

Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 112

Mit 164 Abbildungen, 19 Tabellen und 3 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1984

Geol. Jb. Hessen	112	339 S.	164 Abb.	19 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden 1984
------------------	-----	--------	----------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 112

Mit 164 Abbildungen, 19 Tabellen und 3 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1984

Geol. Jb. Hessen	112	339 S.	164 Abb.	19 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden 1984
------------------	------------	--------	----------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, ALBERT KARSCHNY

Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Hinweis für Autoren

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

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

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

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1984

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

ANDERLE, H.-J., BARGON, E., THIEL, E., & WEIDNER, E.:	
Ein zersetzter Basaltgang in Wiesbaden-Sonnenberg – seine geologische Stellung und bodenkundliche Bedeutung. Mit 3 Abbildungen und 4 Tabellen	199
BARGON, E.:	
Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1983 (1. 1.–31. 12. 1983)	325
BECKER, R. E.:	
Äolische Sande aus Südhessen und der libyschen Sahara im korngößenanalytischen und rasterelektronenmikroskopischen Vergleich. Mit 42 Abbildungen	139
BENDER, P., HÜHNER, G., KUPFAHL, H.-G., & VOUTTA, U.:	
Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau auf Bl. 5018 Wetter (Hessen) (Conodonten-Biostratigraphie, Obere Givet- bis Obere Nehden-Stufe, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 8 Abbildungen, 3 Tabellen und 1 Tafel	31
BITSCHENE, P. R., & MERTZ, D.:	
Ein neuer Tuffschlot und ein neuer Sandsteingang im Odenwaldkristallin südlich Erbach (Blatt 6318 Lindenfels). Mit 3 Abbildungen und 1 Tafel.	127
BLUM, R., HORN, M., & KOSCHYK, K.:	
Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke. Mit 7 Abbildungen.	219
ENSLING, J., GÜTLICH, P., & SEMMEL, A.:	
Datierungsversuche an hessischen Lößprofilen mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie. Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen.	67
HERZBERG, A.:	
Hessisches Geologisches Schrifttum 1982 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1981.	313
HOFFMANN, J., & KRZYZANOWSKI, J.:	
Laacher-Bimstuf-Vorkommen im Bereich des ehemaligen Neckarlaufs bei Zwingenberg (Bergstraße). Mit 2 Abbildungen.	77
KIRNBAUER, T.:	
Der Quarzgang und das Eisen- und Manganerz-Vorkommen von Griedel/Wetterau. Ein Beitrag zum Alter der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus. Mit 9 Abbildungen.	179
V. KOENIGSWALD, W., & MICHAELIS, W.:	
Fossilagerstätte Messel – Literaturübersicht der Forschungsergebnisse aus den Jahren 1980–1983. Mit 12 Abbildungen.	5
LEHMANN, L.:	
Zur Kenntnis der Ursachen der Waldschäden 1976 im Schwanheimer Wald (Stadtwald Frankfurt a. M.). Mit 3 Abbildungen und 1 Tafel.	289
MALZAHN, E.:	
Ein fossilführender Koproolith aus dem hessischen Kupferschiefer. Mit 1 Abbildung.	27
QUADFLIEG, A., & SCHRAFT, A.:	
Kalkaggressive Kohlensäure in Grundwässern aus dem Buntsandstein Osthessens. Mit 24 Abbildungen und 3 Tabellen.	263
SCHADE, H.:	
Bergbauliche Lagerstätten im Bereich des Blattes 4925 Sontra. Mit 2 Abbildungen.	165

SCHRAFT, A., & RAMBOW, D.:	
Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein Ost Hessens. Mit 18 Abbildungen und 3 Tabellen.	235
SCHWEISS, D.:	
Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereiches Perm/ Trias am südwestdeutschen Beckenrand. Mit 25 Abbildungen und 4 Tabellen.	83
Bohrprobenlager Villmar-Aumenau.	339

Fossilagerstätte Messel – Literaturübersicht der Forschungsergebnisse aus den Jahren 1980–1983

Von

WIGHART V. KOENIGSWALD und WALTER MICHAELIS*

Kurzfassung: Die Kenntnis von Fauna und Flora der mitteleozänen Fossilagerstätte Messel bei Darmstadt ist seit der letzten Literaturübersicht durch KOENIGSWALD (1980a) durch etwa 40 neue Arbeiten bereichert worden. Die große Zahl der geochemischen Arbeiten über den Ölschiefer von Messel werden hier erstmals zusammengestellt.

Abstract: The knowledge of fauna and flora from the middle Eocene locality of Messel near Darmstadt is enlarged by about 40 new papers since the last revision by KOENIGSWALD in (1980a). The great number of geochemical papers is compiled here for the first time.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
2. Übersichten	6
3. Geologie	7
4. Geochemie	7
5. Fossilbestand	12
5.1. Bakterien	12
5.2. Pflanzen	12
5.3. Schwämme	13
5.4. Fische	13
5.4.1. Holostei	13
5.4.2. Teleostei	13
5.5. Amphibia und Reptilia	14
5.6. Aves	14
5.7. Mammalia	14
5.7.1. Marsupialia	14
5.7.2. Proteutheria	14
5.7.3. Lipotyphla	15
5.7.4. Chiroptera	15
5.7.5. Primates	15
5.7.6. Pholidota	15
5.7.7. Rodentia	17
5.7.8. Creodonta	17

* Dr. W. v. KOENIGSWALD, Hessisches Landesmuseum, Geologisch-Paläontologische und Mineralogische Abteilung, Friedensplatz 1, 6100 Darmstadt. Dr. W. MICHAELIS, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Hamburg, Bundesstraße 55, 2000 Hamburg.

5.7.9. Carnivora	17
5.7.10. Condylarthra	17
5.7.11. Perissodactyla	17
5.7.12. Artiodactyla	18
5.7.13. Xenarthra	18
6. Stratigraphische und paläogeographische Beziehungen der Fauna	18
7. Paläobiologie	19
8. Floren- und Faunenliste	20
8.1. Pflanzen	20
8.2. Tiere	21
9. Schriftenverzeichnis	22

1. Einleitung

Die Bedeutung der eoänen Fossilagerstätte Messel wächst mit ihrer wissenschaftlichen Erforschung. Dabei sind die interessierenden Aspekte sehr vielfältig und reichen einerseits von der Geologie über die Sedimentologie zur Geochemie und andererseits von der Paläontologie zur Paläobiologie und zur Paläogeographie. Auf vielen dieser Gebiete ist in den letzten Jahren intensiv gearbeitet worden, aber die unterschiedliche Methodik und Zielsetzung führt dazu, daß die Forschungsrichtungen immer mehr auseinanderstreben. Deswegen soll in dieser Literaturübersicht versucht werden, die Ergebnisse aus den verschiedenen Gebieten zusammenzustellen. Dabei ist es nicht angestrebt, gleichzeitig eine Synthese zu erarbeiten – dazu wäre es viel zu früh –, sondern durch eine Literaturübersicht das Auffinden der in vielen Zeitschriften verstreuten Einzelarbeiten zu erleichtern.

TOBIEN (1969) hat die erste Zusammenfassung der bis dahin erschienenen Arbeiten über Messel, verbunden mit einer biologisch orientierten Darstellung von Fauna und Flora vorgelegt. KOENIGSWALD (1980a) hielt es für angebracht, die in der Zwischenzeit reichlich erschienenen Arbeiten zu referieren. Da er das Hauptgewicht auf die paläontologische Erforschung legte, sind in jener Arbeit die Ergebnisse aus dem Bereich der Chemie nicht enthalten. Die hier vorliegende Zusammenstellung soll einerseits diesen Mangel beheben, andererseits aber auch die Übersicht über die geologisch-paläontologischen Arbeiten aus den Jahren seit 1980 fortführen.

Um den Umfang nicht zu sehr anwachsen zu lassen, sind mit wenigen Ausnahmen die bis 1979 erschienenen und in den beiden genannten Zusammenstellungen referierten Arbeiten nicht nochmals angeführt. Eine Ausnahme bilden lediglich jene Arbeiten, die durch KOENIGSWALD (1980a) im Vorgriff auf 1980 als „im Druck“ erwähnt wurden.

Das Referieren der z. T. weit verstreuten Messel-Literatur haben sich die Autoren schwerpunktmäßig aufgeteilt. Während W. M. die geochemischen Arbeiten referiert, legt W. v. K. die geologisch-paläontologischen Arbeiten vor. Wir danken Herrn Dipl.-Geol. M. WUTTKE und Dr. J. L. FRANZEN, beide vom Senckenbergmuseum, Frankfurt, für die Durchsicht des Manuskriptes und wichtige Hinweise.

2. Übersichten

Übersichten über die Fossilagerstätte Messel mit ihren verschiedenen Aspekten, z. T. auch mit Hinweisen auf andere Fundstellen, sind in der Regel im Zusammenhang mit Ausstellungen der Fossilien gegeben worden und enthalten daher auch umfangreiches

Bildmaterial. Der Führer aus dem Senckenbergmuseum, Frankfurt, von FRANZEN (1977) „Urpferdchen und Krokodile“ erfuhr inzwischen erweiterte Auflagen. Zur Ausstellung im Hessischen Landesmuseum Darmstadt erschien HEIL et al. (1979) „Fossilien der Messeler Schichten“. Anlässlich einer Ausstellung der Sammlung FEIST in Detmold verfaßten SPRINGHORN & FEIST (1979) einen Katalog. Die Schrift HILLMER et al. (1980): „Fossile Schätze unter Müll?“ begleitete eine Ausstellung von Messelfossilien durch mehrere norddeutsche Museen. Zu erwähnen ist noch ein Exkursionsführer der Paläontologischen Gesellschaft (KOENIGSWALD 1983b).

3. Geologie

Die geologischen Verhältnisse, die von MATTHESS (1966) ausführlich bearbeitet wurden, referiert unter Hinzuziehung neuerer Daten RAAB (1980). Grundlagen für neue Forschungsergebnisse der verschiedensten Disziplinen erbringen Kernbohrungen im Ölschiefer, die 1980 durchgeführt wurden. WEBER & HOFMANN (1982) legen hierzu die Schichtenverzeichnisse vor und definieren die „Messel-Formation“ sowie die darin enthaltenen Schichtglieder. REINECK & WEBER (1983) beschreiben aus den Bohrkernen Trümmer- und Trübestrome aus dem Anfang der See-Entwicklung. Die genaue Profilaufnahme der Grabungsstellen, die fast im gesamten Bereich der Grube verteilt liegen, ermöglichten es FRANZEN, WEBER & WUTKE (1982), in dem sehr einförmigen Ölschiefer drei Leithorizonte zu verfolgen. Obwohl zumindest einer dieser Leithorizonte vulkanisches Material enthält, ist dieses für eine – sehr wünschenswerte – absolute Altersbestimmung zu stark verwittert. Mit den Leithorizonten gelang es, die Grabungsstellen weitgehend stratigraphisch zu korrelieren. Damit können auch die Messungen zur Paläoströmung in einen besseren Bezug gebracht werden. Für den unteren Abschnitt des (aufgeschlossenen) Ölschiefers wird eine Einströmung vom Norden her angenommen, während sie im oberen Abschnitt im Westen gelegen haben dürfte. Eine phylogenetische Veränderung der Taxa kann in der Abfolge des Ölschiefers nicht beobachtet werden. Gewisse Unterschiede in der Zusammensetzung von Fauna und Flora werden ökologisch gedeutet.

Die bodenmechanischen Eigenschaften des frischen sowie künstlich verwitterten Ölschiefers werden von RAHNAMA-RAD (1983) in einer Diplomarbeit untersucht.

4. Geochemie

Die wissenschaftliche Bedeutung des Ölschiefers von Messel für die Geochemie hervorzuheben, erfordert mehr oder weniger, daß man die Entwicklung dieser Fachrichtung in Europa aufzeigt. Es existiert eine sehr enge Verknüpfung, denn seit etwa 20 Jahren ist dieser Ölschiefer ein bevorzugtes Untersuchungsobjekt. Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt dabei auf dem Studium der organischen Substanzen im Schiefer; in den Bereich der anorganischen Chemie fällt die Untersuchung von STRÜBEL (1975) über Mineralsubstanzen in fossilen Knochen.

Die hohen Gehalte an organischem Kohlenstoff (etwa 30%) und die geringe diagenetische Beanspruchung des Materials sind die Gründe dafür, daß Arbeitsgruppen den Messeler

Ölschiefer immer wieder für organisch-geochemische Forschungsprojekte ausgewählt haben. Das Kennzeichen der Fundstelle Messel – seine großartige Erhaltung paläontologischer Fossilien, insbesondere von Wirbeltierskeletten – gilt in gleichem Maße für den Bereich der Organischen Chemie. Dabei erscheint es stets überraschend, wie äußerst kompliziert gebaute, empfindliche chemische Verbindungen über so lange Zeiträume in diesem Ölschiefer unverändert erhalten bleiben, während sie sich mitunter nach ihrer Isolierung an der Luft zersetzen. Für den Geochemiker sind es jedoch häufig gerade diese komplexen Verbindungen, deren molekulare Struktur wichtige Informationen enthält über Diagenese und Paläoenvironment. Namen wie „Chemische Marker“, „Biologische Marker“ oder sehr treffend „Chemofossilien“ sind daher inzwischen Sprachgebrauch.

Der große Fortschritt der organisch-geochemischen Arbeiten über den Ölschiefer von Messel ist, wie in der gesamten Fachrichtung, durch eine stürmische Entwicklung auf dem Gebiet der apparativen Analytik erleichtert worden. Mit den modernen Techniken der Gaschromatographie und der computergestützten Massenspektroskopie ist es möglich, Substanzen in einem Konzentrationsbereich von 10^{-9} g pro Gramm Sediment sicher zu identifizieren.

Eine der zentralen Fragen der organischen Geochemie – die Bildung des Erdöls – stand bei den ersten Arbeiten über den Messeler Ölschiefer im Vordergrund. In einer Reihe interessanter Erhitzungsversuche untersuchte WELTE (1965) das Kerogen des Ölschiefers. Als Kerogen bezeichnet man den in Säuren, Laugen und Lösungsmitteln unlöslichen Teil der organischen Substanz in Sedimenten; es ist die größte Menge organischen Materials auf der Erde. Der thermische Abbau des Kerogens im Messeler Ölschiefer liefert langkettige, unverzweigte Kohlenwasserstoffe (n-Alkane), die Hauptbestandteile des Erdöls. In Erhitzungsversuchen bei niedriger Temperatur ergeben sich sogar bevorzugt n-Alkane mit ungerader Kohlenstoffanzahl, wie sie in der Cuticula von Pflanzen vorkommen. Eine chemische Methode zum Kerogenabbau wurde von VAN DEN BERG et al. (1977) angewendet, mit dem Ziel, Hinweise auf die Struktur des Kerogens zu erhalten.

Versuche zum thermischen Abbau des Kerogens waren auch Gegenstand der ersten Untersuchungen über den Messeler Ölschiefer, die von der französischen Arbeitsgruppe um G. OURISSON und P. ALBRECHT durchgeführt wurden. Es gelang dieser Gruppe im Verlauf ihrer Arbeiten, eine Fülle neuer chemischer Verbindungsklassen aus Messelproben zu isolieren, die als Chemofossilien die Grundlage einer breiten Nutzung im Bereich der Angewandten Geologie und Paläoökologie bilden (ALBRECHT 1970, ARPINO 1973). Einige dieser biogenen Substanzen werden in einem zusammenfassenden Artikel dargestellt, der zugleich die Arbeitsweise der organischen Geochemie sehr informativ erläutert (ALBRECHT & OURISSON 1971). Als eine der ersten aus dem Ölschiefer isolierten Verbindungen mit komplizierter 5-Ring-Struktur sei das Isoarborinol (Abb. 1) genannt. Diese gegen Oxidation, Reduktion und saure Bedingungen empfindliche Substanz ist in tropischen Pflanzen zu finden (ALBRECHT & OURISSON 1969).

Die Reihe der komplex gebauten biogenen Substanzen, die im Ölschiefer von Messel enthalten sind, läßt sich mit den Sterolen (Abb. 2) und den 4 α -Methylstanolen und -stanonen fortsetzen (MATTERN et al. 1970). Aus Proben der Kernbohrungen von 1980 konnte HABERMEHL (1983) einige zusätzliche Vertreter dieser Verbindungsklasse (Abb. 3) isolieren, und er deutet deren Vorkommen als fossile Bestandteile von Dinoflagellaten und anderem Phytoplankton.

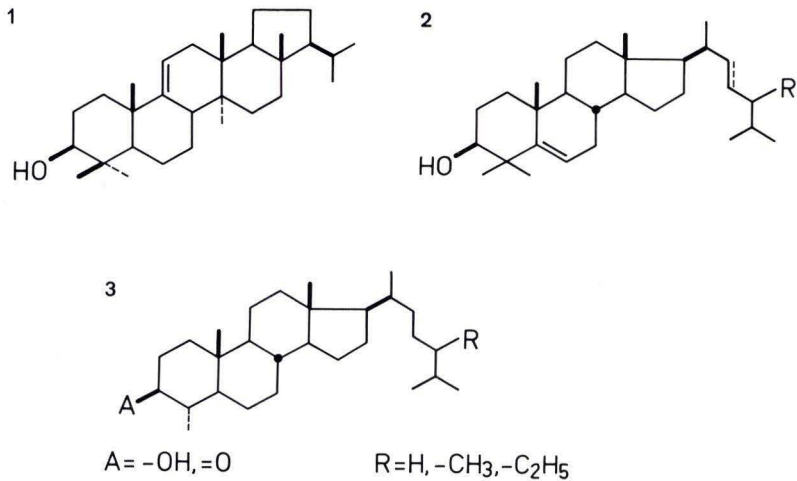


Abb. 1–3. „Biologische Marker“ im eozänen Ölschiefer von Messel: Isoarborinol (1); homologe Reihen der Sterole (2); 4-Methylstanole und 4-Methylstanone (3).

Ringsysteme mit vergleichbarem molekularem Bau wie die Verbindungen (Abb. 1–3) sind in Pflanzen, Tieren und Bakterien in großer Vielfalt vertreten. Der zusammenfassende Name Terpene (Mono-, Di-, Triterpene) kennzeichnet den Aufbau dieser Verbindungen aus einem gemeinsamen Strukturelement. Die Grundeinheit bildet der Kohlenwasserstoff Isopren (Abb. 4) mit 5 Kohlenstoffatomen; ein Monoterpen (10 Kohlenstoffatome) ist aus zwei dieser Grundeinheiten zusammengesetzt.

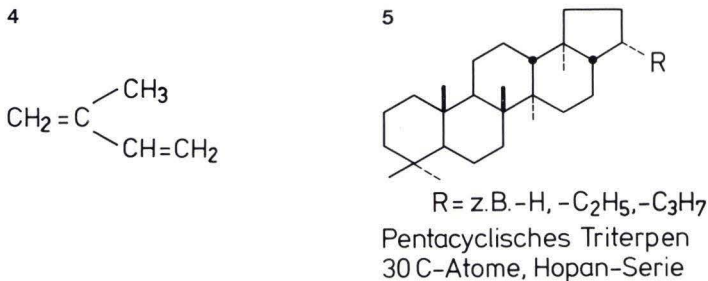


Abb. 4–5. Grundbaustein (4) und Beispiele eines Triterpens (5).

Das Ziel organisch-geochemischer Forschung ist es häufig, nach der Isolierung und Charakterisierung solcher Verbindungen aus geologischem Material durch Vergleich mit rezenten biologischen Produzenten eine Rekonstruktion paläobiologischer Prozesse vorzunehmen.

Bei der Anwendung dieses Forschungsansatzes auf den Bereich der Tri- und Tetraterpene ist dem Messeler Ölschiefer einmal mehr eine besondere Bedeutung zugekommen. So konnten zunächst im Rahmen einer Reihe von Diplom- und Doktorarbeiten aus dem

Bereich der pentacyclischen Triterpene Kohlenwasserstoffe, Olefine und Säuren mit der gemeinsamen Hopan-Struktur (Abb. 5) isoliert werden (KIMBLE 1972, ENSMINGER 1974, VAN DORSSELAER 1974, 1975). Das Auffinden dieser Verbindungen mit 27–32 Kohlenstoffatomen, die bis zu diesem Zeitpunkt lediglich in einigen tropischen Pflanzen und Gräsern nachgewiesen waren, bildete den Auslöser für eine intensive Suche nach Hopanoiden. Dabei ergab sich, daß Vertreter dieser Verbindungsklasse im Ölschiefer von Messel in großer Vielfalt existieren und auch in nahezu der gesamten Breite geologischen Probenmaterials vertreten sind. Etwa 100 verschiedene Hopanoide wurden in Schlick-, See- oder marinen Sedimenten, Erdölen, Erdölmuttergesteinen, Ligniten, Kohlen und im Messeler Ölschiefer identifiziert (ARPINO et al. 1972, ENSMINGER et al. 1972, ENSMINGER et al. 1974, VAN DORSSELAER et al. 1974, KIMBLE et al. 1974, VAN DORSSELAER et al. 1977, DASTILLUNG et al. 1980, DASTILLUNG et al. 1980a).

Mit der Entdeckung einer so weit verbreiteten Form von Chemofossilien im Messel-Schiefer wurde gleichzeitig der Beginn eines der erfolgreichsten Anwendungsgebiete in der Erdöl-Geochemie geschaffen. Chemische Verbindungen der Hopan-Reihe haben strukturell sehr spezifisch aufgebaute dreidimensionale Gerüste. Im Verlauf der Maturation in der Geosphäre verändert sich die Konfiguration dieser Gerüste (OURISSON 1973, VAN DORSSELAER & OURISSON 1976, ENSMINGER 1977). Bei Kenntnis dieser stereochemischen Veränderungen kann der explorierende Geologe wichtige Informationen gewinnen über Reifegrad, Muttergestein-Öl-Korrelationen, Biodegradation von Ölen und Migrationsphänomäne.

Die Messel-Forschung über Chemofossilien erhält eine besondere Dimension durch ihre Auswirkungen auf andere Wissenschaftszweige: die Paläochemie und die moderne Biochemie. Die Allgegenwart von Hopanoiden in der Geosphäre, entstanden aus Zellbestandteilen von Mikroorganismen (Bakterien, Cyanobakterien, blau-grüne Algen) lassen ein allgemeines biochemisches Prinzip vermuten. OURISSON, ALBRECHT und ROHMER verwenden zur Lösung dieser chemischen Fragestellung einen traditionell paläontologischen Ansatz, die Untersuchung der funktionalen Morphologie (OURISSON 1973, OURISSON et al. 1979). Eine Übertragung auf die molekulare Ebene bedeutet, daß Hopanoide möglicherweise als phylogenetische Vorläufer von Sterolen deren Funktion in der Zelle übernehmen: sie optimieren die Eigenschaften der Lipidmembran.

Die Abbauprodukte biologisch wichtiger Moleküle während des Sedimentationsprozesses enthalten häufig noch genügend Informationen, um sie als „biologische Marker“ für Rückschlüsse auf die geologischen Bedingungen zu nutzen. Organisch-chemische Indikatoren frühdiagenetischer Prozesse haben sich aus dem Messeler Ölschiefer in großer Zahl isolieren lassen. Mikrobiologische Faktoren werden als Ursache für das Auftreten von Verbindungen angegeben, die aromatische Ringe enthalten, jedoch noch unschwer den biologischen Vorläufer, wie etwa das Hopan, erkennen lassen.

In einer Reihe von Arbeiten werden Isolierung der aromatischen Kohlenwasserstoffe (Abb. 6–9) aus dem Messel-Schiefer sowie deren Synthese und Strukturbestimmung beschrieben: SPYCKERELLE (1975), GREINER (1976), GREINER et al. (1976), SPYCKERELLE et al. (1977a), SPYCKERELLE et al. (1977b), GREINER et al. (1977). Die große Vielfalt der frühdiagenetischen geochemischen Prozesse im Messel-Schiefer wird durch die Existenz einer neuen Gruppe fossiler Triterpenoide (Abb. 10) verdeutlicht. Ihre Entstehung führen CORBET et al. (1980) auf eine Beteiligung photochemischer Prozesse zurück.

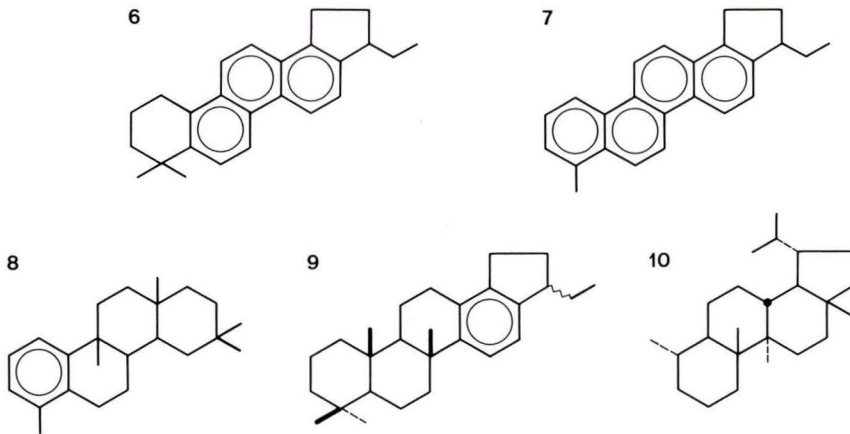


Abb. 6–10. Frühdiagenetisch veränderte Chemofossilien mit teilaromatischer Struktur.

Die 1980 in der Grube Messel durchgeführten Kernbohrungen haben Material erschlossen, das Arbeiten auf den Gebieten der anorganischen und organischen Geochemie erneute Anregungen geben wird. Erste Ergebnisse einer organisch-petrographischen Untersuchung liegen bereits vor (HAGEDORN-GÖTZ 1983). Aus dem Bereich der Chemofossilien berichten HABERMEHL & SPRINGER (1982) über die Isolierung von Nickel-Porphyrin-Komplexen, für die ein bakterieller Ursprung vermutet wird. Die gleichen Autoren fanden im organischen Anteil des Messeler Ölschiefers langkettige Alkohole, die als biologische Marker für tropische und subtropische Pflanzen geeignet scheinen (HABERMEHL & SPRINGER 1983).

In einem fossilen Holzstück konnten die für Coniferen typischen aromatischen Carbonsäuren nachgewiesen werden (HABERMEHL & HUNDRIESER 1983). Der polymere organische Anteil des Ölschiefers, das Kerogen, ist ebenfalls wieder Gegenstand von Forschungsarbeiten über den Mechanismus der Erdölentstehung geworden (HOERING 1982).

Die Untersuchung der löslichen organischen Anteile in Bohrproben des Ölschiefers von Messel hat darüber hinaus die Existenz einer interessanten neuen Gruppe von Chemofossilien bestätigt. Aus früheren Untersuchungen von MICHAELIS & ALBRECHT (1979) war bekannt, daß beim chemischen Kerogenabbau (Ätherspaltung) langkettige Kohlenwasserstoffe mit 40 Kohlenstoffatomen entstehen. Diese Kohlenwasserstoffe sind Bestandteile einer Reihe von Bakterien (Methanogene, Thermophile, Thermoacidophile), die in der modernen Vorstellung der biochemischen Evolution unter dem Begriff „Archaeobakterien“ zusammengefaßt werden. Ein charakteristisches Merkmal der Membran von Archaeobakterien sind die strukturellen Einheiten (Abb. 11) mit äthergebundenen C_{40} -Kohlenwasserstoffen.

Diese komplexen Einheiten konnten aus dem Ölschiefer von Messel intakt isoliert werden: CHAPPE et al. (1979), CHAPPE et al. (1980), CHAPPE (1982), CHAPPE et al. (1982). Damit wurde zum ersten Mal bewiesen, daß ein Teil der organischen Substanz im Ölschiefer aus Membranlipiden von Archaeobakterien stammt. Auf Grund der geologischen Gegebenheiten

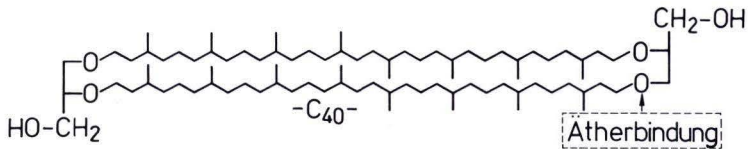


Abb. 11. Aus dem Ölschiefer von Messel isolierter Membranbestandteil von Archaeobakterien.

muß es sich um methanogene Bakterien gehandelt haben. Die Ergebnisse der nachträglich durchgeführten elektronenmikroskopischen Untersuchungen (DEGENS & ITTEKOT 1982) und der stereochemischen Analysen von RISATTI et al. (1983) weisen in die gleiche Richtung. Einige der von MICHAELIS & ALBRECHT (1979) isolierten fossilen äthergebundenen Kohlenwasserstoffe waren aus rezenten Bakterien nicht bekannt; ihre Existenz als Membranbestandteile neuer Taxa von Archaeobakterien konnte nur vorhergesagt werden (OURISSON et al. 1982). Erste Bestätigungen dieser Vorhersagen sind durch neue mikrobiologische Untersuchungen bereits erfolgt und zeigen erneut die Bedeutung organisch-geochemischer Beiträge zu Fragen der Biochemie, Paläochemie und der Evolution.

5. Fossilbestand

5.1. Bakterien

Bakterien sind im Ölschiefer von Messel biochemisch in mehreren Arbeiten nachgewiesen worden: SPYCKERELLE et al. 1977, MICHAELIS et al. 1979, CHAPPE et al. 1979, 1980, DASTILLUNG et al. 1980 und CHAPPE et al. 1982. Es handelt sich um Archaeobakterien, die auch heute im anaeroben Milieu weit verbreitet sind. (Auf diese Arbeiten wird im Kapitel „Geochemie“ näher eingegangen.) Morphologisch konnte WUTTKE (1983) lithifizierte Zellkörper von Bakterien im Bereich sogenannter Weichteilerhaltung bei Wirbeltieren erkennen.

5.2. Pflanzen

Der Ölschiefer ist reich an Pflanzenresten, deren Bearbeitung nach modernen Gesichtspunkten erst jetzt unternommen wird. SCHAARSCHMIDT (1981, 1982) beschreibt die Möglichkeit der Präparation von Blättern aus der „immergrünen Vegetation von tropisch/subtropischem Charakter“. Für die Freilegung empfiehlt sich die Verwendung von Ultraschall, für die Betrachtung ist der Einsatz von UV-Beleuchtung, für die Fotografie auch die Nutzung des Infrarot-Bereiches außerordentlich lohnend.

Über erste Blütenfunde berichten SCHAARSCHMIDT et al. (1983) und eine erste Übersicht über die Funde von Samen und Früchten aus den Senckenberg-Grabungen gibt COLLINSON (1982). 30 Taxa können festgestellt werden, womit die Familien: Cornaceae, Cyperaceae, Hamamelidaceae, Icacinaceae, Minispermaceae, Nympheaceae, Rutaceae und Vitaceae in der Flora von Messel als gut belegt gelten dürfen. Auf die zahlreichen Samen von *Zanthoxylum* und zwei Arten von *Vitis* der Grabungsstelle SMF 7 wird insbesondere eingegangen. Kerne von *Vitis* konnten auch im Inhalt von Magen und Darm bei einem Skelett von *Propalaeotherium messelense* festgestellt werden (KOENIGSWALD & SCHAARSCHMIDT 1983).

Nachzutragen ist in dieser Übersicht die Bearbeitung der Pollenflora aus dem Ölschiefer von Messel und der darauf begründeten stratigraphischen Einstufung durch SITTLER (1968a, b).

Die Floren-Vergesellschaftung von Messel ordnet MAI (1981) in einer Übersicht über die tertiären Laubwaldfloren dem paratropischen Regenwald als „*Dryophyllum*-Moraceen-Lauraceen-Wald“ zu. Auf Grund des Vergleiches mit südostasiatischen Regenwäldern fordert er für diesen Waldtyp eine Jahresmitteltemperatur zwischen 20 und 25 °C, wobei die Jahresschwankungen unter 18 °C bleiben. Tagesminima von 0 °C werden sehr selten erreicht. Als Niederschlag sind mehr als 1000 mm im Jahr zu erwarten.

Auch biochemisch werden einige Pflanzen nachgewiesen. HABERMEHL (1983a) kann ein Holzstück aus dem Ölschiefer der Grube Messel als Coniferenholz ausweisen. Verkieselte Coniferenreste sind innerhalb der Messel-Formation aus der Grube „Prinz von Hessen“ bekannt. Ebenfalls biochemisch werden Dinoflagellaten, die im ehemaligen See von Messel „Wasserblüten“ verursacht haben, von HABERMEHL & HUNDRIESER (1983) u. a. durch charakteristische Sterole nachgewiesen.

5.3. Schwämme

Nachdem isolierte Schwammnadeln an einigen Stellen massenhaft vorkommen, können MÜLLER, ZAHN & MAIDHOF (1982) nun zum ersten Mal innere Brutkapseln (Gemmulae) beschreiben. Als *Spongilla gutenbergiana* werden sie den noch rezenten, im Süßwasser vorkommenden Spongillidae zugeordnet.

5.4. Fische

5.4.1. Holostei

GAUDANT (1980) bestätigt die große Ähnlichkeit im Schädelbau zwischen *Amia kehleri* aus Messel und *Amia fragosa*, die in Nordamerika von der Ober-Kreide bis in das Mittel-Eozän vorkommt. Er stellt daher die Form aus Messel als *Amia (Kindleia) kehleri* zur selben Untergattung. Es ist nicht dieselbe *Amia*, die im Paleozän von Cernay-lès-Reims vertreten ist. Um dieses Verteilungsbild der Untergattung zu deuten, fordert GAUDANT eine Verbindung zwischen Nordamerika und West-Europa bis zum Beginn des Känozoikums, eine Verbindung wie sie auch auf Grund der Säugetierfaunen beider Kontinente zu fordern, aber noch genauer zeitlich einzuordnen ist (Kap. 6.)

5.4.2. Teleostei

MICKLICH (1984; als Dissertation 1982) legt eine umfangreiche Bearbeitung der Teleostei aus Messel vor. Die beiden Barschgattungen *Amphiperca* und *Palaeoperca* werden aufgrund des inzwischen recht reichlich vorliegenden Materials durch erweiterte Diagnosen präziser gefaßt. Neben der osteologischen Beschreibung wird eine ausführliche ökologische Ausdeutung sowie die Beobachtung von krankhaften Veränderungen gegeben.

In den Kleinformen, die bislang als juvenile Barsche angesehen wurden, erkennt MICKLICH ein eigenständiges Taxon, ohne es allerdings zu benennen.

Der schon früher erwähnte Aal-Fund wird von MICKLICH als *Anguilla ignota* beschrieben. Für die systematische Zuordnung wird die Ausbildung des Praemaxillo-Ethmo-Vomer-

Komplexes sowie die Bezeichnung herangezogen. Gekennzeichnet ist dieser Aal u. a. durch Cycloidschuppen, auf denen 4–5 Wachstumsschübe zu unterscheiden sind. Auf diesen Aal-Fund geht MICKLICH (1983) in einer kritischen Betrachtung der Ausdeutungsmöglichkeiten von Fisch-Fossilien ein.

5.5. Amphibia und Reptilia

WESTPHAL (1980) beschreibt auf Grund eines Skelettes den Salamandriden *Chelotriton robustus*, bei dem netzartig angeordnete Gruben nicht nur auf den Neurapophysen-Platten der Wirbel, sondern auch am Schädel und auf einem Teil der Extremitätenknochen zu beobachten sind. Das Skelett ist etwa 12 cm lang.

Die sebecosuchen Krokodile haben ihren Ursprung in Südamerika und haben von dort einerseits Australien über die Antarktis erreicht, andererseits Europa über Nordamerika, obwohl von dort keine Funde bekannt sind. BUFFETAUT (1980) schildert diese biogeographische Entwicklung und bezieht dabei *Bergisuchus dietrichbergi* aus Messel mit ein.

Ein etwa 57 cm langes, aber nicht sehr gut erhaltenes Lacertilia-Skelett wird von RIEPPEL (1980) beschrieben und vorläufig der Gattung *Eolactera* zugeordnet.

Einen Varanen beschreibt STRITZKE (1983) als *Saniwa feisti*. Der Bearbeitung liegen ein nahezu vollständiges, etwa 30 cm langes Skelett sowie ein Teilskelett mit Schädel zugrunde. Die Saniwinen, die im Eozän von Nordamerika eingewandert sind, werden als Vorfahren von *Varanus* angesehen, der erstmals im Miozän nachgewiesen wurde.

5.6. Aves

Rhynchaetis messelensis, einer der wenigen aus Messel beschriebenen Vögel, wurde von PETERS (1983) revidiert und als Ibis erkannt. *Rhynchaetis* ist damit einer der ältesten Ibisse, wenn nicht der älteste überhaupt. Er ist die kleinste Art und zugleich unter den fossilen Formen am vollständigsten überliefert. Das von HOCH (1980) als *Plumumida lutetialis* beschriebene (schädellose) Skelett gehört zur gleichen Gattung, womit dieser Name als jüngeres Synonym zurückzutreten hat.

5.7. Mammalia

5.7.1. Marsupialia (Didelphidae)

Das Auftreten von Beutelratten im Ölschiefer von Messel war vorherzusehen. Der erste Beleg ist das Skelett eines Jungtieres, das auf Grund der Zahl der Schneidezähne identifiziert werden konnte. Da das Backenzahngebiß noch unvollständig ausgebildet ist, kann weder Gattung noch Art bestimmt werden (KOENIGSWALD 1982).

5.7.2. Proteutheria

Als Vertreter der Pantolestidae beschreibt KOENIGSWALD (1980b) *Buxolestes piscator* und macht dessen semiaquatische Lebensweise wahrscheinlich. Außer in der Fauna von Bouxwiller ist *Buxolestes* auch aus dem Geiseltal bei Halle vertreten (KOENIGSWALD 1983c), wodurch der früher stark betonte endemische Charakter dieser drei Faunen abgeschwächt wird.

5.7.3. Lipotyphla

Die spärlichen Reste der Gattungen *Amphilemur* (Geiseltal), *Alsaticopithecus* (Bouxwiller) und *Gesneropithecus* (Gösgen) wurden mehrfach zwischen primitiven Primaten und Insectivora hin- und hergeschoben. Mit Skelettfunden aus Messel, die KOENIGSWALD & STORCH (1982) als *Pholidocercus hassiacus* beschrieben haben, wurde es möglich, die Familie der Amphilemuridae neu zu definieren sowie sie eindeutig den lipotyphlen Insectivora zuzuordnen. Ungewöhnlich sind knöcherne Schuppen, die in die Schwanzhaut eingebettet sind. Zusammen mit einem borstigen Rückenhaar (erhalten!) und einer möglichen Hornplatte auf der Stirn verfügt *Pholidocercus* (möglicherweise aber auch die anderen Amphilemuridae) über ausgeprägte Schutzanpassungen (Abb. 12).

5.7.4. Chiroptera

Die ältesten Chiroptera stammen zwar nicht aus Messel, sondern aus dem unteren Eozän von Wyoming, aber aus Messel liegt die früheste umfangreichere Chiropteren-Fauna vor.

6 Arten sind bisher unterschieden worden. SIGE & RUSSELL (1980) beschreiben weitere Exemplare von *Palaeochiropteryx tupaiodon* und können damit die morphologische Kenntnis dieses Taxons erheblich präzisieren. SMITH & STORCH (1981) legen eine neue Gattung *Hassianycteris* vor, von der zwei Arten *magna* und *messelensis* durch nahezu vollständige Skelette belegt sind. *Hassianycteris* ist deutlich größer als die übrigen Chiroptera aus Messel. Charakterisiert wird die Gattung durch einen gebogenen Humerus und einen sehr langen Radius.

Von den Fledermäusen aus Messel ist aber nicht nur das Skelett und Schatten der Weichteile überliefert, sondern RICHTER & STORCH (1980) können auch Aussagen über die Ernährungsbiologie machen. *Palaeochiropteryx tupaiodon* war nach der Untersuchung der Inhalte von Magen und Darm bei mehreren Tieren ein spezialisierter Lepidopterenfresser, wobei die Aculeata, primitive kleine Schmetterlinge, überwiegen. Bei *Hassianycteris* ist zwar die Vergleichsbasis noch sehr schmal, aber Insekten mit stärkerer Cuticula, wie Käfer und Hemipteren, dürften einen größeren Anteil an der Nahrung gebildet haben.

5.7.5. Primates

Den zweiten Fund eines Primatenrestes in der Grube Messel signalisiert FRANZEN (1983 a und c). Es handelt sich um den vorderen Teil des Skelettes eines juvenilen Adapiden der Gattung *Europolemur*.

5.7.6. Pholidota

Aus Messel liegen mit *Eomanis waldi* STORCH die bislang ältesten Belege der Maniden vor. Es sind mehrere Exemplare bekannt. Bei einem erst nachträglich als *Eomanis* erkannten Teilskelett können KOENIGSWALD, RICHTER & STORCH (1981) sogar die das Femur abdeckenden Hornschuppen nachweisen. Es ist nicht nur der morphologische Umriß, sondern auch die Feinstruktur der Hornschuppe erhalten. Auf den Inhalt des Magen-Darm-Bereiches wird eingegangen.

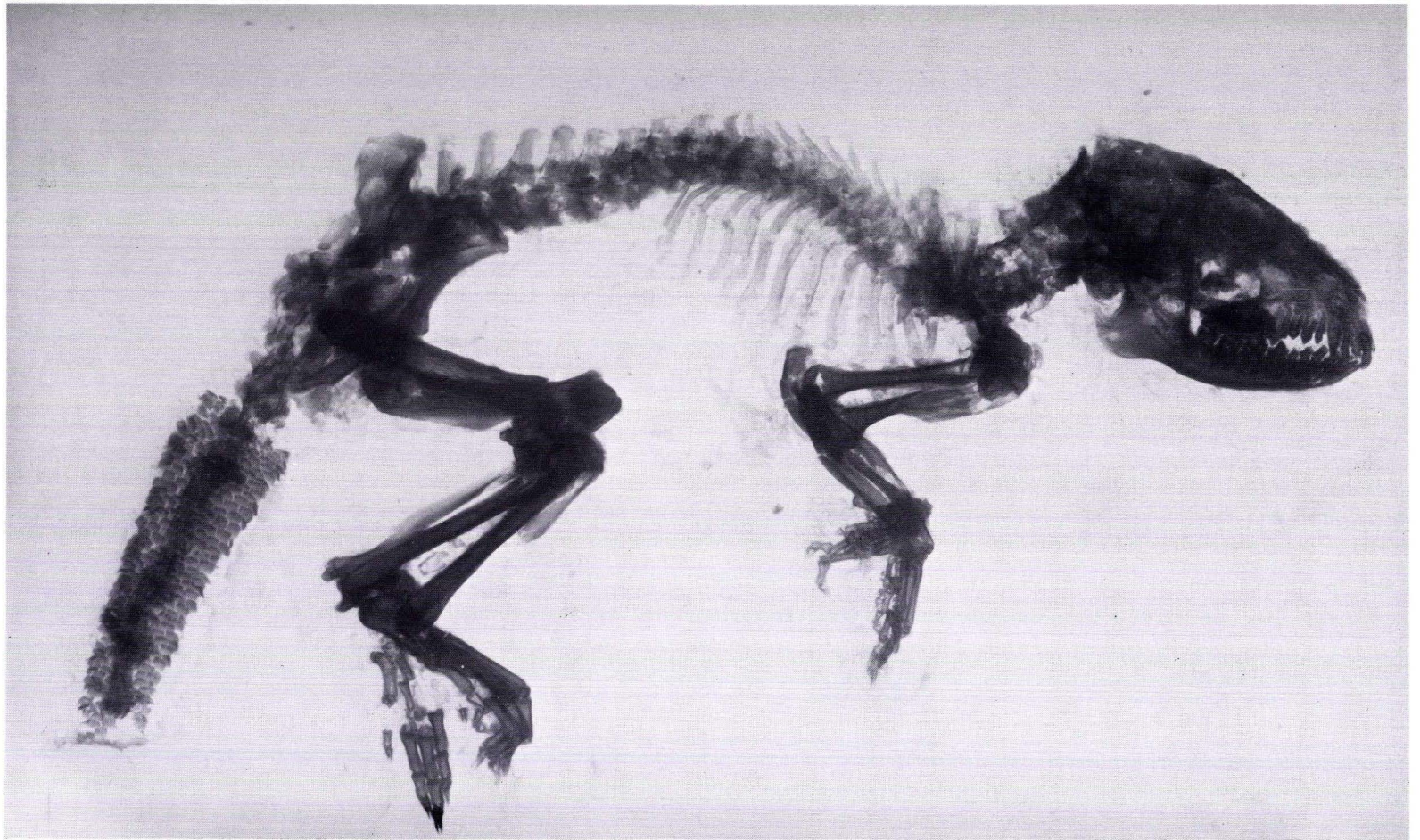


Abb. 12. Skelett von *Pholidocercus hassiacus* KOENIGSWALD & STORCH 1983, ein kleiner Insektenfresser aus dem Ölschiefer von Messel. Das Röntgenbild zeigt die in die Schwanzhaut eingebetteten Knochenschuppen (Röntgenaufnahme S. TÜNGERTHAL, Frankfurt a. M.).

5.7.7. Rodentia

In einer Diplomarbeit nimmt REISINGER (1982) kritisch Stellung zu den Möglichkeiten der Ausdeutung fossiler Säugetierskelette in Bezug auf die ehemalige Lebensweise. Speziell untersucht er ein Skelett von *Ailuravus macrurus* und vergleicht es mit dem extrem arboricol lebenden *Ratufa* sowie dem bodenbezogen lebenden *Pedetes*. Er kann keine Spezialisierungen feststellen, die weder eine arbicole noch eine bodenbezogene Lebensweise dieses großen fossilen Nagetieres ausschließen.

5.7.8. Creodonta

Zu den Creodonta stellt SPRINGHORN (1982) das Skelett eines noch nicht voll ausgewachsenen Tieres als *?Proviverra edingeri*. Der Vorbehalt bei der Zuordnung beruht darauf, daß die linguale Partie der oberen Molaren nicht sichtbar ist und der M^3 noch im Kiefer verborgen ist.

5.7.9. Carnivora

Auf Grund eines recht vollständigen Skelettes von einem Carnivoren begründet SPRINGHORN (1980) das neue Taxon *Paroodectes feisti* und betont die engen Beziehungen zu der nordamerikanischen Miaciden-Gattung *Oodectes*. Das Gebiß, in dem der Zahnwechsel noch nicht abgeschlossen ist, kann nicht vollständig beschrieben werden, weil die Kiefer geschlossen sind. Ein wesentlich kleineres Skelett, das ebenfalls von einem juvenilen Carnivoren stammt, beschreibt SPRINGHORN (1982) und ordnet es ebenfalls den Miaciden zu, wobei er die neue Art *Miacis? kessleri* zur Gattung *Miacis* nur mit Vorbehalt stellt. Ein weiteres Skelett des gleichen Taxons steht auch noch im Milchgebiß, was die Frage aufwirft, warum gerade von den Carnivoren in Messel bislang nur juvenile Exemplare gefunden wurden.

5.7.10. Condylarthra

Die Beschreibung mehrerer Skelette von *Kopidodon macrognathus*, von dem bislang nur das Gebiß bekannt war, erlaubt eine weitgehende paläobiologische Rekonstruktion dieses Paroxyclaeniden, die mit gewisser Wahrscheinlichkeit auch für die anderen Glieder dieser Familie angenommen werden kann. Mit einer höchst ungewöhnlichen Usurform an den Molaren dürfte *Kopidodon* ein spezialisierter Pflanzenfresser gewesen sein, der nach der auffallenden Form der Endphalangen wohl als Krallenkletterer in der Baumregion gelebt hat (KOENIGSWALD 1983a).

5.7.11. Perissodactyla

Bei der Bearbeitung eines Jungtieres der größeren Art der Messeler Urpferdchen erkennt FRANZEN (1980), daß die bisher als selbständig betrachtete Art *Propalaeotherium hassiacum* von *P. isselanum* nicht im Artniveau unterschieden werden kann. Die Priorität des Artnamens liegt bei *P. isselanum*.

Das von STRÜBEL (1974, 1975) beschriebene Skelett eines relativ großen Perissodactylen, der als *Propalaeotherium* angesprochen wird, kann FRANZEN (1981a) als Tapirverwandten, nämlich *Hyrachyus minimus* bestimmen. Es handelt sich dabei um das größte Säugetier,

das bisher in Messel gefunden wurde, bleibt aber mit einer Schulterhöhe von etwa 60 cm weit hinter den *Lophiodon*-Arten zurück, die für das Mitteleozän so charakteristisch sind, für die aber aus Messel keine Belege vorliegen.

5.7.12. Artiodactyla

Als ersten Paarhufer aus Messel gibt TOBIEN (1980) *Masillabune martini* in einer kurzen Beschreibung bekannt und stellt es innerhalb der Anthracotheroidea zu den Haplobunodontidae. Im Inhalt vom Magen-Darm-Trakt konnten Lauraceen-Blätter festgestellt werden.

Einen weiteren Artiodactylen, den Dichobuniden *Messelobunodon schaeferi* legt FRANZEN (1981) in einer ausführlichen Beschreibung vor. Es handelt sich um ein recht ursprüngliches Glied dieser Familie, das morphologisch wie zeitlich zwischen *Diacodexis* und *Dichobune* vermittelt. Das Skelett ist so vollständig überliefert, daß Bewegungsstudien für dieses Tier erstellt werden konnten.

Ein zweites, kleineres Skelett bestimmt FRANZEN (1983b) als *Messelobunodon* sp. Es werden neben der Diskussion der phylogenetischen Stellung detaillierte Angaben zur biostratigraphischen Einlagerung gegeben.

Die Ernährungsbiologie von *Messelobunodon schaeferi* kann RICHTER (1981) durch die Untersuchung des Mageninhaltes weitgehend klären. Danach hat das Tier seine Nahrung – im untersuchten Fall Pilze – wühlend am Waldboden gefunden. Die Gattung *Messelobunodon* ist auch im Geiseltal nachgewiesen worden (FRANZEN & KRUMBIEGEL 1980).

5.7.13. Xenarthra

Den ersten eindeutigen Beleg für die Existenz der Xenarthra in Europa hat STORCH (1981) mit der ausführlichen Beschreibung von *Eurotamandua joresi* aus Messel vorgelegt. Es handelt sich um ein fast vollständiges Skelett, das viele Spezialanpassungen zeigt, die *Eurotamandua* mit den südamerikanischen Myrmecophagiden teilt. Die Doppelgelenkung der Wirbel und ein Synsacrum sind ebenso sichtbar wie der zur schmalen Spange reduzierte Unterkiefer, der die myrmecophage Ernährung der Ameisenbären belegt. Der mittlere Strahl der Hand ist zum Grabwerkzeug vergrößert. Im Vergleich zu *Eomanis*, einem Pholidoten aus Messel, stellt STORCH die durch die gleichartige Ernährungsweise bedingten symplesiomorphen Merkmale heraus.

6. Stratigraphische und paläogeographische Beziehungen der Fauna

Während die Faunenliste von Messel früher reich an Endemismen war, tritt durch die weitere Bearbeitung der Anteil der Taxa, die Messel mit anderen lutetischen Fundstellen, etwa dem Geiseltal bei Halle oder Bouxwiller im Elsaß gemeinsam hat, immer stärker hervor (FRANZEN & KRUMBIEGEL 1980, HAUBOLD 1982, KOENIGSWALD 1983c, KOENIGSWALD & STORCH 1983). RUSSELL et al. (1982) legen eine stratigraphische Übersicht der paleogenen Säugetierfaunen Europas vor und charakterisieren das untere Lutetium mit einer Faunenliste, die aus den Funden von Messel und dem Geiseltal bei Halle kombiniert wurde. Bouxwiller wird in das obere Lutetium gestellt.

