
5820 Langenselbold	A/80-B9 (1980)	35 08 16	55 57 53	18,00	Quartär, Tertiär. KB	1982
5820 Langenselbold	A/80-B11 (1980)	35 00 42	55 59 39	20,00	Quartär, Tertiär. KB	1985
5820 Langenselbold	A/80-B12 (1980)	35 08 29	55 56 81	24,00	Quartär, Tertiär. KB	1982
5820 Langenselbold	A/80-B13 (1980)	35 01 84	55 59 78	11,00	Quartär, Rotliegendes. KB	1985
5820 Langenselbold	A/80-B14 (1980)	35 09 63	55 56 15	24,00	Quartär, Tertiär, ? Rotliegendes. KB	1982
5917 Kelsterbach	B/75-B1 (1975)	34 65 49	55 41 69	45,30	Quartär. KB	1982
6016 Groß-Gerau	B/75-B2 (1975)	34 63 60	55 35 62	70,00	Quartär. KB	1982
6017 Mörfelden	B/85-B3 (1975)	34 66 67	55 36 81	70,00	Quartär, Tertiär. KB	1982
6316 Worms	A/75-B1 (1975)	34 54 86	55 06 15	60,00	Quartär. KB	1982

Hinweis auf Kernbohrungen im Stadtgebiet von Frankfurt am Main

Bedeutende Mengen von Gesteins- und Fossilmaterial fallen seit 1969 aus Kernbohrungen für die U- und S-Bahnstrecken in Frankfurt am Main meist als lückenlose Kernprofile an und sind auch während der nächsten Jahre weiterhin zu erwarten. Die Bohrungen werden vom Hess. Landesamt für Bodenforschung aufgenommen, bieten jedoch darüber hinaus weitere Ansatzpunkte für Spezialuntersuchungen (Stratigraphie, Mikropaläontologie, Palynologie, Sedimentologie, Sedimentpetrographie), für die beim Landesamt für Bodenforschung keine Arbeitskapazitäten frei sind. Leider wird die einmalige Gelegenheit zur wissenschaftlichen Bearbeitung des Untergrundes in Frankfurt am Main bisher von Universitäten kaum genutzt. Das gewonnene Probenmaterial geht verloren, stünde aber interessierten Bearbeitern oder Instituten zur Verfügung.

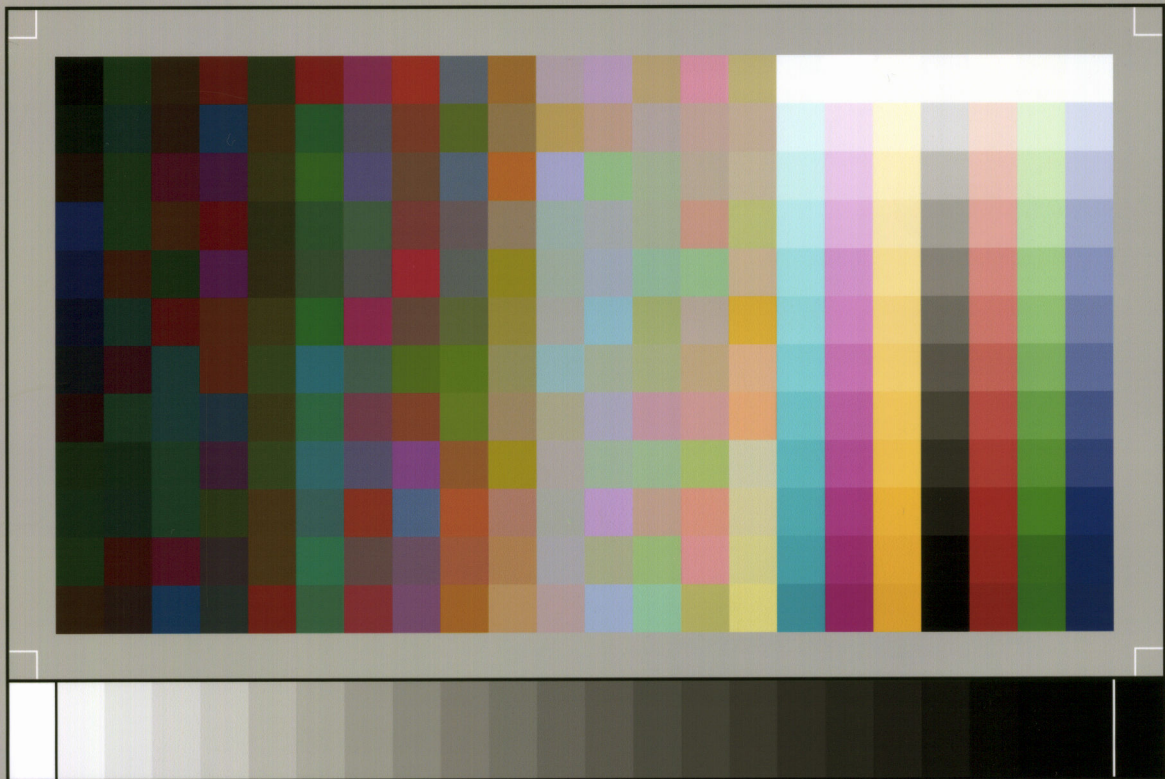
Während der Bohrarbeiten wird das gewonnene Kernmaterial generell bis zur Aufnahme durch ein beauftragtes Ingenieurbüro und das Hess. Landesamt für Bodenforschung aufbewahrt. Eine Entnahme von Material, auch von kompletten Kernstrecken, kann im Einvernehmen mit den Auftraggebern der Bohrungen (Stadt Frankfurt a. Main, Deutsche Bundesbahn) jeweils sofort nach der ingenieurgeologischen und geologischen Aufnahme stattfinden. Möglichkeiten einer darüber hinausgehenden Lagerung bestehen aus Kosten- und Platzgründen nicht, so daß eine laufende Übernahme des Materials notwendig ist. Interessenten setzen sich bitte in Verbindung mit Dr. E. KÜMMERLE, Hess. Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden, Tel.: 537 376.

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



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0