Darüber hinaus lassen sich auch Beziehungen zu Faunen anderer Kontinente aufzeigen. Entsprechend der paläogeographischen Situation sind dabei die Beziehungen nach Nordamerika wesentlich enger als nach Asien oder Afrika (KOENIGSWALD 1981). Während die sich langsam verändernden Gattungen in Nordamerika und Europa noch identisch sind, liegen die sich wesentlich schneller entwickelnden Säugetiere zwar in nahe verwandten, aber deutlich verschiedenen Gattungen vor. Darin spiegelt sich, daß der im unteren Eozän zu beobachtende Faunenaustausch zur Zeit der Messel-Formation bereits wieder unterbrochen ist. Damit sind die verbleibenden Übereinstimmungen als historisches Erbe zu verstehen.

Die Analyse von GAUDANT (1980) zeigt, daß der Faunenaustausch im früheren Eozän auch in der konservativen Gattung *Amia* nachzuzeichnen ist. Die Untergattung *Kindleia*, zu der *A. kehleri* aus Messel gehört, ist seit der Oberkreide in Nordamerika vertreten und wandert erst mit dem Faunenaustausch im Untereozän nach Europa ein, wo während des Paleozäns ein anderer Amiide verbreitet ist.

Von ganz besonderer Bedeutung ist der Nachweis von Faunenbeziehungen nach Südamerika, weil man bislang von einer vollständigen geographischen Isolierung Südamerikas während des Tertiärs ausging.

Das Vorkommen von *Bergisuchus* in Messel, der an die südamerikanische Gruppe der sebecosuchen Krokodile anzuschließen ist (BUFFETAUT 1980), könnte ebenso wie die Verbreitung der Marsupialia über Nord- und Südamerika (KOENIGSWALD 1982) aus einer Verbindung der beiden Kontinente während der Oberkreide erklärt werden. Viel gewichtiger ist aber der Nachweis eines echten Xenarthren, *Eurotamandua*, durch STORCH (1981), der engste Beziehungen zu den hochspezialisierten Myrmecophagiden Südamerikas aufweist. Die Ausbreitung dieser Ameisenbären kann einerseits kaum bis in die Oberkreide zurückdatiert werden, andererseits ist für die Ausbreitung dieser Tiere eine feste Landverbindung erforderlich. In traditioneller Weise wird zwar angenommen, daß Nordamerika das Bindeglied zwischen Europa und Südamerika bildete, obwohl von dort bislang weder sebecosuche Krokodile noch Xenarthren in dem hier interessierenden Zeitbereich nachgewiesen sind. CROCHET & SIGE (1983) argumentieren demgegenüber aber für eine direkte Faunenverbindung von Südamerika über Afrika nach Europa, obwohl auch hier der Fossilbericht äußerst lückenhaft ist.

7. Paläobiologie

Zur Autökologie ebenso wie zur Synökologie der verschiedenen in Messel vorkommenden Teleostier macht MICKLICH (1982) detaillierte Angaben.

Die Säugetierfunde von Messel geben wegen der Überlieferung vollständiger Skelette, oft sogar zusammen mit Inhaltsstoffen von Magen und Darm, ganz ungewöhnliche Ansatzpunkte für paläobiologische Rekonstruktionen. Das muß man besonders auf dem Hintergrund sehen, daß die Belege der meisten Taxa aus vielen anderen Fundstellen lediglich aus Zahnreihen oder gar nur isolierten Zähnen bestehen.

Bei allen Skelettbearbeitungen wird der Habitus beschrieben. Für *Messelobunodon* kann FRANZEN (1981) Bewegungstudien abbilden. Die Zuordnung zu einem bestimmten Lebensraum aufgrund der Bewegungsweise birgt einige grundsätzliche Probleme in sich (MICKLICH 1982, REISINGER 1982), sie ist aber überall dort, wenn auch mit erforderlicher Vorsicht, vorzunehmen, wo Spezialanpassungen aufgespürt werden können. Ergänzend zu

den Skelettmerkmalen ergeben sich u. a. Hinweise aus den im Bereich von Magen und Darm vorgefundenen Nahrungsresten (FRANZEN 1977, KOENIGSWALD 1980b, TOBIEN 1980, RICHTER & STORCH 1981, RICHTER 1981, KOENIGSWALD, RICHTER & STORCH 1981).

Außer Frage steht, daß die Artiodactyla ebenso wie die Perissodactyla bodenlebend gewesen sind. Als bodenbezogenen Scharngräber sprechen KOENIGSWALD & STORCH (1983) *Pholidocercus* an. Als eher arboricol stuft SPRINGHORN (1980) das Raubtier *Paroodectes* ein. Auch der relativ große Condylarthre *Kopidodon* dürfte in der Baumregion gelebt haben (KOENIGSWALD 1983). Für eine zumindest semiaquatische Lebensweise sprechen einige Befunde bei *Buxolestes* (KOENIGSWALD 1980).

8. Floren- und Faunenliste

Die nachfolgende Liste soll einen Überblick über den derzeitigen Kenntnisstand der Flora und Fauna aus der Messel-Formation (Lutetium) geben.

8.1. Pflanzen

Gymnospermae

Coniferenholzler

Angiospermae

Dicotyledonidae

Menispermaceae

?*Tinospora*

Lauraceae

Apollonais schottleri (ENGELH.) STURM 1971

Cryptocarya weylandii STURM 1971

Cryptocarya crispata STURM 1971

Cryptocarya complicata STURM 1971

Cryptocarya cryptostoma STURM 1971

Cryptocarya lanigeroides (ENGELH.) STURM 1971

Lindera leptohuepfe STURM 1971

Litsea engelhardtii STURM 1971

Litsea adenooides STURM 1971

Litsea eocaenica STURM 1971

Litsea lutetia STURM 1971

Litsea glaphyre STURM 1971

Litsea crebrigranosa STURM 1971

Litsea granatia STURM 1971

Litsea tertiaria (ENGELH.) STURM 1971

Litsea puerulis STURM 1971

Litsea multipilosa STURM 1971

Litsea streble STURM 1971

Litsea pachygyroides STURM 1971

Ocotea natistoma STURM 1971

Ocotea ovosimilis STURM 1971

Ocotea multipora STURM 1971

Ocotea tertiaria (ENGELH.) STURM 1971

Ocotea peristomoides STURM 1971

Lauraceophylloderma ebenoides (ENGELH.)

STURM 1971

Lauraceophylloderma acomparabilis STURM 1971

Lauraceophylloderma vestibularis STURM 1971

Lauraceophylloderma alatum STURM 1971

Nymphaeaceae

Nelumbium

?*Nymphaea*

?*Euryale*

Hamamelidaceae

Corylopsis

Myrtaceae

Eugenia bzw. *Myrtophyllum*

Rutaceae

Zanthoxylum sp. 1

Zanthoxylum sp. 2

? Anacardiaceae

Pseudoclerocarya

Staphyleaceae

? *Staphylea*

Cornaceae

Mastixia

Vitaceae

Vitis sp. 1 (= cf. *V. magnisperma*)

Vitis sp. 2 (event. *Perthenocissus*)

Tertrastigma

Juglandaceae

Engelhardtia

Moraceae

Ficus

Apocynaceae

Apocynophyllum

Monocotyledonideae

Palmae

Palmoxylon bacillare (BRONGN.) JURASKY 1939

8.2. Tiere

Invertebrata

- Porifera
Spongilla gutenbergiana MÜLLER,
 ZAHN & MAIDHOF 1982
- Insecta
 Hymenoptera
 Formicidae indet.
 Coleoptera
Ancylochira eocaenica MEUNIER 1921
Ancylochira prompta MEUNIER 1921
Ancylochira agilis MEUNIER 1921
Ancylochira minuta MEUNIER 1921
 Sphenoptera
Sphenoptera eocaenica MEUNIER 1921
Sphenoptera metallica MEUNIER 1921
Eurythyrea sp.
Perotis messelensis MEUNIER 1921
Lina titana MEUNIER 1921
Trogosita eocaenica MEUNIER 1921
Geotrupes messelensis MEUNIER 1921
Gymnopleurus eocaenicus MEUNIER 1921
- Heteroptera
Cydropsis meuneri KINZELBACH 1970
Cydropsis nana KINZELBACH 1970
 Lygaeidae gen. et sp. indet.
Amhibolus disponsi KINZELBACH 1970
- Blattoptera
Periplaneta eocaenica MEUNIER 1921
Periplaneta relicta MEUNIER 1921
- Lepidoptera
 Schuppen von Nachtfaltern
 Gastropoda

Vertebrata

- Pisces
Atractosteus strausi (KINKELIN 1884)
Amia kehleri ANDREAE 1893
Amphiperca multififormis WEITZEL 1933
Palaeoperca proxima MICKLICH 1978
Anguilla ignota MICKLICH 1984
- Anura
Propelodytes wagneri WEITZEL 1938
- Urodela
Chelotriton robustus WESTPHAL 1980
- Testudinata
Palaeochelys messeliana (STAECHER 1928)
Palaeochelys kehleri (STAECHER 1928)
Trionyx messelianus REINACH 1900
 mit zwei „Unterarten“ *lepsiusi* HARRASSOWITZ
 1922 und *kochi* HUMMEL 1927
Allaeochelys crassesculptata (und *gracilis*)
 (HARRASSOWITZ 1922)

- Ophidia
 noch nicht bearbeitet
 Lacertilia
 cf. *Eolacerta*
Saniwa feisti STRITZKE 1983
- Crocodylia
Allognathosuchus haupti (WEITZEL 1935)
Diplocynodon darwini (und *eberti*)
 (LUDWIG 1877)
Asiatosuchus germanicus BERG 1966
Bergisuchus dietrichbergi KUHN 1968
Pristichampsus rollinatus (GRAY 1831)
- Aves
Rhynchoaeites messelensis WITTICH 1898
 (= *Plumumida lutealis* HOCH 1980)
Diatryma cf. *steini* MATTEW & GRANGER 1917
- Mammalia
 Marsupialia
 Didelphidae gen. et sp. indet.
 Proteutheria
Buxolestes piscator KOENIGSWALD 1980
- Lipotyphla
Macrocranium tupaiondon WEITZEL 1949
Macrocranium tenerum (TOBIEN 1962)
Leptictidium auderiense TOBIEN 1962
Pholidocercus hassiacus KOENIGSWALD &
 STORCH 1983
- Chiroptera
Palaeochiropteryx tupaiondon REVILLIOD 1917
Palaeochiropteryx spiegelii REVILLIOD 1917
Archaeonycteris trigonodon REVILLIOD 1917
Archaeonycteris revilliodi RUSSELL & SIGE 1970
Hassianycteris magna SMITH & STORCH 1981
Hassianycteris messelensis SMITH & STORCH 1981
- Primates
 Adapidae gen. et sp. indet.
Europolemur sp.
 Pholidota
Eomanis waldi STORCH 1978
- Rodentia
Ailuravus macrurus WEITZEL 1949
Masillamys beegeri TOBIEN 1954
Masillamys krugi TOBIEN 1954
Microparamys parvus (TOBIEN 1954)
- Creodonta
 cf. *Proviverra edingeri* SPRINGHORN 1982
- Carnivora
Paroodectes feisti SPRINGHORN 1980
 ?*Miacis kessleri* SPRINGHORN 1982
- Condylarthra
Kopidodon macrognathus (WITTICH 1902)

Perissodactyla
Propalaeotherium isselanum (CUVIER 1824)
 (= *P. hassiacum* HAUPT 1925)
Propalaeotherium messelense (HAUPT 1925)
Hyrachyus minimus (FISCHER 1929)

Artiodactyla
Messelobunodon schaeferi FRANZEN 1980
Masillabune martini TOBIEN 1980
 Xenarthra
Eurotamandua joresi STORCH 1981

9. Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, P. (1970): Étude de constituants organiques de séries sédimentaires de Logbaba et de Messel. Transformations diagénétiques. – Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **32**, 119 S.; Strasbourg.
- & OURISSON, G. (1969): Triperpene Alcohol Isolation from Oil Shale. – Science, **163**: 1192–1193.
- – (1971): Biogene Substanzen in Sedimenten und Fossilien. – Angew. Chem., **83**: 221–260; Weinheim.
- ARPINO, P. (1973): Les lipides de sédiments lacustres éocènes. – Mém. Sci. Geol., **39**, 107 S.; Strasbourg.
- ALBRECHT, P., & OURISSON, G. (1972): Studies on the Organic Constituents of Lacustrine Eocene Sediments. Possible Mechanisms for the Formation of some Geolipids Related to Geologically Occuring Terpenoids. – Advances in Organic Geochemistry 1971 (H. R. v. GAERTNER and H. WEHNER, Eds.): 173–187, Pergamon Press; Oxford.
- VAN DEN BERG, M. L. J., MULDER, G. J., DE LEEUW, J. W., & SCHENCK, P. A. (1977): Investigations into the structure of kerogen – I. Low temperature ozonolysis of Messel shale kerogen. – Geochim. Cosmochim. Acta, **41**: 903–908; Oxford.
- BUFFETAUT, E. (1980): Histoire Biogéographique des Sebecosuchia (Crocodylia Mesosuchia): Un Essai d'interprétation. – Ann. Paléont. (vertébrés), **66**: 1–8, 3 Abb.; Paris.
- CHAPPE, B. (1982): Fossiles moléculaires d'Archaeobactéries. – Thèse de Doctorat-ès-Sciences, Université Louis Pasteur; Strasbourg.
- ALBRECHT P., & MICHAELIS, W. (1982): Polar Lipids of Archaeobacteria in Sediments and Petroleum. – Science, **217**: 65–66.
- MICHAELIS, W., ALBRECHT, P., & OURISSON, G. (1979): Fossil evidence for a novel series of archaeobacterial lipids. – Naturwissenschaften, **66**: 522–523; Berlin.
- – (1980): Molecular fossils of Archaeobacteria as selective degradation products of kerogen. – Advances in Organic Geochemistry 1979 (A. G. DOUGLAS & J. R. MAXWELL, Eds.): 265–274, Pergamon; Oxford.
- COLLINSON, E. M. (1982): A preliminary report on the Senckenberg-Museum Collection of fruits and seeds from Messel bei Darmstadt. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **56**: 49–57, 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- CORBET, B., ALBRECHT, P., & OURISSON, G. (1980): Photochemical or Photomimetic Fossil Triterpenoids in Sediments and Petroleum. – J. Am. Chem. Soc., **102**: 1171–1173.
- CROCHET, J. Y., & SIGE, B. (1983): Les Mammifères montiens de Hainin (Paléocène moyen de Belgique) Part III: Marsupiaux. – Paleovertebrata, **13**: 51–64, 5 Abb.; Montpellier.
- DASTILLUNG, M., ALBRECHT, P., & OURISSON, G. (1980): Aliphatic and Polycyclic Alcohols in Sediments: Hydroxylated Derivatives of Hopane and of 3-Methylhopane. – J. Chem. Res. (S), **1980**: 168–169.
- – & OURISSON, G. (1980): Aliphatic and Polycyclic Ketones in Sediments C₂₇ – C₃₅ Ketones and Aldehydes of the Hopane Series. – J. Chem. Res. (S) **1980**: 166–167.
- DEGENS, E. T., & ITTEKOT, V. (1982): In situ metal-staining of biological membranes in sediments. – Nature, **298**: 262–264; London.
- VAN DORSSELAER, A. (1974): Triterpènes de sédiments. – Thèse de Doctorat de 3e cycle, Université Louis Pasteur; Strasbourg.
- (1975): Triterpènes de sédiments. – Thèse de Doctorat d'Etat, Université Louis Pasteur; Strasbourg.
- & ALBRECHT, P. (1976): Marqueurs biologiques: origine, évolution et applications. – Bull. Centre Rech. Pau – SNPA, **10**: 193–200; Pau.

- –& OURISSON, G. (1977): Identification of novel (17 H) – hopanes in shales, coals, lignits, sediments, and petroleum. – Bull. Soc. Chim. France, **1–2**: 165–170; Paris.
- ENSMINGER, A., SPYCKERELLE, E., DASTILLUNG, M., SIESKIND, O., ARPINO, P., ALBRECHT, P., OURISSON, G., BROOKS, P. W., GASKELL, S. J., KIMBLE, B. J., PHILP, R. P., MAXWELL, J. R., & EGLINGTON, G. (1974): Degraded and extended hopane derivatives (C₂₇ to C₃₅) as ubiquitous geochemical markers. – Tetrahedron Letters, **14**: 1349–1352, Pergamon; Oxford.
- ENSMINGER, A. (1974): Triterpénoides du schiste de Messel. – Thèse de Doctorat de 3e cycle, Université Louis Pasteur; Strasbourg.
- (1977): Evolution de composés polycycliques sédimentaires. – These de Doctorat d'Etat, Université Louis Pasteur; Strasbourg.
- ALBRECHT, P., OURISSON, G., KIMBLE, B. J., MAXWELL, J. R., & EGLINGTON, G. (1972): Homohopane in Messel Oil Shale: First Identification of a C₃₁ Pentacyclic Triterpane in Nature. Bacterial origin of some triterpanes in ancient sediments? – Tetrahedron Letters, **36**: 3861–3864, Pergamon; Oxford.
- VAN DORSSELAER, A., SPYCKERELLE, C., ALBRECHT, P., & OURISSON, G. (1974): Pentacyclic Triterpenes of the Hopane type as ubiquitous geochemical markers: origin and significance. – Advances in Organic Geochemistry 1973 (B. TISSOT and F. BIENNER, Eds.): 245–260, Technip; Paris.
- FRANZEN, J. L. (1977): Urpferdchen und Krokodile. – Kl. Senckenberg-R., **7**: 1–47 (3. Aufl. 1982); Frankfurt a. M.
- (1980): Das Skelett eines juvenilen *Propalaeotherium isselanum* (Mammalia, Equidae) aus dem mitteozänen Ölschiefer der Grube Messel bei Darmstadt. – Dortmunder Beitr. Landesk., **14**: 85–102, 5 Taf.; Dortmund.
- (1981a): *Hyrachyus minimus* (Mammalia, Perissodactyla, Helatidae) aus den mitteozänen Ölschiefer der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Deutschland, S-Hessen). – Senckenbergiana lethaea, **61**: 371–376, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1981b): Das erste Skelett eines Dichobuniden (Mammalia, Artiodactyla), geborgen aus mitteozänen Ölschiefer der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Deutschland, S-Hessen). – Senckenbergiana lethaea, **61**: 299–353, 11 Abb., 11 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1983): Senckenberg-Grabungen 1982 in der Grube Messel. – Natur u. Museum, **113**: 148–151, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1983b): Ein zweites Skelett von *Messelobunodon* (Mammalia, Artiodactyla, Dichobunidae) aus der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Deutschland, S-Hessen). – Senckenbergiana lethaea **64**: 403–445, 3 Abb., 10 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1983c): Ein neuer Primat aus dem Eozän von Messel. – Paläont. Ges., 53. Jahresvers., Programm und Kurzfassungen der Vorträge: 31; Mainz.
- & KRUMBIEGEL, G. (1980): *Messelobunodon ceciliensis* n. sp. (Mammalia, Artiodactyla) – ein neuer Dichobunide aus der mitteozänen Fauna des Geiseltales bei Halle (DDR). – Z. geol. Wiss., **8**: 1553–1560, 3 Abb.; Berlin.
- WEBER, J., & WUTTKE, M. (1982): Senckenberg-Grabungen in der Grube Messel bei Darmstadt. 3. Ergebnisse 1979–1981. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **54**: 1–118, 101 Abb.; Frankfurt a. M.
- GAUDANT, J. (1980): Sur *Amia kehleri* (Poisson Amiidae du Lutétien de Messel, Allemagne) et se signification paléogéographique. – C. R. Acad. Sc., **290** D: 1107–1110, 1 Abb.; Paris.
- GREINER, A. (1976): Synthèse d'hydrocarbures aromatiques fossiles. – Thèse de Doctorat d'Etat, Université Louis Pasteur; Strasbourg.
- SPYCKERELLE, C., & ALBRECHT, P. (1976): Aromatic Hydrocarbons From Geological Sources – I New naturally occurring phenanthrene and chrysene derivatives. – Tetrahedron, **32**: 257–260, Pergamon; Oxford.
- – & OURISSON, G. (1977): Aromatic Hydrocarbons from Geological Sources. Part V. Mono- and Di-aromatic Hopane Derivatives. – J. Chem. Res. (S) **1977**: 334.
- HABERMEHL, G., & HUNDRIESER, H.-J. (1983a): 50 Millionen Jahre altes Coniferen-Lignin aus Messel. – Naturwissenschaften, **70**: 249–250; Heidelberg, New York.
- (1983b): Fossile Relikte der „Wasserblüte“ im Messeler Ölschiefer. – Naturwissenschaften, **70**: 566–568; Heidelberg, New York.

- & SPRINGER, G. (1982): Porphyrine im Messeler Ölschiefer. – *Naturwissenschaften*, **69**: 543–544; Berlin.
- (1983): Langkettige Diole im Messeler Ölschiefer. – *Naturwissenschaften*, **70**: 197; Berlin.
- HAGEDORN-GÖTZ, I. (1983): Organisch-geochemische und organisch-petrographische Untersuchungen an Bohrproben des Messeler Ölschiefers. – Dipl.-Arb.; Universität Aachen.
- HAUBOLD, H. (1982): Zur Stellung der Wirbeltierfauna des Geiseltales, insbesondere der Mammalia, im europäischen Miozän. – *Z. geol. Wiss.*, **10**: 1539–1551, 2 Abb.; Berlin.
- HEIL, R., KOENIGSWALD, W. v., & LIPPMANN, H. G. (1979): Fossilien der Messeler Schichten. – 88 S.; Darmstadt (Hess. Landesmuseum).
- HILLMER, G., LEHMANN, U., LIERL, H.-J., & WEITSCHAT, W. (1980): Fossile Schätze unter Müll? – Messel – Leben vor 50 Millionen Jahren. – 1–46, 30 Abb.; Hamburg (Geol.-Paläont. Inst.)
- HOCH, E. (1980): A new middle Eocene shorebird (Aves: Charadriiformes, Charadrii) with columboid features. – *Contr. Sci. Natur. Hist. Mus. Los Angeles County*, **330**: 33–49, 6 Abb.; Los Angeles.
- HOERING, T. C. (1982): Thermal reactions of kerogen with added water, heavy water, and pure organic substances. – *Carnegie Institution of Washington Year Book* 81, Ann. Rep. Geophys. Lab., **1880**: 397–402; Washington.
- KIMBLE, B. J. (1972): The geochemistry of triterpenoid hydrocarbons. – Ph. D. Thesis, University of Bristol; Bristol.
- MAXWELL, J. R., PHILP, R. P., EGLINGTON, G., ALBRECHT, P., ENSMINGER, A., ARPINO, P., & OURISSON, G. (1974): Tri- and tetraterpenoid hydrocarbons in the Messel oil shale. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1165–1181; Oxford.
- KOENIGSWALD, W. v. (1980a): Fossilagerstätte Messel – Literaturübersicht der Forschungsergebnisse aus den Jahren 1969–1979. – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 23–38, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1980b): Das Skelett eines Pantolestiden (Proteutheria, Mamm.) aus dem mittleren Eozän von Messel bei Darmstadt. – *Paläont. Z.*, **54**: 267–287, 20 Abb.; Stuttgart.
- (1981): Paläogeographische Beziehungen der Wirbeltierfauna aus der alttertiären Fossilagerstätte Messel bei Darmstadt. – *Geol. Jb. Hessen*, **109**: 85–102, 3 Abb.; Wiesbaden.
- (1982): Die erste Beutelratte aus dem Miozänen Ölschiefer von Messel bei Darmstadt. – *Natur u. Museum*, **112**: 41–48, 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1983a): Skelettfunde von *Kopidodon* (Condylarthra, Mammalia) aus dem miozänen Ölschiefer von Messel bei Darmstadt. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **167**: 1–39, 23 Abb.; Stuttgart.
- (1983b) Exkursion Messel, Geologie, Biostratonomie und Paläökologie der miozänen Fossilagerstätte Messel. – *Paläont. Ges. 53. Jahresvers. Mainz*, 18 S., 5 Abb.
- (1983c): Der erste Pantolestide (Proteutheria, Mammalia) aus dem Eozän des Geiseltales bei Halle. – *Z. geol. Wiss.*, **11**: 781–787, 2 Abb.; Berlin.
- RICHTER, G., & STORCH, G. (1981): Nachweis von Hornschuppen bei *Eomanis waldi* aus der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Mammalia, Pholidota) – *Senckenbergiana lethaea*, **61**: 291–298, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- & SCHAARSCHMIDT, F. (1983): Ein Urpferd aus Messel, das Weinbeeren fraß. – *Natur. u. Museum*, **113**: 79–84, 8 Abb.; Frankfurt a. M.
- & STORCH, G. (1983): *Pholidocercus hassiacus*, ein Amphilemuride aus dem Eozän der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Mammalia, Lipotyphla). – *Senckenbergiana lethaea*, **64**: 447–495, 27 Abb.; Frankfurt a. M.
- KRUMBIEGEL, G. (1982): Systematische Übersicht der Wirbellosen aus dem Eozän des Geiseltales. – *Fundgrube*, **18** (1): 10–22; Berlin.
- KRUMBIEGEL, L., RÜFFLE, L., & HAUBOLD, H. (1983): Das eozäne Geiseltal. – *Neue Brehm-Bücherei*, **237**: 1–227, 175 Abb.; Wittenberg.
- MAI, D. H. (1981): Entwicklung und klimatische Differenzierung der Laubwaldflora Mitteleuropas im Tertiär. – *Flora*, **171**: 525–582, 18 Abb.; Jena.
- MATTERN, G., ALBRECHT, P., & OURISSON, G. (1970): 4-Methylsterols and Sterols in Messel Shale (Eocene). – *Chem. Comm.*: 1570–1571; London.
- MATTHESS, G. (1966): Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **51**: 87 S., 11 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- MICHAELIS, W., & ALBRECHT, P. (1979): Molecular fossils of Archaeobacteria in kerogen. – *Naturwissenschaften*, **66**: 420–421; Berlin.

- MICKLICH, N. (1982): Biologisch-paläontologische Untersuchungen zur Fischfauna der Messeler Ölschiefer (Mittel-Eozän, Lutetium). – Diss. TH Darmstadt: 318 S.; Darmstadt (erscheint in: *Andrias*, **4**, Karlsruhe 1984).
- (1983): Ein Aal aus der „Grube Messel“ – Gedanken und Probleme bei Aussagen zu Fossilfunden. – *Natur u. Museum*, **113**: 211–221, 6 Abb.; Frankfurt a. M.
- MÜLLER, W. E. G., ZAHN, R. K., & MAIDHOF, A. (1982): *Spongilla gutenbergiana* n. sp., ein Süßwasserschwamm aus dem Mittel-Eozän von Messel. – *Senckenbergiana lethaea*, **63**: 465–472, 8 Abb.; Frankfurt a. M.
- OURISSON, G. (1973): Samsara of Organic Carbon. – *Pure Appl. Chem.*, **33**: 73–80.
- (1973): La géochimie organique: des sédiments marqués par des molécules fossiles. – *Courrier du C.N.R.S., Images de la Chimie*, 1973: 39–41; Paris.
- ALBRECHT, P., & ROHMER, M. (1979): The Hopanoids. *Paleochemistry and Biochemistry of a Group of Natural Products*. – *Pure Appl. Chem.*, **51**: 709–729.
- – (1982): Predictive microbial biochemistry – from molecular fossils to procaryotic membranes. – *Trends in Biochem. Sci.*, **7**: 236–239.
- PETERS, D. S. (1983): Die „Schnepfenralle“ *Rhynchaetes messeleensis* WITTICH 1898 ist ein Ibis. – *J. Ornithologie* **124** (1): 1–27, 11 Abb.
- RAAB, M. (1980): Die Geologie der Grube Messel, gegenwärtiger Kenntnisstand. – *Aufschluß*, **31**: 181–204, 8 Abb.; Heidelberg.
- RAHNAMA-RAD, J. (1983): Zustandsbeschreibung der geochemischen Parameter der eozänen Ölschiefer von Messel. – Unveröff. Dipl.-Arb. TH Darmstadt: 103 S.; Darmstadt.
- REINECK, H.-E., & WEBER, J. (1983): Trümmer- und Trübestrome im eozänen See von Messel. – *Natur u. Museum*, **113**: 307–312, 6 Abb.; Frankfurt a. M.
- REISINGER, E. (o.J. 1982): Ein fossiles Säugetier aus Messel, Beschreibung und funktionelle Interpretation in ihrer methodischen Problematik. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a. M.: 119 S.; Frankfurt a. M.
- RICHTER, G. (1981): Untersuchungen zur Ernährung von *Messelobunodon schaeferi* (Mammalia, Artiodactyla). – *Senckenbergiana lethaea*, **61**: 355–370, 12 Abb.; Frankfurt a. M.
- & STORCH, G. (1980): Beiträge zur Ernährungsbiologie eozäner Fledermäuse aus der „Grube Messel“. – *Natur u. Museum*, **110** (12): 353–367, 29 Abb.; Frankfurt a. M.
- RIEPPPEL, O. (1980): Ein Lacertilier aus dem Eozän von Messel. – *Beitr. naturk. Forsch. SüdWdtl.*, **39**: 57–69, 5 Abb.; Karlsruhe.
- RISATTI, J. B., ROWLAND, S. J., YON, D., & MAXWELL, J. R. (1984): Stereochemical Studies of Acyclic Isoprenoids – XII. Lipids of Methanogenic Bacteria and Possible Contributions to Sediments. – *Advances in Organic Geochemistry*, in press.
- RUSSELL, D. E., HARTENBERGER, J.-L., POMEROL, CH., SEN, S., SCHMIDTKITTLER, N., & VIANEY-LIAUD, M. (1982): Mammals and stratigraphy: Paleogene of Europe. – *Palaeovertebrate, Mém. extraord.*: 1–77, 23 Abb.; Montpellier.
- SCHAARSCHMIDT, F. (1981): Stand der paläobotanischen Untersuchungen des Messeler Ölschiefers. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **50**: 47–48; Frankfurt a. M.
- (1982): Präparation und Untersuchung der eozänen Pflanzenfossilien von Messel bei Darmstadt. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **56**: 59–77, 8 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- SHEN, G. L., & WILDE, V. (1983) Blüten im eozänen Ölschiefer von Messel. – *Paläont. Ges.*, **53**. Jahresvers., Programm und Kurzfassungen der Vorträge S. 62, Mainz.
- SIGÉ, B., & RUSSEL, D. E. (1980): Compléments sur les chiroptères de l'Éocène moyen d'Europe. Les genres *Palaeochiropteryx* et *Cecilionycteris*. – *Palaeovertebrata, Mém. Jubil. R. Lavocat*: 91–126, 1 Abb., 8 Taf.; Montpellier.
- SITTLER, C. (1968a): L'analyse pollinique dans l'est de la France. Etude des formations éocènes ou rapportées à l'Éocène et des stratotypes palynologiques de Borken et de Messel. – *Mém. Bur. Rech. géol. et min.*, **58**: 165–171; Paris.
- (1968b): Les indications stratigraphiques fournies par les minéraux argileux des différentes formations éocènes du fossé rhénan. Comparaison avec les régions voisines. – *Mém. Bur. Rech. géol. et min.*, **58**: 495–503; Paris.
- SMITH, J. D., RICHTER, G., & STORCH, G. (1979): Wie Fledermäuse sich einmal ernährt haben. – *Umschau*, **79** (15): 282–284; 4 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.

- & STORCH, G. (1981): New Middle Eocene bats from „Grube Messel“ near Darmstadt, W.-Germany. – *Senckenbergiana biol.*, **61**: 153–167, 4 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- SPRINGHORN, R. (1980): *Paroodectes feisti*, der erste Miacide (Carnivora, Mammalia) aus dem Mittel-Eozän von Messel. – *Paläont. Z.*, **54**: 171–198, 10 Abb.; Stuttgart.
- & FEIST, O. (1979): Leben vor 50 Mio. Jahren – Fossilien der Grube Messel. – Ausstellungskatalog d. Lippischen Landesmuseums Detmold.
- SPYCKERELLE, C. (1975): Constituants aromatiques de Sediments. – Thèse de Doctorat d'Etat, Université Louis Pasteur; Strasbourg.
- GREINER, A. CH., ALBRECHT, P. & OURISSON, G. (1977a): Aromatic Hydrocarbons from Geological Sources. Part III. A Tetrahydrochrysene Derived from Triterpenes in Recent and Old Sediments: 3,3,7 – Trimethyl – 1,2,3,4 – tetrahydrochrysene. – *J. Chem. Res. (S)*: 330–331.
- – – (1977b): Aromatic Hydrocarbons from Geological Sources. Part IV. An Octahydrochrysene Derived from Triterpenes in Oil shale: 3,3,7,12a – Tetramethyl – 1,2,3,4,4a,11,12,12a – octahydrochrysene. – *J. Chem. Res. (S)*: 332–333.
- STORCH, G. (1981): *Eurotamandua joresi*, ein Myrmecophagide aus dem Eozän der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Mammalia, Xenarthra). – *Senckenbergiana lethaea*, **61**: 247–289, 14 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a. M.
- STRITZKE, R. (1983): *Saniwa feisti* n. sp., ein Varanide (Lacertilia, Reptilia) aus dem Mittel-Eozän von Messel bei Darmstadt. – *Senckenbergiana lethaea*, **64**: 497–508, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- STRÜBEL, G. (1974): Vollständig erhaltenes Urpferd aus dem Mitteleozän. – *Umschau Wiss. Techn.*, **74**: 634, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- STRÜBEL, G. (1975): Über ein Urpferd der Gattung *Propalaeotherium* aus der Fossilfundstelle Messel, Hessen. – *Oberhess. naturwiss. Z.*, **42**: 5–12, 4 Abb.; Gießen.
- TOBIEN, H. (1969): Die alttertiäre (mitteleozäne) Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt (Hessen). – *Mz. naturwiss. Arch.*, **8**: 149–180, 10 Abb.; Mainz.
- (1980): Ein antracotherioider Paarhufer (Artiodactyla, Mammalia) aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt (Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 11–22, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- WEBER, J., & HOFMANN, U. (1982): Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. – *Geol. Abh. Hessen*, **83**: 58 S., 3 Taf.; Wiesbaden.
- WELTE, D. H. (1965): Kohlenwasserstoffgenese in Sedimentgesteinen: Untersuchungen über den thermischen Abbau von Kerogen unter besonderer Berücksichtigung der n-Paraffin-Bildung. – *Geol. Rdsch.*, **55**: 131–144; Stuttgart.
- WUTTKE, M. (1983): „Weichteilerhaltung“ durch lithifizierte Mikroorganismen bei mittel-eozänen Vertebraten aus den Ölschiefen der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Hessen, BRD). – *Senckenbergiana lethaea*, **64**: 509–527, 9 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.

Ein fossilführender Koprolith aus dem hessischen Kupferschiefer

Von

ERICH MALZAHN*

Kurzfassung: Ein Koprolith aus der küstennahen Kupfermergelfazies von Bl. 4719 Korbach wird beschrieben. Als Erzeuger ist ein großer, schnell schwimmender Fisch anzunehmen, der wahrscheinlich *Pygopterus humboldti* AGASSIZ zugeordnet werden kann.

Abstract: A coprolite is described from the coast-near copper-marl facies, located on sheet 4719 Korbach of the Geological Map of Hesse 1:25 000. It was supposedly produced by a fast swimming fish, most probably by *Pygopterus humboldti* AGASSIZ.

Im erzführenden Revier des Richelsdorfer Gebirges ist besonders im basalen Teil des Kupferschiefers eine arten- und individuenreiche Fischfauna weit verbreitet. Neben den aus der Küstenregion eingeschwemmten Landpflanzen werden auch verhältnismäßig häufig Koprolithen von cm- bis dm-Größe gefunden. Die meisten Koprolithen sind von länglich-ovaler Form, meist platt gedrückt und zeigen überwiegend einen bräunlichen Farbton. Gelegentlich ist an einem Ende des Koprolithen eine quer zur Längsachse parallel verlaufende Segmentierung erkennbar, welche vermutlich auf den Spiraldarm von Haiartigen zurückzuführen sein dürfte. Daneben sind 5–12 cm lange, meist körperlich erhaltene, leicht gekrümmte hornartige Gebilde vorhanden, welche im Quer- oder Längsbruch eine asphalt-gagatartige, muschelartig brechende Substanz aufweisen. Eine Spiralstruktur ist an diesen nicht vorhanden. Meistens ist in der gelegentlich auch vererzten Masse durch Fischschuppen die Koprolithstruktur nachweisbar. Im Gegensatz zu den vorstehend geschilderten Ausbildungsweisen der Koprolithen in der küstenfernen Kupferschieferfazies sind Kotballen in den ufernahen Regionen meist schon an der helleren Farbe und der weicheren Konsistenz zu unterscheiden. Einen für die küstennahe Kupfermergelfazies typischen Koprolithen legte Herr Dr. J. KULICK dem Berichtersteller von der Halde des Lichtloches 9/Thalitter (Bl. 4719 Korbach, R 34 91 58, H 56 75 81) vor. Der körperlich erhaltene Koprolith ist 6 cm lang, an der breitesten Stelle des stumpf-runden Teiles mißt er 0,9 cm und verjüngt sich bei leichter Krümmung allmählich zu dem spitz auslaufenden Ende. Dem dicken Teil des Koprolithen fehlt durch Verwitterung ein Teil der vermutlich glatten Oberfläche, wie sie in Resten noch am spitz auslaufenden Teil erkennbar ist. Die strukturlose Grundmasse des Koprolithen ist weißlich-hellgrau, weich und leicht mit der Nadel zu präparieren. Von gleichartiger Beschaffenheit war auch die Grundmasse des

* Dr. E. MALZAHN, Auf der Heide 33, 3004 Isernhagen 2.

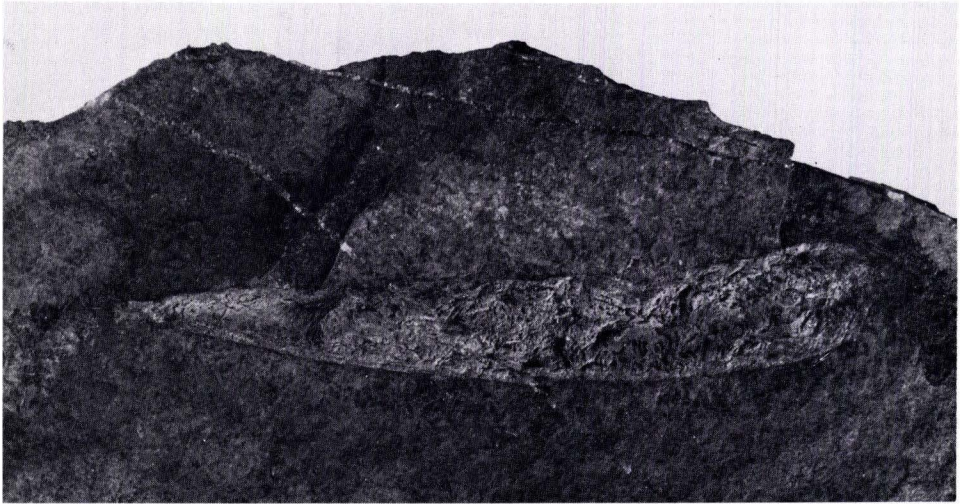


Abb. 1. Koprolith aus dem Kupfermergel von Lichtloch 9/Thalitter. In der weichen Grundmasse liegen dicht gepackt Schuppen von *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE (Vergrößerung: 1,65 ×).

Magenbreies einer jugendlichen *Janassa bituminosa* (SCHLOTHEIM) aus der niederrheinischen Kupferschieferfazies im Schacht Rossenray 2 (MALZAHN 1968).

Der Thalitter-Koprolith ist durch den auffallend großen Anteil von Ganoidschuppen eines vermutlich bis zu 10 cm langen *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE gekennzeichnet. Der durch H_2O_2 gewonnene Rückstand eines Teils des Koprolithen enthielt fast nur Ganoidschuppen von *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE, deren Schmelzschicht sich durch den Verdauungsvorgang vom basalen Schuppenteil gelöst hatte; hierdurch sind die kantenparallelen Anwachslinien des basalen Schuppenteils gut sichtbar. Neben der großen Zahl von *Palaeoniscus*-Schuppen sind auch einige größere, nicht näher zu bestimmende, wohl aus der Kopfreion stammende Knochenfragmente vorhanden.

Da der schlank-spindelförmig gebaute *Palaeoniscus* in seinen Proportionen relativ große Flossen und eine überaus kräftige Schwanzflosse aufweist, muß *Palaeoniscus* zu den schnellsten und wendigsten Schwimmern der Kupferschieferfischfauna gezählt haben. Es ist anzunehmen, daß die *Palaeonisciden* – aufgrund der Häufigkeit der Funde – sich in größeren Schwärmen bewegten.

Die Uniformität des Nahrungsrückstandes im Thalitter-Kotballen mit den Schuppen eines bis zu 10 cm langen *Palaeoniscus* läßt den Schluß zu, daß der Koprolith von einem großen, ebenfalls schnell schwimmenden, in raubfischartiger Weise lebenden Fisch erzeugt wurde. Bemerkenswerterweise enthielt ein 10(-12) cm langer, erst kürzlich in der niederrheinischen Kupfermergelfazies des Schachtes Voerde (N Dinslaken, Bl. 4406 Dinslaken) in körperlicher Erhaltung gefundener Koprolith ausschließlich *Palaeoniscus*-Schuppen in dichtester Packung, ähnlich wie der von Thalitter-Lichtloch 9. Die Grundmasse ist jedoch gagatartig mit einem hohen Anteil von Kupfererz in feiner Durchtränkung. Die darin enthaltenen *Palaeoniscus*-Schuppen lassen aufgrund ihrer Größe auf einen 10-12 cm langen Beutefisch schließen.

Vergleicht man die Zähne und Gebißformen der großen Fische des Kupferschiefers (*Pygopterus humboldti* AGASSIZ, *Acrolepis sedgwickii* AGASSIZ, *Reticulolepis exsculpta* KURTZE und *Coelacanthus granulatus* AGASSIZ), so sind gegenüber der gedrungenen und konischen Form der *Acrolepis*-Zähne am ehesten die kräftigen, an ein rezentes Hechtgebiß erinnernden, hakenförmig gekrümmten und in Doppelreihe stehenden Zähne von *Pygopterus* am besten für das Fangen der schnellen Palaeonisciden geeignet. Die kräftige Bezahnung der großen, nicht hakenförmigen Zähne von *Reticulolepis* und *Acrolepis* deutet auf eine ähnliche Ernährung dieser bis über 1 m Länge erreichenden Fische. *Coelacanthus granulatus*, dessen Kiefer mit besonders kräftigen, ebenfalls hakenförmigen Zähnen besetzt sind, könnte aufgrund seiner gedrungenen Form und seiner quastenförmigen Flossen keine sehr großen, zum Fangen schneller Beutetiere geeigneten Geschwindigkeiten erreicht haben.

Aus diesen Gründen ist mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß *Pygopterus humboldti* AGASSIZ als wahrscheinlicher Erzeuger des Kopolithen von Thalitter in Betracht zu ziehen ist.

Schriftenverzeichnis

- MALZAHN, E. (1968): Über neue Funde von *Janassa bituminosa* (SCHLOTHEIM) im niederrheinischen Zechstein. – Geol. Jb., **85**: 67–96, 1 Abb., 5 Taf.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 26. 3. 1984

Geol. Jb. Hessen	112	S. 31–65	8 Abb.	3 Tab.	1 Taf.	Wiesbaden 1984
------------------	-----	----------	--------	--------	--------	----------------

Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau auf Bl. 5018 Wetter (Hessen)

**(Conodonten-Biostratigraphie, Obere Givet- bis Obere Nehden-Stufe, Dillmulde,
Rheinisches Schiefergebirge)**

Von

PETER BENDER, GERNOT HÜHNER, HANS-GÜNTHER KUPFAHL und ULRICH VOUTTA*

Kurzfassung: Das Profil im südlichen Steinbruch bei Amönau (NE-Dillmulde) wurde anhand reichhaltiger Conodonten-Faunen in die oberste Givet-, die Untere bis Obere Adorf- und die Untere bis Obere Nehden-Stufe gegliedert. Die oberste Givet- und die ca. 36 m mächtige Adorf-Stufe bestehen hauptsächlich aus detritischen Kalksteinen, die in nur geringer Menge vulkanogenes, überwiegend pyroklastisches Material enthalten. Der Adorf-Stufe gehören die Amönauer Tuffbreccie, ferner eine zweite Breccie und auch ein Äquivalent des Unteren Kellwasserkalks an. Inmitten einer weiteren Breccie liegt die biostratigraphische Grenze zur Nehden-Stufe. Die Amönauer Tuffbreccie könnte das zu Zeiten einer vulkanischen Tätigkeit entstandene Abtragungsprodukt eines Riffes sein; die beiden jüngeren Breccien besitzen die Merkmale von Internbreccien. Die ca. 33 m mächtige Nehden-Stufe zeigt im tiefen Teil noch einzelne Kalksteine mit besonderen Sedimentstrukturen, ferner Tonschiefer und geringmächtige Rotschiefer. Darüber setzen dickbankige Sandsteine ein, die nach oben in eine Sandstein/Tonschiefer-Wechsellagerung übergehen.

Abstract: A section in a quarry near the village of Amönau (NE Dill syncline) has been correlated by conodont faunas to the Upper Givetian, the Adorfian, and the Nehdenian stages. The Upper Givetian and the Adorfian are represented mainly by detritic limestones with minor contents of pyroclastic material. The sediments of the Adorfian are approximately 36 m thick. The Adorfian part of the section contains two breccia horizons and a limestone horizon that is comparable to the Lower Kellwasserkalk. A third breccia includes the biostratigraphic sequence from the uppermost Adorfian through lowermost Nehdenian. The lowermost breccia had been named „Amönauer Tuffbreccie“ (tuff breccia of Amönau) by earlier geologists. It has been formed probably by erosional destruction of a reef during a period of volcanic activity. The two other breccias exhibit characteristics of internal breccias.

The sediments of the Nehdenian are about 33 m thick. They consist in the lowermost part of limestones with special textures and of partly red coloured shales. The upper part of the sequence is formed by thickly bedded sandstones that – in the upper part of the section – grade vertically into shales with interbedded sandstones.

* Dr. P. BENDER, U. VOUTTA, Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität, Lahnberge, 3550 Marburg/Lahn. Dipl.-Ing. G. HÜHNER, Dr. H.-G. KUPFAHL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	32
2. Erforschungsgeschichte	34
3. Profilbeschreibung und Fossilführung	35
3.1. Kalksteine der Givet- und Adorf-Stufe	40
3.1.1. Petrographie der Kalksteine	40
3.1.2. Diagenetische Veränderungen der Kalksteine	43
3.2. Amönauer Tuffbreccie	44
3.2.1. Petrographie der Amönauer Tuffbreccie	45
3.2.2. Sedimentologie und Entstehung der Amönauer Tuffbreccie	47
3.3. Breccien im Hangenden der Amönauer Tuffbreccie	48
3.4. Unterer Kellwasserkalk	50
3.5. Kalksteine der Unteren Nehden-Stufe	51
3.6. Rotschiefer der Unteren Nehden-Stufe	51
3.7. Sandsteine der Oberen Nehden-Stufe	53
4. Biostratigraphische Ergebnisse	53
5. Systematische Zusammenstellung der bestimmten Fossilien	60
6. Zusammenfassung	62
7. Schriftenverzeichnis	62

1. Einleitung

In der NE-Dillmulde sind die Sedimente der hohen Givet-Stufe, der Adorf-Stufe und der tiefen Nehden-Stufe bis zum Nehden-Sandstein faziell differenziert (LIEBER 1917, LEUTERITZ 1968). Im NW kamen vorwiegend gebänderte siltige Tonschiefer der Beckenfazies zur Ablagerung (Bänderschiefer, Bl. 5117 Buchenau, NW-Teil, und 5017 Biedenkopf). Mit ihnen verzahnen sich im SE die Buchenauer Schichten, eine in Nähe des Beckenrandes sedimentierte Wechsellagerung aus dunkelgrauen, z. T. etwas pyroklastisches Material führenden Kalksteinen und Tonschiefern mit zwischengeschalteter Amönauer Tuffbreccie (Bl. 5117 Buchenau, SE-Teil, 5118 Marburg und 5018 Wetter). Diese Fazies ist demnach im SE-Flügel der NE-Dillmulde verbreitet und im Gebiet von Amönau-Oberndorf auf Bl. Wetter ausschließlich vertreten.

Im Rahmen von Kartierarbeiten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Wiesbaden, und der Philipps-Universität Marburg auf Bl. Wetter wurde das Profil des südlichen Steinbruchs Amönau (Abb. 1 u. 2), das eine Aufklärung der Stratigraphie der Buchenauer Schichten versprach, lithologisch und paläontologisch bearbeitet. Hierbei nahmen G. HÜHNER und H.-G. KUPFAHL, der mit der Kartierung der GK 25, Bl. Wetter beauftragt war, das Profil auf und sammelten die Conodonten-Proben sowie weiteres Probenmaterial. P. BENDER bearbeitete die Conodonten-Faunen und wertete sie stratigraphisch aus. U. VOUTTA ergänzte die Profilaufnahme und vertiefte die Kenntnis über die Sedimentologie der vorkommenden Gesteine im Rahmen einer Dipl.-Kartierung, die von Prof. Dr. W. ZIEGLER angeregt und betreut wurde.

Prof. Dr. S. MEISL beurteilte die in der Profilbeschreibung aufgeführten Dünnschliffe hinsichtlich ihrer vulkanischen Bestandteile. Auch für wertvolle Hinweise zur Sedimentologie der Gesteine sei ihm Dank gesagt. Dr. A. RABIEN danken die Autoren für die Bestimmung der in Tab. 3 aufgeführten, durchweg schlecht erhaltenen Fossilien sowie für wesentliche biostratigraphische Hinweise. Herr M. STRYJ stellte freundlicherweise die Fotos zu den Abb. 3–8 her.

Das aufgeführte Probenmaterial wird größtenteils im HLB Wiesbaden aufbewahrt. Weitere Proben sind im Geol. Inst. Univ. Marburg hinterlegt. Hier befinden sich auch die Belegstücke von LIEBER (1917).

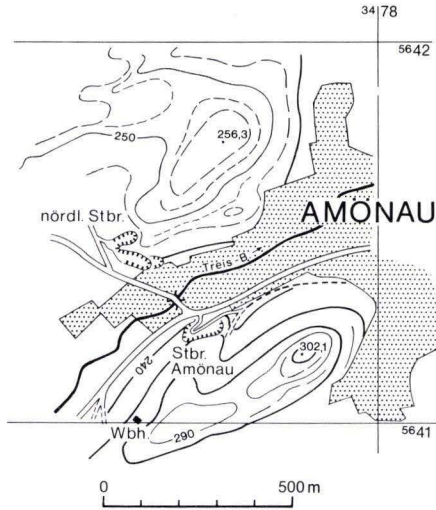


Abb. 1. Lage des Steinbruchs W Amönau, S der Straße nach Oberndorf; Bl. 5018 Wetter.



Abb. 2. Ansicht des südlichen Steinbruchs W Amönau (SE-Wand) nach der Auffüllung; unten rechts und Mitte bis knapp zur halben Höhe der Person reichend: massige Bänke der Amönauer Tuffbreccie (Taf. 1, Scht. 26); oben links: massige, 2,5 m mächtige Basis-Bank des Nehden-Sandsteins (Scht. 45); zwischen Person und rechtem Bildrand: Kalkspat-Schwerspat-Gang, nach oben auffiedernd (Photo: KUPFAHL).

Benutzte Abkürzungen und Symbole

Abkürzungen

Fs.	Fundschicht	Schl.-Nr.	Schliffnummer (Ifd. Nummer der petrographischen Dünnschliff-Sammlung des HLB)
GK 25	Geologische Karte 1:25 000		
HLB	Hessisches Landesamt für Bodenfor- schung, Wiesbaden	Scht.-Nr. Stbr.	Schichtnummer Steinbruch
OK	Oberkante der Schicht	UK	Unterkante der Schicht
Prof.	Profil	UKK	Unterer Kellwasserkalk
R/H	Rechtswert/Hochwert	Wbh.	Wasserbehälter
Pr. 15609	Ifd. Probennummer von petrographischen Proben		
Ku 15683 Ra 2145 Vo 7	} Ifd. Probennummern von Kalksteinproben zur Aufbereitung (keine Slg.-Nummern)		

Stratigraphische Symbole

dno	Obere Nehden-Stufe	dam	Mittlere Adorf-Stufe
dnu	Untere Nehden-Stufen	dau	Untere Adorf-Stufe
dao	Obere Adorf-Stufe	dvo	Obere Givet-Stufe

2. Erforschungsgeschichte

Bedingt durch den Fossilinhalt der den Buchenauer Schichten eingelagerten Amönauer Tuffbreccie, richtete sich das Interesse der Geologen schon früh auf die Schichtenfolge bei Amönau. Diese hat im Laufe der Zeit unterschiedliche Deutungen erfahren, von denen einige erwähnt sein sollen.

FRECH (1885) bearbeitet die Korallenfauna der Breccie und nimmt daraufhin ein oberdevonisches Alter auch der begleitenden Schichten an.

DENCKMANN (1894) spricht sich für eine allochthone Entstehung der Breccie in Schichten des unteren Oberdevons aus.

LIEBER (1917; hier sind weitere ältere Bearbeiter genannt) erkennt die besondere Fazies der Schichtenfolge, die er als „Buchenauer Schichten“ zusammenfaßt und dem tiefen Oberdevon zuordnet. Zum liegenden Mitteldevon soll ein allmählicher Übergang vorliegen. LIEBER prägt auch den Begriff „Amönauer Tuffbreccie“, deren Entstehung er auf eruptive Vorgänge zurückführt. Die Tuffe sollen dabei primär mitgefördert oder bei reinen Gaseruptionen wie die übrigen Bestandteile der Breccie aus älteren, mitteldevonischen Gesteinen mitgerissen worden sein.

Nach WEDEKIND (1919) sind die Buchenauer Schichten im oberen Mitteldevon abgelagert worden und reichen allenfalls bis in das unterste Oberdevon hinauf. Die ihnen eingelagerte Amönauer Tuffbreccie hält er für ein Konglomerat.

Nach CORRENS (1934) haben die Buchenauer Schichten Adorf-Alter. In der Amönauer Tuffbreccie sieht er vorrangig ein Produkt vulkanischer Eruptionen mit Ausbruchzentren nahe der Linie Herzhausen–Buchenau–Amönau.

Auch SCHÖNENBERG (1955) weist die Buchenauer Schichten im Gebiet des namengebenden Dorfes insgesamt der Adorf-Stufe zu. Die eingelagerte Tuffbreccie deutet er mit Vorbehalt als „Kalkkonglomerat, in dem es allerdings nicht an Tuff-Fragmenten fehlt“.

BISCHOFF (1955) führt im vorliegend bearbeiteten Steinbruch von Amönau die ersten biostratigraphischen Untersuchungen anhand von Conodontenfaunen durch. Er setzt die Grenze Mittel-/Oberdevon etwa 6 m über der Tuffbreccie an.

KOCKEL (1958) übernimmt diese Grenzziehung. Die Tuffbreccie und die sie begleitenden Schichten zählt er zur „Tuffbreccienfazies“, die er als Bindeglied zwischen der vollvulkanischen Fazies und der „böhmischen“ Kalklinsenfazies des oberen Mitteldevons betrachtet.

Aufgrund der Conodontenfauna in den Buchenauer Schichten bei Buchenau stellen STOPPEL & ZIEGLER (1958) die Schichten in das obere Givet.

LEUTERITZ (1968) geht auf die Verbreitung der Buchenauer Schichten in der NE-Dillmulde ein und stellt ein Auskeilen der Schichtenfolge in SW-Richtung fest. Er stuft die Schichten in das tiefe Oberdevon ein.

BENDER & VOUTTA (1979) geben im Rahmen des Exkursionsführers zur Tagung der DGG in Marburg eine kurze Beschreibung mit Skizze des südlichen Steinbruchs von Amönau.

3. Profilbeschreibung und Fossilführung

(Taf. 1)

- Hangendes: Ob. Nehden-Stufe, Wechsellagerung rötlichgrauer, grauer und rotbrauner Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer, im oberen Teil mit Kalksteinlagen und -linsen; Mächtigkeit ca. 22 m; von der OK des Kalksteins Pr. Ku 15685 (Tab. 2)
- Scht. 52. 0,55 m Sandsteinbank, rotbraun, violett getönt, fest bis hart, schwach karbonatisch, fein- bis mittelkörnig (Korn-Ø 0,12–0,25 mm); nach dem Dünnschliff der Pr. 15601, Schl.-Nr. 21884, besteht der Sandstein aus Quarz, untergeordnet Feldspat, etwas Glimmer, vereinzelt Apatit, Zirkon, Turmalin und Rutil; Korn eckig bis kantengerundet und schlecht sortiert, Bindemittel tonig-ferritisch
- Scht. 51. 0,40 m Siltstein, violettrotbraun bis grauviolett, karbonatfrei, feinkörnig, mit Schieferlagen; der Dünnschliff der Pr. 15602, Schl.-Nr. 21885, bestätigt einen Feinsandstein aus Quarz, untergeordnet Feldspat, etwas Glimmer und vereinzelt Schwermineralen; Korn eckig, gelegentlich kantengerundet und schlecht sortiert, Bindemittel tonig-ferritisch
- Scht. 50. 0,60 m Sandsteinbank (zweigeteilt), graurotbraun, schwach violett getönt, unten schwach karbonatisch, fein- bis mittelkörnig, mit Siltstein- und Tonschiefer-Zwischenlagen; nach dem Dünnschliff der Pr. 15603, Schl.-Nr. 21886, von der Schicht-OK handelt es sich um einen karbonatfreien, glimmerstäubigen, Feldspat und vereinzelt Turmalin führenden Sandstein; Korn eckig und schlecht sortiert, Bindemittel tonig-ferritisch
- Scht. 49. 0,75 m oben 15 cm Tonschiefer, grau, schwach braun getönt; darunter 30 cm Siltstein, graubraun, rötlich, mit Tonschiefer-Linsen; unten 30 cm Sandsteinbank, braungrau, schwach violett getönt, feinkörnig, stark glimmerführend
- Scht. 48. 0,80 m oben 30 cm Tonschiefer, graurotbraun, plattig, feingeschichtet, z. T. stark karbonatisch, glimmerfrei; unten 50 cm Siltstein, grauviolettbraun, z. T. feingeschichtet, karbonatfrei, glimmerhaltig, griffelig zerfallend; der Dünnschliff der Pr. 15605, Schl.-Nr. 21888, aus dem unteren Teil der Schicht bestätigt einen Siltstein, durchsetzt von wolkigem Brauneisen.
- Scht. 47. 0,55 m Sandsteinbank, braungrau, oben violett getönt, unten grau, schwach geschichtet, fein- bis mittelkörnig (Korn-Ø 0,15–0,25 mm), schwach karbonatisch, glimmerreich, unten quarzitisches, der Dünnschliff der Pr. 15606, Schl.-Nr. 21889, von der Schicht-UK ergibt als Hauptbestandteile Quarz und viel Glimmer, der in die Schichtung eingeregelt ist; wenig vertreten sind Feldspäte (Plagioklas, Orthoklas, Mikroklin), vereinzelt erscheinen Turmalin sowie Apatit; Korn eckig bis kantengerundet, mäßig sortiert, Bindemittel tonig
- Scht. 46. 0,45 m Sandstein, braungrau, schwach violett getönt, hart bis quarzitisches, dicht; obere 15 cm vorwiegend Siltstein, feingeschichtet, glimmerführend; eingelagert flache Rotschiefer-Linsen

- Scht. 45. 2,50 m Sandsteinbank, oben 20 cm Siltstein, grüngrau verwittert, karbonatfrei, glimmerreich, ebene bis schwach wellige Schichtflächen, kleine Pflanzenreste (aus Siltstein Dünnschliff Pr. 15607, Schl.-Nr. 21890); unten 230 cm Sandstein, fein- bis mittelkörnig (Quarkorn-Ø 0,15–0,25 mm vereinzelt 0,5 mm), karbonatisch, glimmerführend; der Dünnschliff der Pr. 15608, Schl.-Nr. 21891, aus der Mitte der Bank zeigt Quarz, reichliche Feldspat (Orthoklas, Mikroklin, Albit), vereinzelt Turmalin und Zirkon; Korn eckig bis kantengerundet, mäßig gut sortiert; das tonig-ferritische Bindemittel enthält relativ viel Karbonat; im Dünnschliff der Pr. 15609, Schl.-Nr. 21892, von der UK der Bank zeigen sich Quarz (Korn-Ø 0,25–0,30 mm), Feldspat (Plagioklas, untergeordnet Orthoklas = 5–10 Vol.-%), Calcit in kleinen Nestern (etwa 2 Vol.-%) und selten Schwerminerale; Korn eckig bis kantengerundet, mäßig bis schlecht sortiert. Im Niveau dieser Schichten wurde ca. 80 m SW der Profilinie *Cyclostigma* sp. aufgefunden (leg. KUPFAHL, det. SCHAARSCHMIDT, aufbewahrt im Senckenberg-Museum Ffm.)
- Scht. 44. 0,15 m Tonschiefer, rotgrau, plattig, geschichtet, karbonatfrei, fest bis hart, auf Schichtflächen feinglimmerig, mit vereinzelt dünnen Sandlagen
- Scht. 43. 0,10 m Kalkstein, rot, violett getönt, grün geflammt und gefleckt; Conodonten, Foraminiferen;
Fs. 38 = ganze Schicht (Ra 2140)
- Scht. 42. 0,85 m Rotschiefer, braunrot, schwach karbonatisch, meist fest, splittrig brechend mit feinen Glimmerschuppen; eingelagert Kalksteinlinsen, grüngrau, grün gefleckt, knollig; Conodonten, Gastropoden, Foraminiferen;
Fs. 37 = Kalksteinlinsen aus der ganzen Schicht (Ra 2141)
- Scht. 41. 0,12 m Tonschiefer, dunkel- bis rot- oder braungrau, karbonatfrei, hart, feingeschichtet, glimmerig; 3 cm unter OK Mergelsteinlage, bis 5 cm stark, gelb bis grüngelb; 5 cm über UK Mergelstein-Linsen, 1–2 cm stark, gelbgrün, mürb bis fest, mit dunkelgrünen Tonsteingeröllern; Conodonten;
Fs. 36 = 4–4,5 cm über UK (Ra 2149)
- Scht. 40. 0,15 m Kalkstein, von oben nach unten in 5, 4 und 3 cm starke Bänken unterteilt, dazwischen grauer Tonstein; die 5 cm starke Bank ist von einem Aufarbeitungshorizont durchzogen; Conodonten, Gastropoden, Foraminiferen;
Fs. 35 = bei 0–5 cm unter OK (Ra 2142)
- Scht. 39. 0,60 m Kalksteinbreccie aus eckigen, z. T. zusammenpassenden, ferner kantengerundeten Brocken in einer z. T. nur gering vertretenen Kalkgrundmasse; bei 15 cm über UK eine bis 13 cm starke Kalksteinlinse; Conodonten;
Fs. 34 = oberer Teil von Schicht 39 (Vo 27)
Fs. 33 = bei 15–28 cm über UK (Ku 15681)
Fs. 32 = bei 10 cm über UK (Vo 29 d)
Fs. 31 = UK (Vo 32)
- Scht. 38. 0,30 m Kalksteinbank, mittel- bis dunkelgrau, hart, kompakt; einzelne, flach gewellte Schichtflächen zeichnen sich, vermutlich infolge von Tonbestegen, ab; Conodonten, Tentaculiten, Ostracoden, Lamellibranchiaten, Foraminiferen;
Fs. 30 = OK (Ku 15683)
Fs. 29 = UK (Ku 15684)
Fs. 29–30 = ganze Schicht (Ra 2144)
- Scht. 37. 0,40 m Kalkstein, mittel- bis dunkelblaugrau, Äquivalent des Unteren Kellwasserkalkes, plattig bis dünnbankig (bis 13 cm stark), dicht, vereinzelt kavernös ausgeweitet, bituminös; ein Dünnschliff der Pr. 15610, Schl.-Nr. 21893, von der basalen 8 cm starken Bank zeigt, daß es sich um einen Ostracoden und Tentaculiten führenden Kalkstein mit Mikrofossil-Lagen handelt; vereinzelt Styrolithen (Druckstrukturen); vulkanogenes Material ist nicht zu erkennen; Conodonten, Tentaculiten, Ostracoden, Foraminiferen;
Fs. 28 = bei 8–18 cm über UK (Ra 2145, 2146)
Fs. 27 = bei 0–8 cm über UK (Ra 2147, 2148)

- Scht. 36. 0,70 m Kalkstein, rotgrau, plattig (Stärke oben bis 4 cm, unten bis 7 cm), hart, splittig, dicht bis feinkörnig-kristallin; mit Tonschieferlagen, graugrün, violett getönt, auch rotviolett mit olivgrünen Einschlüssen; Conodonten, Tentaculiten, Lamellibranchiaten);
Fs. 26 b = 5–10 cm unter OK (Ra 2151)
Fs. 26 a = 11–16 cm unter OK (Ra 2150)
- Scht. 35. 0,20 m Kalkstein, schwach rötlichgrau, nach W auskeilend; Conodonten, Tentaculiten, ? Styliolinen, Foraminiferen;
Fs. 25 = ganze Bank (Ra 2152)
- Scht. 34. 0,28 m Kalkstein, hellgrau, z. T. rötlich oder bläulich, bankig, dicht bis feinkörnig-kristallin; eingeschaltet eine Lage aus Mergelstein-Linsen, meist 3–4 cm stark; Conodonten, Tentaculiten, Foraminiferen;
Fs. 24 = ganze Bank (Ra 2153)
- Scht. 33. 0,12 m Tonschiefer, grau, violettrotbraun getönt, mit gelben, plattigen Mergelsteinlagen; ein Dünnschliff der Pr. 15611, Schl.-Nr. 21894, von der UK der Schicht bestätigt einen Tonschiefer; Stylolithen (Drucksuturen) zahlreich; vulkanogenes Material nicht erkennbar
- Scht. 32. 0,30 m Kalkstein, blaugrau, rot geflammt, dicht, oben 10 cm Kalkstein, mitten 4 cm Tonschiefer, unten 16 cm Kalkstein; Conodonten, Foraminiferen;
Fs. 23 = 0–10 cm unter OK (Ra 2164)
- Scht. 31. 0,80 m Kalksteinbreccie, grüngrau, rotgrau, ockergelb verwittert, grobspätig, mit Tonschiefer-Zwischenlagen, rotviolett, breccios; von oben nach unten:
17 cm Tonschiefer
18 cm Kalkstein-Breccie, ockerig
5 cm Tonschiefer
25 cm Kalkstein-Breccie
15 cm Tonschiefer
Der Dünnschliff der Pr. 15612, Schl.-Nr. 21895, aus der 18-cm-Bank, bestätigt eine Breccie aus Kalksteinbrocken, eckig bis (bei kleinen Stücken) etwas kantengerundet, z. T. Algenkalk; ferner Schluffsteinfetzen; die Grundmasse enthält Quarz und einzelne Tuffteilchen
- Scht. 30. 1,40 m Kalkstein, grüngrau, z. T. rot geflammt, körnig und kristallin, im mittleren Teil Tonschiefer-Zwischenlagen; Conodonten, Foraminiferen; von oben nach unten:
40 cm Kalkstein
70 cm Wechsellagerung von Tonschiefer und dünnen Kalksteinlagen
30 cm Kalkstein, feingeschichtet;
der Dünnschliff der Pr. 15613, Schl.-Nr. 21896, aus dieser Bank, bestätigt einen Kalkstein, ziemlich dicht, mit zahlreichen Algen; Tonsteinfetzen und Stylolithen (Drucksuturen);
Fs. 22 = OK (Ra 2165)
Fs. 21 = bei 0–30 cm über UK (Ra 2166)
- Scht. 29. 1,10 m Tonschiefer, grau, violett, rot; bei 15 cm unter OK 10 cm Kalkstein mit Tonschieferlage; Conodonten, Styliolinen, Foraminiferen;
FS. 20 = bei 15–25 cm unter OK (Ra 2167)
- Scht. 28. 2,70 m Kalkstein, grau bis rotgrau und violett getönt, mittel- bis grobkristallin, bankig (am Top 35 cm, an der Basis 45 cm stark), mit Tonschieferlagen (20 cm stark, 2 m unter OK beginnend; ferner 30 cm stark, mit Kalksteinlage, 1,80 m unter OK beginnend); Conodonten, Styliolinen, Lamellibranchiaten, Foraminiferen;
Fs. 19 = bei 0–100 cm unter OK (Ra 2168)
- Scht. 27. 4,10 m Kalkstein, rotgrau, grobkristallin und grau, feinkristallin (Basisbank) zäh, mit schwach tuffitischen Tonschiefer-Zwischenlagen; Conodonten, Ostracoden, Tentaculiten, Styliolinen;
Fs. 18 = bei 130–170 cm über UK (Ra 2169)
Fs. 17 = bei 0–17 cm über UK (Ra 2170)

- Scht. 26. ~7,50 m Amönauer Tuffbreccie, kantige bis kantengerundete Brocken (Kantenlänge bis ca. 50 cm) vorwiegend aus Kalkstein, z. T. der Riff-Fazies, Diabas-Tuff, ferner Diabas, Keratophyr, Tonschiefer, graue und rotbraune kalkige Grundmasse mit den gleichen Komponenten; einzelne Makrofossilien; ein Dünnschliff der Pr. 15614, Schl.-Nr. 21897, bei 50 cm unter OK, bestätigt einen fossilhaltigen Kalkstein; vulkanogene Komponenten (? ehem. vulkanisches Glas) sind vorhanden; ein weiterer Dünnschliff der Pr. 15615, Schl.-Nr. 21898, bei 350 cm unter OK läßt einen Tuffit erkennen, dessen vulkanogene Komponenten meist Bläschen zeigen, die sekundär mit Quarz, Karbonat und Chlorit ausgefüllt und z. T. lagig angeordnet sind; Conodonten, Ostracoden, Styliolen, Foraminiferen;
Fs. 16 b = bei 80 cm unter OK (Vo 7, Vo 10, Ra 2156)
Fs. 16 a = bei 300 cm unter OK (Ra 2155 b)
- Scht. 25. ~2,80 m Kalkstein, rotgrau, bankig, an der Basis in 25 cm Mächtigkeit dünnplattig (bis 3 cm), mit Tonschiefer-Zwischenlagen, dunkelgrau, rotgrau; Conodonten, ? Tentaculiten, Styliolen;
Fs. 15 = bei 40–60 cm unter OK (Ra 2176)
Fs. 14 = bei 25–75 cm über UK (Ra 2171)
- Scht. 24. 1,05 m Kalksteinbank, rotgrau, grobkristallin, kompakt, oberhalb der Mitte lagenweise tuffitisch; der Dünnschliff Pr. 15616, Schl.-Nr. 21899, oberhalb der Mitte, bestätigt einen Kalkstein mit reichlich Styliolen (Styliolenkalk) und Crinoiden-Stielgliedern; vulkanogene Beimengungen (? ehem. Lapilli)
- Scht. 23. 0,17 m Tonschiefer, hellgrau, schwach rot getönt, plattig bis flaserig, karbonatfrei
- Scht. 22. 0,45 m Kalksteinbank, grau, tuffitisch; Conodonten, Styliolen;
Fs. 13 = ganze Bank (Ra 2172)
- Scht. 21. 0,04 m Tonschiefer, rotgrau, karbonatisch; Mergelkalkstein, geschiefert, z. T. dünnplattig
- Scht. 20. 1,00 m Kalksteinbank, grau, grobkristallin, zweigeteilt
- Scht. 19. 2,20 m Kalkstein, grau, blaugrau, bankig, auch plattig, mit Tonschiefer-Lagen; Kalkstein-Anteil nach oben abnehmend, dabei Kristallkorn feiner werdend; Conodonten, Styliolen, Foraminiferen; von oben nach unten:
5 cm Tonschiefer, grau
45 cm Kalkstein, grau, mittelkörnig, darin cm-starke Mergelsteinlage, hellgelb
10 cm Tonschiefer, hellgrau, feingeschichtet, schwach karbonatisch
40 cm Kalksteinbank, grau, mittelkörnig
30 cm Wechsel von Kalkstein, grau, dünnplattig, und Tonschiefer, gelbgrau
90 cm Kalkstein, blaugrau, feinkristallin, in 2 Bänke unterteilt;
Fs. 12 = bei 60–100 cm unter OK (Ra 2173)
Fs. 11 = bei 0–9 cm über UK (Ra 2174)
- Scht. 18. 0,45 m Kalkstein, grau bis rotgrau, mergelig, plattig bis flaserig, feingeschichtet bzw. feingebändert infolge zahlreicher feiner Mergelsteinlagen; der Dünnschliff Pr. 15617, Schl.-Nr. 21900, zeigt die Wechsellagerung, in die eine scharf begrenzte Lage aus Mikrofossilresten eingeschaltet ist; vulkanogenes Material wurde nicht beobachtet
- Scht. 17. 0,65 m Kalkstein, bankig (20 cm stark), mit Tonschieferlagen, blauviolett, grau bis rotviolettgrau, 5 und 10 cm mächtig
- Scht. 16. 0,70 m Kalksteinbank, bläulichgrau, fein- bis mittelkörnig, zäh bis hart, kompakt; Conodonten;
Fs. 10 = bei 0–30 cm über UK (Ra 2175)
- Scht. 15. 0,28 m Plattenkalkstein, 2 cm stark, stahlgrau, schwach rot getönt, dicht, mit dünnen Mergelsteinlagen, die eine Bänderung bewirken; zwei Dünnschliffe ergaben: Pr. 15618, Schl.-Nr. 21901, läßt einen feingebänderten Kalkstein bis Mergelkalkstein erkennen; vulkanogenes Material vorhanden; Pr. 15619, Schl.-Nr. 21902, zeigt einen Kalkstein mit Styliolen, viel Quarz (terrigen, eingeschwemmt), Tonsteinfetzen; zahlreiche, möglicherweise vulkanogene Plagioklasleisten, jedoch kein vulkanisches Glas; Conodonten, Styliolen, 1 Ostracoden-Steinkern;
Fs. 9 = 0–15 cm unter OK (Ra 2177)

- Scht. 14. 0,80 m Kalkstein, blaugrau, z. T. schwach rot getönt, zäh bis hart, mittelkristallin (unten gröber); Conodonten, Styliolinen;
Fs. 8 = bei 0–25 cm über UK (Ra. 2178)
- Scht. 13. 1,30 m Kalkstein, grau, blau und rot getönt, mittel- bis grobkristallin, bankig (Bankstärke 10–20 cm); bei 70–80 cm und 115–130 cm über UK Plattenkalkstein mit rötlichen Tonsteinlagen, darin dünne, feinsplattige Mergelsteinlagen; Schichten gut gesondert; Conodonten, Styliolinen;
Fs. 7 = bei 60–72 cm über UK (Ra 2179)
- Scht. 12. 1,15 m Kalkstein, blaugrau, oben dunkelblaugrau, bankig bis dickbankig, unten grob-, oben mittelkristallin; Conodonten, Styliolinen;
Fs. 6 = bei 0–12 cm unter OK (Ra 2180)
- Scht. 11. 2,20 m Kalkstein, blaugrau bis grau, bankig bis dickbankig (Bankstärke 10–30 cm), mittel- bis grobkristallin, zäh bis hart, mit Tonschieferlagen, hellgrau, schwach karbonatisch, bis 8 cm stark (insbesondere bei ca. 20 cm und ca. 90 cm über UK); Conodonten, Styliolinen, Foraminiferen;
Fs. 5 = bei 20–40 cm unter OK (Ra 2182)
- Scht. 10. 0,55 m Kalksteinbank, hellgrau, fein- bis grobkristallin, zäh bis hart; Mächtigkeit der Bank steigt in W-Richtung nach 20 m Entfernung auf 0,70 m an
- Scht. 9. 0,35 m Tonschiefer, violettgrau, rein, karbonatfrei, nahe unter OK eine 14 cm starke Kalksteinbank, grau, z. T. rot getönt, hart, mittelkristallin
- Scht. 8. 1,50 m Kalkstein, grau, blaugrau, z. T. rötlich, bankig (Stärke 10–35 cm); selten Tonschiefer bis 4 cm mächtig, karbonatisch; Conodonten, Styliolinen, Foraminiferen;
Fs. 4 = bei 0–30 cm unter OK (Ra 2184, Vo 53)
- Scht. 7. 0,80 m Kalkstein, stahlgrau, schwach violett getönt, auch blaugrau, bankig (bis 10 cm), feinsandig, im Wechsel mit Tonschiefer, bläulichgrau, z. T. grüngrau und rotgrau, feingeschichtet und feingebändert, plattig (1–2 cm stark), karbonatisch; Dünnschliffe von Proben bei 30 und 40 cm unter OK ergaben: Pr. 15620 Schl.-Nr. 21903, bestätigt einen Kalkstein mit viel Quarz und Limonit, der Quarzanteil liegt bei 25 Vol.-%; Pr. 15621, Schl.-Nr. 21904, zeigt einen Kalkstein mit Styliolinen, der Quarzanteil liegt bei nur 5 Vol.-%; kleine Fetzen vulkanischen Materials; Conodonten, Styliolinen, Foraminiferen;
Fs. 3 = bei 10–20 cm unter OK (Ra 2185)
- Scht. 6. 0,60 m Kalkstein, grau bis blaugrau, hart, bankig (Bankstärke 10–30 cm), fein- bis mittelkristallin; Conodonten, Styliolinen, Foraminiferen;
Fs. 2 = bei 20–40 cm über UK (Ra 2186)
- Scht. 5. 0,20 m Kalkstein, dunkelblau bis blaugrau, bankig (10 cm stark), hart, fein- bis mittelkristallin, im Wechsel mit Tonmergelstein, violettrot und grau gebändert in feiner Schichtung
- Scht. 4. 2,00 m Beobachtungslücke
- Scht. 3. 0,60 m Tonmergelstein, weißgrau, hellgelbbraun verwittert, feingeschichtet, mit Kalksteinlagen; an Basis 20 cm starke Kalksteinbank, bläulichgrau, mittelkristallin; der Dünnschliff Pr. 15622, Schl.-Nr. 21905, bei etwa 40 cm über UK, zeigt einen Kalkstein mit eingeschwemmten Quarzkörnern und Bruchstücken vulkanischen Materials, bestehend aus leistenförmigen Feldspäten, die auch als Einzelkristalle auftreten; eine weitere Pr. 15623, Schl.-Nr. 21906, aus dem gleichen Schichtbereich, zeigt ebenfalls einen Kalkstein, darin Styliolithen (Drucksuturen) mit Brauneisen, Manganoxid, Quarz und Kalkspat (sämtlich neu gebildet); Conodonten;
Fs. 1 = von der Basisbank (Ra 2187)
- Scht. 2. ~0,50 m nach Lesestücken: Tonmergelstein, weißgrau, hellgelbbraun verwittert, feingeschichtet, mit Kalksteinlagen, bläulichgrau, fein- bis mittelkristallin
- Scht. 1. >1,50 m Kalksteinbank, blaugrau, hart, mittel- bis grobkristallin
- Liegendes: Ob. Givet-Stufe, Wechsellagerung von Kalksteinen, Mergelsteinen und Tonschiefern; aus dem Kalkstein $\geq 2,5$ m unterhalb Fs. 1 des oben beschriebenen Profils Pr. Vo 54 (NW-Seite des Stbr.)

3.1. Kalksteine der Givet- und Adorf-Stufe

Charakteristisches Merkmal des Gesteinsverbandes ist der häufige schroffe Wechsel von grauen, dichten und fein- bis grobkörnigen, z. T. biogenen, detritischen Kalksteinbänken und feinkörnigen, grauen sowie dunkelbraunen bis rot-violettbraunen Tongesteinen. Diese Wechsellagerung von Kalksteinen und Tonschiefern kann als Überlagerungsrhythmik (FUCHTBAUER 1977) bezeichnet werden, wobei über tonigen Sedimenten alternierend kalkige folgen, die als Suspension in kurzen Zeiträumen abgelagert wurden.

Die Kalkbänke, die unterschiedliche Mächtigkeiten vom cm-Bereich bis ca. 1 m, höchstens 1,5 m aufweisen, sind im Bereich des aufgeschlossenen Profils weitgehend horizontbeständig. Nur einzelne geringmächtige Bänke keilen innerhalb des über ca. 100 m ausgedehnten Aufschlusses (Abb. 2) aus. Lokaler Leithorizont der Abfolge ist die „Amönaner Tuffbreccie“, deren Mächtigkeit hier 6–8 m beträgt. In den überlagernden Schichten treten zwei weitere Breccien auf. Im Liegenden der Tuffbreccie sind die Kalksteine z. T. dickbankig ausgebildet; in ihrem Hangenden ist die durchschnittliche Bankmächtigkeit geringer.

3.1.1. Petrographie der Kalksteine

Typisch für die hell- bis dunkelgrauen, splittig brechenden Kalksteinbänke, die einen nicht geringen Gehalt an bituminöser Substanz enthalten, ist eine schon im Gelände erkennbare interne Feinschichtung, die im Anschliff und im Dünnschliff viel deutlicher hervortritt. Die Untergrenze der Bänke ist stets scharf. Hingegen vollzieht sich an der Obergrenze, wo sich nicht selten eine feine Schrägschichtung zeigt, meist ein Übergang zum tonigen Sediment. Auch stellt sich nahe der Obergrenze eine engständige, ebene Feinschichtung ein. Diese Verhältnisse weisen bereits auf eine vorhandene Gradierung hin.

Das Korngrößenspektrum umfaßt Komponenten von 10–15 μm bis zu 4 mm Korn- \emptyset , in einigen Bänken erreicht jedoch deren Größe 5–40 mm. Hier kommen flachgepreßte Fasern aus tonigem, selten auch solche aus pyroklastischem Material vor. Der durchschnittliche Korngrößensbereich liegt zwischen 50 μm und 2 mm, so daß die Gesteine als Kalkarenite zu bezeichnen sind.

Eine durch die Abnahme der mittleren Korngröße des eingelagerten klastischen Materials nach oben hin hervorgerufene Gradierung wird in zahlreichen Kalkbänken deutlich (Abb. 3). Sie spricht für einen Transport des klastischen Materials in Suspensionsströmen. Die Gradierung setzt mit grobem Korn häufig nicht an der Basis, sondern erst über einer feinkörnigen Vorphase im unteren Teil einer Bank ein. Nicht selten sind 2 Korngrößenmaxima innerhalb einer Bank zu beobachten, was für eine Aufeinanderfolge zweier Suspensionsströme während der Schüttung der Bank spricht.

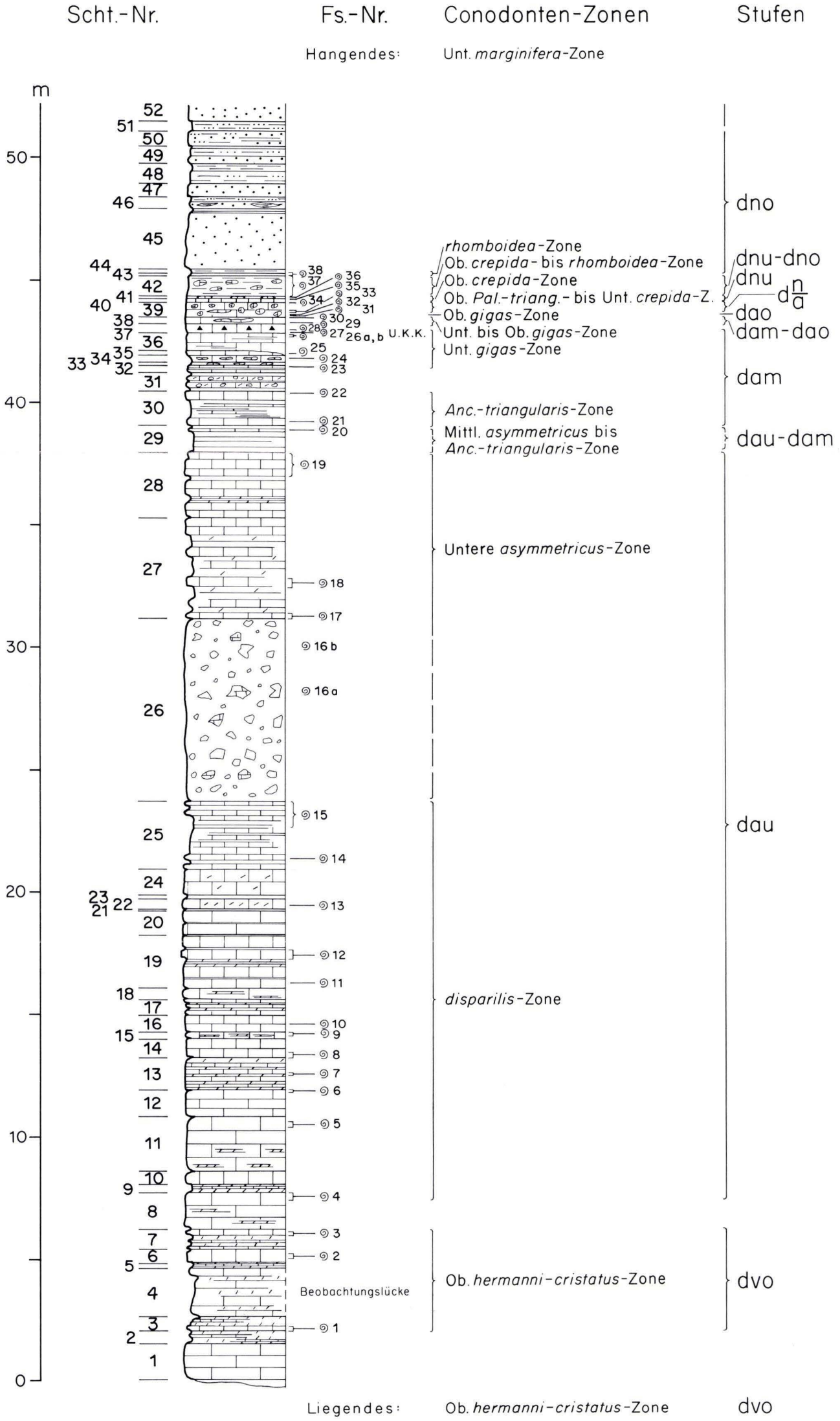
Die Sortierung des Detritus-Materials korreliert mit der Korngröße. Bei Abnahme der max. Korngröße wird die Sortierung besser, in den feinkörnigen Bankteilen ist das Korngrößenspektrum meist sehr eng. Matrix ist in allen Bankteilen reichlich vorhanden, sie tritt aber in gröberen Partien zurück.

Der im folgenden verwendeten Karbonat-Klassifikation liegt das Einteilungsschema von DUNHAM (1962) sowie die Standard-Mikrofazies (SMF)-Typisierung von WILSON (1975) und FLÜGEL (1972) zu Grunde.

Profil Steinbruch Amönau

Geol. Jb. Hessen, 112, Wiesbaden 1984

BENDER, HÜHNER, KUPFAHL & VOUTTA Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau



- | | | | |
|--|---|--|--|
| | Sandstein | | Unterer Kellwasserkalk |
| | Feinsandstein, Siltstein, z.T. mit Tonschieferlinsen | | Kalkstein, plattig bis bankig |
| | Tonschiefer, grüngrau | | Mergelsteinlinsen in Tonschiefer |
| | Tonschiefer, rotbraun, z.T. mit Kalksteinlinsen | | Kalkstein, a) geringer, b) höherer vulkanogener Anteil |
| | Kalksteinbreccie, z.T. mit geringem vulkanogenem Anteil | | Amöner Tuffbreccie |
| | | | ⊙ 1-38 Fossilfundsichten |

84-250

Tafel 1

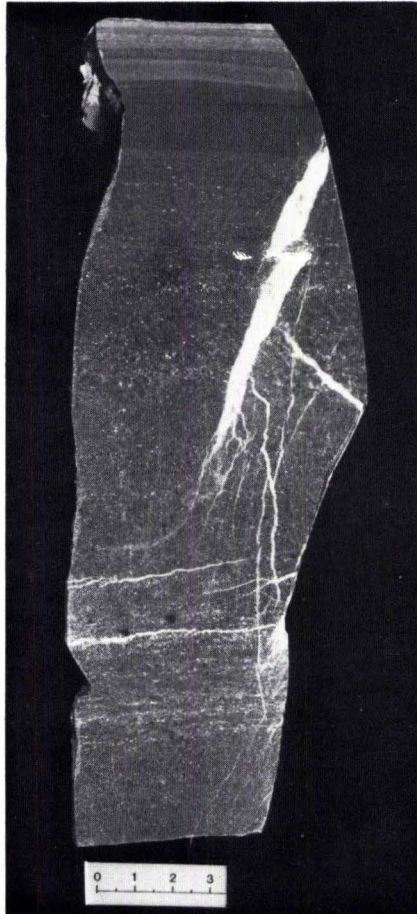


Abb. 3. Detritische Kalksteinbank aus dem Profil Taf. 1 (Scht. 27; leg. VOUTTA): eingeschichteter und feingradierter Kalkarenit, bestehend aus einem feinkörnigen unteren Teil, einem feingradierten Mittelteil mit mehreren Korngrößenmaxima und einem feinkörnigen, feingeschnittenen oberen Teil. Die Gesteinsbruchstücke bestehen aus Tonstein und selten Diabastuff. Die beiden dunklen Punkte unten sind verwitterte Pyritaggregate. Grobkristalliner Calcit durchsetzt das Gestein schichtparallel und füllt postdiagenetisch entstandene Klüfte.

Stoffbestand: Die Komponenten bestehen aus biogenem Material (Biomorpha und Bioklasten), Intraklasten, Pelletoiden sowie aus detritischen Mineralkörnern, ferner aus Gesteinsbruchstücken (Karbonatgesteine, Tonschiefer, Vulkanite).

An Fossilien kommen Conodonten, Tentaculiten, Styliolinen, Ostracoden, Foraminiferen und vereinzelt Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden vor. Mit Ausnahme der Conodonten sind alle biogenen Komponenten weitgehend umkristallisiert und nur anhand mikritischer Relikte in grobkristallinem Calcit zu identifizieren. Im Dünnschliff sind genaue Fossilbestimmungen daher nicht möglich.

Styliolinen, dazu untergeordnet auch Tentaculiten, können, wie bereits LIEBER (1917) befand, in den Bänken so zahlreich auftreten, daß von einem Styliolinenkalk gesprochen werden kann (Scht. 24). Die Anzahl dieser Bänke nimmt im Profil nach oben ab, bis schließlich die Styliolinen gänzlich aussetzen (Tab. 3). Die Styliolinen und Tentaculiten kommen im Gestein verteilt, häufiger jedoch im unteren Teil einer Bank und auch in gröberkörnigen Partien angereichert vor. In den Anhäufungen ist andeutungsweise eine Einregelung besonders von Tentaculitenschalen zu erkennen.

Außerdem finden sich in den Kalksteinen Bruchstücke der oben genannten Fossilien sowie Bruchstücke von Bryozoen, Stromatoporen und ferner Crinoidenstielglieder.

An Bruchstücken von Karbonatgesteinen kommen in erster Linie mikrokristalline Komponenten in der Größenordnung von 50 μm bis 2 mm vor. Sie bestehen aus strukturlos dichtem Mikrit. Stellen oder -partienweise tritt umkristallisierter Mikro-Sparit bzw. Sparit auf.

Neben den dichten Mikrit-Komponenten lassen sich auch solche mit Fossilbruchstücken (Schalenreste, Crinoidenbruchstücke) feststellen. Sie können als Biomikrit angesprochen werden. In einigen konnten wenige Foraminiferen der Gattung *Parathuramina* gefunden werden, die aus dem deutschen Devon (Schwelmer Kalk; Givet) erstmals von FLÜGEL & HÖTZL (1971) beschrieben wurden. Diese Gattung mit pelagischer bzw. sessilbenthonischer Lebensweise ist oft an tonhaltige Kalkarenite, Pelmikrite und Pelsparite gebunden. Sie kann als Indikator für Flachwassermilieu angesehen werden.

Am Aufbau der Kalksteine sind neben den mikritischen Komponenten auch Bruchstücke beteiligt, die eine sparitische Grundmasse aufweisen. Der Korngrößenbereich entspricht dem der mikritischen Bruchstücke.

In der sparitischen Matrix lassen sich zahlreiche mikritischen Klümpchen beobachten, so daß ein Pelsparit vorliegt. Die verschieden großen (bis ca. 50 μm), rundlichen mikritischen Formen können lediglich als Pelletoide (Pseudooide) bezeichnet werden. Da sie keine Internstrukturen (z. B. Algenstrukturen) aufweisen, läßt sich eine genauere Einordnung nicht vornehmen.

Als ein weiterer Bestandteil der Kalksteine sind noch detritische Mineralkörner zu nennen. Es sind überwiegend teils undulös auslöschende Quarze, seltener kommen auch Feldspäte vor. Der Gehalt an detritischem, überwiegend gut gerundetem Quarz bleibt meist unter 10%, vielfach sogar unter 5%. Nur in einzelnen Bänken wurde ein Gehalt von ca. 25% festgestellt (Scht. 7, ob. Teil). Die Bezeichnung Kalksandstein ist in keinem Fall angebracht.

Auffällig ist ein relativ hoher Gehalt an Pyrit und bituminöser Substanz in den Kalksteinen, was für reduzierende Ablagerungsbedingungen spricht. Der Pyrit ist als feine Imprägnierung regellos im Gestein verteilt. Im Auflicht, wie auch in den Rückständen der Conodonten-Aufbereitung, zeigen sich außerdem kleinste Pyritkügelchen von 0,05 mm \varnothing , die an Rogenpyritbildungen erinnern.

Fetzen von Tonsteinen bzw. Tonschiefern sind, wie die Dünnschliffe ausweisen, in den Kalksteinen nicht selten (u. a. Scht. 15, 30). Ihr Durchmesser kann mehrere mm erreichen.

Bei den Fragmenten vulkanischer Gesteine in den Kalksteinen handelt es sich um Vulkanitbruchstücke und Bruchstücke pyroklastischer Förderprodukte (glasige und blasige Lapilli). Ihr Anteil ist unterschiedlich, im allgemeinen jedoch gering (ca. 2%). Nur in den

Bänken unmittelbar oberhalb der Tuffbreccie (Scht. 27, unterster Teil) und in verschiedenen, meist gröberkörnigen Bänken im unteren Teil des Profils (Scht. 4) konnten höhere Anteile (bis ca. 10%) festgestellt werden. Diese Bänke waren wohl der Anlaß, daß frühere Autoren ganz allgemein und nicht ganz zu Recht von den „tuffitischen Kalksteinen der Buchenauer Schichten“ gesprochen haben.

Von den Vulkanitbruchstücken, die, verglichen mit den Pyroklastika, in untergeordneter Menge auftreten, sind Diabasfragmente nur selten in den Kalksteinen zu finden. Sie sind teils gerundet, teils eckig und kantig ausgebildet und oft chloritisiert bzw. randlich oder partienweise calcitisiert. Selten können feine, kantige Keratophyr-Bruchstücke gefunden werden. Hier sind Einsprenglinge von Quarz und Feldspäten von einer feinkörnigen schlierigen Grundmasse umgeben. Der Keratophyr-Anteil kann als Indiz für einen sauren, explosiven Vulkanismus im Liefergebiet gewertet werden.

Häufiger als Vulkanitbruchstücke kommen in den Kalksteinen ehemals glasige, blasenreiche, sideromelanische Lapilli vor, die überwiegend aus Chlorit, \pm Siderit und \pm Titanit bestehen, häufig aber auch fast vollständig calcitisiert sind. Hierbei wurden die Blasen Hohlräume mit grobkristallinem Kalkspat ausgefüllt. Das bräunlich-schwarze opake Gerüst der Blasen erweist sich im Auflicht als Leukoxen (vorwiegend Titanit). Diese Lapilli bilden oft die größten Komponenten der Kalksteine. Sie sind den Lapilli des Schalsteins sehr ähnlich und auf zeitgleiche Förderung von basischen Pyroklastika zurückzuführen.

Manche Schichtlagen der Kalksteinbänke erwecken im Handstück den Eindruck eines höheren Anteils an pyroklastischem Material, was sich im Dünnschliff senkrecht zur Schichtung nicht bestätigt. Dies rührt daher, daß die Lapilli überwiegend flachgepreßt und schichtungsparell eingelagert sind.

Faßt man die Kalksteine insgesamt als Ablagerungsprodukte von Suspensionsströmen auf, so muß die Suspension dieser Schüttungen einen höheren Anteil an tonigem und pyroklastischem Material mit sich geführt haben. MEISCHNER (1964) führt an, daß feine Tonflocken – und dies gilt auch für Tuffmaterial – während des Transportes im Suspensionsstrom zu wasserreichen Kugeln von größerer Korngröße zusammengerollt sein können. Ihre Sinkgeschwindigkeit entspricht derjenigen der sie umgebenden kompakten Detrituskörner. Durch Setzung und Überlagerungsdruck während und nach der Sedimentation werden sie flachgepreßt. Eine Gradierung dieser Kalkbänke ist daher nur undeutlich zu beobachten.

Nach der Einteilung von DUNHAM (1962) kann man die Kalksteine als Mikrobrecien bzw. grainstone bis packstone ansprechen. Die Komponenten bestehen aus Gesteins- (vorwiegend Kalkstein, auch Tonstein) und Fossilbruchstücken sowie detritischen Mineralkörnern. Aufgrund der Beteiligung von Komponenten der vulkanischen Fazies kann von einer polymikten Zusammensetzung gesprochen werden. Nach der SMF-Typisierung (WILSON 1975, FLÜGEL 1972) zeigen die Kalksteine Ähnlichkeiten mit den SMF-Typen 4 und 5, die den Fazieszonen 3 bzw. 4 (Hangabfall) entsprechen.

3.1.2. Diagenetische Veränderungen der Kalksteine

Häufig weisen die Kalksteinbänke vorwiegend schichtparallele, von dünnen, stark gezackten Tonbändern durchsetzte Styolithen oder Drucksuturen auf. Sie sind gekennzeichnet durch jüngere Ausfällungen von relativ grobspätigem Kalkspat, selten auch Quarz, ferner Eisen- und Manganhydroxiden.

Die Bildung dieser Strukturen wird von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977: 364) auf Lösung von Gesteinsmaterial durch zirkulierende Wässer entlang relativ undurchlässiger Tonsäume zurückgeführt.

Die horizontalen Styolithen gehen von sedimentären Tonsäumen aus und entstehen durch den Belastungsdruck des überlagernden Gebirges. Häufig finden sie sich zwischen zwei Sedimentlagen unterschiedlicher Korngröße. Sie durchsetzen das Gestein aber auch unabhängig von den Korngrößen. Außer den horizontalen Strukturen lassen sich in einzelnen Bänken auch vertikale Formen beobachten. Diese entstehen, wenn eine horizontal gerichtete Streß-Komponente vorhanden ist.

Die Tatsache, daß Kluftbildungen als Strukturen der Postkonsolidation von den Styolithen nicht gestört werden, spricht für eine relativ frühe Anlage der Drucksuturen.

Als weitere diagenetische Veränderung und wohl auch als Folge der Drucklösung kommt sehr häufig neu gebildeter, grobkristalliner Kalkspat vor. Der durch postsedimentäre Prozesse gebildete Sparit kommt in allen Kalksteinbänken und auch in der Breccie vor. Besonders Fossilreste sind stark von der Umkristallisation betroffen. Es kommen aber auch Sparitareale in mikritischen Komponenten, sternförmige, radial-fibröse Strukturen sowie andere Komponenten durchdringender, grobkristalliner Calcit vor. Bei Komponenten, die allseitig von einem Tonsaum umgeben sind, scheint die Sparit-Neubildung weniger deutlich ausgebildet. So ist in Dünnschliffen, wo fast alle Komponenten von Ton-Erz-Säumen umgeben sind, kaum Sparit zu beobachten.

In den Kalksteinen vorkommender Pyrit ist oft in diagenetisch gebildeten Knollen von 3–4 cm Ø angereichert. Sie sind dem oberen Teil einer Bank eingelagert, meist aber fast vollständig verwittert. Weiterhin tritt Pyrit auch an Lösungsbahnen konzentriert auf und durchsetzt die gezackten Häute der Styolithbildungen.

3.2. Amöner Tuffbreccie

Den Leithorizont des Profils in Amöna bildet die ca. 6–8 m mächtige Amöner Tuffbreccie, die der Kalkstein/Schiefer-Wechselfolge zwischengeschaltet ist. Der Gesteinshorizont läßt sich in SW-Richtung über eine größere Entfernung (ca. 10 km) verfolgen. Die Mächtigkeit nimmt ab und beträgt bei Buchenau nur noch einige Dezimeter. Nach Angaben von LEUTERITZ (1968) keilt der Horizont NE Herzhausen (Bl. 5117 Buchenau) aus.

LIEBER (1917) untersuchte die Amöner Tuffbreccie in den Steinbrüchen bei Amöna eingehend und benannte sie nach diesem Dorf. Einen locus typicus bestimmte er nicht ausdrücklich. Der Steinbruch mit dem vorliegend bearbeiteten Profil zeigt die Lagerung der Tuffbreccie ungestört. Obwohl er inzwischen z. T. verfüllt ist, wird er hiermit zum locus typicus der Amöner Tuffbreccie bestimmt (R 34 77 55, H 56 41 26). Als weiterer wichtiger Aufschluß ist auch der ca. 200 m nördlich gelegene Steinbruch zu nennen; hier sind die Buchenauer Schichten jedoch disharmonisch verfaltet, und die Kalksteine oberhalb der Breccie sind nicht aufgeschlossen bzw. erodiert (R 34 77 32, H 56 41 44).

LIEBER (1917: 22 ff.) gibt eine ausführliche Beschreibung der Amöner Tuffbreccie und geht auch auf ältere Berichte über die Breccie ein. Er bringt eine nach Fundpunkten gegliederte Fossilliste. Die Entstehung der Breccie führt er auf eruptive Vorgänge zurück, bei denen die Tuffe entweder mitgeführt oder von Gasen zusammen mit den übrigen Bestandteilen aus älteren, mitteldevonischen Ablagerungen mitgerissen wurden.

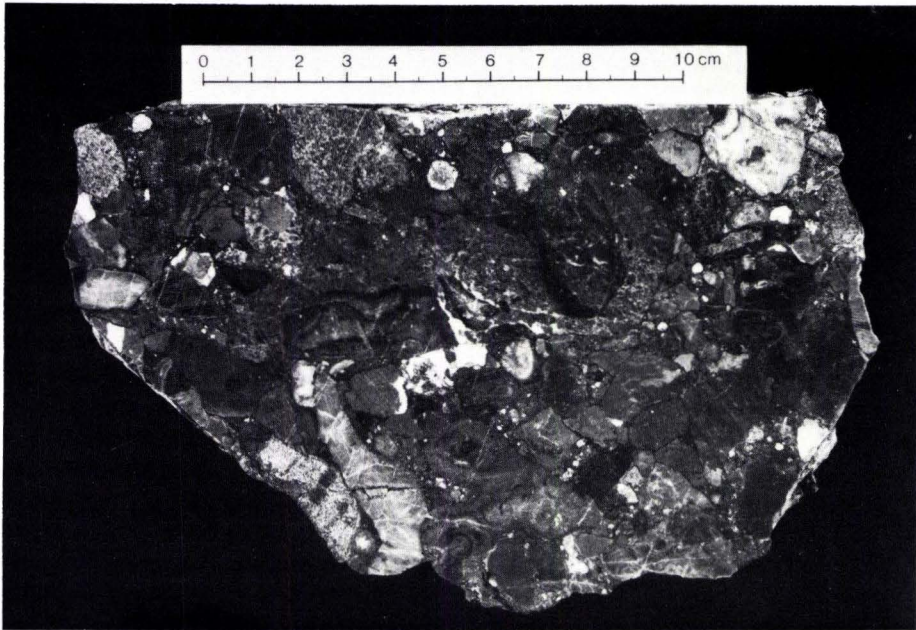


Abb. 4. Anschliff der Amönauer Tuffbreccie (leg. KUPFAHL): vorwiegend Bruchstücke weiß- und grüngrauer Korallenkalke (oben rechts, unten links), ferner Algenkalk (links der Mitte); dichter grüngrauer Kalkstein (unter der 1 des Maßstabs) und feinkristalliner rötlicher Kalkstein (unter der 3 des Maßstabs und oben links); Matrix gering vertreten; nördlicher Steinbruch W Amönau (R 34 77 32, H 56 41 44).

3.2.1. Petrographie der Amönauer Tuffbreccie

Im äußeren Erscheinungsbild hebt sich die Breccie mit ihrer massigen Struktur markant gegen die gebankten Kalke ab. Die unterschiedliche Zusammensetzung verleiht dem Gestein im angewitterten Zustand ein knorrig-zerfressenes Aussehen.

Das Gestein besteht aus einer schmutzig-grauen bis rötlichbraunen, feinkörnigen kalkigen Grundmasse mit einem fein verteilten Anteil an vulkanogenem, überwiegend pyroklastischem Material. Eckige, teils kantengerundete sowie rundliche Komponenten von mm-bis ca. 50 cm Größe sind darin eingelagert. Eine besonders in der Gegend von Amönau auftretende teilweise Rotfärbung des Gesteins ist sekundärer Natur. Sie ist durch Eisenhydroxid-Imprägnierung im Zusammenhang mit einer ehemaligen Überdeckung durch Zechstein-Sedimente verursacht.

Die makroskopisch erkennbaren Komponenten der Breccie bestehen in der Mehrzahl aus Karbonatbruchstücken mit Faunen-Elementen des Flachwasserbereiches oder aus Einzelfossilien, insbesondere Fossilien der Riff-Fazies (Abb. 4). Weiterhin sind verschiedene Schiefer- bzw. Tonstein-Fragmente, detritische Mineralkörner und ein nennenswerter Anteil vulkanogener Komponenten vorhanden (Abb. 5). Trotz der Kalkstein-Vormacht wird die Bezeichnung „Amönauer Tuffbreccie“ beibehalten.

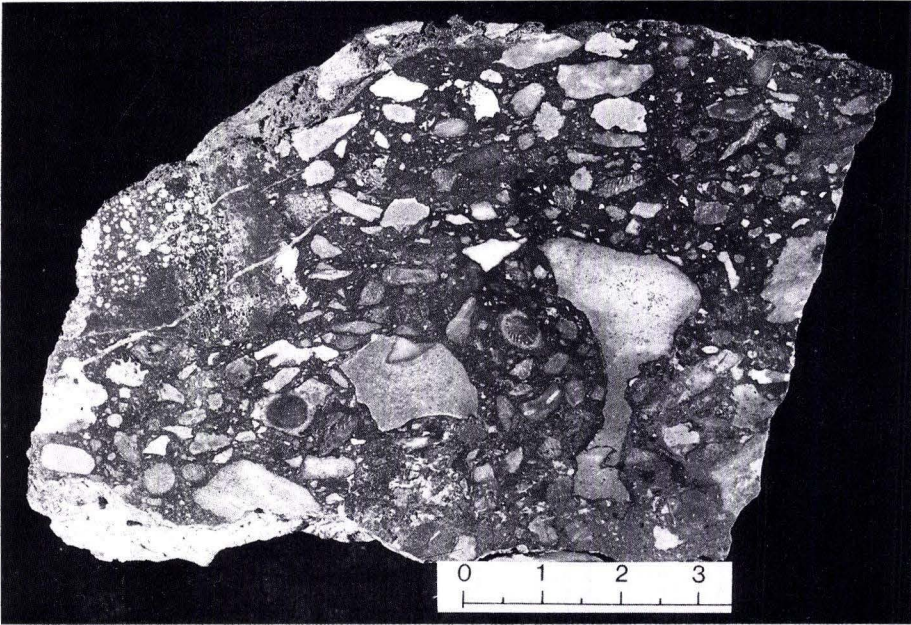


Abb. 5. Anschliff der Amöner Tuffbreccie (leg. KUPFAHL, det. MEISL): Mitte links ein Diabas-Mandelstein, halbkreisförmig umgeben von einem glasigen Randsaum (Hyaloklastit), Strukturen der Glasscherben durch Hämatit nachgezeichnet, Blasen der Scherben und Zwickel zwischen den Scherben mit Calcit gefüllt; makroskopisch sichtbar sind eckige Fetzen von z. T. biogenen Kalksteinen, rotem Tonstein, ferner reichlich Korallen, Bryozoen und Crinoiden-Stielglieder; in der stark vertretene rotbraunen Grundmasse zeigen sich quarzitischer Sandstein, Quarz, diagenetisch gebildeter Albit und vulkanogene Komponenten; angewittertes Gestein oben links (Fundpunkt wie Abb. 4).

Im einzelnen kommen vor:

- Biogene Komponenten
Häufig treten Einzelfossilien, wie Brachiopoden, Crinoidenstielglieder, zahlreiche Einzelkorallen, Tentaculiten und Styliolinen innerhalb der Breccie auf. Daneben kommen Kalkbruchstücke von Stromatoporen, Bryozoen, rugosen und tabulaten Korallen (*Phillipsastrea*, *Alveolites*, *Thamnoporen* usw.) und selten Kalkbruchstücke mit Foraminiferen vor. LIEBER (1917) sammelte, während der Steinbruch noch in Betrieb war, eine reiche Fauna.
- Klastische Komponenten
Zu nennen sind Bruchstücke von verschiedenartigen Kalksteinen. Neben Riff-Kalken kommen Kalksteine der Adorf-Stufe und dichte, dunkelgraue Kalksteine mit Brachiopoden (*Stringocephalus* u. a.) des Mitteldevons vor. Untergeordnet erscheinen Bruchstücke von Tonschiefern sowie Sandsteinbröckchen.
- Vulkanogene Komponenten
Schon makroskopisch erkennbar sind weiße bis grüne, rundliche bis ovale, sehr weichbröckelige Tuff-Komponenten. Leuchtend grüne Stückchen, teils in Schlieren angerei-

chert, bestehen aus einer chloritischen Substanz, einem Umwandlungsprodukt von Diabas. Außerdem sind Bruchstücke von Diabas, auch Diabas-Mandelstein (Abb. 5), Erz und Keratophyr nicht selten.

Im Dünnschliff findet man im wesentlichen die gleichen Komponenten wie im Handstück. Bei den vulkanogenen Bestandteilen sind chloritisierte Diabastuff-Fragmente in der Überzahl.

Die Tuffbreccie kann dem SMF-Typ 6 von WILSON (1975) und FLÜGEL (1972) zugeordnet werden. Dies entspricht der Fazieszone 4 (Vorriff-Bereich).

3.2.2. Sedimentologie und Entstehung der Amönauer Tuffbreccie

Im Gegensatz zu den gebankten, teils feingeschichteten und gradierten Kalkbänken ist die Breccie massig ausgebildet. Es lassen sich keine bestimmten texturellen Merkmale feststellen. Die Komponenten bilden ein wirr und unregelmäßig verteiltes, chaotisches Haufwerk, die Sortierung ist schlecht. Kleinere und größere Komponenten liegen dicht beisammen, nur eine Tendenz der Abnahme der größeren Bruchstücke (> 5 cm) zum Hangenden des Gesteins hin ist zu beobachten. Von einer echten Gradierung kann aber nicht gesprochen werden.

Aufgrund des Fehlens von Sediment-Strukturen darf die Breccie als ein Produkt eines durch die Schwerkraft bedingten, hangabwärts gerichteten Massentransports (gravity induced downslope mass movement, HOPKINS 1977) angesehen werden. Als Sedimentationsmechanismus kann deshalb eine sogenannte Massenstrom-Ablagerung (mass flow deposit) zugrundegelegt werden. Auch eines der auffälligsten Merkmale vieler Breccien, korrespondierende Trümmergrenzen (von RICHTER & FÜCHTBAUER 1981 als „fitting“ bezeichnet), ist bei der Amönauer Tuffbreccie nur äußerst selten zu beobachten. Ein nur geringes „fitting“ ist typisch für „mass flow deposits“.

Nach HAMPTON (1971) müssen „mass flow deposits“ keinen homogenen Schüttungskörper bilden, sondern können in ihrem distalen Teil über Fluxoturbidite in gradierte Sedimente übergehen. Dies kann besonders bei größerer Verbreitung und Mächtigkeit des Schüttungskörpers der Fall sein. So ordnet BLASS (1980) die Amönauer Tuffbreccie für den Bereich um Buchenau, wo das Gestein bis auf wenige Dezimeter reduziert auftritt, dem SMF-Typ 4 (nach WILSON 1975) zu, der in der Mikrofazies den „Allodapischen Kalken“ nach MEISCHNER (1964) ähnlich ist.

Als Liefergebiet der Breccie kommen die submarinen vulkanischen Schwellen mit aufsitzender Riff-Fazies innerhalb des Rheinischen Troges in Frage.

Dafür spricht sowohl die geographische Lage innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges, als auch die im Gestein enthaltenen Komponenten der Riff-Fazies und das relativ häufige Vorkommen von Komponenten vulkanischen Ursprungs.

Aufgeschlossen ist das Liefergebiet nicht, es ist aufgrund der Schüttungsrichtung der Breccie wohl unter der Buntsandstein-Bedeckung des Burgwaldes innerhalb der Frankfurter Bucht zu vermuten. Wegen Art und Beschaffenheit der Komponenten kann die Amönauer Tuffbreccie als eine Riffschutt-Breccie angesehen werden, die vermutlich unter Einwirkung vulkanischer Tätigkeit entstanden ist. Ihr submariner Transport aus dem Flachwasserbereich einer vulkanischen Schwelle könnte durch Erdstöße und vulkanische

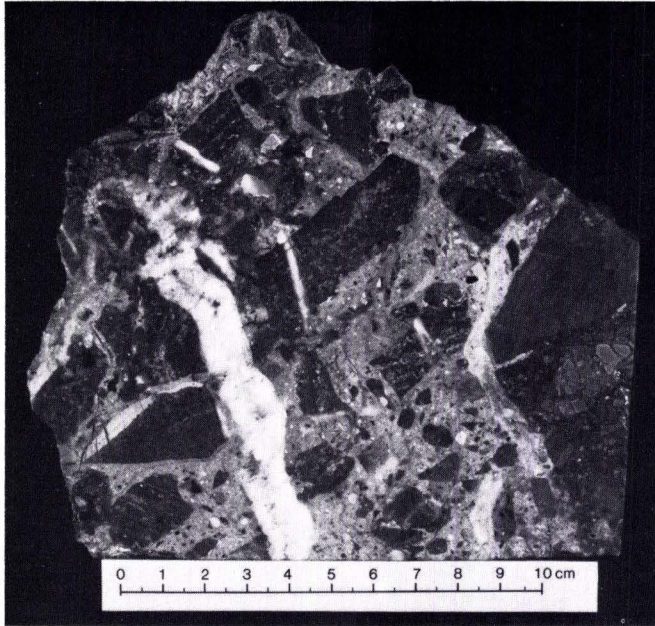


Abb. 6. Anschliff der unteren Kalkbreccie (Taf. 1, Scht. 31, 18 cm mächtige Bank; leg. KUPFAHL): vermutlich Internbreccie, bestehend aus graugrünen und rotbraunen, eckigen, z. T. biogenen (unten links) Kalksteinbrocken in einer ockergelben und rotbraunen (rechts) calcitischen Grundmasse; diese enthält Quarzkörner, Tonsteinfetzen und vereinzelt vulkanogene Komponenten; weißer, grobkristalliner Kalkspat füllt zwei, im linken und rechten Bildteil durchziehende, wohl durch ein letztes Wiederaufreißen der Breccie entstandene Klüfte aus.

Eruptionen ausgelöst worden sein, wodurch Gesteinsschichten des Untergrundes mitgerissen wurden (Vorkommen von mitteldevonischen Brachiopoden, *Stringocephalus burtini* u. a.).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Voraussetzung für die Bildung der Breccie der Reliefunterschied zwischen Becken und Schwellenregionen ist, wie sie H. SCHMIDT (1926) für den Herzynischen Faziesbereich definiert hat. Besonders die von RABIEN (1956) beschriebenen Hochschwellen sind als Entstehungs- und Liefergebiete der Breccie anzusehen. Orogene und vulkanische Aktivitäten haben die Breccienbildung in diesem Faziesbereich sicher begünstigt.

3.3. Breccien im Hangenden der Amönauer Tuffbreccie

Im Hangenden der Amönauer Tuffbreccie kommen zwei weitere Breccienhorizonte vor (Scht. 31, Scht. 39), die als in-situ-Breccien gedeutet werden. Sie sind den Schichten im ganzen konkordant zwischengelagert.

Der erste Horizont liegt 9,3 m über dem Top der Amönauer Tuffbreccie. Er ist 80 cm mächtig und gehört vermutlich der *Anc.-triangularis-bis* Unteren *gigas*-Zone an (Tab. 1, Scht. 31, Fs. 22–23). Seine feinkörnige, gut sortierte calcitische Grundmasse enthält eckig



Abb. 7. Anschliff der oberen Kalkbreccie (Scht. 39; leg. VOUTTA): Interbreccie bestehend aus dunkelgrauen und rotbraunen Kalksteinbrocken in einer ockergelben Grundmasse; calcitverheilte Risse in den Komponenten, übereinstimmende Trümmergrenzen und die unterschiedliche Verteilung der Grundmasse zeugen von mehrfachem Zerbrechen des Gesteins. Durch die Auflockerung entstandene Hohlräume sind durch grobkristallinen Calcit verfüllt.

bis kantengerundete Kalkstein- und auch Tonschiefer-Bruchstücke (Abb. 6). Im Dünnschliff konnten außerdem vereinzelt kleine Stücke eines sauren Vulkanites nachgewiesen werden.

Da Komponenten der Riff-Fazies, wie Korallen, Stromatoporen, Bryozoen und Crinoiden vollständig fehlen und die vulkanischen Bruchstücke sehr selten sind, ist ein genetischer Vergleich mit der Amönauer Tuffbreccie nicht widerspruchlos möglich. Größere Übereinstimmung in der Zusammensetzung zeigt die Breccie mit der nachfolgend besprochenen Internbreccie an der Grenze Adorf/Nehden, so daß für beide wohl die gleiche Entstehung anzunehmen ist.

Die zweite, 60 cm mächtige Breccie lagert 12,4 m über der Amönauer Tuffbreccie. Innerhalb dieses Horizontes, der den Zeitraum von der Unteren *gigas*-Zone bis zur Unteren *crepida*-Zone umfaßt, liegt die biostratigraphische Grenze Adorf/Nehden (Tab. 2, Scht. 39, Fs. 31–34).

In die Breccie sind graue bis dunkelgraue Adorf-Kalksteine und ocker- bis rotbraune Kalksteine der Unteren Nehden-Stufe eingearbeitet worden. Die unterlagernden Adorf-Schichten sind nicht gestört. Besondere Merkmale des Horizonts sind ein relativ hoher Anteil an zusammengehörenden Trümmergrenzen und unterschiedlich hohe, meistens geringe Anteile an Grundmasse (Abb. 7). Diese ist ockerfarben und besteht aus relativ gut

sortierten, eckigen bis abgerundeten detritischen Calcitkörnern, die durch einen opaken Ton/Erz-Saum verkittet sind. Das Korngrößenspektrum der Komponenten reicht vom mm-Bereich bis ca. 20 cm Ø. Dabei weisen besonders die größeren Komponenten eine hohe Passung (fitting) auf, ein typisches Merkmal für eine Breccienbildung ohne große Relativbewegung der Komponenten. Aufgrund dieser Kriterien wird eine in-situ-Breccienbildung angenommen und das Gestein als Internbreccie laut Beschreibung von RICHTER & FÜCHTBAUER (1981) gedeutet.

Zahlreiche durch Calcit verheilte Klüfte und Risse in den größeren Komponenten lassen ein mehrfaches Aufbrechen des Gesteins vermuten (Abb. 7). Hierfür spricht vor allem grobspätiger Calcit, der gelegentlich in den Zwischenräumen zu beobachten ist. Durch das mehrfache Zerbrechen wurde das Gestein soweit aufgelockert, daß Grundmasse von oben hineingelangen konnte. FÜCHTBAUER deutet an, daß in Internbreccien bei fortschreitender Auflockerung der Anteil an Grundmasse wächst und das Gestein nach oben in einen Massenstrom (mass flow) bzw. Kornstrom (grain flow) übergehen kann.

Die Entstehung dieser Internbreccien könnten durch orogene Ereignisse hervorgerufen worden sein, die zu ungleichförmigen Bewegungen (Absenkungen) in der Randzone einer Karbonatplattform führten. Diese Annahme wird bei der Breccie im Grenzbereich Adorf/Nehden durch den schon innerhalb des Gesteins einsetzenden Fazieswechsel (s. Kalksteine der Nehden-Stufe) zur sandigen Sedimentation des höheren Oberdevons gestützt.

3.4. Unterer Kellwasserkalk

Im hohen Teil der Adorf-Stufe, 30 cm unter der die Grenze zur Nehden-Stufe einschließenden Breccie, liegt im Profil eine 40 cm mächtige, dunkelblaugraue, feinkristalline, z. T. kavernös ausgewitterte, bituminöse Kalksteinbank (Scht. 37: Fs. 27, 28). Sie ist feingeschichtet und lagenweise biogen. Obwohl die Bank nicht typisch schwarz und nur schwach bituminös ausgebildet ist, dürfte es sich um ein stratigraphisches Äquivalent des Unteren Kellwasserkalks handeln. Hierfür spricht sowohl die Einstufung nach Conodonten in die hohe Untere *gigas*-Zone (Tab. 2: Fs. 27–28; BUGGISCH 1972: 14–16) als auch das Vorkommen von *Entomoprimitia nitida* (F. A. ROEMER), der Ostracoden-Leitform des Unteren Kellwasserkalks (Tab. 3: Fs. 28; RABIEN 1954: 186–187). Die Art konnte allerdings nur in einem Exemplar aufgefunden werden, während sie im faziell typisch ausgebildeten Unteren Kellwasserkalk häufig bis massenhaft auftritt (RABIEN in BUGGISCH et al. 1983: 125–126, Tab. 5).

Tentaculiten der *Homoctenus-tenuicinctus*-Gruppe sind lagenweise reichlich vorhanden. Sie sind jedoch, im Unterschied zum typischen ausgebildeten Unteren Kellwasserkalk, meist bruchstückhaft erhalten, so daß nur wenige Exemplare als *Homoctenus tenuicinctus* (F. A. ROEMER) bestimmt werden konnten (Tab. 3).

Ferner konnten einige für die Fazies des Kellwasserkalks charakteristische Fossilien, Muscheln der Gattung *Buchiola* und Cephalopoden, bei Amönau bisher nicht nachgewiesen werden.

Der Obere Kellwasserkalk fehlt. Er ist nach regionalen Befunden (BUGGISCH 1972: 16) in die höhere Obere *gigas*-Zone zu stellen, die im Profil im Bereich der erwähnten Breccie (Scht. 39, Fs. 32) liegen müßte, jedoch nicht belegt ist. Dies macht eine Schichtlücke im Bereich der Breccie bzw. an der Grenze Adorf-/Nehden-Stufe möglich. Ein fortdauernde,

wenn auch kondensierte Sedimentation und eine konkordante Schichtlagerung sind jedoch eher wahrscheinlich, da trotz reduzierter Mächtigkeit der Bank bei der Probenentnahme nicht alle Sedimentlagen erfaßt werden konnten.

Nächstgelegener Fundpunkt des Kellwasserkalks ist eine Örtlichkeit bei Eckelshausen auf Bl. 5117 Buchenau (CORRENS 1934: 11). Auch hier wird nur von einer Kellwasserkalk-Bank berichtet.

3.5. Kalksteine der Unteren Nehden-Stufe

Der Grenzbereich Adorf-/Nehden-Stufe liegt innerhalb des oberen, 60 cm mächtigen Breccienhorizontes, in den auch Nehden-Kalksteinbänke einbezogen sind (Scht. 39).

Darüber folgen nur noch zwei Kalksteinbänke (Scht. 40 Fs. 35, Scht. 43 Fs. 38), welche die einsetzende Rotschiefer-Sedimentation unterbrechen. Die letzte Kalkbank (Scht. 43) liegt über einem ca. 85 cm mächtigen Schieferhorizont mit zahlreichen, cm-großen Kalksteinlinsen.

Gegenüber den durchweg dunkelgrauen Kalksteinen der Adorf-Stufe sind die Nehden-Kalksteine durch eine ocker- bis rotbraune Farbe gekennzeichnet, was auf einen höheren Anteil tonigen Materials zurückzuführen ist. Neben den farblichen Unterschieden treten auch strukturelle Abweichungen im Bankaufbau auf. So ist die Nehden-Kalksteinbank unmittelbar über der genannten Breccie (Scht. 40) durch sedimentäre Unstetigkeitsflächen innerhalb der Bank gekennzeichnet (Abb. 8, Probe außerhalb der Profillinie entnommen, vgl. Scht. 40, unt. Teil). Dies kann als Hinweis auf Zustandsänderungen während der Sedimentation gedeutet werden. Diese Flächen, die durch feine Tonsäume markiert sind, weisen auf mehrere Karbonatschüttungen innerhalb einer Bank hin. Es fehlen jedoch Omissionsflächen („Hartgründe“ – als Anzeichen einer verstärkten Zementation, die zur Lithifizierung des Meeresbodens führt). Dies legt die Vermutung nahe, daß es nicht zu längeren Sedimentationsunterbrechungen oder Zeiten der Nichtsedimentation gekommen ist.

Auch der Komponentenbestand weicht von dem der liegenden Adorf-Kalksteine ab. Eine fortgeschrittene Umkristallisation zu grobkörnigem Sparit erschwert die Identifikation der Bestandteile und macht eine Bestimmung der Fossilien unmöglich. In dem grobkörnigen Sparit sind mikrosparitische Reste von Schalenbruchstücken zu erkennen. Die gröberen Lagen der Kalksteinbank bestehen fast ausschließlich aus solchen Schalenresten, die hier Schillagen bilden. Ebenso sind die Rinnen (Abb. 8) ausschließlich mit Schalenbruchstücken angefüllt.

Über der beschriebenen Kalksteinbank folgt ein 5 cm mächtiger Kalkstein (Scht. 40, oben), der durch einen Aufarbeitungshorizont mit Tonschiefer- und Kalksteingeröllen gekennzeichnet ist. Der rote Kalkstein (Scht. 43) zeigt auf der Bankunterseite einzelne Belastungs- und Strömungsmarken.

3.6. Rotschiefer der Unteren Nehden-Stufe

In der Unteren Nehden-Stufe treten Rotschiefer im Gegensatz zu den Gebieten mit Bänderschiefer-Fazies nur in wenigen geringmächtigen Lagen auf. Im Profil folgt ca. 30 cm über der basalen Kalksteinbreccie der Unteren Nehden-Stufe eine 85 cm mächtige



Abb. 8. Anschlag einer Kalkbank der Unteren Nehden-Stufe (Scht. 40; leg. VOUTTA): ockergelber bis rotbrauner, fossilreicher Kalkstein mit Unstetigkeitsflächen innerhalb der Bank. Tonsäume markieren Korngrößenprünge. In rinnenartigen Vertiefungen (Mitte) sind Schalenbruchstücke zu Schill angereichert. Die aufgrund fortgeschrittener Sammelkristallisation unbestimmbaren Schalenbruchstücke kommen auch in durchgehender Lage oberhalb der Tonsäume vor. Bankober- und Unterseiten sind, vermutlich infolge von Strömungswülsten, wellig ausgebildet.

Rotschiefer-Lage (Scht. 42, Fs. 37). Eingelagerte grüngraue bis rötlichbraune Kalksteinlinsen führen neben Gastropoden- und Lamellibranchiaten-Resten einige Foraminiferen und massenhaft Conodonten.

Die unebenspaltenden, teils harten Schiefer weisen einen geringen Kalkgehalt und wenig Feinsandanteil auf. Makroskopisch sind neben den mm – 10 cm großen Kalksteinlinsen, die unregelmäßig, \pm schichtparallel im Sediment verteilt sind, sowohl auf den Schichtflächen wie auch im Anschlag fein verteilte Hellglimmerplättchen zu erkennen. Die Schichtflächen

weisen einen seidigen Glanz und Ansätze von Harnischbildung auf. Hauptbestandteile der Schiefer sind neben Quarz auch Glimmer (Muskovit, Serizit), Tonmineralien, Feldspäte (Plagioklas) und Hämatit, auf den die Rotfärbung des Sedimentes zurückzuführen ist.

Bei den durchweg gut gerundeten Kalksteinlinsen lassen sich zwei verschiedene Typen unterscheiden. Es kommen feinkörnige dichte Formen vor, die keine Sedimentstrukturen aufweisen und grobkörnigere, die Ansätze einer Gradierung zeigen. Das umgebende Sediment zeigt ein mehr oder minder gut ausgebildetes Anlagerungsgefüge, so daß eine konkretionäre Entstehung der Kalksteinlinsen weniger wahrscheinlich ist. Es handelt sich möglicherweise um aufgearbeitete Kalksteine der Nehden-Stufe, die den Schiefeln eingelagert sind.

Die im Hangenden folgenden, von den Nehden-Sandsteinen überlagerten rotgrauen Tonschiefer (Scht. 44) sind durch erste geringmächtige Einschaltungen von Feinsandsteinen gekennzeichnet.

3.7. Sandsteine der Oberen Nehden-Stufe

Über der die Obere Nehden-Stufe einleitenden Scht. 40 und den darüber folgenden Kalksteinen und Tonschiefern setzen in der *rhomboidea*-Zone der Oberen Nehden-Stufe die Nehden-Sandsteine mit einer 2,5 m mächtigen Bank ein (Scht. 45). Nach oben nimmt, wie auch andernorts in der Dillmulde (STIBANE 1959: 327), die Stärke der Bänke ab.

Die Sandsteinbänke lagern dem Liegenden stets mit scharfem Schnitt auf (vgl. RABIEN 1970: 158). Innerhalb der Bänke nimmt nicht selten die Korngröße generell von ca. 0,25 mm nach oben auf ca. 0,15 mm \varnothing ab. Den Abschluß bzw. das Hangende der Bänke bilden Siltsteine oder eine Glimmerlage. Darüber folgen in einigen Fällen Tonschiefer. Hieraus ergibt sich, zumindest für einzelne Ausschnitte der Abfolge, ein rhythmischer Aufbau.

Die fein- bis mittelkörnigen Sandsteine sind grau violett bis graubraun und z. T. schwach karbonatisch. Neben Quarz kommen hauptsächlich Feldspat mit einem Anteil bis etwa 10 Vol.-% sowie reichlich Glimmer vor. Das Korn ist stets schlecht gerundet und in den einzelnen Lagen schlecht sortiert. Eine ausgeprägte Gradierung ist nicht vorhanden.

4. Biostratigraphische Ergebnisse

Aufgrund der vorliegenden biostratigraphischen Einstufungen (Taf. 1) brachte das Profil Steinbruch Amönau im tiefsten Teil des Aufschlusses den Übergang Obere Givet- zur Unteren Adorf-Stufe; im höheren Teil des Profils liegt der Übergang Adorf-/Nehden-Stufe. Der weitaus größte Teil der Abfolge gehört nach der bisherigen stratigraphischen Auffassung in das Oberdevon. Auf die Grenzziehung Mittel-/Oberdevon geht RABIEN (in BUGGISCH et al. 1983: 106, 107) ausführlich ein.

Da bisher noch keine verbindliche Entscheidung zur Definition dieser Grenze vorliegt, wird auch in der vorliegenden Arbeit der stratigraphische Begriff der Unteren Adorf-Stufe im alten Sinne (= stratigraphisches Äquivalent des Oberdevons I α der Cephalopoden-Chronologie) angewendet.

Nach dem Vorschlag von ZIEGLER & KLAPPER (1982) wird die *disparilis*-Zone als unterste Conodonten-Zone des Oberdevons angenommen. Für den tiefsten Teil des im

Tab. 2. Conodonten und Conodonten-Zonen im Profil Steinbruch Amönau, **höherer Teil**; Lage der Fundschichten s. Taf. 1; nähere Erläuterungen in Kap. 4. Die höchste Fundschicht liegt in einem rotbraunen Horizont mit Schiefer, Kalkstein, Silt- und Sandstein im Hangenden des Nehden-Sandsteins am Waldweg E des Steinbruch-Profiles (det. BENDER)

Conodonten-Zonen:	Untere <i>gigas</i> -Zone					Untere bis Obere <i>gigas</i> -Zone			Obere <i>gigas</i> -Zone	Obere <i>Palmatolepis-triangularis</i> - bis Untere <i>crepida</i> -Zone	Obere <i>crepida</i> -Zone		Obere <i>crepida</i> - bis <i>rhomboidea</i> -Zone	<i>rhomboidea</i> -Zone	Untere <i>marginifera</i> -Zone	
	24	25	26 a	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
Fundschichten:	24	25	26 a	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
Höhe in Meter über der "Amönauer Tuffbreccie":	10,6	11	11,5	11,7	11,8	12	12,3	12,4	12,5	12,6	12,9	13,1	13,2	13,5	14,2	44
<i>Ancyrodella lobata</i>		1			2											
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>			77	3	3	5										
<i>Palmatolepis subrecta</i>	71	112	391	71	48	109	15	92	80							
<i>Ancyrodella curvata</i>	1	1		2	9			10	2							
<i>Palmatolepis hassi</i>	4	2														
<i>Ancyrodella nodosa</i>	1	2														
<i>Ancyrognathus triangularis</i>	2	2	17	3	7											
<i>Palmatolepis unicornis</i>		1	2													
<i>Ancyrodella ioides</i>	1	1	12	2	2											
<i>Palmatolepis gigas</i>			3			3		7	5							
<i>Ancyrognathus asymmetricus</i>									3							
<i>Icriodus expansus</i>			1	4	9		1	1	1							
<i>Icriodus alternatus</i>		1	3	8	17	3	2		3	92						
<i>Icriodus cornutus</i>												4		5	3	
<i>Palmatolepis triangularis</i>										33						
<i>Palmatolepis subperlobata</i>										41	3	14	5	10	4	
<i>Palmatolepis delicatula delicatula</i>										22						
<i>Palmatolepis delicatula clarki</i>										7						
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i>										1	9	196		269	2	
<i>Palmatolepis minuta minuta</i>										2	17	26	8	116	19	
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i>										42	9	45		90	2	
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i>												3				
<i>Palmatolepis cf. regularis</i>													2	2	1	
<i>Palmatolepis crepida</i>												2	26	40		
<i>Polygnathus nodocostatus s.s.</i>													1	1	2	8
<i>Palmatolepis termini</i>												6	2	3		
<i>Palmatolepis glabra prima</i>													24	10	17	14
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>														10	14	18
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i>															16	48
<i>Palmatolepis rhomboidea</i>															18	
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i>												3				56
<i>Palmatolepis marginifera marginifera</i>																72
<i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexa</i>																3
<i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexoidea</i>																52
<i>Palmatolepis glabra lepta</i>																36
<i>Palmatolepis glabra distorta</i>																53
<i>Palmatolepis perlobata sigmoidea</i>																4
<i>Polygnathus glaber glaber</i>																34
<i>Nothognathella sublaevis</i>												2		15	1	2
<i>Nothognathella postsublaevis</i>																2
<i>Nothognathella sp.</i>								8	4	1						5
<i>Polygnathus sp.</i>	5	10	23	3	3											5
<i>Ozarkodina sp., Sp.-Element ramiforme Element</i>	14	12	58	13	31	51	9	21	20	17	4	3		6	12	14
	5	8	14	44	44		1	21	6	1	6	17		49	16	15

Steinbruch aufgeschlossenen Profils (Fundsichten 1–3) lassen die spärlichen Conodonten-Faunen keine genauere Datierung als Obere *hermanni-cristatus*- bis Unterste *asymmetricus*-Zone zu. Da dieser Abschnitt aber unterhalb der Fundsichten mit *Palmatolepis disparilis* liegt, ist für ihn die Einstufung in die Obere *hermanni-cristatus*-Zone und somit in die Obere Givet-Stufe anzunehmen.

Die erste Bearbeitung der Conodonten des Profils von Amönau stammt von BISCHOFF (1955), der aus dem südlichen Steinbruch von Amönau insgesamt 23 Conodonten-Faunen der Oberen Givet- bis Nehden-Stufe angibt. Auch BISCHOFF & ZIEGLER (1957) verwenden diese Faunen. Nur für die oberste Fauna, aus einer Lage 6 m über der Tuffbreccie, geben BISCHOFF & ZIEGLER eine besondere Faunenliste. Sie wurde danach von ihnen in das oberste Givet (heutige Untere *asymmetricus*-Zone) eingestuft. Aus einer Dolomitbank über der Lage, aus der diese Fauna stammt (wahrscheinlich handelt es sich um eine Lage in der Fs. 20 der vorliegenden Bearbeitung), erwähnen BISCHOFF & ZIEGLER ein Exemplar von *Palmatolepis triangularis martenbergensis* (heute: *Palmatolepis punctata*), dem Zonenfossil für ihre *asymmetrica-martenbergensis*-Subzone, mit der in ihrer damaligen Bearbeitung das Oberdevon beginnt. Seit diesen ersten Bearbeitungen der Conodonten von Amönau ist es zu erheblichen Änderungen sowohl in taxonomischer als auch biostratigraphischer Hinsicht gekommen.

Leider sind BISCHOFFS Faunen nicht zugänglich. Die vorliegende Neubearbeitung des Profils begründet sich deshalb ganz auf die bei der Neuaufnahme durch HÜHNER und KUPFAHL sowie durch VOUTTA gewonnenen Conodonten-Faunen. Durch die Neubearbeiter wurden mehr als 50 Conodonten-Proben aus dem Profil des südlichen Steinbruchs von Amönau entnommen, von denen 42, die für die biostratigraphische Entwicklung wichtig sind, in den Tab. 1 und 2 aufgeführt werden. Der größte Teil der gebankten Kalksteine im Profil Amönau ist detritisch. Einen sicheren Hinweis auf Mischfaunen infolge von Aufarbeitung und Umlagerung von Conodonten gibt es jedoch nicht.

Die Folge überwiegend detritischer Kalksteine geht bis in die Untere bis Obere *gigas*-Zone. Sie wird unmittelbar überlagert durch eine 60 cm mächtige Kalksteinbreccie, deren verschiedene Bestandteile Conodonten-Faunen der Unteren bis Oberen *gigas*- bis Untere *crepida*-Zone lieferten. Über der Breccie folgen etwa 1,40 m rote Tonschiefer mit Linsen und Bänken rötlicher Kalksteine, aus denen teilweise individuenreiche Conodonten-Faunen stammen. Die oberste Probe dieses Profilabschnitts konnte in die *rhomboidea*-Zone datiert werden und gibt somit eine sichere Einstufung für den Beginn der überlagernden Sandstein-Schiefer-Folge. Auch im höheren Teil der über 30 m mächtigen Sandstein-Schiefer-Folge des Nehden konnten aus Kalksteinlinsen Conodonten-Faunen gewonnen werden. Obwohl diese Kalksteine bereits außerhalb des durchgehend aufgeschlossenen Steinbruchprofils auftreten, wird eine der Faunen hier mit aufgeführt, da sie mit der Unteren *marginifera*-Zone die Obergrenze der Nehden-Stufe in diesem Gebiet datiert.

Anmerkungen zu den einzelnen Fundsichten:

Die tiefste Fundschicht stammt aus einem Abschnitt im Nordteil des Steinbruchs mindestens 2,50 m unter der tiefsten Probe des durchgehend aufgeschlossenen Steinbruch-Profils: durch das Auftreten von *Polygnathus latifossatus* zusammen mit *Polygnathus cristatus* und *Polygnathus dubius* wird die Fundschicht in die Obere *hermanni-cristatus*-Zone eingestuft. Diese Fundschicht ist somit in das Mitteldevon zu datieren.

Fundschichten 1–3: die Reichweiten der wenigen Conodonten aus diesen Fundschichten erlauben eine Datierung als *Obere hermanni-cristatus-Zone*.

Fundschichten 4–15: in Fs. 4 liegen zwei im gleichen Profilabschnitt entnommene Proben vor, die in Tab. 1 getrennt aufgeführt sind. In einer der beiden Proben kann zum ersten Mal in der Abfolge dieses Profils *Palmatolepis disparilis* nachgewiesen werden. Von dieser Fundschicht an ist das Profil sicher in das Oberdevon, *disparilis*- bis Unterste *asymmetricus*-Zone zu datieren. Das Fehlen von *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* und *P. asymmetricus ovalis* scheint eine Beschränkung der Datierung auf die *disparilis*-Zone zu gestatten. *Polygnathus dengleri*, der nach ZIEGLER & KLAPPER im höheren Teil der *disparilis*-Zone einsetzt, wird zum ersten Mal ab Fs. 8 nachgewiesen. Auffällig ist das vereinzelte Auftreten von *Polygnathus timorensis*. Hierbei könnte es sich um umgelagerte Conodonten handeln.

Fundschicht 16: die verschiedenen Kalkstein-Komponenten der Tuffbreccie liefern meist nur spärliche, stratigraphisch wenig aussagekräftige Conodonten-Faunen. In Probe Vo 10 jedoch tritt neben *Polygnathus dengleri* auch *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* auf. Dies legt nahe, die gesamte Breccie in die Untere *asymmetricus*-Zone zu datieren. Dafür spricht auch, daß BISCHOFF & ZIEGLER aus dem unmittelbar Liegenden Conodonten der *dubia-rotundiloba*-Subzone nennen. Allerdings wurde bei der Neuaufnahme in den Proben unmittelbar im Liegenden der Breccie (Fs. 15) *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* nicht nachgewiesen.

Fundschichten 17–19: die Einstufung dieser Folge in die *Untere asymmetricus*-Zone deckt sich mit den bereits von BISCHOFF & ZIEGLER genannten Datierungen.

Fundschicht 20, Datierung: Mittlere *asymmetricus*- bis *Ancyrognathus-triangularis*-Zone.

Fundschichten 21–22, Datierung: *Ancyrognathus-triangularis*-Zone.

Fundschichten 23–28, Datierung: Untere *gigas*-Zone.

Fundschichten 29–31: die Conodonten lassen nur die relativ grobe Einstufung in die Untere bis Obere *gigas*-Zone zu.

Fundschichten 32–34: Komponenten der Kalksteinbreccie (Scht. 39). Die Übereinanderabfolge der Komponenten in der Breccie scheint ungefähr der ursprünglichen stratigraphischen Abfolge zu entsprechen, d. h. die Bestandteile scheinen während der Bildung der Breccie nur geringfügige Dislokationen erfahren zu haben. Der stratigraphische Umfang der 60 cm mächtigen Breccie umfaßt mindestens 6 Conodonten-Subzonen. Die Breccie steht somit am Beginn einer stärker kondensierten Folge im Hangenden der turbiditischen Kalksteine.

Fundschicht 32, Datierung: Obere *gigas*-Zone.

Fundschichten 33–34, Datierung: Obere *Palmatolepis-triangularis* -bis Untere *crepida*-Zone. Der relativ hohe Anteil an *Palmatolepis delicatula delicatula* bei wenigen Exemplaren von *Palmatolepis minuta minuta* und *Palmatolepis tenuipunctata* läßt vielleicht eine Einschränkung der Datierung auf die Obere *Palmatolepis-triangularis*-Zone zu. Auffällig ist der hohe Anteil an *Icriodus* (35,5% der Gesamtfauuna und das Verhältnis *Palmatolepis* : *Icriodus* = 1,6 : 1). Möglicherweise deuten sich hier besondere Fazies-Bedingungen (flaches Wasser?) an. Zu erwähnen ist auch, daß die Conodonten dieser Fundschicht häufig deformiert sind.

Fundschichten 35–36, Datierung: Obere *crepida*-Zone.

Fundschicht 37, Datierung: Obere *crepida*-Zone bis *rhomboidea*-Zone. Ungewöhnlich ist das frühe Auftreten von *Palmatolepis gracilis gracilis*.

Fundschicht 38, Datierung: *rhomboidea*-Zone.

Fundschicht 39, Datierung: die höchste Fundschicht aus dem Rotschiefer-Horizont im Hangenden des Nehden-Sandsteins, bei ca. 30 m über Scht. 44 (= Basis des Sandsteins) des Steinbruch-Profiles, ist in die Untere *marginifera*-Zone zu stellen.

In den Rückständen der Conodonten-Proben von 27 Fundschichten fanden sich schlecht erhaltene Mikrofossilreste, die zumeist nur Familien oder Gattungen zugeordnet werden konnten (Tab. 3). Von den Fundschichten 26b, 27, 27–28, 28 und 29–30 liegen außerdem einige Kalksteinproben vor, auf denen die in Tab. 3 aufgeführten Mikro- und Makrofossilien bestimmt werden konnten (s. dazu auch Kap. 3.4.).

5. Systematische Zusammenstellung der bestimmten Fossilien

Conodonta

Ancyrodella buckeyensis STAUFFER
A. curvata (BRANSON & MEHL)
A. ioides ZIEGLER
A. lobata BRANSON & MEHL
A. nodosa ULRICH & BASSLER
A. rotundiloba rotundiloba (BRYANT)
A. rotundiloba alata GLENISTER & KLAPPER

Ancyrognathus asymmetricus (ULRICH & BASSLER)
A. triangularis YOUNGQUIST

Elsionella rhenana LINDSTRÖM & ZIEGLER

Icriodus alternatus BRANSON & MEHL
I. cornutus SANNEMANN
I. difficilis ZIEGLER & KLAPPER & JOHNSON
I. expansus BRANSON & MEHL
Icriodus sp.

Nothognathella postsublaevis HELMS & WOLSKA
N. sublaevis SANNEMANN
Nothognathella sp.

Ozarkodina brevis (BISCHOFF & ZIEGLER)
O. sannemanni (BISCHOFF & ZIEGLER)
O. semialternans (WIRTH)
Ozarkodina sp.

Palmatolepis crepida SANNEMANN
Pal. delicatula delicatula BRANSON & MEHL
Pal. delicatula clarki ZIEGLER
Pal. disparalvea ORR & KLAPPER
Pal. disparilis ZIEGLER & KLAPPER
Pal. gigas MILLER & YOUNGQUIST
Pal. glabra distorta BRANSON & MEHL
Pal. glabra lepta ZIEGLER & HUDDLE
Pal. glabra pectinata ZIEGLER
Pal. glabra prima ZIEGLER & HUDDLE
Pal. gracilis gracilis BRANSON & MEHL
Pal. hassi MÜLLER & MÜLLER
Pal. marginifera marginifera HELMS
Pal. minuta minuta BRANSON & MEHL
Pal. perlobata perlobata ULRICH & BASSLER
Pal. perlobata schindewolfi MÜLLER
Pal. perlobata sigmoidea ZIEGLER
Pal. proversa ZIEGLER
Pal. punctata (HINDE)
Pal. quadrantinodosa inflexa MÜLLER
Pal. quadrantinodosa inflexoidea ZIEGLER
Pal. quadrantinodosalobata SANNEMANN

- Pal. cf. regularis* COOPER
Pal. rhomboidea SANNEMANN
Pal. subperlobata BRANSON & MEHL
Pal. subrecta MILLER & YOUNGQUIST
Pal. tenuipunctata SANNEMANN
Pal. termini SANNEMANN
Pal. triangularis SANNEMANN
Pal. unicornis MILLER & YOUNGQUIST

Polygnathus asymmetricus asymmetricus BISCHOFF & ZIEGLER
Pol. asymmetricus ovalis ZIEGLER & KLAPPER
Pol. caelatus BRYANT
Pol. cristatus HINDE
Pol. decorosus s.1. STAUFFER
Pol. dengleri BISCHOFF & ZIEGLER
Pol. dubius HINDE
Pol. glaber glaber ULRICH & BASSLER
Pol. latifossatus WIRTH
Pol. limitaris ZIEGLER & KLAPPER & JOHNSON
Pol. linguiformis s.1. HINDE
Pol. nodocostatus s.s. BRANSON & MEHL
Pol. ovinodosus ZIEGLER & KLAPPER & JOHNSON
Pol. pennatus HINDE
Pol. timorensis KLAPPER & PHILIP & JACKSON
Pol. webbi STAUFFER
Pol. xylus xylus STAUFFER
Polygnathus sp.

Schmidognathus pietzneri ZIEGLER
Schm. wittekindti ZIEGLER

ramiforme Elemente

Ostracoda

- Entomoprimitia (Entomoprimitia) nitida* (F. A. ROEMER)
Richterina (Volkina) zimmermanni (VOLK), feinripp. Var.
 Ostracoda indet.

Brachiopoda

- Lingula cf. subparallela* G & F. SANDBERGER

Mollusca

- Lamellibranchia indet. (kleine Larvalstadien)
 Gastropoda indet. (Larvalstadien)

Tentaculitoidea

- Homoctenus tenuicinctus* (F. A. ROEMER)
Homoctenus sp., *tenuicinctus*-Gruppe
 Homoctenidae indet.

Nowakia globulosa? SAUERLAND
Viriatellina sp.
 Dacryoconarida indet.
 Styliolinidae indet.
 Nowakiidae indet.

Foraminifera

Hyperammina stabilis BLUMENSTENGEL*H. supergracilis* BLUMENSTENGEL*Hyperammina* sp.*Tolypammina* sp.*Parathurammina* sp.

Foraminifera indet.

6. Zusammenfassung

Im NE-Teil der Dillmulde auf Bl. 5018 Wetter ist die aufgeschlossene Schichtenfolge vom hohen Mitteldevon bis zum tiefsten Oberdevon, abweichend von der Bänderschiefer-Abfolge des Beckenbereichs im NW, von einer in geringem Maße vulkanogenes Material führenden Kalkstein/Tonschiefer-Wechsellagerung aufgebaut. Die biostratigraphische Einstufung des Profils dieser Schichten im südlichen Steinbruch von Amönau erfolgte aufgrund von z. T. reichhaltigen Conodonten-Faunen. Hierbei wurden die Grenzen zwischen der Oberen Givet- und der Unteren Adorf-Stufe sowie zwischen der Oberen Adorf- und der Unteren Nehden-Stufe genau erfaßt.

Die feingeschichteten, teilweise gradierten, detritischen Kalksteinbänke sind durchweg feinkörnige Kalkarenite, die kleine Gesteinsbruchstücke führen. Im hohen Teil der Adorf-Schichten des Profils wurde in einer Mächtigkeit von 40 cm ein Äquivalent des Unteren Kellwasserkalks nachgewiesen.

Leithorizont ist die 6–8 m mächtige Amönauer Tuffbreccie, die eine Riffschutt-Breccie sein kann. Sie besteht aus groben, eckigen makrofossilreichen Kalksteinbrocken der Riff-Fazies sowie aus vulkanogenen, überwiegend pyroklastischen Komponenten, die einer karbonatischen Grundmasse eingelagert sind. Im Liegenden der Amönauer Tuffbreccie führen einzelne Kalksteinbänke etwas reichlicher vulkanogenes Material. Dies ist im Hangenden der Tuffbreccie nur gering vertreten, außerdem nimmt sein Anteil nach oben ab.

Zwei weitere Breccienhorizonte im höheren Niveau werden als Internbreccien gedeutet, deren Entstehung auf ungleichförmige Absenkung in der Randzone einer Karbonatplattform zurückzuführen ist. Etwa 1,35 m über der Breccie an der Basis der Unteren Nehden-Stufe vollzieht sich der Fazieswechsel hin zur sandigen Sedimentation des höheren Oberdevons.

Die vereinzelt Kalksteinbänke der Unteren bis Oberen Nehden-Stufe sind Sandsteinen und Rotschiefern zwischengeschaltet. Sie unterschieden sich von den Adorf-Kalksteinen durch einen höheren Tongehalt und z. T. durch abweichende Sedimentstrukturen, die auf eine Ablagerung in tieferem Meer hinweisen.

7. Schriftenverzeichnis

- BENDER, P., & VOUTTA, U. (1979): Das Oberdevon im Gebiet von Amönau (nordöstliche Dillmulde). – In: Exkursion A 5 (16.–18. September 1979) in das Lahn-Dill-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge): 72–74, Abb. 24; Marburg (Inst. Geol. Paläont. Philipps-Univ.).
- BISCHOFF, G. (1955): Das Profil Amönau bei Marburg und das Alter der „Buchenauer Schichten“ auf Grund von Conodonten. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 126–130; Wiesbaden.
- (1956): Die Conodonten um die Wende Mitteldevon/Oberdevon und Oberdevon/Unterkarbon. – Ungedr. Diss., 300 S., 2 Tab., 19 Taf.; Marburg.

- & ZIEGLER, W. (1957): Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefen Oberdevons. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **22**: 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.; Wiesbaden.
- BLASS, G. (1980): Die Geologie des Gebietes westlich, nördlich und östlich von Buchenau/Lahn (Dillmulde; Bl. 5117 Buchenau) unter besonderer Berücksichtigung fazieller und sedimentologischer Gesichtspunkte. – Unveröff. Dipl.-Arb. Philipps-Univ.: 178 S., 46 Abb., 1 Kt. 1:10 000 mit Prof.; Marburg.
- BLUMENSTENGEL, H. (1961): Foraminiferen aus dem Thüringer Oberdevon. – Geologie, **10** (3): 316–335, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **62**: 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- & RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1983): Stratigraphie und Fazies des kondensierten Oberdevon-Profiles „Diana“ nördlich Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, hohes Mitteldevon bis tiefes Unterkarbon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **111**: 93–153, 10 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- CORRENS, C. W. (1934): Erläuterungen zu Blatt Buchenau. – Geol. Kt. Preuß. benachb. dt. L., Lfg. **272**: 47 S., 2 Tab.; Berlin.
- DENCKMANN, A. (1895): Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwald und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **15**: 8–64, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Petrol. Geol., **1**: 108–121, 7 Taf., Tulsa/Oklahoma.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. Methoden und Probleme. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **21** (1): 7–64, 1 Abb.; 1 Tab.; 9 Taf.; 1 Beil.; Innsbruck.
- & HÖTZL, H. (1971): Foraminiferen, Calcisphären und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Letmathe im Sauerland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **37** (3): 358–395; Stuttgart.
- FRECH, F. (1885): Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **37**: 21–130, 8 Abb.; 1 Tab., 11 Taf.; Berlin.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgestein. – In: ENGELHARDT W. v., & FÜCHTEBAUER H., & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, Tl. II, 3. Aufl., XVI + 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GLENISTER, B. F., & KLAPPER, G. (1966): Upper Devonian conodonts from the Canning Basin, Western Australia. – J. Paleont., **40** (4): 777–842, 3 Abb., 8 Tab., 10 Taf.; Tulsa/Oklahoma.
- HAMPTON, M. A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. – J. Sed. Petrol., **42**: 775–793; Menasha/Wisconsin.
- HELMS, J. (1959): Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thüringen). – Geologie, **8** (6): 634–677, 3 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Berlin.
- & WOLSKA, Z. (1967): New Upper Devonian conodonts from Poland and Germany. – Acta Palaeont. Polon., **12**: 227–238, 5 Abb., 1 Tab.; Warschau.
- HOPKINS, J. C. (1977): Production of Foreslope Breccia by Differential Submarine Cementation and Downslope Displacement of Carbonate Sands Miette and ancient Wall Buildings, Devonian, Canada. – Deep Wat. Carb. Env. Soc. of Econ. Palaeont. a. Min. Spec. Publ., **25**; Tulsa/Oklahoma.
- HOUSE, M. R., & ZIEGLER, W. (1977): The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. – Geologica et Palaeontologica, **11**: 69–108, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg.
- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dillmulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **160**: 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KLAPPER, G., & ZIEGLER, W. (1979): Devonian Conodont Biostratigraphy. – Spec. Paper Palaeont., **23**: 199–244, 8 Abb.; London (Palaeont. Assoc.).
- KOCKEL, C. W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. – Slg. Geol. Führer, **37**: 248 S., 28 Abb., 2 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Philipps-Univ., 195 S., 94 Abb.; 4 Tab., Marburg.

- LIEBER, H. (1917): Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. – VI + 98 S., 12 Taf., 1 geol. Kt. 1:25 000; Bamberg (Buchner).
- LINDSTRÖM, M., & ZIEGLER, W. (1965): Ein Conodontentaxon aus vier morphologisch verschiedenen Typen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 209–218, 2 Taf.; Krefeld.
- LIPPERT, H. J. (1958): Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges. Vereinfacht nach W. KEGEL (1934) und ergänzt nach Unterlagen des Hess. Landesamtes für Bodenforschung und des Geol. Inst. der Universität Marburg. – Hess. L.-Amt Bodenforsch.; Wiesbaden.
- MATERN, H. (1931): Das Oberdevon der Dill-Mulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **134**: 139 S., 6 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- MEISCHNER, K. D. (1964): Alloedapische Kalke, Turbidite in riff-nahen Sedimentations-Becken. – Developments in Sedimentology, **3**: 156–191, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. – Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **9**: 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1959): Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dill-Mulde. – Z. dt. geol. Ges., **110**: 629–633; Hannover.
- (1970): Oberdevon. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 78–83, 103–235, Abb. 3–7, Tab. 5–18, Taf. 1 Fig. 2, Taf. 2, 3 und 5; Wiesbaden.
- RICHTER, D., & FÜCHTEBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., **132**: 451–501, 9 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- SANDBERG, C. A., & ZIEGLER, W. (1973): Refinement of Standard Upper Devonian Conodont Zonation based on Sections in Nevada and West Germany. – Geologica et Palaeontologica, **7**: 97–122, 3 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Marburg.
- SANNEMANN, D. (1955): Oberdevonische Ostracoden (to II α). – Senck. leth., **36** (1/2): 123–156, 3 Abb., 6 Taf., Frankfurt a. M.
- SAUERLAND, U. (1983): Dacryoconariden und Homocteniden der Givet- und Adorf-Stufe aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Tentaculitoidea, Devon). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **25**: 86 S., 17 Abb., 7 Taf., Göttingen.
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. – Z. dt. geol. Ges., **77**: 226–234, 3 Abb.; Berlin.
- SCHÖNENBERG, R. (1955): Zur Geologie des Devon-Kulm-Gebietes bei Buchenau/Lahn. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 1–19, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- SPRANCK, H. (1878): Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. – Diss. Philipps-Univ., 42 S., 1 geol. Kt.; Marburg.
- STOPPEL, D., & ZIEGLER, W. (1958): Zum Alter der „Buchenauer Schichten“ bei Buchenau/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 153–158, 1 Abb.; Wiesbaden.
- WEDEKIND, R. (1919): Über die Ausbildung des Oberdevon in der Umrandung des Siegerländer Blockes. – Nachr. kgl. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.: 335–448; Berlin.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WIRTH, M. (1967): Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet–Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **127**: 179–244, 15 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. (1958): Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. (An Profilen von Martenberg/Adorf, Wildungen, Sessacker/Oberscheld; Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 7–77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf.; Wiesbaden. – [Erscheinungsdatum des Gesamtbandes 87: 5. 6. 1959.]
- (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.

- (1965): Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**: 647–676, 4 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- (1971): Conodont Stratigraphy of the European Devonian. – Geol. Soc. Amer., Mem., **127**: 227–284, 3 Abb., 6 Tab.; Boulder.
- [Hrsg.] (1973): Catalogue of Conodonts, **1**: 504 S., 23 Abb., 27 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1975): Catalogue of Conodonts, **2**: 404 S., 26 Abb., 25 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [Hrsg.] (1977): Catalogue of Conodonts, **3**: 574 S., 17 Abb., 39 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1979): Historical subdivisions of the Devonian. – Spec. Pap. Palaeont., **23**: 23–47, 7 Abb.; London (Palaeont. Assoc.).
- [Hrsg.] (1981): Catalogue of Conodonts, **4**: 445 S., 17 Abb., 39 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1982 a): Conodont age of *Pharciceras lunulicosta*-Zone. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 493–496; Frankfurt a. M.
- (1982 b): Stratigraphische Revisionen im Devon-System. – Paläontologie aktuell, **6**: 13–15; Hannover.
- & KLAPPER, G. (1982 a): Subcommittee on Devonian Stratigraphy: Decisions since 1973 and present status. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**, 7–12, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- – (1982 b): The *disparilis* conodont Zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**, 463–492, 3 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a. M.
- – & JOHNSON, J. G. (1976): Redefinition and subdivision of the *varcus*-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. – Geologica et Palaeontologica, **10**: 109–140, 5 Abb., 15 Tab., 4 Taf.; Marburg.

Manuskript eingegangen am 10. 4. 1984

Datierungsversuche an hessischen Lößprofilen mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie

Von

JÜRGEN ENSLING, PHILIPP GÜTLICH und ARNO SEMMEL*

Kurzfassung: Untersuchungsergebnisse, die mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie an fossilen Böden aus vier Lößaufschlüssen gewonnen wurden, zeigen, daß der Anteil des Oxid-Eisens zuungunsten des silikatischen Eisens mit wachsendem Alter größer wird. Bei Altersunterschieden, die ca. 100 000 oder weniger Jahre betragen, ist anscheinend in manchen Profilen die Grenze der Methode erreicht. Besonders ins Gewicht fallen außerdem Abweichungen, die topographisch bedingt sind. Deswegen ist es derzeit nicht möglich, mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie die Gleichaltrigkeit von fossilen Lößböden unterschiedlicher Lokalität zu ermitteln.

Abstract: Results of Mössbauer spectroscopy on fossil soils of four loess-profiles show that the ratio of iron oxides to structural iron increases with increasing age. The method seems to be ineffective in some samples, in which the difference in age is 100 000 a or less. Besides, there are clear deviations due to topographical position. Therefore, it is yet not possible to ascertain fossil loess-soils of the same age at different locations with the aid of Mössbauer spectroscopy.

Inhaltsverzeichnis

1. Zum Problem	67
2. Zur Methode	71
3. Zu den Ergebnissen	72
4. Schriftenverzeichnis	75

1. Zum Problem

Lößprofile sind in den vergangenen Jahrzehnten außerordentlich häufig verwendete stratigraphische Hilfsmittel in der Quartärforschung geworden, da sich in den Lössen die pleistozänen klimatischen Schwankungen besonders gut widerspiegeln. Die größte Bedeutung haben in dieser Hinsicht fossile Tonanreicherungshorizonte (fB_t-Horizonte) gewonnen, die meist als Bodenbildung echter Warmzeiten angesehen werden. Unbeschadet ob man dieser, im Einzelfall selten paläontologisch zu belegenden paläoklimatischen Wertung zustimmt (vgl. dazu SEMMEL 1983: 78f.), kann die stratigraphische Zäsur, die ein fossiler B_t-Horizont in einem Lößprofil darstellt, nicht bezweifelt werden. Ein gravierender Mangel ist

* Dr. J. ENSLING, Prof. Dr. P. GÜTLICH, Inst. f. Anorganische Chemie und Analytische Chemie der Joh.-Gutenberg-Universität, Joh.-Joach.-Becker-Weg 24, 6500 Mainz. Prof. Dr. A. SEMMEL, Inst. f. Physische Geographie der J.-W.-Goethe-Universität, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

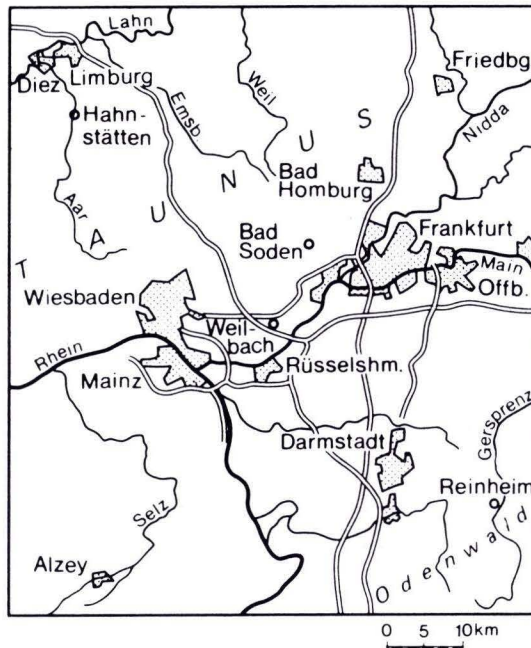


Abb. 1. Lage der Lößprofile.

Hahnstätten = TK 25: 5614 Limburg	R 34 33 36, H 55 75 50
Bad Soden = TK 25: 5816 Königstein i. T.	R 34 63 99, H 55 55 56
Weilbach = TK 25: 5916 Hochheim a. M.	R 34 60 33, H 55 45 93
Reinheim = TK 25: 6118 Darmstadt Ost	R 34 87 42, H 55 20 72

jedoch bis heute, daß es an sicheren Datierungsmöglichkeiten dieser Horizonte fehlt. Es sollte deshalb tatsächlich jede Methode, die auf diesem Gebiet Fortschritte bringen könnte, erprobt werden.

In jüngerer Zeit mehrten sich Versuche, mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie Aufschluß über die Eisenoxid-Zusammensetzung und damit über die Verwitterungsintensität von Böden zu bekommen (z. B. BRONGER et al. 1983). Wird davon ausgegangen, daß diese Zusammensetzung auch einer zeitlichen Änderung unterliegt, wäre die Mößbauer-Spektroskopie als Hilfe für relative Datierungen von Böden einzusetzen. Für Laterite in Westaustralien und quartäre Bildungen in Mitteleuropa wird die Möglichkeit von HANSTEIN et al. (1983) beziehungsweise SPÄTH & MBESHERUBUSA (1982) bejaht. Es liegt nahe, die Mößbauer-Spektroskopie auch auf ihre Verwendungsmöglichkeit in Lößprofilen zu testen.

Für die Messungen wurden einmal Proben aus fossilen B₁-Horizonten entnommen, zum anderen aus fossilen Pseudogley-Horizonten sowie aus deren Fe-Mn-Konkretionslagen, die über den stauenden Horizonten liegen. Bei den fossilen Pseudogleyen handelt es sich um den basalen Boden im Lößaufschluß Bad Soden a. Ts. (Abb. 1; 2) und den obersten fossilen Pseudogley im Lößaufschluß Reinheim i. Odw. (Abb. 3). Die Bodenart ist in beiden Fällen schluffig-toniger Lehm (nach Kartieranleit. Bodenkt. 1:25 000, 1971). Die Werte des

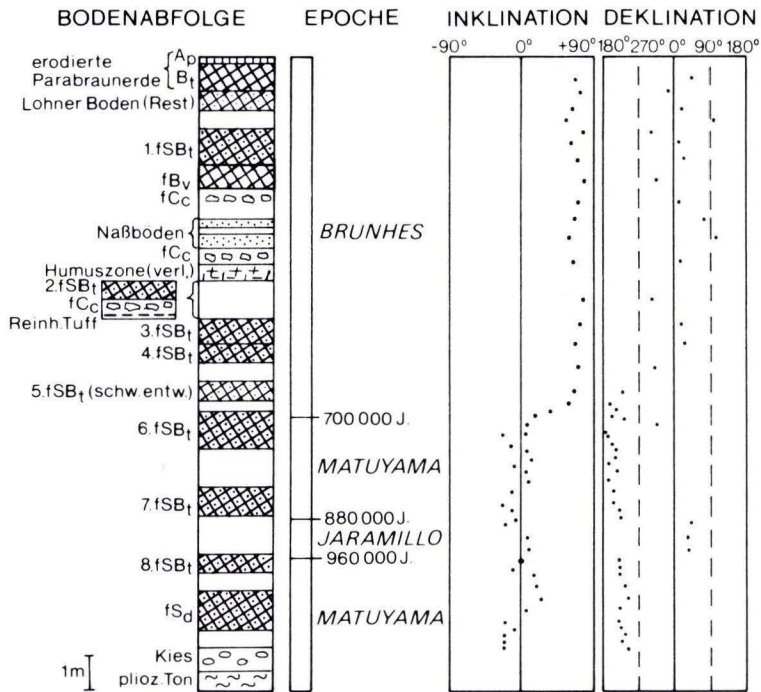


Abb. 2. Lößprofil Bad Soden. Links sind die fossilen B_t-Horizonte mit der jeweiligen Nr. dargestellt, rechts die Lage und die Remanenzrichtungen der für die paläomagnetischen Untersuchungen entnommenen Proben. Der 2. fB_t ist nur noch seitlich vom Hauptprofil versetzt erhalten geblieben. Die drei ältesten fB_t-Horizonte waren zur Zeit der Probennahme nicht zugänglich.

oxalatlöslichen und des dithionitlöslichen Eisens sind in Tab. 2 angegeben. Der Bad Sodener Boden kann aufgrund der paläomagnetischen Messungen (SEMMELE & FROMM 1976) älter als 960 000 Jahre eingestuft werden, der Reinheimer Boden (mindestens) älter als 700 000 Jahre.

In beiden Profilen wurden außerdem noch jüngeren fossilen Böden Proben entnommen, des weiteren aus den Lößaufschlüssen Flörsheim-Weilbach (Taunusvorland) und Hahnstätten (Limburger Becken). Allen vier Profilen ist gemein, daß in ihnen jeweils unter zwei fossilen B_t-Horizonten ein basaltischer Tuff liegt. Diese, wegen ihrer starken Vermischung mit Löß besser als „Tuffit“ anzusprechende Lage wird im folgenden als „Reinheimer Tuff“ bezeichnet. Unabhängig von der in den Hauptzügen ähnlichen Hangendserie sprechen folgende Befunde dafür, daß es sich in allen Aufschlüssen um den gleichen Tuff handelt: Er kommt nicht als geschlossenes Band, sondern nur in Form von kleinen fleckenhaften Schmitzen vor. Als einziges vulkanisches Mineral ist Augit nachzuweisen, und zwar in Anteilen zwischen 82 und 95% des Schwermineralbestandes (Tab. 1). Nur das Weilbacher Vorkommen erwies sich insgesamt als nicht auswertbar, da die Schwerminerale sämtlich opak sind, was vermutlich als Folge zeitweiliger, sehr starker hydromorpher Beeinflussung zu deuten ist.

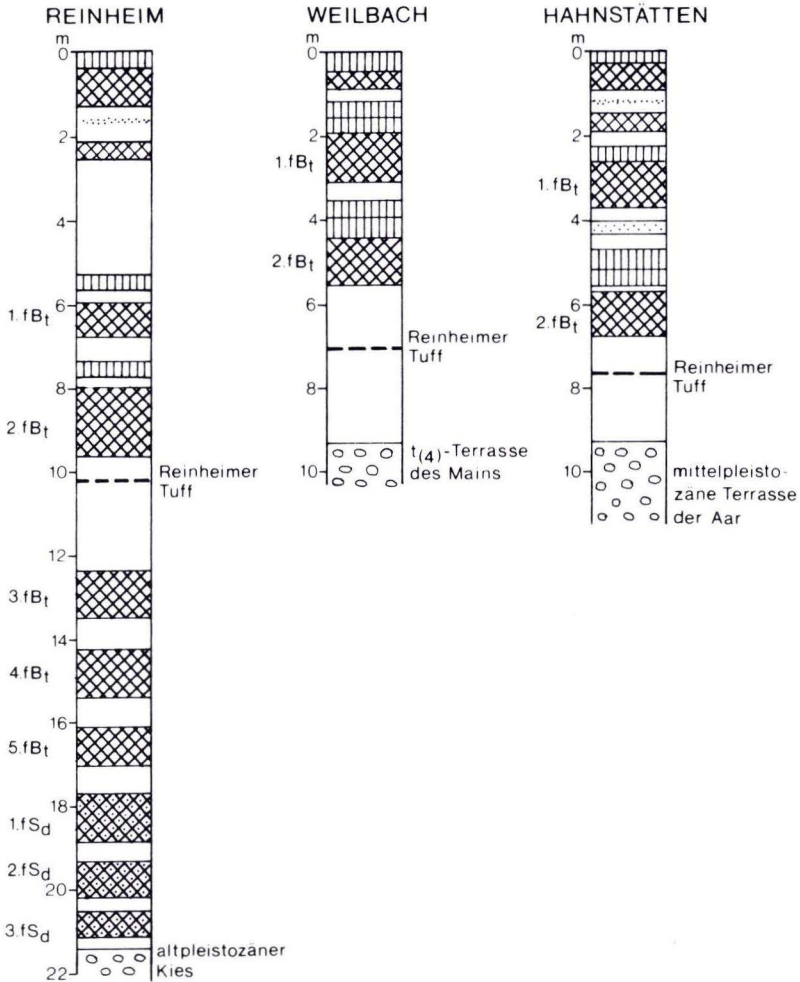


Abb. 3. Lößprofile Reinheim, Weilbach und Hahnstätten. Der Reinheimer Tuff ist graphisch überbentont. Der Lohner Boden im Würmlöß ist schwach schraffiert, Naßböden sind gepunktet, humose Horizonte senkrecht schraffiert.

Der mineralogische Befund würde nicht dagegen sprechen, den Reinheimer Tuff mit dem „jüngeren Leilenkopf-Tuff e“ (FRECHEN 1980: 203ff.) aus dem Mittelrhein-Tal zu verbinden. Jedoch sind Parallelisierungen von Tuffen allein auf petrographischer Basis nicht immer stichhaltig (SEMMEL 1968: 12). Dennoch ist FRECHEN (1980) sicher, daß der Leilenkopf-Tuff e im oberen Teil der Mittleren Mittelterrasse des Rheins enthalten ist. Laut BIBUS (1980) liegen in den Löß-Deckschichten dieser Terrasse max. zwei fossile B_t-Horizonte. Von daher wäre ebenfalls eine Parallelisierung zwischen Reinheimer Tuff und Leilenkopf-Tuff e wahrscheinlich. Der letztgenannte Tuff hat ein K/Ar-Alter von 220 000

Tab. 1. Schwermineralzusammensetzung des Reinheimer Tuffs
(0,06 - 0,2 mm Ø)

Fundstelle	Gew.-% SM	Opak	Augit	Epidot/ Zoisit	Granat	gr.Horn blende	Staurolith	Titanit	Turmalin	Zirkon
Reinheim	3,35	60	82	2	2	12	+		1	1
Weilbach	9,25	100								
Bad Soden	1,38	71	92	6		2		+		
Hahnstätten	2,10	66	95	4					1	

Analytiker: G. FRIED für Reinheim, Weilbach und Bad Soden; A. SEMMEL für Hahnstätten.

Tonmineralogische Untersuchungen (H. Johanning) ergaben, daß in den jüngeren Böden außer dem sonst vorhandenen Illit und Kaolinit auch Montmorillonit vorkommt.

± 40 000 Jahren (FRECHEN & LIPPOLT 1965: 24; FRECHEN 1980: 206). Demnach wären also die hangende Lößdecke und die in ihr enthaltenen fossilen B₁-Horizonte in den letzten 200 000 Jahren entstanden. BRUNNACKER et al. (1975) kommen jedoch zu dem Ergebnis, daß die entsprechende Terrasse deutlich älter ist (vgl. auch FUHRMANN 1983: 142ff.).

FINK & KUKLA (1977) rechnen für die letzten 1,7 Mio. Jahre mit mindestens 17 Bodenbildungen, die den fossilen B₁-Horizonten vergleichbar sind. Es müßte sich also jeweils in Abständen von ca. 100 000 Jahren ein solcher Boden gebildet haben. Die Bodenabfolge im unteren Teil des Profils Bad Soden widerspricht dieser Auffassung nicht, denn unter der Voraussetzung, daß die paläomagnetischen Daten und die auf ihnen basierende absolute zeitliche Einstufung korrekt sind, bildete sich zwischen 960 000 und 880 000 Jahren ein fossiler B₁-Horizont, zwischen 880 000 und 700 000 Jahren ein weiterer. Deshalb erscheint es insgesamt gesehen derzeit nicht abwegig, davon auszugehen, daß die Löss mit den beiden fossilen B₁-Horizonten über dem Reinheimer Tuff einen Zeitabschnitt von ca. 200 000 Jahren repräsentieren und der Altersunterschied zwischen dem jüngsten und dem ältesten dieser beiden Böden ca. 100 000 Jahre beträgt. Unter dieser Prämisse erschien es uns sinnvoll, eine Probenserie gerade auch aus diesem relativ jungen und relativ gut parallelisierbaren Bereich mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie zu analysieren.

2. Zur Methode

Die Mößbauer-Spektren der Proben wurden in Transmissionsgeometrie aufgenommen. Die Quelle (10 mCi⁵⁷Co in Rhodium, Amersham, Radiochemical Center, Amersham) wurde mit konstanter Beschleunigung bewegt und befand sich auf Raumtemperatur. Die Geschwindigkeitseichung erfolgte über die bekannte Hyperfeinaufspaltung von metalli-

schem Eisen. Das Mößbauer-Spektrometer wurde im Multiscaling-Verfahren (KANKELEIT 1965) betrieben. Als Detektor für die 14,4 keV γ -Strahlung diente ein Krypton/ CO_2 -Proportionalzählrohr (Reuter-Stokes-Rohr, Canberra, München). Die Absorber enthielten etwa 150 mg/cm^2 Substanz in luftdicht verklebten Plexiglasbehältern und wurden in einem Badkryostaten (Fa. Cryovac, Troisdorf) bei 5 K vermessen.

Die Mößbauer-Spektren wurden mit dem Programm MOSFUN von MÜLLER (1981) ausgewertet. In den Abbildungen der Spektren sind die Meßpunkte mit Fehlerbalken und die durch eine bestimmte Anzahl von Lorentzlinien angepaßte umhüllende Kurve wiedergegeben. Die Zerlegung der Spektren in die verschiedenen Komponenten ist durch Strichdiagramme angedeutet.

3. Zu den Ergebnissen

Repräsentative Mößbauer-Spektren, aufgenommen bei 5 K, sind in Abb. 4 gezeigt. Die Spektren der Bodenproben bestehen aus Sextett- und Dublett-komponenten.

Die magnetisch aufgespaltenen Komponenten sind Goethit und Hämatit zuzuordnen. Hämatit ist in den meisten Proben nur zu einem geringen Anteil (max. 7,3%), in einigen Proben nicht vorhanden. Die gefundenen inneren Magnetfelder liegen für Goethit im Bereich 492–497 kG und für Hämatit zwischen 532 und 536 kG. Diese gegenüber den synthetisierten Eisenoxiden reduzierten Werte für das Magnetfeld am Kernort der ^{57}Fe -Kerne sprechen dafür, daß die Oxide in den Bodenproben in Form sehr kleiner Kristallite (ca. 20 nm \varnothing) vorliegen und/oder eine beträchtliche Substitution des Eisens durch andere Elemente (wahrscheinlich Aluminium) aufweisen. Eine detaillierte Diskussion zur Identifizierung und Charakterisierung der Eisenoxide in Böden ist in der Arbeit von BRONGER et al. (1983) zu finden.

Die in nahezu allen Spektren auftretenden zwei Resonanzdubletts sprechen aufgrund der Mößbauer-Parameter (Dublett I: Isometrieverschiebung $\delta = 0,35 \text{ mms}^{-1}$, Quadrupolaufspaltung $\Delta E_Q = 0,60 \text{ mms}^{-1}$) für Fe^{3+} -Ionen und (Dublett II: $\delta = 1,15 \text{ mms}^{-1}$, $\Delta E_Q = 2,80 \text{ mms}^{-1}$) für Fe^{2+} -Ionen in Silikat-Mineralien. Eine dem Fe^{3+} -Dublett überlagerte superparamagnetische Komponente infolge sehr kleiner Eisenoxid-Kristallite ist bei der Meßtemperatur von 5 K (vgl. BRONGER et al. 1983) auszuschließen. Die bei Raumtemperatur aufgenommenen Spektren der Proben (Abb. 5 zeigt ein repräsentatives Spektrum) bestehen aus einem Fe^{3+} -Dublett; zusätzlich tritt ein Fe^{2+} -Dublett mit geringer Intensität in den meisten Proben – wie bereits durch die Messungen bei 5 K festgestellt – auf. In einigen Fällen ist andeutungsweise eine Sextettkomponente zu beobachten. Das dominierende Fe^{3+} -Dublett ist charakteristisch für Eisen-(III)-Oxide mit superparamagnetischem Verhalten und/oder für in Silikatmineralien gebundene Fe^{3+} -Ionen. Die Raumtemperatur-Spektren sind somit unspezifisch und nicht für eine Analyse der Proben geeignet. Erst bei einer Meßtemperatur von 5 K treten beide Komponenten in den Spektren getrennt nebeneinander auf.

Die relativen Flächenanteile der Bestandteile in den Spektren der Proben sind in Tab. 2 zusammengefaßt. Beim Vergleich der Daten der verschiedenen Böden ist folgendes festzustellen:

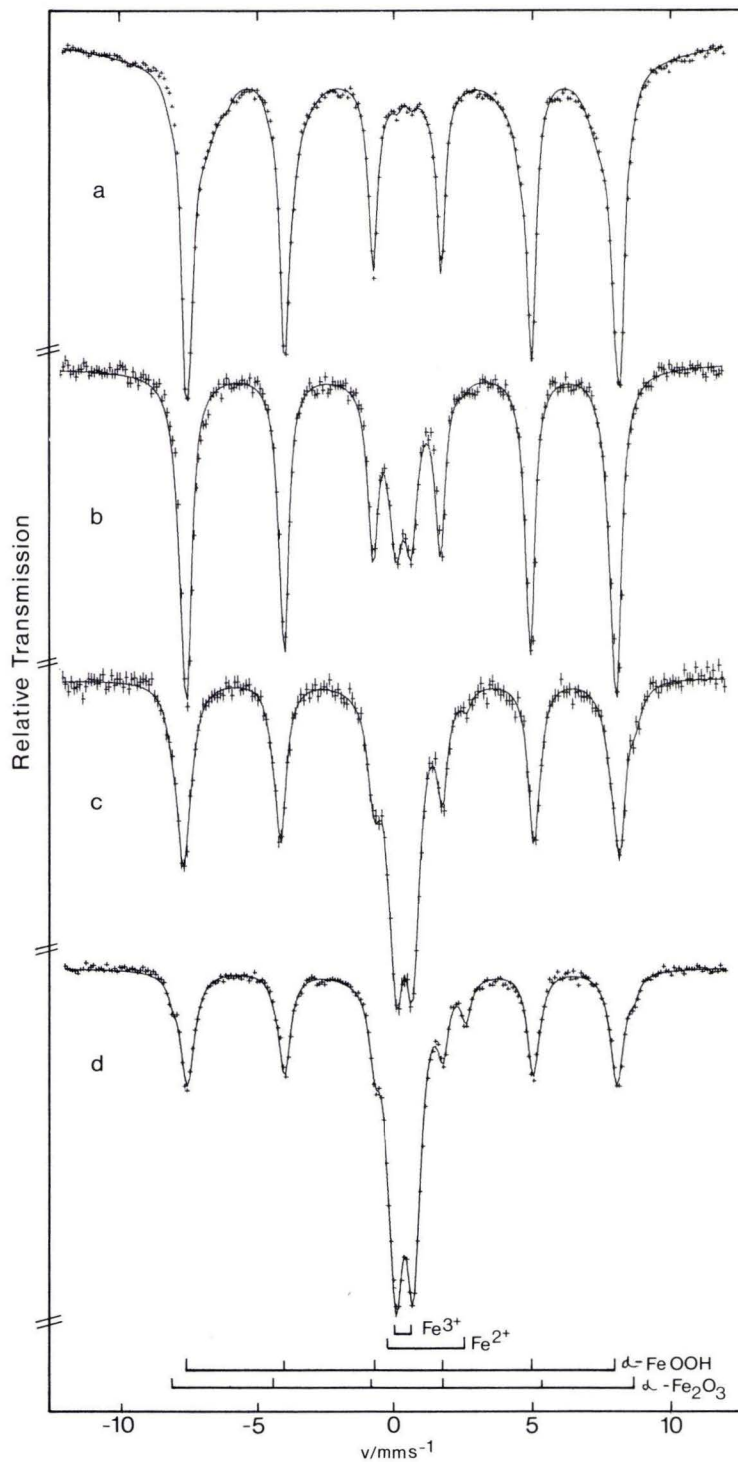


Abb. 4. Mößbauer-Spektren ($T=5$ K) von fossilen Böden im Lößprofil Bad Soden. a = fS_d; b = 4. fB_t; c = 3. fB_t; d = 1. fB_t.

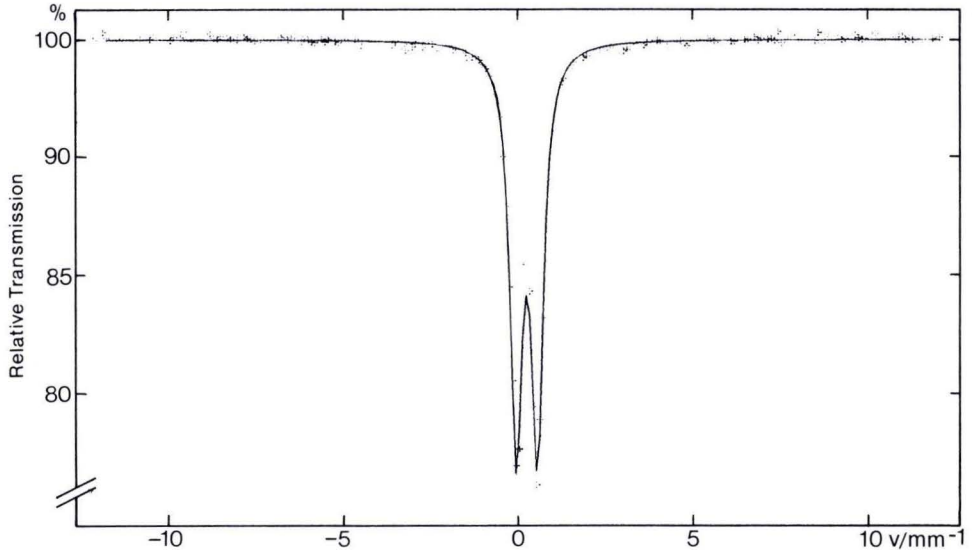


Abb. 5. Möbbauser-Spektrum ($T = 295 \text{ K}$) des fossilen S_d -Horizontes im Lößprofil Bad Soden.

Die fossilen Pseudogleye (fS_d -Horizonte) haben zwar die geringsten Werte für den Anteil an Fe^{3+} -Dublett, sind aber sonst nicht immer hinsichtlich Goethit- und Hämatitgehalt signifikant von jüngeren Böden zu unterscheiden (vgl. auch die Fe_O - und Fe_D -Werte).

Bei den jüngeren fossilen Böden im Profil Bad Soden nimmt der relative Anteil an Goethit vom älteren zum jüngeren ab. Eine Ausnahme macht der fünfte fossile B_1 -Horizont, der aber deutlich tonärmer ist als die anderen und überhaupt eine wesentlich schwächere Bodenbildung darstellt. Im Gegensatz zum Gehalt an Goethit nimmt der an Fe^{3+} -Dublett zum jüngeren hin zu. Ähnliches gilt für das Fe^{2+} -Dublett. Die Summe der Anteile an Goethit und Hämatit wird zum jüngeren hin geringer, die an Fe^{3+} und Fe^{2+} größer. Der Anteil des Eisens, der verwitterungsbürtig ist, vergrößert sich also mit zunehmendem Alter gegenüber dem silikatischen Eisen (Fe^{2+} , Fe^{3+}).

Bei einem Vergleich der als gleich alt angesehenen Böden aus den verschiedenen Lokalitäten fällt auf, daß der dritte fossile Boden (jeweils von oben gezählt) im Profil Reinheim und der entsprechende Boden im Profil Bad Soden deutlich abweichende Werte der relativen Anteile der Komponenten aufweisen. Unter Einbeziehung der jeweils beiden jüngsten fossilen B_1 -Horizonte in den anderen Profilen läßt sich sagen, daß die lokalen, ja sogar die Unterschiede innerhalb eines Bodens am gleichen Ort größer sind als die von der Altersdifferenz her ableitbaren. Demnach macht sich ein Altersunterschied von ca. 100 000 Jahren bei diesem Untersuchungsverfahren nicht so stark bemerkbar, als daß damit fossile Lößböden an verschiedenen Lokalitäten sicher parallelisiert werden könnten. Ebenso erscheint es derzeit nicht möglich, aufgrund der Möbbauser-Spektren einzelne fossile Lößböden in bestimmte zeitliche Epochen mit hinreichender Wahrscheinlichkeit einzuordnen. Bei Böden, deren wahrscheinliche Altersdifferenz nur ca. 100 000 Jahre beträgt, bleiben die entsprechenden Möbbauser-Werte oft im Bereich der Fehlergrenze. Aus einem

Tab.2. Ergebnisse der Mößbauer-spektroskopischen Untersuchungen von fossilen B_{t} -Horizonten

Probe	Goethit	Hämatit	Fe^{3+} - Dublett	Fe^{2+} - Dublett	Σ Goe/Hä	$\frac{[Fe^{3+}]}{[Fe^{2+}]}$	Fe_D %	Fe_O %
S:1.fB _t	43.4±1.7	2.8±1.2	49.1±0.9	4.7±0.7	46.2±1.7	53.8±1.7	1.38	0.10
S:2.fB _t	50.4±1.2	4.3±1.2	42.2±0.8	3.1±0.6	54.7±1.2	45.3±1.2	1.63	0.05
S:3.fB _t	52.1±1.2	7.3±1.0	39.0±0.9	1.6±0.5	59.4±1.2	40.6±1.2	1.48	0.06
S:3.fB _t	55.0±2.1	5.4±1.9	36.1±1.0	3.5±1.1	60.4±2.1	39.6±2.1	1.25	0.07
S:4.fB _t	80.9±1.8	0.0±1.7	18.6±0.8	0.5±0.7	80.9±1.8	19.1±1.8	2.36	0.06
S:5.fB _t	59.5±1.7	5.5±1.6	33.2±1.0	1.8±0.9	65.0±1.7	35.0±1.7	1.27	0.03
S: fS _d	93.6±1.3	4.8±0.2	0.6±1.0	1.0±0.6	98.4±1.3	1.6±1.3	2.02	0.09
S: fS _d	93.1±1.3	5.0±0.2	1.1±0.6	0.8±1.3	98.1±1.3	1.9±1.3	2.87	0.08
R:1.fB _t	53.2±1.9	0.0±0.2	41.1±1.5	5.7±1.1	53.2±1.9	46.8±1.9	1.33	0.11
R:2.fB _t	51.3±1.9	1.2±0.9	43.2±1.6	4.3±1.1	52.5±1.9	47.5±1.9	1.31	0.09
R:3.fB _t	74.4±1.5	2.9±0.9	19.2±1.2	3.5±0.7	77.3±1.5	22.7±1.5	2.10	0.68
R:1.fS _d	85.9±1.7	0.0±1.5	13.8±0.7	0.3±0.7	85.9±1.7	14.1±1.7	3.90	0.41
W:1.fB _t	40.0±2.6	2.2±1.8	49.6±1.7	0.2±1.2	42.2±2.6	57.8±2.6	1.23	0.04
W:2.fB _t	40.9±2.1	2.4±1.4	50.4±1.4	6.3±1.0	43.3±2.0	56.7±2.0	1.11	0.04
H:1.fB _t	49.6±1.9	4.3±1.8	42.0±1.0	4.1±0.9	53.9±1.9	46.1±1.9	1.71	0.07
H:2.fB _t	47.5±1.8	1.6±1.2	46.3±1.3	4.6±1.0	49.1±1.8	50.9±1.8	1.44	0.10

S=Bad Soden; R=Reinheim; W=Flörsheim-Weilbach; H=Hahnstätten.
Die Zahlenangaben in den Spalten 2 - 7 sind %-Angaben des relativen Flächenanteils im Mößbauer-Spektrum. Fe_D und Fe_O sind chemisch bestimmt.

Horizont stammende Proben (z. B. 3. fB_t Bad Soden sowie fS_d Bad Soden) zeigen ebenfalls Unterschiede, die manchmal größer sind als die Differenz zwischen Böden mit einem wahrscheinlichen Altersunterschied von ca. 100 000 Jahren.

4. Schriftenverzeichnis

BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – Frankfurter geowiss. Arb., **D 1**: 295 S.; Frankfurt a. M.
BRONGER, A., ENSLING, J., GÜTLICH, P., & SPIERING, H. (1983): Rubification of terrae rossae in Slovakia: A MÖSSBAUER Effect study. – Clays. a. Clay Min., **31**: 269–276.
BRUNNACKER, K., LÖHR, H., BOENIGK, W., PUISSÉGUR, J. J., & POPLIN, F. (1975): Quartär-Aufschlüsse bei Ariendorf am unteren Mittelrhein. – Mainzer naturwiss. Arch., **14**: 93–141; Mainz.
FINK, J., & KUKLA, J. (1977): Pleistocene Climates in Central Europe: At least 17 Interglacials after the Olduvai-Event. – Quatern. Res., **7**: 363–371; Seattle.
FRECHEN, J. (1980): Stratigraphie und Chronologie des Pleistozäns am Vulkan Leilenkopf, Laacher See-Gebiet. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh.; 193–214; Stuttgart.
– & LIPPOLT, H. J. (1965): Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 5–30; Öhringen.

- FUHRMANN, U. (1983): Kalium-Argon-Untersuchungen an neogenen Vulkaniten des Rheinischen Schildes.– Diss. nat. math. Fak. Univ. Heidelberg, 157+15 S.; Heidelberg.
- HANSTEIN, T., HAUSER, U., MBESHERUBUSA, F., NEUWIRTH, W., & SPÄTH, H. (1983): Dating of Western Australian laterites by means of Mössbauer spectroscopy.– *Z. Geomorph., N. F.*, **27**: 171–190; Berlin, Stuttgart.
- KANKELEIT, E. (1965): Feedback in Electromechanical Drive Systems. – *Mössbauer Effect Methodology*, **1**: 47–66; New York.
- MÜLLER, E. W. (1981): MOSFUN – A New and Versatile Mössbauer Fitting Program. – *Mössbauer Effect Reference and Data Journal*, **4**: 89–90; New York.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – *Frankfurter geogr. H.*, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- (1983): *Grundzüge der Bodengeographie*. – 2. Aufl., 123 S.; Stuttgart.
- & FROMM, K. (1976): Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen an quartären Sedimenten des Rhein-Main-Gebietes. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 18–25; Öhringen.
- SPÄTH, H., & MBESHERUBUSA, F. (1982): Die Datierung von Eisenanreicherungen mit Hilfe des Mößbauer-Effektes. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **43**: 203–213; Berlin, Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 15. 3. 1984

Laacher-Bimstuff-Vorkommen im Bereich des ehemaligen Neckarlaufs bei Zwingenberg (Bergstraße)

Von

JOACHIM HOFFMANN und JOHANNES KRZYZANOWSKI*

Kurzfassung: Laacher-Bimstuff-Vorkommen wurden in der Altaue des ehemaligen Bergsträßer Neckarlaufs erbohrt. Durch sie ist eine Trennung von Älterer (Präallerød) und Jüngerer Niederterrasse (Jüngere Tundrenzeit) möglich.

Abstract: Occurrences of Laach pumice-tuff layers (Middle Allerød) in the former flood-plain of River Neckar near Zwingenberg (Bergstraße, Hessen) are described. Loam and peat deposits, containing the Laach pumice-tuff, separate two river terraces. The Younger Low Terrace (Jüngere Niederterrasse) is dated in the Younger Dryas. The Older Low Terrace (Ältere Niederterrasse) is older than Allerød.

Eine frühe, umfassende Veröffentlichung über den ehemaligen Bergsträßer Neckarlauf liegt von MANGOLD (1892) vor. Die geologischen Verhältnisse in dem von uns untersuchten Gebiet wurden erstmals von CHELIUS & KLEMM (1896) bei der Aufnahme der Blätter 6217 Zwingenberg und 6317 Bensheim kartiert. Durch Pollenanalysen datierte ROTHSCHILD (1936) den Beginn der Torfbildung in den Altläufen entlang der Bergstraße in das frühe Präboreal. Detaillierte Untersuchungen in der Bickenbacher Altneckarschlinge weisen auf mindestens zwei zeitlich zu trennende Neckarläufe hin (HICKETHIER & KUPFAHL 1967). Eine Einordnung der quartären Sedimente auf Bl. 6217 Zwingenberg wird von KUPFAHL et al. (1972) vorgenommen.

Die Aue des ehemaligen Neckarlaufs 3 km SW Zwingenberg wurde im Bereich des Bensheimer Niederwaldes in zwei Profilvereihen abgebohrt (Abb. 1 und 2). Beide Profilvereihen, in denen jeweils eine Bodenaufgrabung (A und B) angelegt wurde, sind durch eine beidseitig abgeschnürte Rinne getrennt. Diese Rinne ist älter als der deutlich verfolgbare letzte Neckaraltlauf, da sie von diesem geschnitten wird.

In den Bohrungen wurde die Ältere Niederterrasse in der Regel zwischen 2,20 und 6,35 m erreicht, teilweise taucht ihre Oberfläche jedoch tiefer als 8 m ab. Sie setzt sich aus schlecht gerundeten, kiesigen Sanden zusammen, wobei der Kiesanteil überwiegend aus weißen Quarzen, grauen bis rötlichen Kristallingesteinen und seltener auch aus dunkelgrauen Kalksteinen besteht. Überlagert wird die Ältere Niederterrasse von einer Umlagerungszone aus dunkelgrauen, schwach kiesigen Sanden mit örtlichen lehmigen Partien.

* J. HOFFMANN und J. KRZYZANOWSKI, Institut für Physische Geographie der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

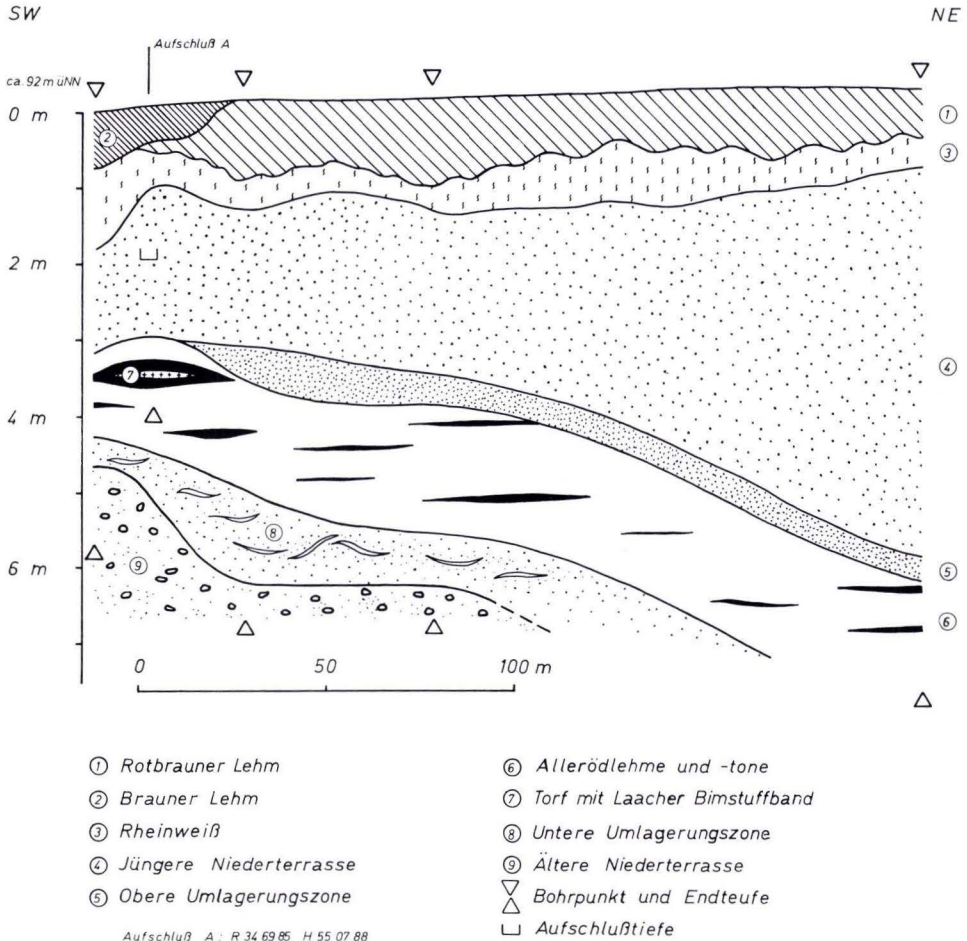
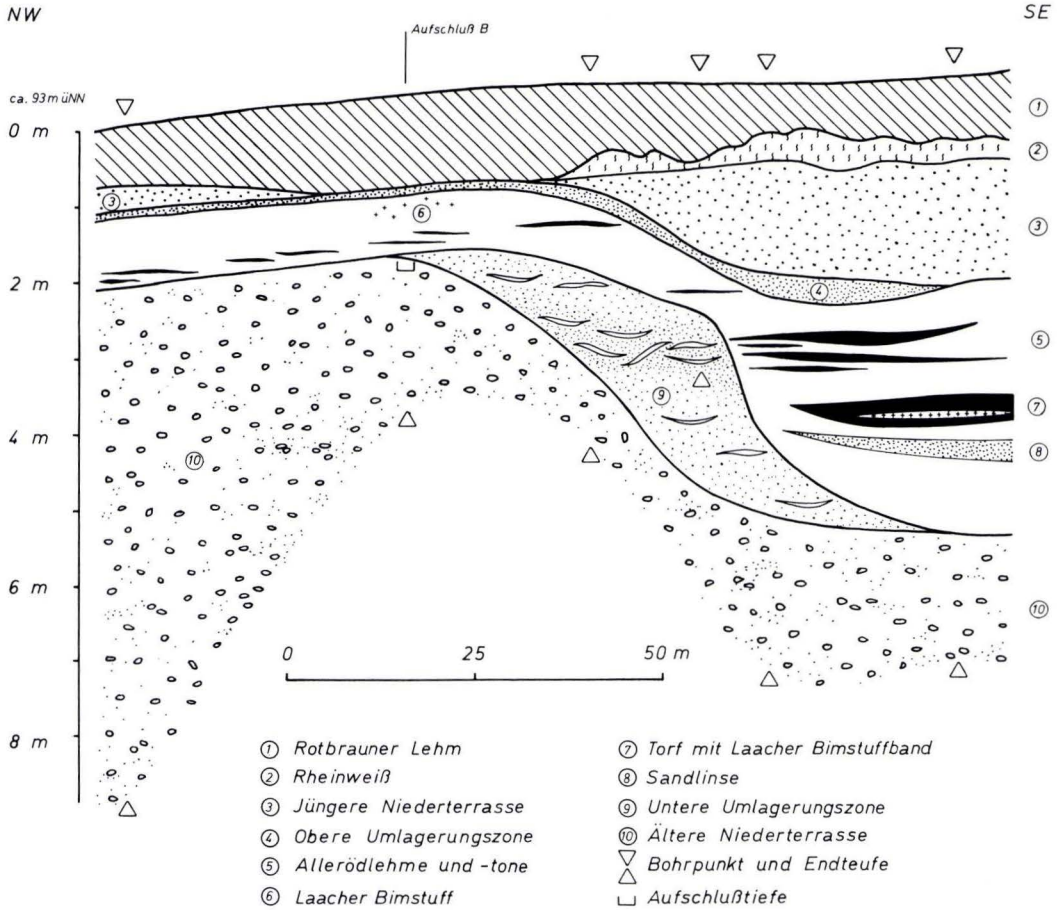


Abb. 1. NE-SW-Profil in der Neckaraltaue bei Zwingenberg (Bergstraße).

Im Hangenden der Unteren Umlagerungszone, die z. T. aussetzt, folgen schluffig-tonige Lehme bis lehmige Tone. Diese Sedimente enthalten ein in Aufschluß A bei 3,50 m erbohrtes, ca. 2 cm mächtiges, fast reines Laacher-Bimstoff-Band des mittleren Alleröds. Die schwermineralogische Untersuchung ergab eine typische Zusammensetzung aus Augit, Brauner Hornblende und Titanit. Eine weitere, aus dem oberen Abschnitt der Lehme und Tone in Aufschluß B entnommene Probe wies lediglich eine geringe Beimengung von Laacher Bimstoff auf. Die Ansprache weiterer erbohrter Bimstofflagen wurde makroskopisch vorgenommen. Diese Tufflagen sind auffälligerweise an relativ humose Einschaltungen gebunden. Neben bis zu 40 cm mächtigen torfigen Linsen, die teilweise noch deutlich Pflanzenreste erkennen lassen, treten auch sehr geringmächtige, dunkelgraue bis schwarze humose Schmitzen auf. Außerhalb solcher Partien sind die Lehme und Tone nur schwach bis



Aufschluß B: R 34 70 02 H 55 08 03

Abb. 2. NW-SE-Profil in der Neckaraltaue bei Zwingenberg (Bergstraße).

mäßig humos, karbonathaltig und – je nach der Lage zum Grundwasser – bläulichgrau oder ockerbraun gefärbt. Häufig sind den Sedimenten in größerer Anzahl Schneckenreste beigemischt. Sowohl die Tiefenlage als auch die Mächtigkeit der Lehme und Tone weisen große Schwankungen auf. Aufgrund der eingeschalteten Tufflagen ist anzunehmen, daß sie während des Alleröds abgelagert wurden.

Den Übergang zu der hangenden Jüngeren Niederterrasse bilden schwach kiesige, lehmige Sande bis sandige Lehme, die örtlich aussetzen. Diese Obere Umlagerungszone ist ocker- bis dunkelgrau gefärbt und karbonathaltig. Die nach oben folgenden schwach kiesigen, sandigen und stark glimmerhaltigen Ablagerungen der Jüngeren Niederterrasse zeigen deutlich fluviatile Schichtung. Besonders in den oberen Bereichen treten neben den feinkiesigen Sanden, die gutgerundete Kalksteine enthalten, auch einzelne lehmig-schluffige

Feinsandlagen auf. Die Sande der Jüngeren Niederterrasse haben eine grau gelbe bis braungraue Farbe. Mächtigkeiten von mehreren Metern sind üblich, jedoch keilen die Sande nach NW aus.

Die Schichtenfolge wird von rotbraunen, tonigen Sanden bis sandig-tonigen Lehmen abgeschlossen, die sich im NE-SW-Profil (Abb. 1) mit schluffig-tonigen Lehmen und lehmigen Tonen von dunkelbrauner Farbe verzahnen. Farbliche und textuelle Übergänge zwischen beiden als gleichalt anzusehenden Deckschichten sind vorhanden. So liegen z. B. in Aufschluß A unter den braunen, lehmigen Tonen rotbraune, lehmige Sande. Die in diesen Substraten ausgebildeten Böden sind durch Tonverlagerung gekennzeichnet. Es handelt sich um mehr oder weniger stark pseudovergleyte Gley-Parabraunerden. In den vergleyten Bodenabschnitten treten mit dem Wechsel der Korngröße Kalkanreicherungs-horizonte (Rheinweiß) auf.

Die oben beschriebenen Lagerungsverhältnisse lassen sich folgendermaßen deuten: Auf dem gewellten, präallerödzeitlichen Untergrund, der aus Älterer Niederterrasse und/oder Unterer Umlagerungszone bestand, wurden im Alleröd Lehme und Tone unterschiedlicher Mächtigkeit abgesetzt. Die Anhäufung von organischem Material wechselte mehrfach mit erneuter Lehm- und Tonsedimentation. Im mittleren Alleröd kam es zur Ablagerung des Laacher Bimstuffs. Auch im oberen Abschnitt des Alleröds dauerte die Sedimentation von Lehmen und Tonen sowie die Bildung von Torfen an. Aufgrund ausgeprägter Höhenunterschiede der Oberfläche der Allerödadlagerungen ist eine Erosionsphase gegen Ende des Alleröds oder in der frühen Jüngeren Tundrenzeit anzunehmen. Die über den Allerödadlagerungen folgenden schwach kiesigen Sande werden, obwohl eindeutige Hinweise auf kaltzeitliche Sedimentation fehlen, in die Jüngere Tundrenzeit gestellt. Für eine Schüttung der Jüngeren Niederterrasse in dieser Zeitspanne spricht die Tatsache, daß die über ihr liegenden Hochflutlehme des Neckars spätestens im frühen Präboreal zur Ablagerung kamen. Eine geringe, holozäne Aufarbeitung der obersten Bereiche der Jüngeren Niederterrasse ist nicht auszuschließen.

Trotz ähnlicher Lagerungsverhältnisse am Niederrhein (PAAS 1961), in der Lahnaue (MÄCKEL 1969) und am Untermain (PLASS 1981) erscheint eine Parallelisierung unserer Ergebnisse mit der dort vorgestellten Einordnung der Sedimente unsicher. Die in der Neckaraltaue angetroffenen Lagerungsverhältnisse lassen sich vorerst nicht über das Untersuchungsgebiet hinaus mit den stratigraphischen Einstufungen von SEMMEL (1972) und SCHEER (1978) in Einklang bringen. Gründe hierfür können sowohl räumliche als auch zeitliche Unterschiede sein, bedingt durch das Einzugsgebiet des jeweiligen Flusses mit seinen verschiedenen Erosions- und Akkumulationsphasen.

Für schwermineralogische Untersuchungen danken wir Herrn Dr. G. FRIED, Institut für Physische Geographie der Universität Frankfurt a. M.

Schriftenverzeichnis

- CHELIUS, C., & KLEMM, G. (1896): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen 1:25 000, Lfg. 4, Bl. Zwingenberg und Bensheim, 112 S., 4 Taf.; Darmstadt.
- HICKETHIER, H., & KUPFAHL, H.-G. (1967): Zur Entwicklung des ehemaligen Neckarlaufes bei Bickenbach/Bergstraße. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 95: 109–116, 3 Abb.; Wiesbaden.

- KUPFAHL, H.-G., & MEISL, S., & KÜMMERLE, E. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Aufl., 276 S., 67 Abb., 48 Tab.; Wiesbaden.
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 138–174, 18 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Öhringen/Württ.
- MANGOLD, A. (1892): Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. – *Abh. großherzogl. hess. geol. L.-Anst.*, **2** (2): 57–114, 3 Taf.; Darmstadt.
- PAAS, W. (1961): Rezenten und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **12**: 166–230, 32 Abb.; Öhringen/Württ.
- PLASS, W. (1981): Neuere quartärgeologisch-bodenkundliche Erkenntnisse und ihre Auswirkungen auf das Ökosystem Wald. – *Vorträge Tag. AFSV*, **8**: 21–63, 27 Abb.; Recklinghausen.
- ROTHSCHILD, S. (1936): Zur Geschichte der Moore und Wälder im Nordteil der oberrheinischen Tiefebene. – *Beih. bot. Cbl.*, **54** (B): 140–184, 17 Abb.; Dresden.
- SCHEER, H.-D. (1978): Gliederung und Aufbau der Niederterrassen von Rhein und Main im nördlichen Oberrheingraben. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 273–289, 4 Abb.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. – *Z. Geomorphol., N. F., Suppl.-Bd.* **14**: 105–112, 3 Abb.; Berlin, Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 2. 2. 1984

Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereiches Perm/Trias am südwestdeutschen Beckenrand*

Von

DIETER SCHWEISS**

Kurzfassung: Die klastischen Sedimente aus dem Bereich der Perm/Trias-Grenze werden im Odenwald und Pfälzer Wald sedimentpetrographisch beschrieben. Untersucht wurde die tonig-schluffige Bröckelschiefer-Fazies über dem Ca3 des nördlichen Odenwaldes (Bl. 6219 Brensbach) und die mehr sandige, von geringmächtigen karbonatischen Einschaltungen unterbrochene Fazies des Grenzbereiches ro/z/su im Pfälzer Wald (Bl. 6813 Bergzabern und 6814 Landau).

Unterschiede in der Tonmineralzusammensetzung, in der Schwerefraktion und der Feldspatverteilung führen zu einer Neugliederung des Grenzbereiches Perm/Trias und der Bröckelschiefer-Folge (S1). Die Grenzziehungen werden im Rahmen der Gliederung im südlichen Becken diskutiert.

Abstract: Clastic sediments of the Permian/Triassic boundary are described from the Odenwald (Hessia) and Pfälzer Wald (Palatinate, SW Germany). Especially the sandy-clayish silt facies of the redcoloured Bröckelschiefer overlaying the Ca3 are investigated by sedimentological and mineralogical methods from the Odenwald (TK 25, 6219 Brensbach) and compared with the more sandy facies in the eastern Pfälzer Wald (TK 25, 6813 Bergzabern and 6814 Landau).

Differences in the composition and distribution of clay minerals, of heavy minerals, and of feldspars require a reconsideration of the Permian/Triassic boundary and the Bröckelschiefer-Folge (S1). This model is compared with the regional boundaries as discussed for the South German Basin.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	84
2. Arbeitsgebiete und stratigraphische Abfolgen	84
3. Arbeitsmethodische Anmerkungen	89
4. Sedimentologische Untersuchungen	90
5. Sedimentpetrographische Untersuchungen	95
5.1. Schwerminerale	95
5.2. Feldspäte und F/Q-Werte	104
5.3. Tonminerale	108
5.4. Karbonat	110
5.5. Dünnschliffauswertungen	110
6. Deutung der Untersuchungsergebnisse	113
7. Zusammenfassung	122
8. Schriftenverzeichnis	124

* Das Thema wurde in einem umfassenderen Rahmen als Dissertation (SCHWEISS 1982) bearbeitet.

** Dr. D. SCHWEISS, Bartningstr. 15, 6100 Darmstadt.

1. Einleitung

Im SW des Germanischen Beckens sind Zechstein-Sedimente mit marinem Charakter nur noch geringmächtig vertreten. Ein von den Randgebieten ausgehender Zustrom terrestrischer Klastika erschwert einerseits den Nachweis von z-äquivalenten Sedimenten bzw. möglicher Hiats, andererseits das Erkennen einer zyklischen Gliederung der Schichtenfolgen und ihrer Angrenzung gegen die Trias.

Im Bereich der Odenwald-Schwelle transgrediert Unterer Buntsandstein mit nicht abgrenzbarem, klastischem Zechstein in tonig-schluffiger Bröckelschiefer-Fazies über geringmächtiges Perm oder Kristallin. Eine stratigraphische Zuordnung der an Zahl und Mächtigkeit zunehmenden Sandschüttungen innerhalb der Pelite mit den drei Sandlagen im Grenzbereich Perm/Trias und S1 des NE vorgelagerten Werra-Beckens war bisher nicht möglich.

Es ist daher Ziel dieser Arbeit, zu prüfen, inwieweit sedimentpetrographische Parameter zur Korrelation und Neugliederung der permotriassischen Grenzschichten in lokal unterschiedlich entwickelten Faziesräumen auf der Odenwald-Schwelle herangezogen werden können. Die Ergebnisse werden auf Profile am E-Rand des Pfälzer Waldes übertragen, wo sandiger S1 in Annweiler Fazies nur noch wenige Dezimeter bis Meter mächtigen, marin-marginalen Zechstein überlagert, und schließlich mit den Grenzziehungen im übrigen süddeutschen Becken verglichen. Hier liegen u. a. Untersuchungen von BACKHAUS (1961, 1965, 1976, 1980), CARLÉ (1956), CARLÉ & WURM (1971), DIEDERICH (1970), FALKE (1969, 1971), HENTSCHEL (1963), HOLLIGER (1970), KÄDING (1978 b), SPUHLER (1957) und TRUSHEIM (1964) vor.

2. Arbeitsgebiete und stratigraphische Abfolgen

Sedimente aus dem Übergangsbereich Perm/Trias streichen auf der Ostabdachung des Böllsteiner Odenwaldes und am E-Rand des Pfälzer Waldes übertage aus (Abb. 1).

Auf Bl. 6219 Brensbach, im mittleren Odenwald, setzt die permische Schichtenfolge in einigen morphologischen Senkungszone des kristallinen Paläoreliefes mit geringmächtigen Sandschüttungen von Oberrotliegend-Alter ein. Darüber oder direkt auf Gneis lagern konkordant Schwellendolomite des Ca1, die in einer anschließenden Regressionsphase des Zechsteinmeeres verwitterten. Stellenweise vertritt eine geringmächtige Verwitterungslagerstätte von Mn- und Fe-Erzen, auf der um die Jahrhundertwende Bergbau umging, ganz oder teilweise die ursprüngliche Karbonatfazies. Relikte von metasomatisch eingekieseltem Ca3 in ooidischer Randfazies (BACKHAUS 1980) am Top der Erzlagerstätte, aber noch im Liegenden der Bunten Letten des Z3/4, indizieren einen Sedimentationsstillstand auf der Schwelle, der zeitlich mindestens den gesamten Z2-Zyklus umfaßt. Die an ihrer Basis entfärbten Pelite des Z3/4 gehen allmählich in die rotbraune Bröckelschiefer-Fazies des S1 über. Gleichzeitig kommt es nun zu einer vollständigen sedimentären Überdeckung der Kristallinschwelle.

Im S von Bl. 6219 Brensbach liegen auf engem Raum drei Aufschlüsse, die den Grenzbereich Perm/Trias und die Bröckelschiefer-Folge (S1) erschließen. Eine erste Grobeinstufung der Profile in ein stratigraphisches Gesamtprofil erfolgte durch Kartierung. Als Bezug diente die durch den morphologischen Steilanstieg des suE im Gelände gut

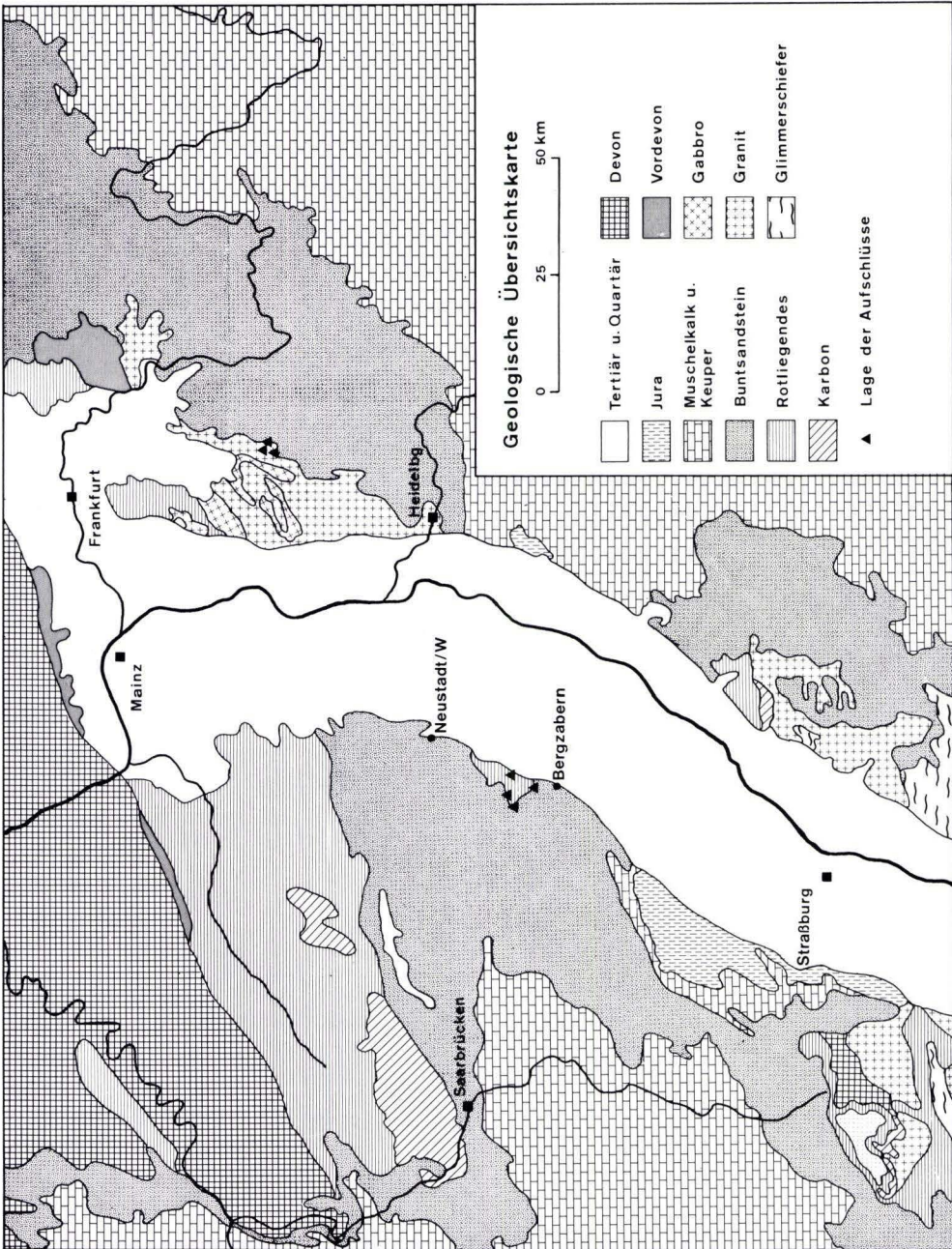


Abb. 1. Geologische Übersicht und Lage der Arbeitsgebiete.

faßbare Grenze zwischen Heigenbrückener Sandstein (suH) und Eckschem Geröllsandstein (suE). Ausführliche Profilbeschreibungen, z. T. mit Photos, sind bei SCHWEISS (1982) angegeben.

a) Aufschluß AO (Abb. 19): Steinbruch am Steinkopf (Spreng);

Bl. 6219 Brensbach, R 34 95 04, H 55 09 20

Im N-Teil des als Mülldeponie genutzten Steinbruches war zur Zeit der Profilaufnahme (Sommer 1979) eine ca. 11 m mächtige, überwiegend pelitische Rotfazies in transgressiver Überlagerung auf Böllsteiner Gneis aufgeschlossen. Im unteren Teil des Profiles vermischt sich aufgearbeiteter Granodiorit-Gneis unter Auffüllung des lokalen Paläoreliefs mit Bröckelschiefer-Fazies zu einer schlecht sortierten Basalbrekzie. Zum Hangenden nehmen Anteil und Größe der Gneiskomponenten ab. Teilweise schalten sich nun räumlich weiter aushaltende, laminierte Schüttungen aus Gneisgrus und Bröckelschiefer in das Profil ein. Diese oft nur wenige Millimeter messenden Lagen sind durch eine grünlich-graue Färbung gut erkennbar.

Eine erste, als feste Bank entwickelte Sandschüttung von 1,5–1,6 m Mächtigkeit schließt die mit Kristallin durchmischte Bröckelschiefer-Fazies ab. Diese Sandsteinbank bildet älteren Aufschlußverhältnissen zufolge eine in E–W-Richtung angeschnittene, linsenförmige Schüttung, deren laterale Ausdehnung nicht mehr feststellbar ist. Über der Sandsteinbank setzt erneut eine Pelitfazies ein, die am Profiltop von Sandschüttungen abgelöst wird, welche anschließend in Bodenbildung übergehen. Da weitere Hangendsedimente fehlen, blieb die stratigraphische Einstufung des Aufschlusses zunächst offen.

b) Aufschluß BO (Abb. 20): Steinbruch am W-Hang des Heidelberges;

Bl. 6219 Brensbach, R 34 94 00, H 55 09 46

In dem ehemaligen Steinbruch ist nur noch eine rund 7 m mächtige Abfolge aus Sandsteinen und Peliten geologisch bearbeitbar aufgeschlossen. Die sehr gleichmäßig feinkörnigen Sandsteine, deren Bankmächtigkeiten zwischen 0,6 und 1,2 m schwanken, entsprechen vom Typ her dem Tigersandstein alter Auffassung. Sie besitzen teilweise ein karbonatisches Bindemittel.

Im oberen Profildrittel gehen die Sandsteine in eine Bröckelschieferfazies über, die im oberen Teil, in Verbindung mit dünneren Sandlagen, auffallend stark vererzt ist.

Nach der Kartierung liegt das Profil am Top des S1, wobei die Vererzungszone bereits dem oftmals im Grenzbereich von S1/S2 entwickelten Brauneisenschalen-Horizont (sensu HOPPE 1926) entspricht. Eine ähnliche lithofazielle Entwicklung dieses Grenzbereiches ist aus dem Raum W Affolterbach bekannt (SCHWEISS 1976).

c) Aufschluß CO (Abb. 21): Tongrube an der W-Flanke des Morsberges;

Bl. 6219 Brensbach, R 34 92 43, H 55 08 30

Die noch im Abbau stehende Tongrube Vierstöck liegt in unmittelbarer Nähe zur ehemaligen Manganerzgrube Gottfried Bockenrod und ist derzeit der beste und größte Aufschluß innerhalb der Bröckelschieferfazies des Odenwaldes. Einen Einblick in die Schichtenabfolge und Lagerungsverhältnisse im liegenden des Tonabbaues vermittelt Abb. 2.

In der Grube ist je nach Abbautiefe ein über 22 m mächtiges, vorwiegend pelitisches Sedimentprofil aufgeschlossen, das mit seiner Basis in weißlichen und violettfarbigen Tönen unmittelbar über vererztem und verkarstetem Z1-Dolomit einsetzt. Die von BACKHAUS (1980) aus dieser Grube beschriebenen Relikte des Ca3 treten an der Basis der hellen Tone auf.

Mit Ausnahme einer ca. 1,8 m mächtigen Sandsteinbank, etwa 19 m über dem Niveau der Ca3-Oolithe, tritt keine der übrigen Sandlagen als Rippenbildner hervor. Im unteren Profilschnitt sind gröbere Einschaltungen in der Regel durch gelblich-grüne und räumlich aushaltende Entfärbungszonen markiert.

Nach der Kartierung am Morsberg liegt die Grenze S1/S2 ca. 10 m, die Grenze suH/suE innerhalb der S2-Folge etwa 25 m über dem Niveau der festen Sandsteinbank.

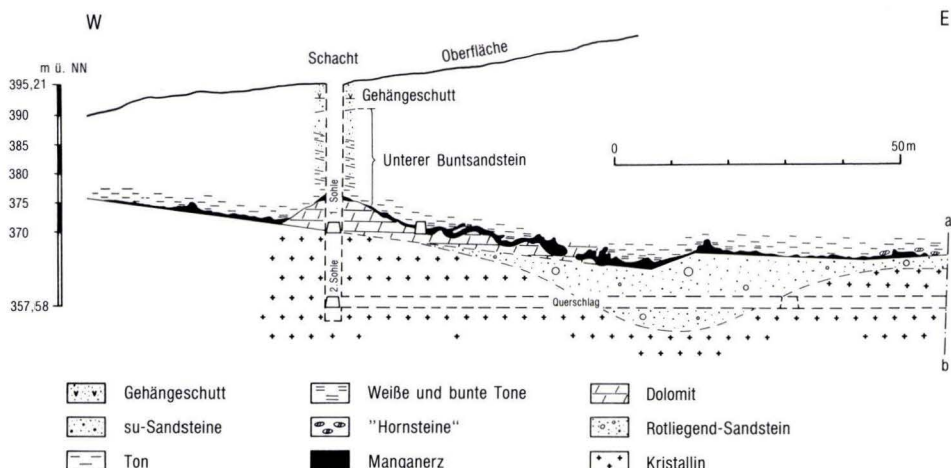


Abb. 2. Querprofil des Schachtes I der de Wendelschen Odenwälder Bergwerke (aus: BACKHAUS 1979): – Grube Gottfried bei Bockenrod –.

Vom Odenwald in SW-Richtung über den Oberrheingraben übergreifend, liegen am östlichen Haardtrand die Profile des Pfälzer Waldes. In einem sich buchtförmig nach E öffnenden und später in die Kraichgau-Senke einmündenden Sedimentationsraum S Albersweiler – im Bereich der Blätter 6813 Bergzabern und 6814 Landau – schließt das Perm mit max. 2,9 m mächtigen, fossilführenden Zechsteinsedimenten ab, die von HENTSCHEL (1963) dem Z4-Zyklus zugeordnet wurden; Ablagerungen des Werra-Zyklus sieht er in den jüngsten Schichten mit Oberrotliegendfazies (Oberer Sandstein) vertreten. Nach oben geht der Zechstein ohne scharfe lithofazielle Grenze konkordant in die feinsandige Südfazies des S1, den Annweiler Sandstein über.

Wegen ihrer Bedeutung für den Zechstein und den Grenzbereich zur Trias wurden auch zwei bereits durch HENTSCHEL (1963) untersuchte Aufschlußprofile neu bearbeitet. Nach der hier verwendeten Nomenklatur sind dies die Aufschlüsse CP und DP.

d) Aufschluß AP (Abb. 22): Steinbruch an der W-Flanke des Heischberges;
Bl. 6813 Bergzabern, R 34 20 23, H 54 50 70

In dem rund 15 m mächtigen Steinbruchsprofil sind feinkörnige, z. T. karbonatisch zementierte Sandsteinbänke mit Schrägschichtung aufgeschlossen, die nach der Kartierung in den Basisbereich des Annweiler Sandsteines zu stellen sind. Die Grenze Perm/Trias wird im Liegenden des Aufschlusses vermutet. In der ersten Sandsteinbank, die sich durch ihre graubraun-violette Farbtonung von den übrigen Bänken abhebt, treten Wurmbauten auf, die aufgrund der relativen Grobkörnigkeit des Sedimentes nicht so deutlich wie im Odenwald in Erscheinung treten.

e) Aufschluß BP (Abb. 23): Steinbruch am S-Hang des Weiher-Bühl;
Bl. 6813 Bergzabern, R 34 23 65, H 54 42 26

Im Mittelteil des stark zerfallenen Steinbruches ist nur noch ein knapp 10 m hoher Profilabschnitt geologisch bearbeitbar. Die hier anstehenden fein- bis mittelkörnigen Sandsteine treten in Bankstärken von meistens >2 m Mächtigkeit auf.



Abb. 3. Fossilführung Pr. 33 des Profiles DP/Pfälzer Wald.

Nach der GK 25, Bl. Bergzabern (unveröff. Manuskriptkarte des Bayer. Oberbergamtes München) liegt die Grenze Perm/Trias oberhalb des Steinbruches.

f) Aufschluß CP (Abb. 24): Waldweganschnitt an der S-Flanke der Försthöhe;
Bl. 6813 Bergzabern, R 34 23 65, H 54 47 85

Das hier aufgenommene und beprobte Profil erreicht eine Gesamthöhe von >20 m. Über fein- bis mittelkörnigen und häufig geröllführenden Sandsteinen des ro setzt fossilführender Zechstein¹, dessen Gesamtmächtigkeit nach HENTSCHEL (1963) 2,7 m beträgt, mit einer stark sandigen, z. T. karbonatischen Siltfazies ein, die hangendwärts in Sandsteine übergeht, wobei die Karbonatführung bis dicht unterhalb des Profiltops nachgewiesen wurde.

g) Aufschluß DP (Abb. 25): Steinbruch am N-Hang des Rothenberges;
Bl. 6814 Landau, R 34 27 37, H 54 09 04

In diesem Aufschluß liegt der Grenzbereich ro/z/su abgeschlossen sein, wobei der fossilführende Zechstein mit 2,9 m seine größte Mächtigkeit in der Haardt erreicht (HENTSCHEL 1963: 161). Bei der Neuaufnahme des Profiles konnte die Fossilführung bis unmittelbar an die Steinbruchsoberkante nachgewiesen werden, ohne daß ein sicherer Abschluß erreicht schien (Abb. 3).

Über den z. T. karbonatschüssigen Fein- und Mittelsandsteinen des ro setzt der nun mindestens 4,2 m mächtige Zechstein lithologisch scharf abgegrenzt mit einer Pelitfazies ein, der insgesamt 6 Dolomitmergellagen von max. 8 cm Bankmächtigkeit zwischengeschaltet sind. Darüber folgen Schluff-

¹ Die bei HENTSCHEL (1963: 161) als fossilführend angegebenen Profilabschnitte sind in Abb. 24 jeweils dann durch in Klammern gesetzte Signaturen ausgewiesen, wenn bei der eigenen Profilaufnahme keine Fossilfunde gemacht wurden.

und Sandsteine mit einem E–W gerichteten, wechselweisen Auskeilen der Bänke. In diesem Profilbereich, dessen bisherige Einstufung in den Unteren Buntsandstein auf Grund der Fossilführung hinfällig geworden ist, tritt karbonatisch zementierter Porenraum vorwiegend in linsenförmig-knauerig absondernden Bankbereichen auf.

3. Arbeitsmethodische Anmerkungen

Dieser Arbeit liegen die granulometrischen und petrographischen Analysen von 270 Proben zugrunde.

Die in beiden Arbeitsgebieten bergfrisch entnommenen Proben zeigen erhebliche Unterschiede im Feinstkornanteil. Daher wurden die nach Sieb- und Schlämmanalysen erstellten Kornverteilungskurven mit Hilfe der TRASK'schen Quartile (Q_1 , $Md = Q_2$, Q_3) und Kurvenparameter, Sortierung (So) und Schiefe (Sk), beschrieben. In den Abb. 19–25 sind neben den prozentualen Kornklassenanteilen auch die So- und Sk-Werte festgehalten. Die Sedimentationsrhythmik innerhalb der einzelnen Profile geht aus der graphischen Abfolge der mittleren Korndurchmesser (Md-Werte) hervor.

Aus einer Reihe von Proben wurde der Schwermineralanteil der Kornfraktion 0,063–0,2 mm durch Zentrifugieren (15 min bei 4000 Upm) in Tetrabromäthan (spez. D.: 2,94) und Schockgefrierung in flüssigem Stickstoff abgetrennt und die nichtopaken Mineralkomponenten bestimmt. Neben Zusammensetzung und Veränderung der Schwermineralspektren war der Vergleich mineralspezifischer Unterschiede wie: Kornformen, -farben und Einschlüsse bei Turmalinen, Rutilen und Apatiten ein weiterer wichtiger Teil dieser Untersuchungen, der auch die Bestimmung des korrodierten Apatitspektrums beinhaltete. Die Zahl der pro Präparat ausgewerteten Einzelkörner lag weit über der für die Erfassung des jeweiligen Gesamtspektrums statistisch relevanten Untergrenze von 300.

Feldspäte und Karbonate wurden mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie (CuK_{α} ; Ni-Filter) an texturfreien Pulverpräparaten bestimmt. Bei den Feldspäten war in den meisten Fällen eine Differenzierung nach Kalifeldspat- ($d = 3,34\text{--}3,22 \text{ \AA}$) oder Plagioklaskomponenten ($d = 3,21\text{--}3,17 \text{ \AA}$) möglich. Da zwischen Intensität der Beugungsreflexe – expliziert durch Peakhöhe mal Halbwertsbreite – und Quantität der nachgewiesenen Mineralanteile ein ursächlicher Zusammenhang besteht, läßt sich aus den profilmäßigen Veränderungen der Feldspat/Quarz-Quotienten (F/Q-Werte), gleiche Probenaufbereitung und Aufnahmebedingungen vorausgesetzt, eine relative Zu- oder Abnahme des Feldspatanteiles ableiten. Eine quantitativ exakte Analyse, wie sie über Eichpräparate zu führen wäre, erfolgte nicht. Zur Quotientenbildung wurde der $4,26 \text{ \AA}$ -Reflex von Quarz ($I_{rel} = 35\%$) gewählt, da die Hauptbeugung bei $3,34 \text{ \AA}$ ($I_{rel} = 100\%$) mit Reflexen anderer Minerale koinzidiert. Zum Ausgleich der Intensitätsdifferenz erfolgte eine Wichtung mit dem Faktor 2,86 ($I_{rel}: 100/35$).

Die Tonminerale wurden durch Ausmessen der Basisreflexe (d_{001} -Werte) auf den Beugungsdiagramm lufttrockener (N), glycolbedampfter (G) und auf ca. $500 \text{ }^{\circ}\text{C}$ erhitzter (H) Texturpräparate der Korngrößenfraktion $\leq 2 \mu$ identifiziert. Ein Mineral galt als bestimmt, wenn ihm nach der ASTM-Kartei drei Beugungslinien zugeordnet werden konnten.

7-Å-Minerale ohne Verschiebung der Basisreflexe in den N–G–H-Präparaten = Kaolinitgruppe;

10-Å-Minerale ohne Verschiebung der Basisreflexe in den N–G–H-Präparaten = Illitgruppe;

14-Å-Minerale ohne Verschiebung der Basisreflexe in den N–G–H-Präparaten = Chloritgruppe; (bei gleichzeitiger Anwesenheit von Kaolinit kann dieser durch den 002-Reflex bei $3,58 \text{ \AA}$ von der 004-Linie des Chlorites bei $3,52\text{--}3,55 \text{ \AA}$ unterschieden werden).

14-Å-Minerale mit Verschiebung des 001-Reflexes bei G auf 17 \AA und H auf $9,5\text{--}10,0 \text{ \AA}$ = Montmorillonit-Gruppe (Smekтите). In diese Gruppe gehört auch ein Mineral mit N = 12 \AA , G und H wie vorher.

Die Mengenverhältnisse der Tonminerale ergaben sich relativ aus dem Produkt: Peakhöhe mal Halbwertsbreite der 001-Reflexe (002-Reflex beim Chlorit wenn gleichzeitig Kaolinit vorliegt) und der Addition der Produkte zu 100%.

Neben Kornformbestimmungen sollte die Auswertung von 65 Dünnschliffen insbesondere Aufschluß über diagenetische Vorgänge im Sediment, wie Auflösung und Neubildung von Mineralen geben, und die petrographischen Befunde der Röntgenanalysen konkretisieren.

4. Sedimentologische Untersuchungen

Nach den Abb. 4 u. 5, die so zu lesen sind, daß die Probenmediane auf den Diagramm-Diagonalen, die Korngrößen der Summenkurven für 25% Siebdurchsatz (= Q_1) und 75% (= Q_3) jeweils senkrecht zum entsprechenden Median unter- bzw. oberhalb der Diagonalen eingetragen wurden, liegt die überwiegende Zahl der Quartile der Odenwaldproben im schluffigen Korngrößenbereich. Aus den ungleichen Abständen von Q_1 und Q_3 zum jeweiligen Median ergeben sich nach dem TRASK'schen Schiefe-Moment nichtsymmetrische Verteilungskurven, die mit S_K -Werten vorwiegend <1 ein Übergewicht feinkörniger Kornklassen indizieren.

Die in den Abb. 19–21 eingetragenen S_o -Werte schwanken zwischen den Randwerten 1,56 und 6,76. Nach dem Klassifizierungsschema von FÜCHTBAUER (in FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977: 56) besitzt die überwiegende Mehrzahl der Proben schlechte bis sehr schlechte Sortierungen. Etwas verbesserte, aber immer noch mittelmäßige S_o -Werte haben einige Proben mit erhöhten Sandanteilen und M_d -Werten, die in der Sandfraktion liegen. Der extrem schlechte Quotient von Pr. AO_4 (6,76) ist auf die Probendurchmischung mit Kristallingrus zurückzuführen.

In der unmittelbar über dem Ca_3 einsetzenden Schichtenfolge der Tongrube Vierstöck (Abb. 21) zeigt die Abfolge der Probenmediane deutlich einen zum Profiltop zunehmenden Trend der Sedimentvergrößerung. Die basale, rund 7 m mächtige Pelitfazies wird durch eine erste Grobschüttung von 0,2 m Mächtigkeit (Pr. CO_{24} ; $M_d = 44 \mu m$) unterbrochen und nach weiteren 1,8 m durch eine zweite Sandlage (CO_{30-32} ; $M_d = 73-47 \mu m$) abgeschlossen. Beide Sandschüttungen sind grünlich-grau gebleicht und an der Basis jeweils von bioturbaten Zonen durchsetzt (Abb. 6). Über der zweiten Sandlage steigen die Mediane nach anfänglicher Reduzierung immer weiter an und liegen ab CO_{59} fast ausschließlich im Feinsandbereich.

Das nach der Kartierung oberhalb von Vierstöck einzustufende Profil BO (Abb. 20) schließt in der Größenordnung der basalen Probenmediane an die Hangendproben der Tongrube an, wobei der dachbankzyklische Sedimentaufbau nun nicht weiter fortgesetzt wird, sondern sich in Richtung auf die nicht mehr erfaßte Grenze zur Gelnhausen-Folge in einen sohlbankzyklischen Verlauf umkehrt.

Vorbehaltlich der nicht aufgeschlossenen Schichtenfolge zwischen der Tongrube Vierstöck und dem Liegenden des Profils am Heidelberg, kann das Transgressionsprofil AO (Abb. 19) nach dem Verlauf der ausschließlich siltigen Probenmediane nur mit dem tieferen Teil von Vierstöck parallelisiert werden, und zwar so, daß die Groblagen von AO_4 ($M_d = 40 \mu m$) und AO_{7-9} ($M_d = 37-42 \mu m$) dem stratigraphischen Niveau von CO_{24} und CO_{30-32} entsprechen. Auch die stärker sandigen Lagen bei AO_{12} und CO_{40} lassen sich so miteinander korrelieren.

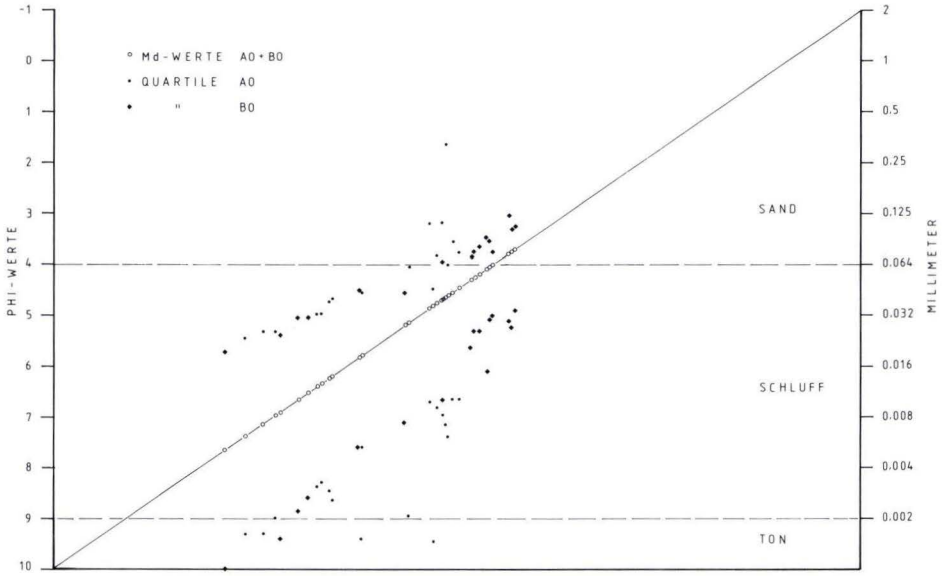


Abb. 4. Quartilwerte der Odenwaldprofile AO und BO.

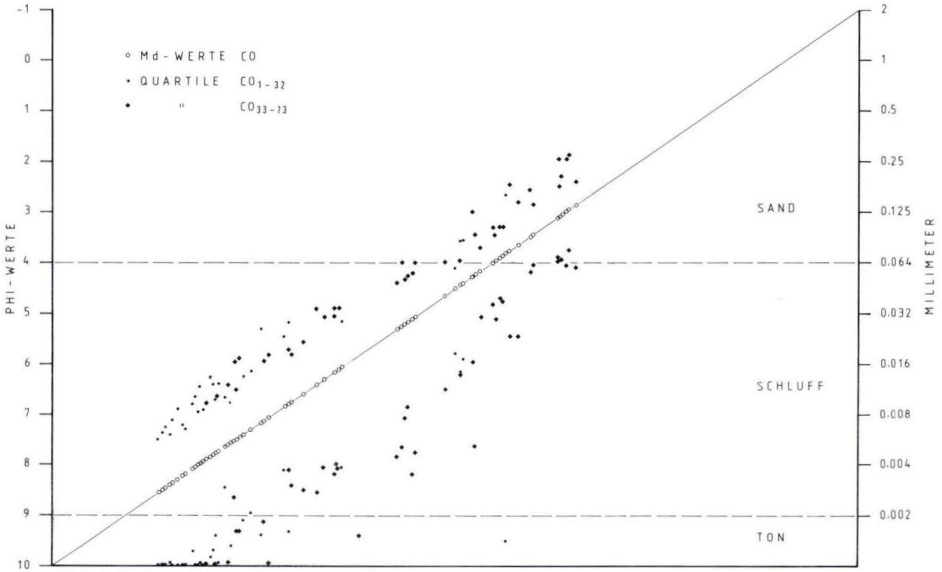


Abb. 5. Quartilwerte des Odenwaldprofiles CO.



Abb. 6. Wurm Spuren in Pr. 30 des Profiles CO/Odenwald.

Im Vergleich zum Odenwald sind die Quartil-Werte aus dem südpfälzischen Arbeitsgebiet wegen des liefergebietsnäheren Ablagerungsraumes schwerpunktmäßig auf die Sandfraktion konzentriert (Abb. 7 u. 8). Während die Schiefe-Momente der Kornsummenverteilungen wie bereits in den Odenwaldproben überwiegend Werte <1 annehmen, haben sich die Sortierungsgüten deutlich verbessert. Schlechte bis sehr schlechte So-Werte haben nur die Proben des ro (CP_{1-19}) und des fossilführenden Zechsteins (CP_{20-28} ; DP_{8-33}). In den stratigraphisch höheren Sedimentabfolgen variiert die Sortierung zwischen mittelmäßig und sehr gut, mit einem deutlichen Übergewicht bei gut. Letzteres gilt auch für die Rotliegendfazies des Oberen Sandsteines im Profil BP (Abb. 23).

Nach den Probenmedianen ist die in BP aufgeschlossene Schichtenfolge mit Werten, die vorwiegend im Feinsandbereich zwischen 0,1 und 0,2 mm schwanken, recht gleichförmig aufgebaut. Erst im unmittelbaren Grenzbereich zum Zechstein, aufgeschlossen in den Profilen CP (Abb. 24) und DP (Abb. 25), zeichnet sich im allmählichen Rückgang der Mediane eine sohlbankzyklische Entwicklung ab, die ihren Höhepunkt mit dem deutlichen Korngrößenwechsel an der Grenze ro/z bei $CP_{19/20}$ und $DP_{7/8}$ erreicht. Über der rund 2 m mächtigen, vorwiegend pelitischen Zechsteinbasis mit dolomitischen Schluffsteinen, vereinzelt auch größerklastischen Lagen (CP) und Dolomitmergel-Bänkchen (DP), setzt in beiden Aufschlüssen eine gröbere Sedimentation ein, deren Md-Werte sich in CP dachbankzyklisch steigern.

Unter der Voraussetzung, daß größere Md-Werte für eine hohe Transportenergie sprechen und umgekehrt eine Medianwertreduzierung eine verminderte Transportkraft am

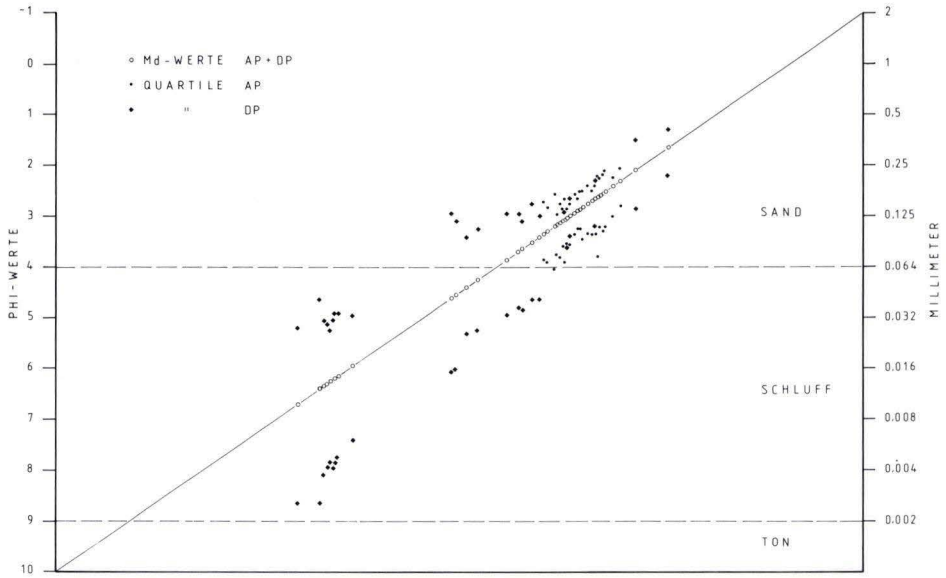


Abb. 7. Quartilwerte der Haardt-Profile AP und DP.

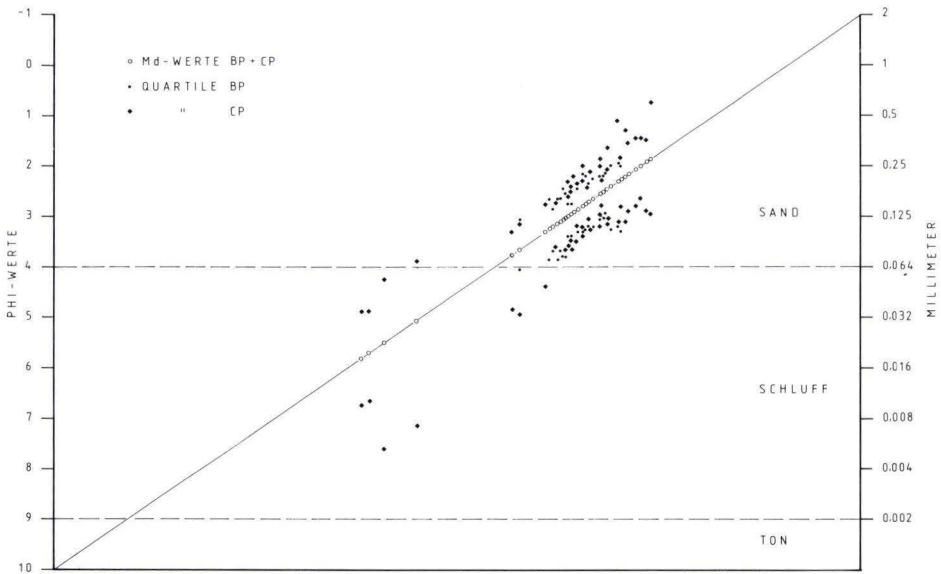


Abb. 8. Quartilwerte der Haardt-Profile BP und CP.

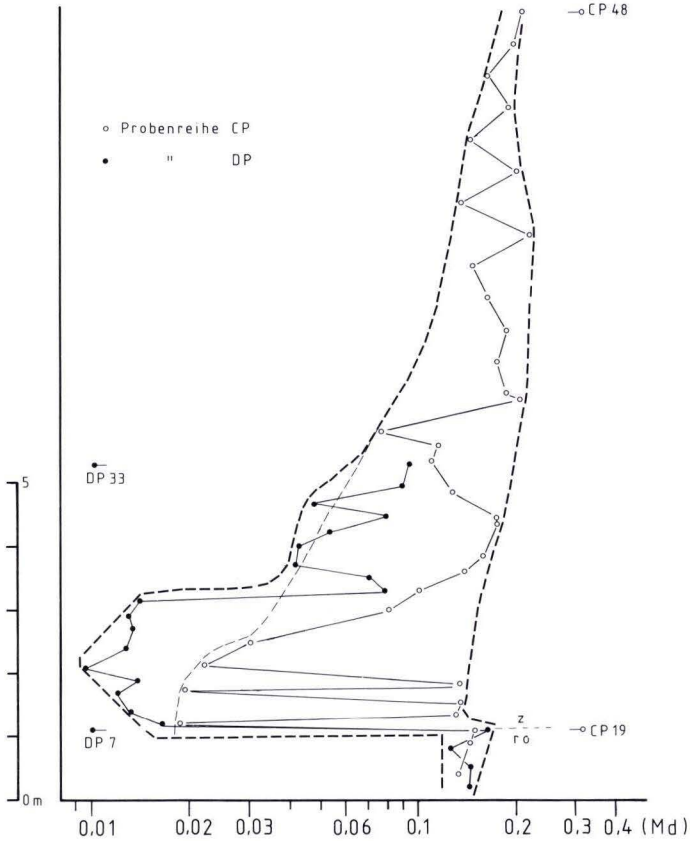


Abb. 9. Schüttungsspezifische Medianwerte im Zechstein (Profile CP und DP).

Ort darstellt, läßt sich über die Medianschwankungen des r_{01} in beiden Profilen (Abb. 9: CP₁₇₋₁₉; DP₄₋₇) minimale und maximale Schüttungsenergie auf einen schmalen Bereich einengen, der anzeigt, daß für beide Aufschlüsse gleiche Sedimentationsbedingungen am Ende de r_0 geherrscht haben.

Mit dem Eindringen des Zechsteinmeeres von E verändern sich diese Bedingungen, und zwar für beide Profile, je nach dem räumlichen Bezug zum damaligen Beckenrand, in unterschiedlicher Weise. Im Profil DP, das etwa 9 km E von CP weiter beckenwärts liegt, geht die untere Transportenergie am stärksten zurück und erreicht mit DP₁₆ den geringsten Wert. Die ruhige Sedimentation drückt sich auch in der Mächtigkeit des Dolomitmergel-Bänkkchens aus, das von den insgesamt 6 Bänken mit rund 8 cm die größte Mächtigkeit erreicht. Darüber steigt die Transportenergie nach den erhöhten Medianwerten wieder an und erreicht mit DP₂₅ einen vorläufigen Höhepunkt.

In dem küstennäheren Profil CP verringert sich die Schüttungsenergie nicht so stark (linke, dünn gestrichelte Begrenzungslinie). Die relative Ufernähe wird auch dadurch belegt, daß temporäre Sandeinschüttungen in den Basispeliten noch mittlere Korngrößen

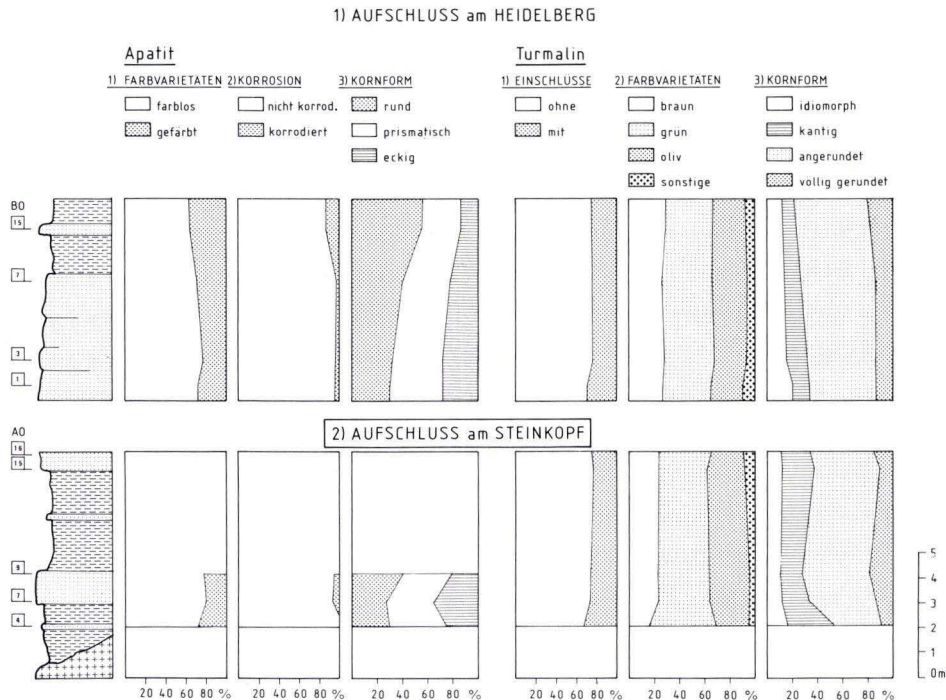


Abb. 10. Kornspezifische Merkmalsunterschiede von Apatiten und Turmalinen im Odenwald (Profile AO und BO).

aufweisen, die dem Rotliegendabschnitt entsprechen. Gleichzeitig ist wie in DP eine Erhöhung der unteren Schüttungsenergie festzustellen und ab CP₃₅, gleichzeitig Profilende von DP, liegen für beide Aufschlüsse etwa gleiche Ablagerungsbedingungen vor. Der Nachweis von Fossilführung in Pr. DP₃₃ zeigt aber an, daß innerhalb des verbreiterten Energiekorridors weiterhin marine Einflüsse vorherrschen müssen. Zum Profiltop von CP konvergieren linke und rechte Begrenzung wieder zu einem engen Bereich, wie er bereits am Ausgang des Oberrotliegenden vorlag und in Profil AP (Abb. 22) seine Fortsetzung findet. Dabei wird deutlich, daß sich der Zechstein nicht nach sedimentologischen Kriterien vom Unteren Buntsandstein abgrenzen läßt.

5. Sedimentpetrographische Untersuchungen

5.1. Schwerminerale

Das Spektrum der transparenten Schwerminerale aller untersuchten Proben setzt sich hauptsächlich aus Turmalin, Zirkon, Rutil Apatit und Anatas zusammen; Granat und Brookit kommen prozentual nur ganz untergeordnet vor. In den Abb. 19–25 sind die prozentualen Verteilungen der Schwerminerale ohne Berücksichtigung der Anatasanteile dargestellt.

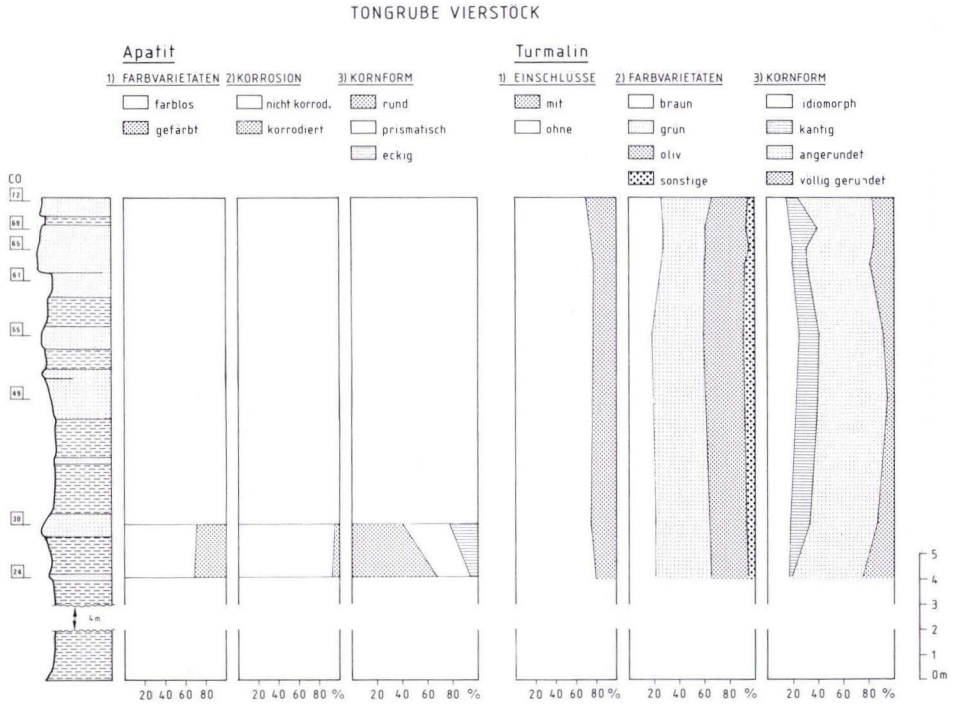


Abb. 11. Kornspezifische Merkmalsunterschiede von Apatiten und Turmalinen im Odenwald (Profil CO).

Anatas

(spez. Gew.: 3,82–3,95; spez. H.: 5,5–6; opt. 1 –)

Anatas tritt in den Proben entweder als detritische Komponente in Form nahezu opaker, gut gerundeter Kornaggregate von ursprünglich dipyramidaler Kristallform oder als tafelige Anwachsung von schwach bläulicher bis gelblicher Farbe und hoher Licht- und Doppelbrechung an Opakkomponenten, Glimmern und Rutilen auf. Größere Einzelkristalle mit tafeligem Habitus sind dagegen relativ selten. Nach SCHNITZER (1957), MILNER (1962) und TRÖGER (1969) handelt es sich im letzten Fall um sedimentäre Neubildungen an und aus titanhaltigen Mineralparagenesen. Sehr oft wurden mehrere Einzelanwachsungen an einem Wirtmineral beobachtet. Das kann bei der Probenaufbereitung, auch wenn sie noch so schonend erfolgt, zu einer Isolierung zahlreicher Einzelindividuen führen, die so höhere prozentuale Gehalte vortäuschen. Ferner wird bei stark glimmerhaltigen Sedimenten ein nicht abschätzbarer Anteil der Glimmer durch diese Anatasaufwachsungen mit in die Schwerefraktion gezogen, was ebenfalls zu Verdünnungseffekten des übrigen Schwermineralspektrums führt. Deshalb wurden die Anatasanteile in den Proben zwar ausgezählt, da sich aus der Analyse der unterschiedlichen Verteilungen keine stratigraphisch auswertbaren Folgerungen gewinnen ließen aber nicht in der graphischen Darstellung (Abb. 19–25)

AUFSCHLUSS LUG

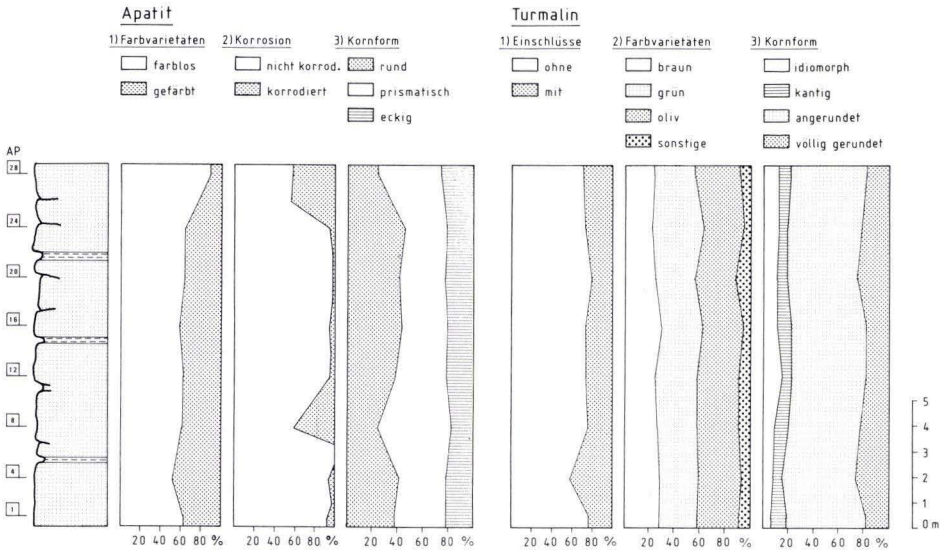


Abb. 12. Kornspezifische Merkmalsunterschiede von Apatiten und Turmalinen im Pfälzer Wald (Profil AP).

berücksichtigt. Generell trifft zu, daß die Anataskonzentration in den Odenwaldproben, bei einem gemittelten Anteil von rund 45%, etwas mehr als doppelt so groß wie in den Proben des Pfälzer Waldes ist. Der Grund liegt u. a. in der extrem hohen Neubildungsrate bei den stark glimmerführenden, feinkörnigen Bröckelschiefer-Sedimenten des Odenwaldes.

Brookit

(spez. Gew.: 3,87–4,08; spez. H.: 5,5–6; opt. 2+)

Tafelige Brookit-Kristalle mit leicht gelblicher Färbung und hoher Licht- und Doppelbrechung treten in fast allen Proben auf. Die max. Anteile am gesamten Schwermineralspektrum liegen bei 2%. Die Verteilung zeigt keine stratigraphische Differenzierbarkeit.

Granat

(spez. Gew.: 3,4–4,3; spez. H.: 6–7; opt. isotrop)

Die farblosen bis schwach rosa getönten Minerale der Granatgruppe, die in den Kornpräparaten in der Regel nur in Spuren vorkommen, erhalten durch deutlich erhöhte Konzentrationen in bestimmten Profilbereichen der Aufschlüsse AO und CO (Abb. 19 u. 21) den Charakter eines Leitmaterials. So läßt sich die zunächst nach der Sedimentologie durchgeführte Korrelation der Sandlagen von AO₇₋₉ und CO₃₀₋₃₂ auch durch die Granatanteile von 2–5% im Abschnitt AO₄₋₉ und 2% in Pr. CO₃₀ weiter bestätigen. Nach den Kristallinuntersuchungen von CHATTERJEE (1960) kann die Herkunft der Granatkompo-

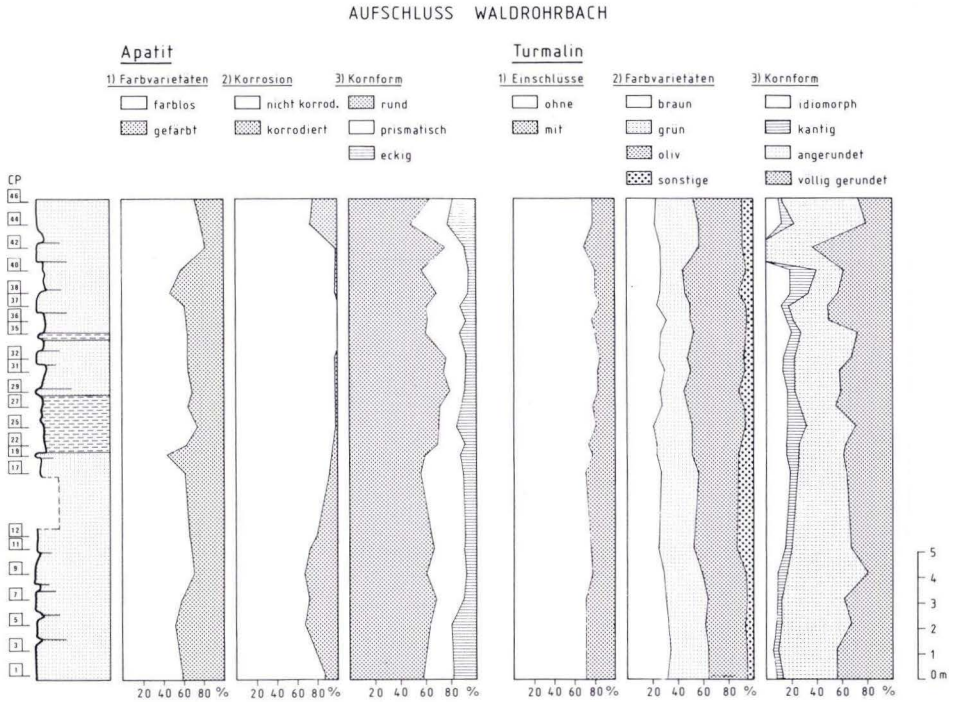


Abb. 13. Kornspezifische Merkmalsunterschiede von Apatiten und Turmalinen im Pfälzer Wald (Profil CP).

nente von den unmittelbar anstehenden Gneisarealen abgeleitet werden. Auch im Pfälzer Wald tritt Granat nur in Spuren auf. Seine höchste Konzentration von 1% erreicht er in Pr. CP₄₂ (Abb. 24).

Zirkon

(spez. Gew.: 4,6; spez. H.: 7,5; opt. 1—)

Als ultrastabiles Schwermineral ist der Zirkon in allen untersuchten Proben vertreten. Im Odenwald liegt der mittlere Probenanteil bei 11%, in der Haardt bei 31%. Diese gebietsweise ungleiche Verteilung hängt mit der gröberklastischen Sedimentation im Pfälzer Wald zusammen, denn nach Kontrolluntersuchungen ist die Masse der Zirkone im Odenwald in der Kornfraktion <63 µm angereichert. Aufgrund der geringen Anteile im Odenwald erschien ein direkter Vergleich mit dem südpfälzischen Arbeitsgebiet wenig erfolgversprechend. Daher wurde von kornmorphologischen Untersuchungen, wie POLDERVAART (1955), FRASL (1963), HOPPE (1963) und NIEDERMAYR (1966) sie betrieben, abgesehen.

Tab. 1. Mittlere Verteilungen der Rutil-Farben

Profile	rot	gelb	Kornz.
AO	32%	68%	109
BO	38	62	208
CO	37	63	291
AP	37	63	641
CP	36	64	1400
CP 1-19	40	60	641
CP22-40	31	69	604
CP42-46	36	64	155

Rutil

(spez. Gew.: 4,18–4,25; spez. H.: 6–6,5; opt. 1+)

Rutile treten in den Präparaten als gelbe und rotbraune bis rote Minerale mit extrem hoher Doppelbrechung und bisweilen fast opakem Charakter auf. Nach TRÖGER (1969) hängt die Rotintensivierung vom zunehmenden Eisengehalt ab. Euhedrale Kristallformen sind relativ selten, subhedraler bis anhedraler Habitus ist dagegen die Regel. Sowohl nach seinen Anteilen am Gesamtspektrum (Abb. 19–25) wie auch in der Farbdifferenzierung nach gelben und roten Varietäten (Tab. 1) liegen für beide Arbeitsgebiete gleiche Verteilungen vor.

Turmalin

(spez. Gew.: 3,1; spez. H.: 7,5; opt. 1–)

Der Turmalin als dritte Stabilkomponente des Schwerespektrums zeigt ähnliche Verteilungsschwankungen wie der Zirkon. Er ist im Odenwald mit 3–88%, im Pfälzer Wald mit 33–70% Kornanteilen vertreten. Derartige Schwankungen lassen sich vor der bekannten Tatsache, daß Turmaline bevorzugt in größeren Kornklassen angereichert sind, während die Zirkonverteilungen eine stärkere Bindung an feinere Kornfraktionen zeigen, stratigraphisch und paläogeographisch nur schlecht ausdeuten. Eine weitgehend Korngrößenunabhängige und vom übrigen Schwerespektrum unbeeinflusste Gliederung der Turmalinvarietäten nach Kornfarbe, -form und vielen oder wenigen Einschlüssen (Abb. 10–13) verdeutlicht schütungsbedingte oder durch das Ablagerungsmilieu gesteuerte Veränderungen wesentlich besser. Weitere kornmorphologische Unterschiede, wie Neuwachstum oder Korrosion, sind

Tab. 2. Turmalin: Mittlere Verteilungen von Kornform und -farbe

Profile	Farbvarietäten				Kornformen			
	braun	grün	oliv	sonst.	idiom.	kantig	angerund.	v.gerund.
A0	22	42	29	7	12	25	49	14
B0	27	39	26	8	15	14	56	15
CO	24	36	31	9	19	12	52	17
AP	25	33	33	9	11	9	58	22
CP	27	27	38	8	14	9	37	40
CP 1-19	29	30	33	8	11	5	48	36
CP 20-42	26	24	45	5	15	9	34	42
CP 42							37	63
CP 44+46	22	31	36	11	11	7	59	23

in ihren prozentualen Anteilen so gering, daß sie in beiden Arbeitsgebieten zu keiner Aussage führen, zumal beide Merkmale oftmals in ein- und demselben Probenpräparat festgestellt wurden.

Die analysierten Merkmalsunterschiede orientieren sich an dem von KRYNINE (1946) aufgestellten Klassifizierungsschema mit einer Beschränkung der Farbvariabilität auf drei Hauptfarben, die in Anlehnung an die Untersuchungen von FÜCHTBAUER (1963) mit Hilfe der OSTWALD'schen Farbton-Harmonie-Tafel bei maximaler Absorptionsstellung der Einzelkörner bestimmt wurden. Braun entspricht den Zahlen 3 und 4 der Farbtabelle, oliv der Zahl 2 und grün den Farbwerten 20–24 sowie 1. Alle anderen Varietäten von farblos (kein Pleochroismus), hellbraun/gelb (E=farblos), schwarz bis blau wurden, da sie anteilmäßig nur untergeordnet vorkommen, unter – sonstige – zusammengefaßt.

Turmalinfarbe (Abb. 10–13; Tab. 2)

Sowohl nach den Aufschluß-Mittelwerten wie auch in den einzelnen Profildarstellungen liegen im Odenwald, bei einem leichten Übergewicht grüner Turmaline, gleiche Verteilungen vor.

Während sich der mittlere Gehalt brauner Turmaline auch im Pfälzer Wald nicht verändert, haben sich hier die Anteile grüner und oliver Turmaline mehr zugunsten der oliven Varietäten verschoben. Im Profil AP (Abb. 12) sind die Unterschiede im Vergleich mit dem Odenwald, hier insbesondere mit CO, nur gering, während sie im Aufschluß von Waldrohrbach stärker ausgeprägt sind. Besonders deutlich ist die Veränderung über dem Oberrotliegenden, wo zwischen CP₂₀₋₄₀ der Anteil oliver Turmaline erheblich zunimmt (Tab. 2). Nach einem Student-t-Test ist dieser Unterschied gegenüber der Profildarstellung, bei einer Aussagekraft von 99%, als signifikant zu bezeichnen (SCHWEISS 1982). Der Top des Profils zeigt dagegen wieder gute Übereinstimmung mit den Farbverteilungen von AP.

Die Zunahme der oliven Turmaline auf unterschiedliche Sedimentschüttung zurückzuführen, erscheint wenig wahrscheinlich. Wenn aber das Ablagerungsmilieu einen Einfluß auf die Turmalinfarbe hat (FÜCHTBAUER 1963, LANGBEIN 1970), so ergeben sich zwangsläufig die größten Milieuveränderungen mit dem eindringenden Zechstein-See, und die signifi-

kante Vormacht oliver Varietäten könnte über die fossilführenden Zechstein-Sedimente hinaus ein marines Environment anzeigen.

Kornform

Eine detaillierte Beschreibung über die Auswertbarkeit der Kornform für paläogeographische Untersuchungen gibt KRYNINE (1946). Die Verrundung von Mineralkomponenten als Folge aquatischen Transportes ist eingehend bei v. ENGELHARDT (1973) beschrieben.

Die Untergliederung nach idiomorphen, kantigen, angerundeten und völlig gerundeten Individuen ergab, daß bei einem Verhältnis von etwa 1:1 gegenüber den anderen Formtypen die angerundete Kornform im Odenwald überwiegt. Insgesamt zeigen hier die mittleren Verteilungen kaum Unterschiede (Tab. 2). Der nach Abb. 10 etwas höhere Gehalt an kantigen Turmalinen in Pr. AO₄ ist wegen des geringen Turmalin-Gesamtanteiles von nur 3% statistisch nicht abgesichert.

Eine mit dem Odenwald im Mittelwert durchaus noch vergleichbare Verteilung besitzt das Profil AP. Die Zunahme völlig gerundeter Turmaline korrespondiert mit dem Rückgang bei den kantigen Individuen und wird auf die allgemeine Sedimentvergrößerung in der Haardt zurückgeführt. Im Aufschluß von Waldrohrbach treten noch höhere Anteile an runden Kornformen auf. Hier setzt bereits im Oberrotliegenden ein mit ansteigendem Profil deutlich zunehmender Trend von Kornverrundung ein, der in CP₄₂ gleichzeitig seinen Höhepunkt und Abschluß erreicht. In dieser Probe kommen keine kantigen und idiomorphen Turmalin-Formen mehr vor. Der anschließende Profilarabschnitt hat wieder eine mit AP vergleichbare Verteilung.

Einschlüsse

Rund 25–30% aller untersuchten Turmalin-Körner besitzen Einschlüsse verschiedener Art. In der Hauptsache sind es Hohlräume (Blasen, Schlieren, Kanäle) und dunkle, wolkenartig verteilte Bestandteile, die nicht weiter bestimmt wurden. Daneben wurden untergeordnet auch mikrolithische Einschlüsse von Zirkon, hauptsächlich aber Rutil beobachtet. Letztere scheinen ausschließlich an braune Turmalin-Varietäten gebunden zu sein.

Die nach viel und wenig (bis ohne) Einschlüssen durchgeführte Gliederung läßt für Odenwald und Pfälzer Wald gleichermaßen homogene Verteilungen ohne weitere Gliederungsmöglichkeit erkennen. Daraus läßt sich der Schluß eines einheitlichen Liefergebietes ziehen.

Apatit

(spez. Gew.: 3,17–3,23; spez. H.: 5; opt. 1–)

Auf die paläogeographisch bedeutende Apatitführung des S1 in den liefergebietsnahen Randzonen Pfälzer Wald und Schwarzwald weist DIEDERICH (1966) hin. Seinen Untersuchungen zufolge verschwindet die Apatitkomponente bereits nach kurzem, beckenwärtigem Transport aus dem Schwerespektrum. Erst im tieferen Teil der Gelnhausen-Folge (S2) soll sie auch im östlichen Odenwald vertreten sein. Demgegenüber kann KAFFENBERGER (1980) auch im Bröckelschiefer (Raum Waldmichelbach/Odenwald) erhöhte Apatitgehalte feststellen, die im S2 wieder deutlich abnehmen.

Tab. 3. Apatit: Mittlere Verteilungen von Kornform, -farbe und Korrosion

	Profile	mittlerer Apatitanteil	Korrosion	Farbvarietäten		Kornformen		
				hell	dunkel	rund	prismat.	eckig
ODENWALD	AO	35	4	77	23	32	41	27
	AO 4-9	58						
	A015+16	1						
	BO	50	5	71	29	38	39	23
	CO	9	5	68	32	54	31	15
	CO24+30	29						
	CO49-72	2						
PFÄLZER WALD	AP	27	12	64	36	44	33	23
	CP	24	10	64	36	65	24	11
	CP1-19	22	20	59	41	62	26	12
	CP20-42	26	2	64	36	69	21	10
	CP44+46	19	25	74	26	55	19	26
	DP	34	2					
	DP 1-6	23	4					
	DP26-33	50	2					

Die eigenen Untersuchungen belegen für beide Arbeitsgebiete z. T. beträchtliche Apatitkonzentrationen, die im Odenwald großen Verteilungsschwankungen unterliegen. Zur paläogeographischen Interpretation wurden die Mineralvarietäten nach Kornform, Farbe und Korrosionsanteilen gegliedert. Eine detaillierte Beschreibung solcher Unterscheidungsmerkmale gibt SCHNITZER (1957).

Gesamtverteilung (Abb. 19-22, 24 u. 25; Tab. 3)

Die höchsten prozentualen Anteile wurden im Profil AO nachgewiesen. Hier läßt sich der Apatit weitgehend aus dem basal anstehenden Granodioritgneis ableiten, der nach CHATTERJEE (1960) dieses Mineral als bedeutenden akzessorischen Bestandteil enthält. Der mit AO korrelierte Aufschluß Vierstöck führt im entsprechenden Profilabschnitt aufgrund der noch unterlagernden Zechstein- und Rotliegendensedimente daher auch sehr viel weniger Apatit; die Schichtenparallelisierung wird aber durch das gemeinsame Aussetzen des Schwerminerals über der 2. basalen Grobschüttung eindeutig bestätigt. Erst im Hangenden der Bröckelschiefer-Folge (BO) kommt der Apatit wieder vor.

In den Proben der Haardt ist der Apatit dagegen kontinuierlich in der Schwerfraktion vertreten. Während die Rotliegendabschnitte der Profile CP und DP identische mittlere Verteilungen besitzen, nehmen die Anteile im überlagernden Zechstein unterschiedlich stark zu. Im Profilabschnitt von CP₄₂₋₄₆ nehmen sie dagegen wieder deutlich ab. Mit Aufschluß AP besteht insofern Übereinstimmung, als hier die Profilbasis ebenfalls reduzierte Apatitanteile aufweist.

Korrosion (Abb. 10–13; Tab. 3)

Die gegen intrastratal solution resistenten Apatite reagieren in einem sauren, karbonatfreien Environment sehr verwitterungsempfindlich. Daher geben die qualitativ beobachteten Auflösungserscheinungen Hinweise auf unterschiedlich fortgeschrittene Korrosionsphasen im Sediment und die Möglichkeit einer zeitlichen Zuordnung dieser Erscheinungen.

So erscheint die Kornoberfläche des Apatites, unter vollständiger Beibehaltung der Kristallform, im 1. Verwitterungsstadium durch viele kleine Eindellungen zunächst nur leicht genarbt. Im 2. Stadium tritt eine nach der C-Achse ausgerichtete, bilaterale, hahnenkammartig gezackte Anlösung des Kornes auf. Auch hier bleibt der ursprüngliche Habitus noch einigermaßen gut erhalten. In der 3. Phase schließlich geht die beidseitige Zackung ineinander über, und das Korn steht kurz vor seiner Auflösung. Während Formen 1. Grades durchaus noch mit dem Sediment angeliefert werden, wobei u. U. Korrosionsformen höheren Grades durch die Transportbeanspruchung reduziert wurden, muß die Verwitterung, die zu Formen 2. und 3. Grades führte, frühestens nach der Sedimentablagerung eingesetzt haben.

Mit Ausnahme von BO₁₅, in der auch das 2. Verwitterungsstadium vertreten ist, konnten in allen übrigen Odenwaldproben nur Anlösungen 1. Grades festgestellt werden. Daher läßt sich das plötzliche Aussetzen in den Profilen AO und CO nicht mit synsedimentären oder postdiagenetischen Verwitterungsvorgängen erklären. Vielmehr müssen die Schüttungen, die den Odenwald zu dieser Zeit erreicht haben, bereits apatitfrei gewesen sein, und das kristalline Paläorelief des Odenwaldes muß infolge sedimentärer Überdeckung als lokale Lieferquelle ausgefallen sein. Der am Top von BO festgestellte höhere Auflösungsgrad dagegen kann mit postdiagenetischer Verwitterung befriedigend erklärt werden, die, nicht sehr tiefgründig wirkend, von der heutigen Sedimentoberfläche auszugehen scheint.

In den untersuchten Proben des Pfälzer Waldes ist die Apatitkorrosion sowohl nach mittleren Verteilungswerten wie auch nach den Formen deutlich intensiviert. In ganz besonderem Maße trifft dies für den Rotliegendabschnitt von CP zu, in dem u. a. auch sehr viele Formen des 3. Stadiums vorkommen. Pr. CP₃ mit einem extrem niedrigen Apatitgehalt deutet an, daß in diesem Sedimentabschnitt mit Reduzierung des Primärbestandes zu rechnen ist. Gegen die Grenze ro/z nimmt die Verwitterung ab. Das spricht für einen intrapermischen, im wesentlichen wohl milieuabhängigen Auflösungsprozeß, der durch die Ingression des Zechstein-Meres zum Stillstand kommt. Erst oberhalb von CP₄₂ kommen auch wieder Formen des 2. Stadiums vor. Im Vergleich mit dem Odenwald erscheint hier die deutliche Zunahme korrodierter Apatite für einen Oberflächen-Verwitterungsprozeß zu groß. Möglicherweise bahnt sich hier eine Entwicklung an, die im Odenwald zur Anlieferung von apatitfreien Sedimenten führt. Ähnliche Divergenzen gibt es im Profil AP, wo in AP₈ oder auch unmittelbar am Top des Profiles über 40% Gesamtkorrosion mit Formen 3. bzw. 2. Grades festgestellt wurden, während nur wenige Dezimeter darunterliegende Proben entweder keine oder nur ganz geringe Korrosion aufweisen.

Farbvarietäten (Abb. 10–13; Tab. 3)

Neben hellen und gräulichen Apatiten treten auch dunkle, vorwiegend grünlich bis bräunlich getönte Individuen auf. SCHNITZER (1957) beschreibt solche Farbvarietäten, die

bisweilen einen schwachen Pleochroismus zeigen, aus dem Buntsandstein vom Westrand der Böhmisches Masse, TABORSZKY (1962) aus dem Kristallin des Odenwaldes.

Die nach hell und dunkel gegliederten Apatitspektren lassen in ihren mittleren Verteilungen nur geringfügige Abweichungen erkennen, wobei im Odenwald der Anteil nichtgefärbter Individuen generell etwas größer ist. Ein direkter Vergleich beider Arbeitsgebiete ist insofern schwierig, weil im Odenwald ein Teil der Apatite durch lokale Schüttungen von Kristallinerhebungen des Paläoreliefs ins Sediment eingebracht wurde, wofür auch der Extremanteil heller Individuen im Transgressionsprofil AO spricht. Andererseits sind die Abweichungen in BO und CO gegenüber der Haardt nicht so gravierend, daß man daraus eine unterschiedliche Herkunft der Sedimente ableiten könnte, zumal die Turmalin- und Rutiluntersuchungen ja deutliche Übereinstimmungen für beide Gebiete zeigen.

Kornform (Abb. 10–13; Tab. 3)

Die Gliederung nach der Kornform wurde auf die Grundtypen rund – prismatisch – eckig eingeschränkt. Grundsätzlich unberücksichtigt blieben alle Formen mit Korrosionserscheinungen. Um reproduzierbare Ergebnisse zu bekommen, sind in der runden Formklasse nur Körner mit vollkommen rundem bis elliptischem Habitus zusammengefaßt. Noch erkennbare kristallographische Begrenzungsflächen führten auch bei einer gewissen Verrundung zur Einstufung in die prismatische Formklasse, während unter eckig neben kantigen Komponenten auch alle Bruchformen von runden und kurz- oder langprismatischen Körnern erfaßt sind.

Es ergaben sich in allen Profilen mit den Kornformen der Turmaline parallelisierbare Verteilungstendenzen, wobei die deutliche Zunahme runder Apatite auf die geringere spez. Härte zurückgeführt wird. Der vereinzelt festgestellte Rückgang runder Apatite in Profilbereichen mit erhöhter Korrosion hängt damit zusammen, daß in dieser Formklasse besonders häufig Anlösungserscheinungen 1. Grades auftreten.

5.2. Feldspäte und F/Q-Werte

(Abb. 19–25; Tab. 4)

Nach den Diffraktometeraufnahmen war eine Differenzierung nach K-Feldspat und Plagioklas möglich, wobei die Peakhöhen der 002-Reflexe, in der Regel durch Kontrolluntersuchungen bestätigt, Hinweise auf die quantitativen Feldspatanteile gaben. Danach überwiegen in beiden Arbeitsgebieten K-Feldspäte, eine charakteristische Mineralkomponente des Buntsandsteins im südlichen Sedimentationsraum (VALETON 1953, FÜCHTBAUER 1967, MILLOT 1970, HEIM 1974).

Im Odenwald beschränkt sich der Nachweis einer geringen Plagioklasführung auf Proben der Aufschlüsse AO und CO, mit einer auffälligen Fixierung an feinkörnige Sedimentabschnitte. Nach der Verteilung der Feldspatkomponenten läßt sich das Profil von Vierstöck in drei Abschnitte untergliedern: In einen Basisbereich mit nahezu ausschließlicher Plagioklasführung, einen Mittelteil (CO_{39–53}), in dem beide Feldspäte gemeinsam vertreten sind, und einen oberen Abschnitt, in dem mit Ausnahme einer Probe nur noch K-Feldspat vorkommt. Auch die hangende Bröckelschiefer-Fazies in BO ist plagioklasfrei.

Tab. 4. Mittlere Feldspat/Quarz-Quotienten

PFÄLZER WALD		ODENWALD	
Profil	F/Q	Profile	F/Q
AP	0,27	AO	0,21
AP 1-7	0,20	AO 1-6	0,30
AP 8-21	0,19	AO 7-16	0,17
AP22-29	0,48	BO	0,19
BP	0,42	CO	0,09
CP	0,30	CO 1-29	0,09
CP 1-19	0,46	CO30-58	0,07
CP20-48	0,22	CO59-73	0,11
DP	0,23		
DP 1-7	0,25		
DP 8-33	0,22		

Dr. BÜHMANN, Straßburg, hat in einer freundlicherweise durchgeführten Kontrollaufnahme der Pr. CO₃₀, die nach den eigenen Analysen als feldspatfrei angegeben wurde, noch einen geringen Anteil von max. 2% Kalifeldspat bestimmt. Nach den chemischen Analysen (SCHWEISS 1982) besitzt diese Probe im Vergleich zu den Nachbarproben einen sehr niedrigen Gehalt an Kalium.

Die nach K-Feldspat- und Plagioklasanteilen getrennt dargestellten F/Q-Werte (Abb. 19–25) charakterisieren als relativierende Probenparameter die Veränderungen im Feldspatgehalt. Mit Quotienten zwischen 0,04 und 0,16 und einem Mittelwert von nur 0,09 (Tab. 4) hebt sich die Profilabfolge von Vierstök deutlich gegen die beiden anderen Aufschlüsse ab. Höhere F/Q-Werte kommen hier erst im oberen Aufschlußdrittel mit K-Feldspat vor. Sie leiten größenordnungsmäßig zu den Quotienten von BO über, dessen Grenzwerte bei 0,10 und 0,30 liegen. Die sehr hohen F/Q-Werte von AO sind eine Folge der z. T. beträchtlichen Durchmischung der Basispelite mit Kristallin. So wird in der von Gneisgrus durchsetzten Groblage bei AO₄ mit 0,57 der Maximalwert für den Odenwald erreicht. Mit der festen Sandsteinbank (AO₇₋₉) reduziert sich der Mittelwert des folgenden Aufschlußteiles um fast 50%.

In Abhängigkeit von den Probenmedianen zeigen die F/Q-Werte nach den errechneten Korrelationskoeffizienten schwach lineare Datenverteilungen (Abb. 14). Das Profil AO und der plagioklasführende Aufschlußteil von CO (bis Pr. 53) ist durch eine negativ ansteigende Linearität gekennzeichnet, während die Regressionsgeraden für die K-Feldspat führenden Proben von CO und AO positiv ansteigen. Auch hierin dokumentiert sich die Zusammengehörigkeit dieser Profilbereiche.

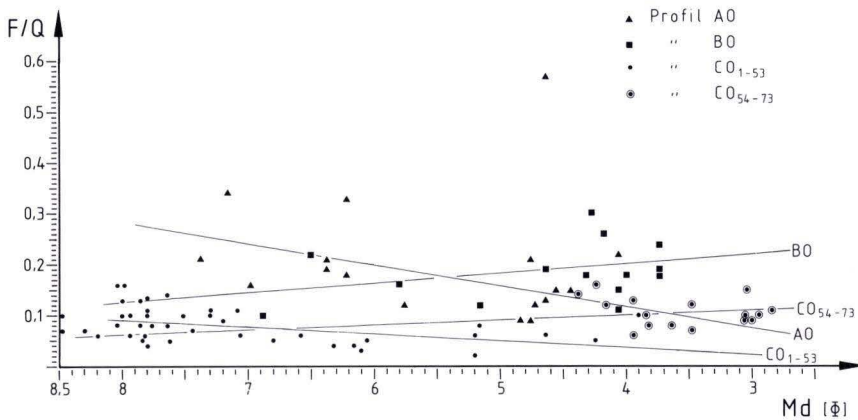


Abb. 14. Feldspat/Quarz-Quotienten der Odenwald-Proben in Abhängigkeit von den Md-Werten.

Im Pfälzer Wald haben sich die mittleren F/Q-Werte deutlich erhöht. Große Werte kennzeichnen die Proben des Oberrotliegenden, wobei die Mittelwerte für BP und CP₁₋₁₉ deutliche Übereinstimmung zeigen (Tab. 4). Mit Beginn des Zechsteins setzt eine rückläufige Entwicklung ein, die über den gesamten Profilabschnitt oberhalb CP₂₀ anhält und sich auch im Profil AP bis Pr. 21 fortsetzt. Erst am Top des im Basisbereich des Annweiler Sandsteins stehenden Aufschlusses erreichen die Quotienten wieder eine Größenordnung, die etwa dem Rotliegenden entspricht. Bei deutlich erniedrigten Werten bestehen im Aufschluß an der Madenburg nur geringe Unterschiede zwischen Rotliegendem und Zechstein. Zumindest nach dem Trend stimmt DP aber mit dem Profil von CP überein.

Nach Untersuchungen von MILLOT (1970) in den Vogesen schwankt hier die Feldspatführung in permischen Sandsteinen zwischen 35 und 60%, im Annweiler Sandstein zwischen 16 und 45%. Legt man die Daten von HENTSCHEL (1963) für die Haardt zugrunde, so entfallen auf die Rotliegendfazies des Oberen Sandsteins 12–15%, den fossilführenden Zechstein 5% und den Annweiler Sandstein 15–20% Feldspatanteile. Unter Hinzuziehung der erhöhten F/Q-Werte am Top von AP läßt sich diese unterschiedliche Feldspatverteilung auch aus der Trendentwicklung der F/Q-Quotienten ableiten.

Wie bereits im Odenwald, überwiegen die Kalifeldspäte. Trotz hoher F/Q-Werte im tieferen Teil des Oberen Sandsteins (BP) lassen sich hier keine röntgenographisch erfaßbaren Plagioklasgehalte nachweisen. Diese treten erst dicht unterhalb der Grenze ro/z auf (CP und DP). Ihr Wert am Gesamtverhältnis ist gleichbleibend gering.

In der pelitischen Zechsteinfazies von DP steigen die Plagioklas-Werte deutlich an. Analog zum Odenwald scheint dies eine Folge der extrem feinkörnigen Sedimentation dieses Profilabschnittes zu sein, zumal im darauffolgenden, stark sandigen Aufschlußteil (DP₂₅₋₃₃) wieder K-Feldspat-Quotienten dominieren. Auffallend hoch ist das Gesamt-F/Q-Verhältnis von Pr. 32, die sich auch durch einen sehr hohen Wert von 0,20 für Plagioklas gegen die anderen Proben abhebt.

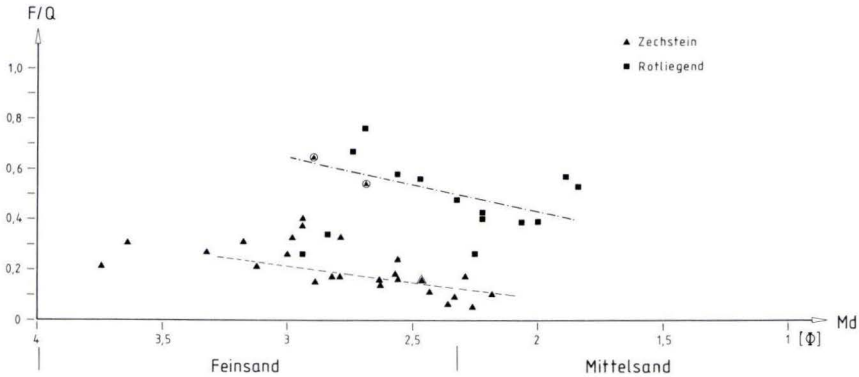


Abb. 15. Schüttungsspezifische F/Q-Werte in Abhängigkeit von den Md-Werten: Profil CP/Pfälzer Wald (⊕ = Pr. CP 29 und 30).

Im stratigraphisch äquivalenten, aber gröberklastisch entwickelten Profilabschnitt von CP steigt der Plagioklaswert erstmals deutlicher mit CP₂₄ an, wobei die Nachbarproben 23 und 25 sehr viel feinkörniger entwickelt sind. Einen mit DP₃₂ vergleichbaren Extremquotienten hat Pr. 29. Auch sie hebt sich mit einem Gesamtquotienten von 0,65 und einem Plagioklaswert von 0,20 gegen die anderen Zechsteinproben ab. Die Größenordnungen beider Extremproben resultieren aus Mittelwerten von 15 Einzelaufnahmen und können daher als gesichert angesehen werden. Chemische Analysen geben durch Nachweis erhöhter Na-Gehalte ebenfalls Hinweis auf verstärkte Plagioklasanteile (SCHWEISS 1982). Röntgenographisch reduzieren sich die Plagioklas-Quotienten ab CP₃₅, und ab Pr. 44 ist dieser Feldspat nicht mehr in nachweisbaren Konzentrationen vertreten, auch nicht im Profil AP.

Die Vermutung, daß die erhöhten Plagioklaswerte aus Neubildungen, analog zur bevorzugten, milieuhängigen Albitauthigenese im Norddeutschen Buntsandstein-Becken (FÜCHTBAUER 1967), resultieren, ist nach Dünnschliffbetrachtungen auszuschließen. Der in Abb. 15 dargestellte Zusammenhang zwischen Probenmedianen und F/Q-Werten scheint die paläogeographische Entwicklung im Zechstein wiederzugeben. Die linearen Quotienten-Verteilungen der Rotliegend- und Zechstein-Proben, dargestellt durch Regressionsgeraden, weisen zwei deutlich voneinander abgrenzbare Schüttungen aus, wobei sich CP₂₉ und die anschließende Probe auffallend gut in den Rotliegendtypus integrieren lassen. Paläogeographisch interpretiert, könnte dies sowohl als Fazies- (CP_{28/29}) wie auch als laterale Zeitmarke (DP₃₂) das allmähliche Ende des fossilführenden Zechsteins und den Beginn eines neuen Zyklus ankündigen. Die höheren Plagioklasanteile ließen sich durch rasche Zufuhr von bisher kaum umgelagertem Rotliegendmaterial des S-SW-Beckenrandes in Verbindung mit lokalen Kristallinaufbrüchen erklären. Die Anlieferung aus dem S-SW war nach den Untersuchungen HENTSCHELS (1963: 160) durch die Umkehrung der Sedimentationsrichtung zu Beginn des Oberen Sandsteins möglich geworden. Zuvor hatte ein Hochgebiet im E (Odenwald-Schwelle) als Sedimentlieferant vorgelegen.

5.3. Tonminerale

Nach den Röntgenanalysen besteht das Tonmineralspektrum im Odenwald ausschließlich aus Illit und Kaolinit (Abb. 19–25). Diese Mineralparagenese tritt bereits im Oberrotliegenden (SCHWEISS 1976) und in Mergellagen des Z1-Dolomites (BACKHAUS 1961) auf.

In der über den Ca3-Relikten anstehenden Sedimentabfolge von Vierstöck setzt eine deutliche und in Folge ununterbrochene Kaolinitführung erstmals mit Pr. CO₂₄ ein. Sie hält über Vierstöck hinaus auch im Profil BO bis dicht unterhalb des Profiltops an.

Mit bemerkenswert hohen Kaolinitkonzentrationen heben sich die beiden basalen Groblagen von Vierstöck deutlich gegen die übrigen Proben des unteren und mittleren Profilverlaufes ab. Der stratigraphisch gleichgesetzte Schichtenabschnitt von AO weist in den Proben der 2. Grobschüttung ebenfalls höhere Anteile auf, die durch kaolinfreie Zonen im Liegenden und Hangenden der Sandsteinbank scharf begrenzt sind.

Generell scheint sich der Kaolinitgehalt mit zunehmender Sedimentvergrößerung zu erhöhen. Es gibt für alle drei Profile jedoch Beispiele, in denen sich trotz gleichwertiger Kornverteilungen unterschiedliche Konzentrationen einstellen, so z. B. an der Basis von BO, wo im Vergleich mit der Schichtenfolge oberhalb CO₅₉ deutlich niedrigere Anteile vorkommen. Ein weiteres Beispiel bietet die Groblage bei CO₂₄. Hier erhöht sich die Kaolinitführung erst in der darauffolgenden, wesentlich feinkörnigeren Pr. 25.

Unter Berücksichtigung der geringen Feldspatanteile, expliziert durch entsprechend kleine F/Q-Werte, könnte die Kaolinitführung in Vierstöck aus einer zunehmenden Kaolinisierung der Feldspäte resultieren. Nach v. ENGELHARDT (1973) kann die Neubildung von Kaolinit aber auch ohne Feldspatersetzung erfolgen, wobei Aluminium und Kieselsäure nicht an Ort und Stelle mobilisiert, sondern durch Formationswässer herangeführt werden.

Das in jedem Falle zu fordernde saure Bildungsmilieu hätte jedoch auch einen korrodierenden Einfluß auf den verwitterungsempfindlichen Apatit gehabt. Nach den minimalen Anteilen angelöster Körner am Gesamtspektrum und den beobachteten schwachen Korrosionsformen (1. Stadium!) scheint ein solches Environment zumindestens nicht in den beiden apatitführenden Groblagen an der Basis von Vierstöck und in AO geherrscht zu haben.

HEIM (1974) weist in seinen Feldspat-Untersuchungen im Buntsandstein darauf hin, daß die Feldspatverwitterung im wesentlichen zwar in situ und häufig auch postdiagenetisch erfolgte, andererseits die unterschiedlichen Verwitterungsstadien der K-Feldspäte und das Auftreten von Kaolinit als intergranulare Porenfüllung auch auf prä- oder syndimentäre Verwitterung hinweisen. Frau Dr. VALETON (in: BACKHAUS 1961), die damals die petrographischen Untersuchungen an den Mergellagen durchführte, leitet den Kaolinit im Z1-Dolomit als rein detritische Komponente von einem nahen Festland mit Kaolinverwitterung ab. Als unmittelbare Liefergebiete stehen die ausgedehnten Kristallinareale der Schwelle zur Verfügung, auf denen nach marinen Regressionsphasen die Verwitterung einsetzen konnte, wie die intrapermische Verkarstung und Auflösung des Z1-Dolomites belegt.

Das Einsetzen des Kaolinites über dem Ca3 wird daher weitgehend als detritische Anreicherung in klastischen Schüttungen angesehen, die unter zunehmendem terrestrischem Einfluß allmählich das Paläorelief der Schwelle eindecken.

In der nach W ausstreichenden Zechstein-Randsenke der Haardt besteht die Tonmineralabfolge hauptsächlich aus Illit und Montmorillonit (Smektit). Chlorit und Kaolinit kommen der Reihung nach in zunehmend kleineren Anteilen vor.

Illit ist wie bereits im Odenwald in allen Proben vertreten. Daneben tritt in der Rotliegendfazies des Oberen Sandsteines Montmorillonit in z. T. beträchtlichen Konzentrationen auf. Im stratigraphisch tieferen Teil der Schichtenfolge, aufgeschlossen im Profil BP, nehmen die Smektitanteile zum Hangenden ohne erkennbare Korngrößenveränderungen ab. Dagegen ist Smektit in den Pr. CP₁₋₁₉ am Top des oberen Sandsteines außerordentlich stark vertreten. Hier konnte in einigen Proben auch noch eine schwache Chloritführung nachgewiesen werden.

Oberhalb der Grenze ro/z scheint der Smektitgehalt dieses Profiles von der Korngröße des Sedimentes abhängig zu sein. In feinkörnigen Proben ist dieses Tonmineral kaum noch vorhanden, dagegen stellen sich hier verhältnismäßig hohe Chloritanteile ein. Ab CP₄₀ ließ sich nur noch Illit eindeutig nachweisen.

Die rein illitische Tonmineralabfolge setzt sich auch im hangenden Profil AP bis Pr. 7 fort. Darüber kommt auch Kaolinit in sehr geringen Konzentrationen vor.

Das randfernere Profil DP zeigt in dem mit Waldrohrbach gleichzusetzenden Rotliegendabschnitt bei etwas mehr Chlorit deutlich reduzierte Smektitanteile. Die tonige Zechsteinfazies ist hier smektitfrei. Dieser tritt neben durchlaufendem Chlorit erst wieder in der sandigen Zechsteinfolge ab DP₂₅ auf. Oberhalb DP₃₁ ist nur noch Illit sicher nachzuweisen.

Nach den Röntgenreflexen bei 14 Å handelt es sich bei den nachgewiesenen Chloriten um trioktaedrische Vierschichtsilikate, die, im Gegensatz zu 7-Å-Chloriten mit überwiegender Al-Besetzung in den Oktaederzentren, ausschließlich oder doch überwiegend Mg und Fe²⁺ an entsprechenden Gitterpositionen einbauen und für die zusätzliche Brucit-Zwischenschicht weitere Mg-Ionen benötigen.

Die bevorzugte Bindung des Minerals an stärker karbonatführende Sedimente des Grenzbereiches ro/z und die feinkörnige, z. T. dolomitische Zechsteinfazies berechtigen daher zu der Annahme, daß es sich um milieugebundene, synsedimentäre bis frühdiagenetische Neubildungen handelt. Derartige Neubildungen wurden von FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1959) in Salztönen des Zechsteins nachgewiesen und von BRAITSCH (1963) in marinen Sedimenten beschrieben.

Für die Neubildung ist ein chemisches Milieu mit alkalischer Reaktion und die Zufuhr Mg-reicher Porenwässer erforderlich. Diese Bedingungen sind in den mit Meerwasser durchströmten Sedimenten des Zechsteins erfüllt und können auch noch auf die unmittelbar unterlagernden Sedimentbereiche des Oberen Sandsteines übertragen werden. Dabei erhöht sich der Gehalt an Chlorit zwangsläufig dort, wo sich infolge verstärkter Karbonatabscheidung (primär als Calcit) das Angebot an Magnesium durch Verschiebung des Mg/Ca-Verhältnisses erhöht. Dies ist im Profil DP der Fall.

Die gegenüber CP deutlich reduzierten Montmorillonitanteile könnten ein Hinweis darauf sein, daß ein Teil der neugebildeten Chlorite aus Smektiten entstanden ist. Nach WHITEHOUSE et al. (1960) kann sich im küstenfernen Profil DP aber auch ein Selektierungsprozeß bemerkbar machen, der dadurch zustande kommt, daß detritisch angelieferter Montmorillonit bei Kontakt mit Meerwasser sehr bald ausflockt.

Die Neubildung von Smektit verlangt ein chemisches Environment mit nur geringer Wasserzirkulation, in dem sich bei alkalischem pH Magnesium, Calcium und Eisen in

höherkonzentrierten Lösungen einstellen. Unter Einbeziehung des morphologischen Reliefs sind solche Bedingungen nach SINGER (1980) hauptsächlich in Senken mit stagnierendem Grundwasser bei aridem bis semiaridem Klima erfüllt.

Es erscheint daher logisch, daß im Bereich der im Prä-Zechstein (?) angelegten Randsenke, neben der normalerweise fast rein illitischen Tonmineralparagenese der permischen Sandsteine (MILLOT 1970), auch höhere Smektitanteile vertreten sind, die sich im tieferen Teil des Oberen Sandsteines (BP) nicht unbedingt auf marine Einflüsse zurückführen lassen.

Der paläomorphologische Ausgleich der Senke gegen die Randgebiete stellt sich wieder durch die illitische Tonmineralabfolge ein, der am Top von DP und CP nicht mehr auswertbare Spuren von Smektit (?) beigemischt sind. Mit Rückzug des Zechstein-Meeress werden die Sedimente limnisch-fluviatil umgelagert und transportiert. Die geringe Kaolin-führung in AP ließe sich analog zum Odenwald als Zeichen terrestrischen Einflusses deuten und als schüttungsspezifischer Detritus aus dem kristallinen Hinterland (MILLOT 1970) herleiten.

5.4. Karbonat

Alle nach den Röntgenaufnahmen karbonatführenden Proben sind in den Abb. 19–25 durch eine entsprechende Signatur gekennzeichnet. Nach Lage des Hauptreflexes bei $d = 2,89 \text{ \AA}$ liegt sämtliches Karbonat als Dolomit vor.

Während sich der Nachweis der Karbonatführung im Odenwald ausschließlich auf BO beschränkt, tritt sie im Pfälzer Wald hauptsächlich in den Zechsteinprofilen CP und DP auf. In CP wurde Dolomit letztmalig in Pr. 42 nachgewiesen. Im Profil Lug (AP) tritt Dolomit unmittelbar an der Basis und in AP₂₃ auf. Der Obere Sandstein in BP ist karbonatfrei.

An einigen CP-Proben wurde der Ordnungsgrad des Dolomites bestimmt. Nach GOLDSMITH & GRAF (in FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977: 369) ist der Dolomit um so besser geordnet, je höher das Intensitätsverhältnis der Reflexe bei $d = 2,54/2,40 \text{ \AA}$ (CuK α) ausfällt.

Die zwischen 1,02 und 1,05 schwankenden Werte entsprechen daher einem gut geordneten Dolomit.

5.5. Dünnschliffauswertungen

Die Kornformen in sandigen Odenwald-Proben, abgeschätzt nach dem visuellen Klassifizierungsschema von RUSSEL & TAYLOR & PETTJOHN (in MÜLLER 1964), wechseln zwischen kantig und schwach kantengerundet. In siltigen Lagen ist keine Verrundung erkennbar.

Die Pr. CO₂₄- und ₃₀ zeigen feinstlaminierte Schichtung mit z. T. gradierten Mikroschüttungen im mm-Bereich. In den Tonlagen ist eine Schichtung durch Einregelung der Glimmer, die auch leichten Verbiegungen der Schüttungslamellen folgen (Abb. 16), erkennbar.

Aus der Einlagerung von Grobkorn zwischen feinklastischem Material ergibt sich eine weitgehend schlechte Sortierung. Der noch verbleibende Porenraum ist in der Regel durch ein toniges Bindemittel erfüllt, das vielfach auch die Einzelkörner mit einer dünnen Hülle umschließt. Dies wurde auch in den karbonatisch zementierten Proben von BO beobachtet.

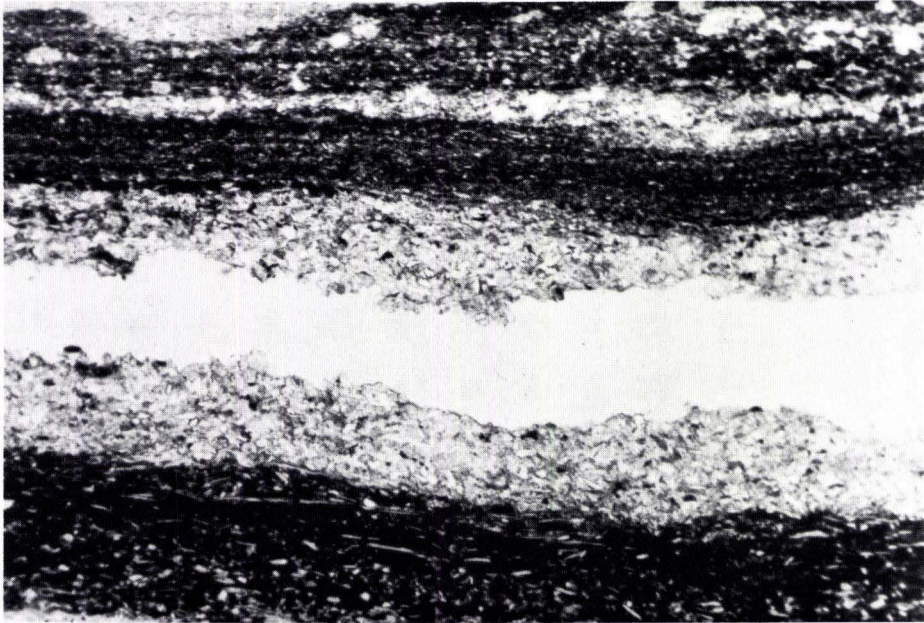


Abb. 16. Dünnschliff von Probe 30 des Profiles CO/Odenwald. Senkrechter Anschliff zur Schichtung; teilweise \times Nicols; Bildbreite: 3,2 mm.

Der Erhaltungszustand der Feldspäte, sofern in den feinkörnigen Proben erkennbar, reicht von frisch bis stark verwittert. Da auch die Feldspäte von der dünnen Tonhülle umgeben sind, kann man davon ausgehen, daß sie bereits in diesem Zustand sedimentiert wurden und nur eine geringe Auflösung nach der Ablagerung stattgefunden haben kann. An einigen Feldspäten der Pr. BO_3 wurden sehr schmale Anwachssäume von neugebildetem K-Feldspat beobachtet.

Der Nachweis von diagenetisch neugebildetem Kaolinit, erkennbar an einer geldrollenartigen Struktur, konnte ebenfalls nur in Pr. BO_3 erbracht werden.

Im Pfälzer Wald hat sich die Zurundung der klastischen Komponenten deutlich verbessert. Überwiegend gute Kornverrundungen treten in den etwas gröberen Sandsteinen von CP und DP auf. Am Top von CP (Pr. 47) und im höheren Teil des Profiles Lug (ab AP_{12}) ist die schlechtere Kornverrundung oftmals die Folge sekundärer Quarzspassung an ursprünglich gut bis mittelmäßig verrundeten Körnern. Das Bindemittel ist hier weitgehend quarzitisch. Auf die Quarzneubildung im Annweiler Sandstein macht bereits HENTSCHEL (1963) aufmerksam.

Im Rotliegenden sind die Körner in den meisten Fällen von einem dünnen Tonhäutchen umgeben, auch wenn wie in DP vereinzelt Dolomit im intergranularen Porenraum erscheint. Nach der rötlichbraunen Farbe scheint das tonige Bindemittel eisenschüssig zu sein. Oberhalb CP_{24} nimmt die Karbonatführung zu und ist oftmals in Form von Dolomit-

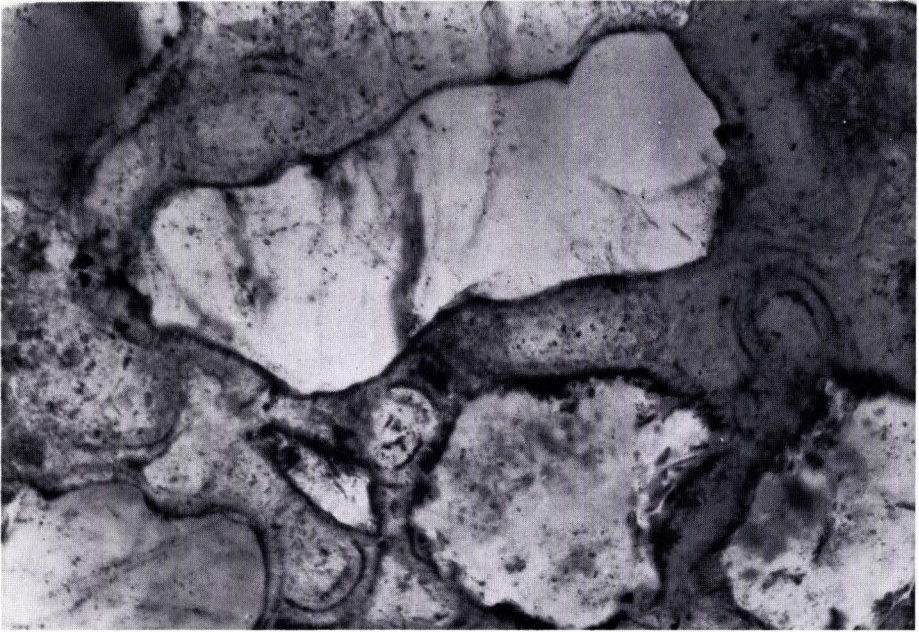


Abb. 17. Ooide in Pr. 42 des Profiles CP/Pfäzler Wald. Teilweise \times Nicols; Bildbreite: 0,5 mm.

Idioblasten gut auskristallisiert. Teilweise zeigen die klastischen Sedimentanteile ein schwimmendes Korngefüge, wenn wie in CP_{38} und 42 der Dolomitgehalt in einigen Dünnschliffbereichen extrem ansteigt.

Gegenüber dem Odenwald ist der Verwitterungsgrad der Feldspäte deutlich erniedrigt. Aufgrund der tonigen Umhüllungen ist auch hier anzunehmen, daß die Verwitterung weitestgehend vor der Ablagerung stattgefunden hat. Hinweise auf Feldspatneubildungen im Rotliegenden und Zechstein wurden nicht gefunden. Dies gilt auch für die Pr. CP_{29+30} sowie DP_{32} , in denen Plagioklase nachweislich vorhanden sind. Neubildungen von K-Feldspat sind in AP_1 oft vorhanden.

Pr. CP_{42} , die bereits bei der Schwermineraldiskussion eine besondere Stellung einnahm, besitzt im Dünnschliff einen sehr hohen Dolomitgehalt, so daß auch hier z. T. ein schwimmendes Korngefüge besteht. Das Besondere in diesem Schliff sind runde bis ovale Dolomitaggregate, die einen konzentrischen Schalenaufbau besitzen (Abb. 17). Gegen die umhüllende Karbonatmatrix sind sie durch einen dünnen Schmutzsaum abgetrennt. Auch die einzelnen Schalen heben sich so gegeneinander ab. Zwischen klastische Komponenten „eingeklemmt“, verändern sich die als Ooide angesprochenen, runden Gebilde, anscheinend plastisch reagierend, zu ovalen Kornformen. Der Anteil der Ooide an der Gesamtprobe ist sehr gering.

		ODENWALD			PFÄLZER WALD		
U. BUNTSANDSTEIN	S1 Bröckelschiefer-Folge	Obere Folge suB ₀ -sandig 3. Sandlage Untere Folge suB ₀ -sandig, tonig 2. Sandlage	Kaolinit Illit	K-Feldspat größere F/Q-Werte K-Feldspat + Plagioklas kleinere F/Q-Werte vorwiegend Plagioklas	Obere Folge ANNWEILER Sst. feinkörnig Untere Folge	Illit + (Kaolinit)	große F/Q-Werte
	Z5+6 Ohre- / Friesland-S	Ton/Schluffsteine 1. Sandlage	Illit + Kaolinit		feinkörnige Sandsteine	Illit	K-Feldspat kleine F/Q-Werte
ZECHSTEIN	Z4 Aller-S	Ton/Schluffsteine	Illit				
	Z3 Leine-S	Ca3-Oxide Hiatus Intraperm. Verkarstung mit Fe/Mn-Verwitterungslagerst.			Ca3(?) Sandst., dolomit., ooidisch Sandst., sehr feinkörnig, z.T. dolomit.	Illit/Smektit	K-Feldspat
	Z2 Werra-Serie Straßfurth	Dolomit fossilif.	Illit + (Kaolinit)		fossilif. Sandsteine z.T. dolomitisch fossilif. Tonsteine z.T. dolomitisch Dolomitmergelbanke	Chlorit Illit/Chlorit + Smektit	Plagioklaspeak Plagioklas
	Z1 Werra-Serie					Illit/Smektit + Chlorit	F/Q-Werte abnehmend
ROTLIEGEND	r0	Arkose			Oberer Sandstein (Kreuznacher Gruppe)	Illit + Smektit	K-Feldspat große F/Q-Werte

Abb. 18. Neugliederung des Grenzbereiches Perm/Trias im Odenwald und Pfälzer Wald.

6. Deutung der Untersuchungsergebnisse

Die im Werra-Becken auftretenden drei Sandlagen über dem A4 werden in ihrer stratigraphischen Position unterschiedlich gedeutet. Nach der älteren hessischen Auffassung (DIEDERICH 1970) liegt die Grenze z/su an der Basis der 1. Sandlage, die bis auf wenige Ausnahmen (WEINELT 1962, LÄMMLER 1967) nur nördlich der Odenwald-Spessart-Schwelle entwickelt sein soll. Im südlichen Odenwald bei Heidelberg glaubt DIEDERICH (1970) diese Sandlage ebenfalls nachweisen zu können.

Demgegenüber legt KÄDING (1978b) die Grenze zur Trias an die Basis der 2. Sandlage. In der so erweiterten Zechsteinfolge kann er zwei weitere Zyklen (Z5+6, Ohre- und Friesland-Serie) ausscheiden und diese mit Gamma-Ray-Logs neugefahrener Bohrungen vom Werra-Becken über die Spessart-Schwelle hinweg ins Fränkische Becken bis in die südliche Randfazies verfolgen (Bohrungen: Allmersbach B1 und Cannstatt). Mit der 3. Sandlage untergliedert er den S1 in eine Untere und Obere Bröckelschiefer-Folge, wobei sich mit der Oberen Folge veränderte Sedimentationsbedingungen einstellen.

Ausgehend von der stratigraphisch gesicherten Zechsteinbasis in Vierstöck, wird die rund 0,2 m mächtige, stärker sandige und grünlichgrünlich gefärbte Grobsiltlage bei CO₂₄, rund 7 m über dem Ca3, als Äquivalent der basalen Grobschüttung im Spessart bzw. der Sandlage 1 im Werra-Becken angesehen. Sie grenzt die „Bunte Letten“ des Z3/4 hangendwärts eindeutig ab.

Nach der weiteren lithologischen Abfolge des Profiles, der charakteristischen Bleichung und dem sehr niedrigen K-Gehalt von CO_{30} , der sich im Gamma-Ray-Log durch einen entsprechend deutlichen Rückgang der Strahlungsintensität von ^{40}K bemerkbar machen dürfte, muß die rund 0,8 m mächtige Sandlage bei CO_{30-32} dem stratigraphischen Niveau der 2. Grobschüttung im Werra-Becken und der 1 m mächtigen Grenzbank z/su bei 462,5 m in der Bohrung Bad Mergentheim (KÄDING 1978b) entsprechen. Zechstein 5+6 wären demzufolge in Vierstöck in einer Mächtigkeit von ca. 1,8 m vertreten.

Die sich zwischen Unterer und Oberer Bröckelschiefer-Folge verändernden Sedimentationsbedingungen stellen sich in Vierstöck etwa mit CO_{59} ein. Legt man die Grenze an die Basis der festen Sandsteinbank bei CO_{63} (= 3. Sandlage), so besteht die Untere Folge überwiegend aus fein- bis grobsiltigen Sedimenten, deren Vergrößerung nach den mittleren Korngrößen dachbankzyklisch verläuft. Unter Einbeziehung des hangenden Bröckelschiefers in BO zeigt die überwiegend sandige Obere Folge dagegen eine leichte „fining-upward“-Rhythmik.

In Anlehnung an die lithologische Gliederung ergeben sich nach den petrographischen Befunden charakteristische Veränderungen zwischen den einzelnen Schichtgliedern, die zugleich eine stratigraphische Einstufung des Transgressionsprofiles AO ermöglichen.

So besteht das Tonmineralspektrum des pelitischen Z3/4 nahezu ausschließlich aus Illit, auch wenn bei transgressiver Überlagerung auf Kristallin Z3/4 stärker mit aufgearbeitetem Grundgebirgsmaterial durchsetzt ist. Erst mit Z5+6 und der Grenze z/su stellen sich deutlich erhöhte Kaolinitgehalte ein. Die weitgehend detritische Zufuhr des Tonminerals scheint auch nach den Dünnschliffauswertungen gesichert zu sein.

Gleichzeitig setzt die Apatit- und Granatführung dicht oberhalb der Grenze z/su aus, ein Verhalten, das auch im Profil AO festgestellt wurde. Während das kurzfristige Auftreten von Granat sicher nur lokalspezifisch zu deuten ist, scheint der Ausfall des Apatites ein charakteristisches und überregional zu bewertendes Merkmal einer liefergebietsferneren Sedimentation im S1 darzustellen (DIEDERICH 1966). Das Schwermineralspektrum der Unteren S1-Folge besteht somit hauptsächlich aus den Stabilkomponenten Turmalin, Zirkon und Rutil. Auf die teilweise hohe Anatasführung (vgl. SCHWEISS 1982) soll hier nicht näher eingegangen werden. Das erneute Auftreten von Apatit in der Oberen Folge steht möglicherweise in einem paläogeographischen Zusammenhang mit der Apatitführung der tieferen Gelnhausen-Folge im östlichen Odenwald und der verstärkten Zufuhr aus dem südpfälzischen Raum.

Die nach den F/Q-Werten geringe Feldspatführung zeigt sowohl in lateraler wie in vertikaler Verbreitung leichte Veränderungen. Im Profil Vierstöck, das aufgrund von unterlagerndem Rotliegenden und Z1-Dolomit im tieferen Teil einer Senke einsetzt, sind der klastische Zechstein und die Untere Bröckelschiefer-Folge durch sehr niedrige Feldspatgehalte gekennzeichnet, wobei im Zechstein Plagioklas dominiert und im Unteren Bröckelschiefer auch vermehrt K-Feldspat vorkommt. Erst im Übergangsbereich zur Oberen Folge stellen sich hier höhere Gehalte von ausschließlich K-Feldspat ein.

Als paläogeographische Synthese dieser Befunde können die niedrigen Feldspatgehalte in Verbindung mit den tonig-schluffigen Zechstein-Ablagerungen als das Resultat einer im wesentlichen noch „still ablaufenden“ Sedimentationsperiode auf der Schwelle angesehen werden. Die Sedimente, unter Wasserbedeckung (Wurmbauten!) lokal nur schwach umgelagert, stammen noch vorwiegend von den unmittelbaren Randzonen der Teilsenken.

In randnaher Ablagerung erhöht sich der Feldspatgehalt zunächst mit der zunehmenden Durchmischung von aufgearbeitetem Kristallin. Unter verstärktem festländischen Einfluß bringen auch die gröberklastischen Schüttungen des Z5+6 und des Grenzbereiches z/su kurzfristig erhöhte Feldspatanteile ins Sediment ein, was sich in randfernen Lagen kaum oder gar nicht bemerkbar macht. Als weiteres Indiz für diesen lateralen Selektionsprozeß ließe sich auch die gegenüber CO etwas größere Mächtigkeit der 2. Sandlage in AO, hier auf Kosten des etwas eingeeengten Z5+6, oder die Verteilung von Apatit und Granat anführen, die in der Randlage stärker vertreten sind.

Die ausschließliche Bindung von Plagioklas an den Zechstein und die basale Bröckelschiefer-Folge wird milieuhängig auf ein noch marines Environment zurückgeführt, dessen alkalische Reaktion den aus lokalen Schüttungen stammenden Plagioklas vor schneller Auflösung schützt und im Verlauf des Umlagerungsprozesses ein Abwandern in die Feinfraktionen ermöglicht.

Mit der sedimentären Überdeckung der Rumpfflächen verschwinden lokale Kristallineinflüsse, und es stellen sich auf der Schwelle allmählich gleichmäßige Sedimentationsbedingungen ein, wobei sich in der Unteren Folge eine Zunahme und im Verlauf der Oberen Folge ein leichter Rückgang der terrestrischen Sedimentationsphase, erkennbar auch am Rückgang der Kaolinführung, bemerkbar machen. Die Zufuhr von Schüttungen aus einem weiter entfernten südwestlichen Liefergebiet kann durch die gut übereinstimmenden Ergebnisse kornspezifischer Schwermineraluntersuchungen in beiden Arbeitsgebieten belegt werden.

Aus der Verbreitung des fossilführenden Zechsteins im Pfälzer Wald geht nach den Untersuchungen von HENTSCHEL hervor, daß diese Sedimente in einer sich nach E-NE öffnenden Randsenke abgelagert wurden, deren östliche Verlängerung in die Kraichgau-Senke und weiter in das Fränkische Becken heute durch den Rheingraben-Einbruch verdeckt ist. Nach NE bilden Festlandssporne des kristallinen Odenwaldes und in weiterer NE-Verlängerung die Spessart-Schwelle den randlichen Rahmen dieser Senkungszone.

Nach der faziellen Abfolge der Zechstein-Zyklen im Odenwald und unter Berücksichtigung von Verbreitung und Mächtigkeit des Z1 im südlichen Becken und den Randgebieten (KADING 1978b), können die von HENTSCHEL mit Z4-Alter angegebenen Sedimente nur in den Zechstein-1-Zyklus eingestuft werden. Die Grenze ro/z liegt somit am Top des Oberen Sandsteines (Nahe-Gruppe, olim Standenbühler Schichten). Dabei ist nicht ausgeschlossen, daß Teile des Oberen Sandsteines, insbesondere die von HENTSCHEL beschriebenen Grobhorizonte dicht unterhalb der Grenze ro/z, eine klastische Vertretung des Zechsteins (? Zechsteinkonglomerat) darstellen.

Der marine Zechstein setzt mit einer gegenüber dem Oberrotliegenden deutlich abgestuften Kornverfeinerung ein, die sich im weiteren Verlauf dachbankzyklisch vergrößert. Der Nachweis einer Fossilführung bis ins unmittelbar Hangende des von HENTSCHEL bearbeiteten Standardprofils bei Eschbach (Aufschluß DP) belegt hier eine Mindestmächtigkeit von 4,2 m für den Z1, ohne daß ein gesicherter Abschluß erreicht schien. Eine ebenfalls im Hangenden einsetzende, dolomitische Sandsteinbank mit einem sehr hohen Plagioklas- und Gesamtfeldspat-Quotienten, der sich deutlich von den liegenden Zechstein-Proben abhebt, findet sich im Profil Waldrohrbach (CP) in stratigraphisch äquivalenter Position wieder.

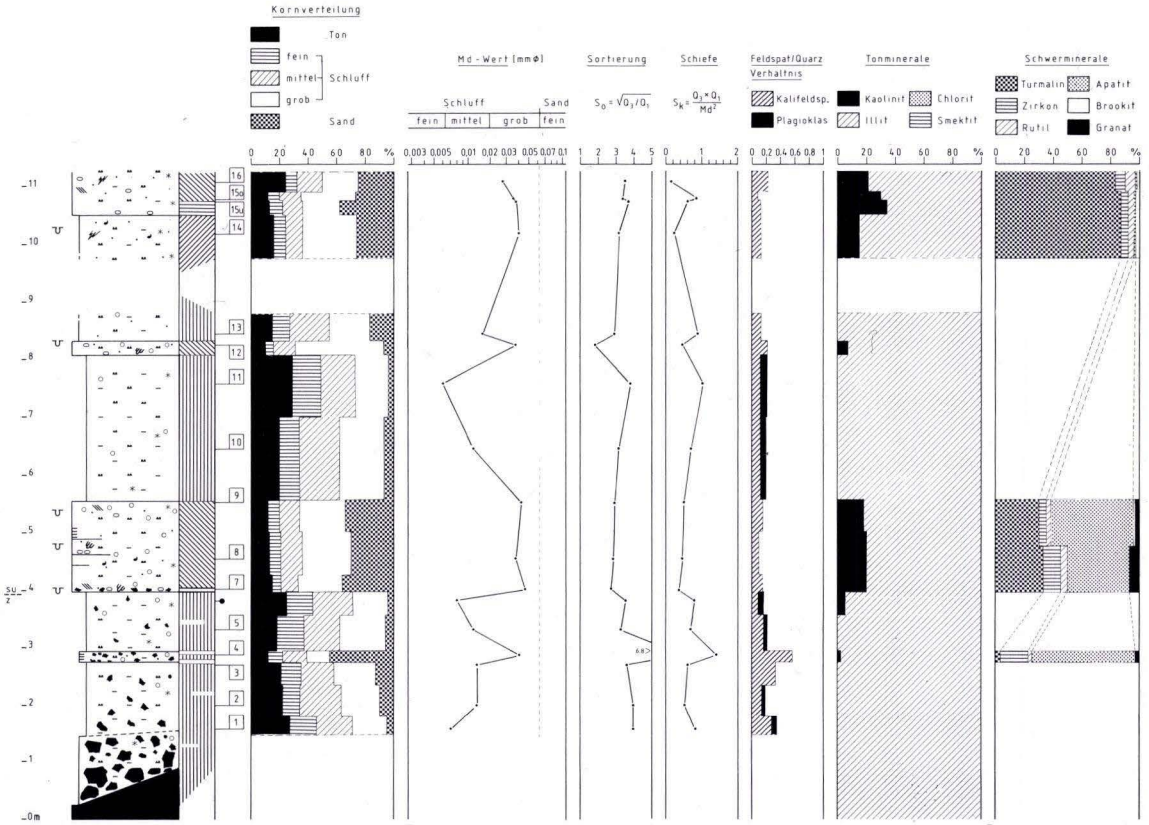


Abb. 19. Aufschluß AO/Odenwald (z/su): Steinbruch an der SE-Flanke des Steinkopfes. Bl. 6219 Brensbach, R 34 95 04, H 55 09 20.

Hier scheint sich die Fossilführung nicht über die Bank CP₂₉ hinaus fortzusetzen. Deshalb wird der hohe F/Q-Wert, in Verbindung mit einer deutlich gesteigerten Sedimentvergrößerung, als der Beginn eines Fazieswechsels gesehen, der mit Schüttungen vom Rotliegend-Typ das Ende des stärker marinen Zechstein-1, möglicherweise einen höheren Zyklus einleitet. Dieser terrestrische Vorstoß von „Rotliegend-Schüttungen“ in die Senke könnte zeitlich mit der auf der NE vorgelagerten Odenwald-Schwelle einsetzenden Festlandsphase übereinstimmen, in deren Verlauf die Z1-Dolomite intensiv verkarsteten und abgetragen wurden. Durch die Zechstein-Abfolge auf der Schwelle wissen wir, daß sich diese Verwitterungsperiode mindestens über den gesamten Z2 erstreckt haben muß.

Die im Profil CP über den fossilführenden Z1 hinaus anhaltende Sedimentation karbonatisch zementierter Sandsteine mit Plagioklasführung, dessen Bindung an den tieferen Zechstein bereits auffällt, und die milieubedingte Zunahme oliver Turmaline, die erst oberhalb der letzten karbonatführenden Probe CP₄₂ endet, indizieren weiterhin ein marines Environment. Die ebenfalls noch unverändert durchlaufende Tonmineralabfolge

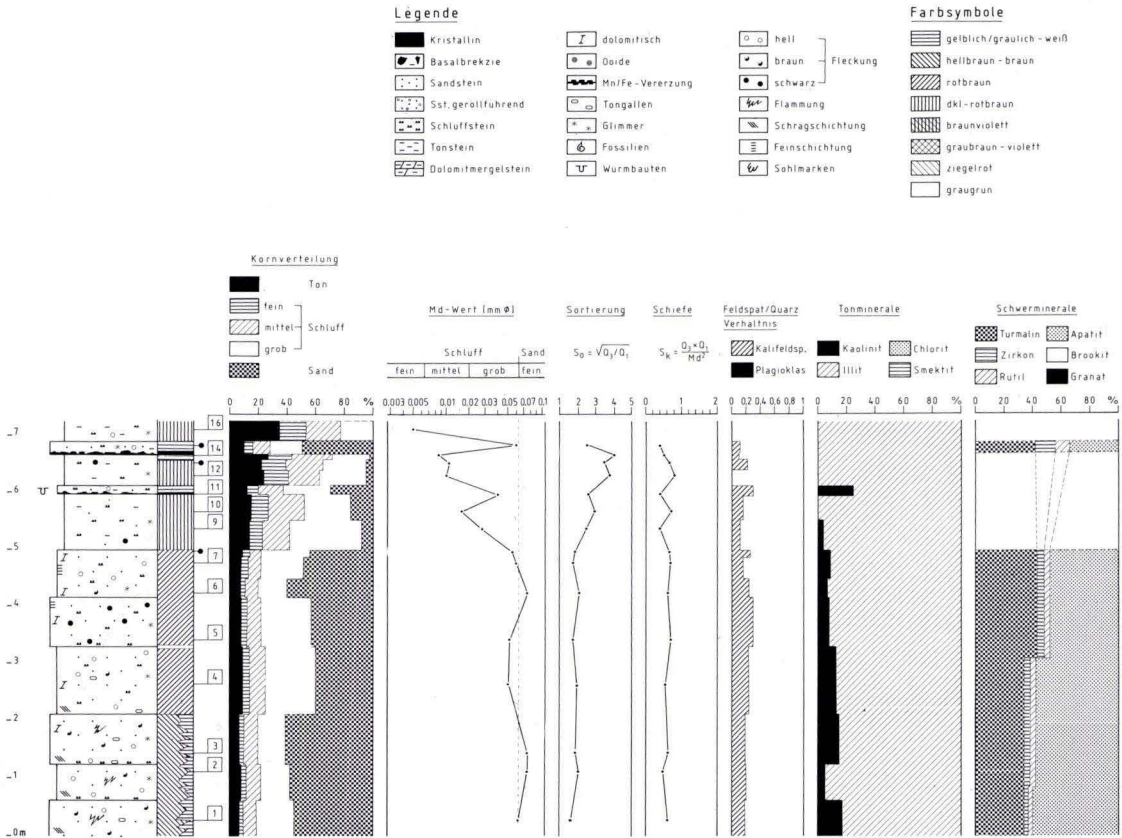


Abb. 20. Aufschluß BO/Odenwald (su): Steinbruch an der W-Flanke des Heidelberges. Bl. 6219 Brensbach, R 34 94 00, H 55 09 46.

von Illit, Smektit und untergeordnet Chlorit zeigt durch die bereits im Rotliegenden gegebenen Bildungsbedingungen (Senke mit vorwiegend stagnierendem Grundwasser und alkalischem pH der Bodenlösungen), daß die Senkungszone auch weiterhin ein beharrendes Strukturelement bleibt, und in die nun von der trockengefallenen Odenwald-Schwelle Verwitterungsschutt mit hohem Karbonatgehalt (Z1-Dolomite) einfließen kann. Eine Einstufung der karbonatführenden Klastika in den Z2 erscheint daher logisch.

Erstaunlich gute Parallelen finden sich in der Bohrung Lichtenau am SW-Rand des Spessarts. Hier tritt über fossilführenden Kalken des Z1 zwischen 160 und 173 m. u. G. zunächst eine nur schwach klastische Karbonatfazies auf, deren Tonmineralabfolge wie bereits im Z1 überwiegend aus Illit und Chlorit besteht. In dem darauf folgenden Abschnitt zwischen 142 und 151 m Teufe setzt eine klastische Sedimentation ein, die neben hohen Kaolinitanteilen auch ungewöhnlich hohe Plagioklasgehalte führt. Hier läßt sich ein ganz deutlicher Bezug zu der plagioklasführenden „Rotliegend-Schüttung von DP₃₂ bzw. CP₂₉“

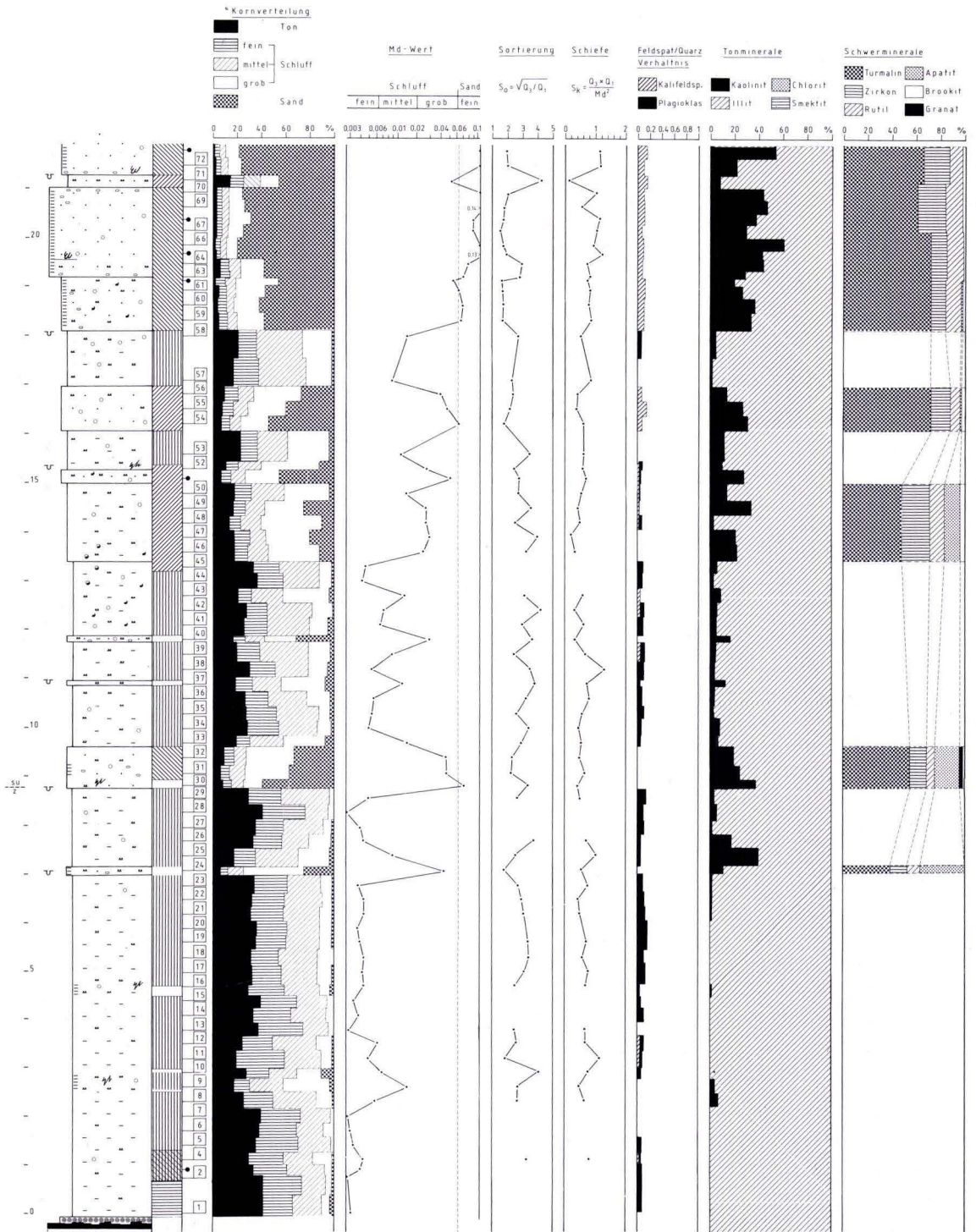


Abb. 21. Aufschluß CO/Odenwald (z/su): Tongrube Vierstöck am Morsberg. Bl. 6219 Brensbach, R 34 92 43, H 55 08 30.

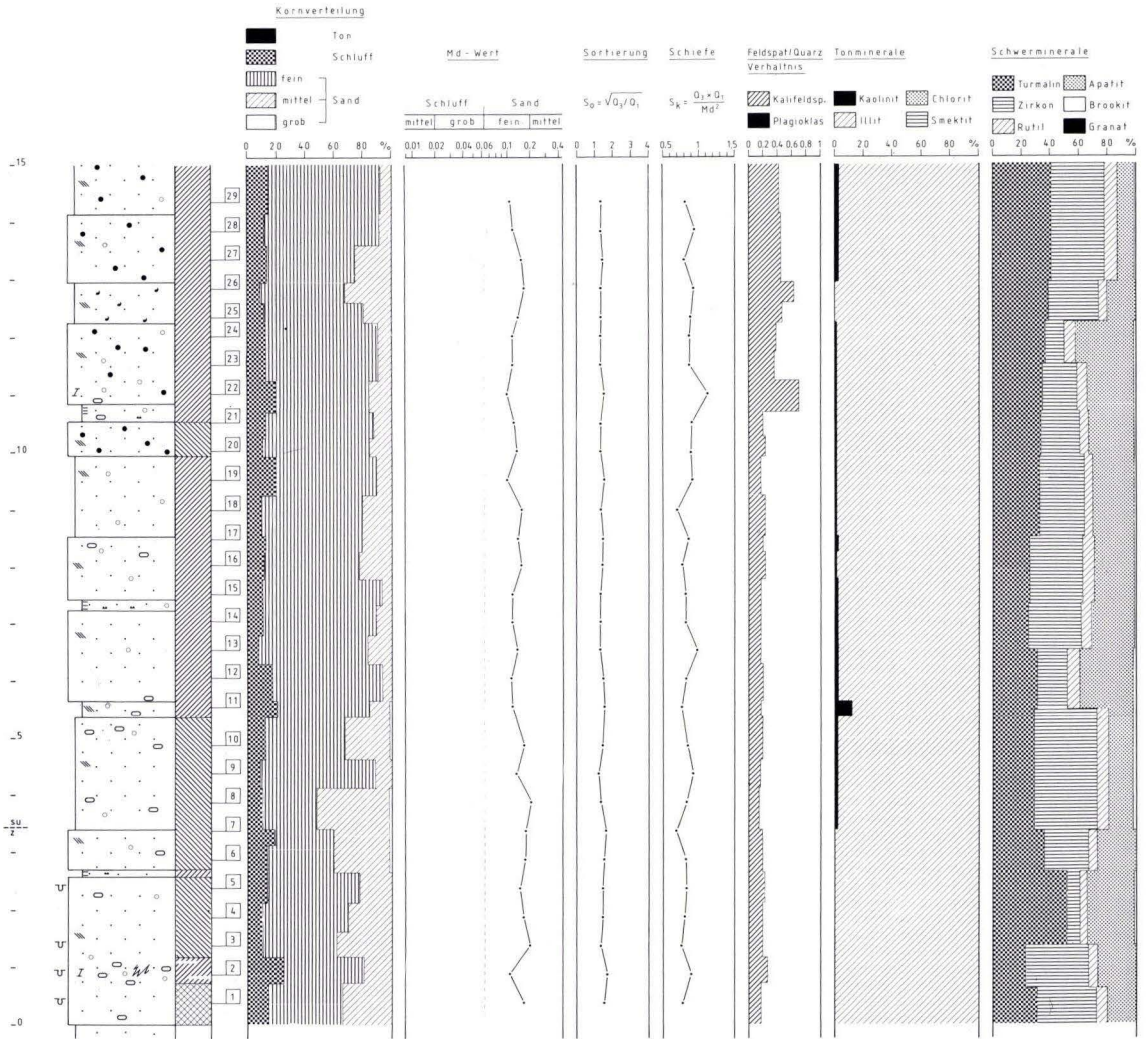


Abb. 22. Aufschluß AP/Pfälzer Wald (z/su): Steinbruch an der W-Flanke des Heisch-Berges bei Lug. Bl. 6813 Bergzabern, R 34 20 23, H 54 50 70.

herstellen. FALKE (1969) vermutet in diesem Sedimentabschnitt ebenfalls ein mittleres Zechstein-Alter (Z2/3), zumal er in einer Dolomitlage bei 118 m u. G. die Vertretung des Plattendolomites zu erkennen glaubt. Diese Bank müßte der schwach oolithführenden Pr. CP₄₂ entsprechen, die im Profil CP letztmals Karbonatführung zeigt. Die Basis der 0,9 m mächtigen Sandsteinbank setzt unterhalb von CP₄₁ mit einer ausgesprochenen Grobschüttung ein.

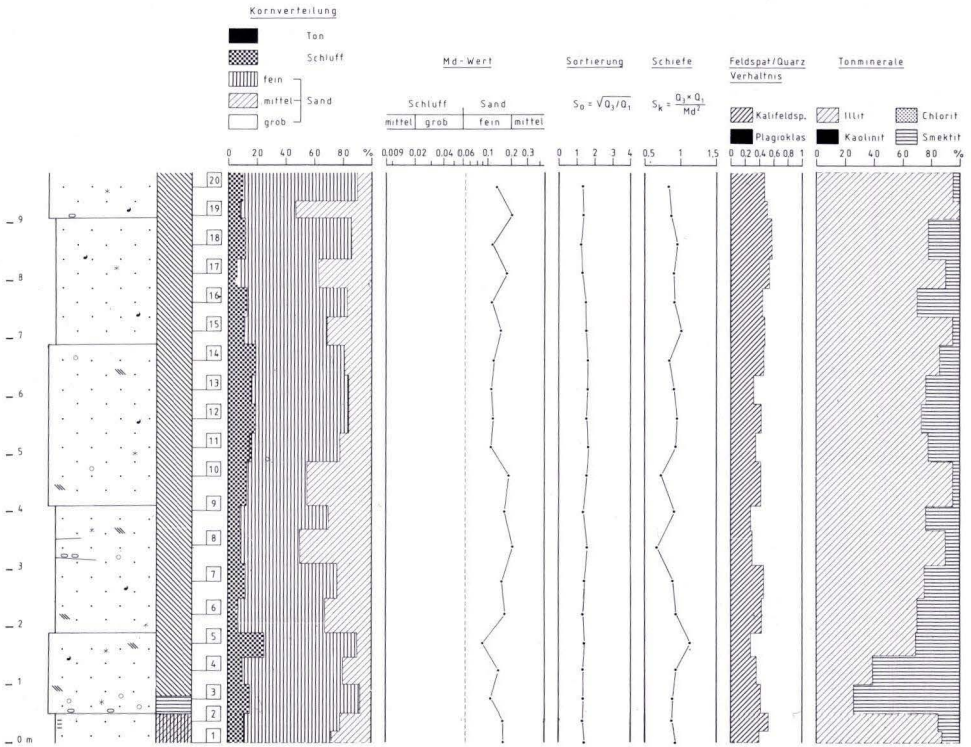


Abb. 23. Aufschluß BP/Pfälzer Wald (ro): Steinbruch an der S-Flanke des Weier-Bühl bei Birkenhördt. Bl. 6813 Bergzabern, R 34 23 65, H 54 42 26.

Durch den Nachweis von oolithischen Ca3-Relikten auf der exponierten Odenwald-Schwelle (BACKHAUS 1980) und der weiten Verbreitung des Z3 im südlichen Becken (KOWALCZYK et al. 1978, KÄDING 1978b) kann als gesichert angenommen werden, daß dieser marine Vorstoß auch die Randsenke des Pfälzer Waldes erreichte. Die extrem gute Kornformverbesserung der Turmaline in CP₄₂ spricht für eine Zurundung im unmittelbaren Küstenbereich und rechtfertigt damit die Einstufung in den Ca3.

Die mit dem Z3 einsetzende illitische Tonmineralabfolge und die nunmehr niedrigen Feldspatgehalte mit nahezu ausschließlich K-Feldspat setzt sich im Liegenden des Profiles AP fort, wobei hier nur noch K-Feldspat vorkommt, an der Basis von AP sogar als Neubildung. Dieser Aufschlußteil hebt sich durch die violette Färbung, durch Karbonatführung und durch bioturbate Zonen deutlich gegen die übrige Profilverfolgung ab. Nach den kornspezifischen Schwermineralanalysen ergeben sich zum einen Analogien zwischem dem Top von CP und Profil AP, zum anderen auch zu den Profilen CO und BO des Odenwaldes.

Daher wird die südpfälzische Schichtenfolge von feinkörnigen Sandsteinen über dem Ca3, entsprechend der Entwicklung im Odenwald, dem Z4-6 zugerechnet. Dieser Bereich erfaßt auch die Basis von AP mit der violetten Färbung. Etwa 1 m oberhalb der violetten Zone konnte erstmals Kaolinit in geringen Anteilen nachgewiesen werden. Da nach der

Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereiches Perm/Trias 121

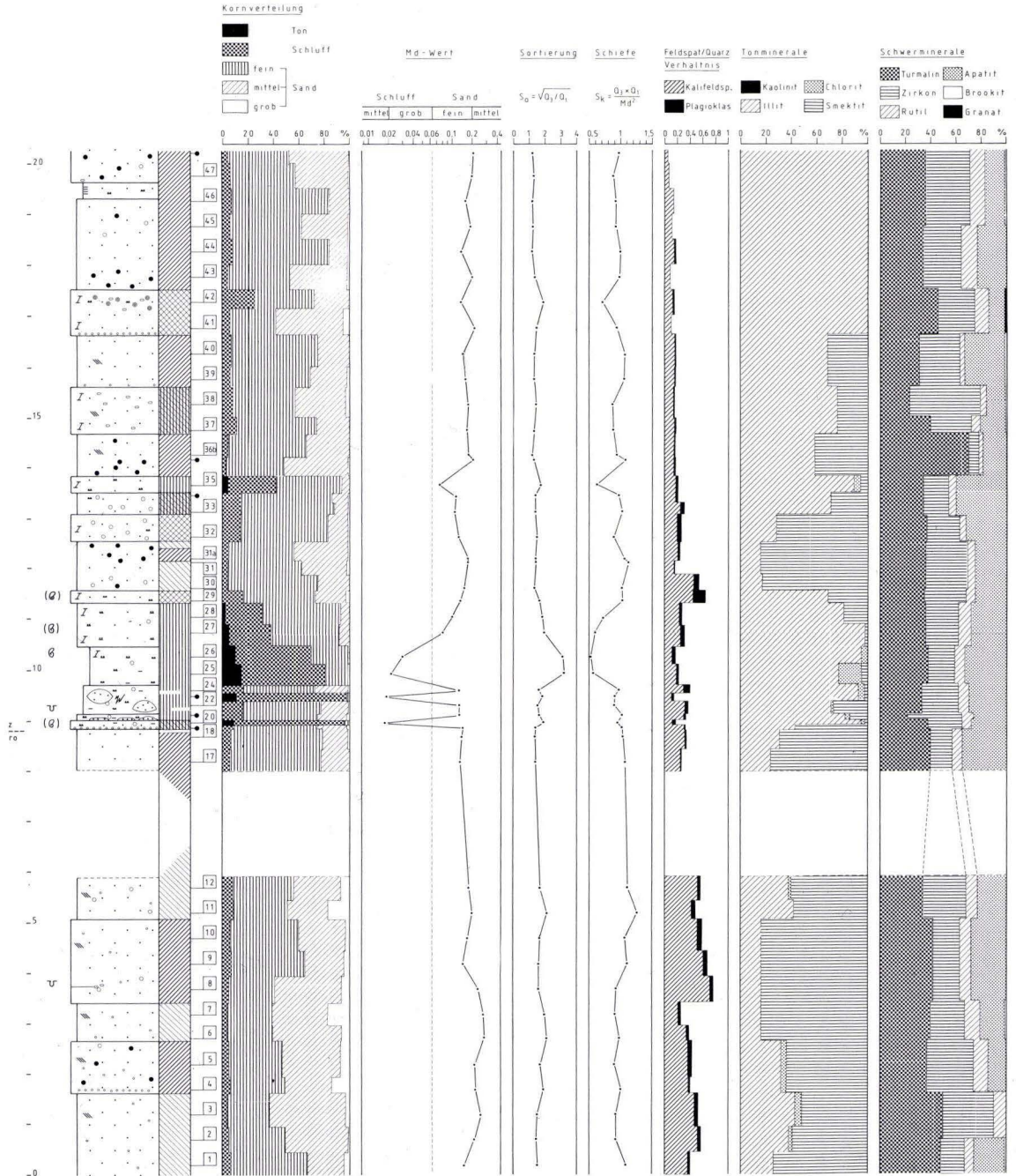


Abb. 24. Aufschluß CP/Pfälzer Wald (ro/z): Weganschnitt an der S-Flanke der Försthöhe bei Waldrohrbach. Bl. 6813 Bergzabern, R 34 23 65, H 54 47 85.



Abb. 25. Aufschluß DP/Pfälzer Wald (ro/z): Steinbruch am N-Hang des Rothenberges/Eschbach. Bl. 6814 Landau, R 34 27 37, H 54 09 04.

Korngrößenuntersuchung keine lithologische Abgrenzung Perm/Trias möglich war, wurde die Grenze z/su, analog zum Odenwald und im Vergleich mit der tonmineralogischen Gliederung in der Bohrung Neudorf b. Luhe B (SALGER 1979), an die Basis der kaolinführenden Sandsteine gelegt und somit einer verstärkt festländischen Sedimentationsphase Rechnung getragen. Gleichzeitig kündigt sich durch die deutliche Erhöhung der F/Q-Werte im oberen Aufschlußteil eine Änderung der Sedimentationsbedingungen an, was nach dem Odenwald mit dem Beginn der Oberen S1-Folge gleichzusetzen wäre.

Da die unterschiedlichen stratigraphischen Abstände zwischen den einzelnen Profilen der Pfalz nicht bekannt sind, wird es schwer, Gesamtmächtigkeiten für die Schichtenabschnitte anzugeben. Am besten gelingt dies noch für Profil CP, wo der fossilführende Z1 eine Mächtigkeit von 2,7 m erreicht, gegenüber 4,2 m im küstenferneren Aufschluß DP. Unter Einbeziehung des gesamten Profilabschnittes bis zur Basis des 0,9 m mächtigen Ca3 steigt die Gesamtstärke des Z1/2 auf 7,5 m. Die Mächtigkeiten von Z4–6 sind nicht genau bestimmbar, während die Untere Bröckelschiefer-Folge in der Fazies des Annweiler Sandsteines in AP eine Mächtigkeit von rund 7,5 m erreicht. Die Obere Folge ist nur mit aufschlußbedingten 4,5 m vertreten.

7. Zusammenfassung

Durch die sedimentpetrographischen Untersuchungen an drei Aufschlußprofilen des Grenzbereiches Perm/Trias und der Bröckelschiefer-Folge kann für den nördlichen Odenwald ein Standardprofil erstellt werden, das nahezu lückenlos den gesamten Schichten-

komplex zwischem dem Plattendolomit (Ca3) und der Obergrenze des S1 erfaßt. Die Sandschüttungen innerhalb der pelitischen Rotfazies werden mit den Sandlagen des Werra-Beckens und des E vom Odenwald gelegenen Sedimentationsraumes korreliert.

In Anlehnung an die neuere Zechstein-Gliederung wird die Grenze z/su an die Basis der 2. Sandschüttung gelegt und der zwischen 1. und 2. Grobschüttung liegende Profilabschnitt von 1,8 m einer feinklastischen Randfazies des Z5-6 zugerechnet. Die Bunten Letten des Z3/4 setzen unmittelbar über der ooidischen Randfazies des Plattendolomites ein und erreichen eine lokale Mächtigkeit von rund 7 m.

Durch das Aussetzen von Apatit und Granat in dem so neugegliederten Grenzbereich Perm/Trias, die nahezu illitische Tonmineralabfolge des klastischen Zechsteins und die Bindung von Plagioklas an diesen Schichtenabschnitt konnten Z4-6 auch in transgressiver Überlagerung auf Böllsteiner Gneis nachgewiesen werden. Das verstärkte Einsetzen von Kaolinit und der Rückgang von Plagioklas an der Grenze Perm/Trias wird als Überleitung in eine festländische Sedimentationsphase gedeutet.

Mit der 3. Sandlage setzen auch im Odenwald veränderte Sedimentationsbedingungen ein. So zeigt die Untere, vorwiegend siltige S1-Folge eine sohlbankzyklische Rhythmik, während die sandige Obere Folge leicht dachbankzyklisch aufgebaut ist.

Die fossilführenden Ablagerungen des Pfälzer Waldes werden dem Zechstein-1-Zyklus zugerechnet, dessen lokale Mindestmächtigkeit 4,2 m beträgt. Das Ende des Z1 wird durch Schüttungen vom Rotliegenden-Typ (erhöhter Feldspat, Kornvergrößerung) eingeleitet. Es wird vermutet, daß die fossilfreien Sedimente in einer Zeit abgelagert wurden, in der auf der Odenwald-Schwelle der Paläokarst einsetzte. Ein weiterhin mariner Einfluß läßt sich aus der tonmineralogischen Abfolge mit Smektit und Chlorit neben Illit, dem Nachweis einer Plagioklasführung, der milieuhängigen Zunahme oliver Turmaline und der weiterhin bestehenden karbonatischen Sedimentation ableiten.

Eine am Top des karbonatführenden Abschnittes entwickelte Sandsteinbank mit schwacher Ooidführung wird unter Berücksichtigung der weitflächigen Verbreitung im südlichen Becken als randliche Vertetung des Ca3 angesehen. Die darüber anstehende Sandfazies wurde nach der Abfolge im Odenwald als Z4-6 eingestuft.

Eine lithologische Abgrenzung Perm/Trias erscheint kaum möglich. Als sedimentpetrographische Kriterien für die Grenzziehung werden das Auftreten von Kaolinit und eine Steigerung der ausschließlichen K-Feldspatführung im Annweiler Sandstein, analog zur Oberen Bröckelschiefer-Folge des Odenwaldes, angesehen.

Danksagung: Die Untersuchungen konnten mit finanzieller Unterstützung der DFG durchgeführt werden. Herrn Prof. Dr. E. BACKHAUS (Darmstadt) danke ich für die Thematik und die zahlreichen Diskussionen. Für technische Hilfen und viele Gespräche danke ich den Herren Prof. P. PAULITSCH, E. WÖLFEL, A. WEISS (Darmstadt), H. FÜCHTBAUER und H. J. TROCHIM (Bochum) und D. HEIM (Mainz). Dank schulde ich auch Herrn Dr. D. BUHMANN (Strasbourg) für die Untersuchung von zwei Tonproben und zahlreiche Diskussionen.

Teilaspekte dieser Arbeit wurden 1980 auf der 132. Vollversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Müllheim/Baden vorgetragen.

8. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsausschuß Buntsandstein (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein. – Geol. Jb., **A25**: 123–125; Hannover.
- BACKHAUS, E. (1961): Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nord-odenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 187–202, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1965): Die randliche „Rotliegend“-Fazies und die Paläogeographie des Zechsteins im Bereich des nördlichen Odenwaldes. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 112–140, 7 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- (1975): Der Buntsandstein im Odenwald. – Aufschluß, Sonderbd. **27** (Odenwald): 299–320, 5 Abb.; Heidelberg.
- (1976): The Permian/Triassic Boundary in the Continental Area of Middle Europe. – In: The Continental Permian in Central, West, and South Europe [Ed. FALKE, H.]: 110–120; Dordrecht/Holland (D. Reidel Publishing Company).
- (1979): Zur Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Buntsandsteins und Unteren Muschelkalks im Odenwald. – Fortschr. Mineral., **57**, Beih. 2: 3–22, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1980): Relikte des Zechstein-3-Karbonats (Ca₃, Plattendolomit) im Odenwald. – Geol. Jb. Hessen, **108**: 95–102, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- BRAITSCH, O. (1963): Evaporite aus normalem und verändertem Meerwasser. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**: 151–172, 7 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- CARLÉ, W. (1956): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung in Bad Mergentheim (Buntsandstein, Zechstein, Mineralwasser). – Jb. Statistik u. Landeskd. Baden-Württ., **2**: 229–260, 7 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- & WURM, F. (1971): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung Allmersbach am Weinberg, Landkreis Backnang, Baden-Württemberg. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **13**: 171–221, 5 Abb.; Freiburg.
- CHATTERJEE, N. D. (1960): Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **111**: 8 Abb., 10 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- CHELIUS, C. (1897): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogthums Hessen, Lfg. 5, Bl. Brensbach-Böllstein, 54 S.; Darmstadt.
- CORRENS, C. W. (1963): Tonminerale. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**: 307–318, 4 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- DIEDERICH, G. (1966): Fazies, Paläogeographie und Genese des Unteren Buntsandstein norddeutscher Auffassung im südlichen Beckenbereich. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 132–157, 8 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1970): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in der südlichen Randfazies. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 81–92, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ENGELHARDT, W. v. (1961): Neuere Ergebnisse der Tonmineralforschung. – Geol. Rdsch., **51**: 457–477, 11 Tab.; Stuttgart.
- (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. – Sediment-Petrologie, Teil III.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FALK, F., GRUMBT, E., & LÜTZNER, H. (1964): Stratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im thüringischen Werra-Kaligebiet. – Geologie, **13**: 288–302, 3 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- FALKE, H. (1969): Das vermutete Perm der Bohrung Lichtenau bei Rothenbuch (Buntsandsteinspart). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 117–129, 6 Abb.; Wiesbaden.
- (1971): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60** (HEINZ-TOBIEN-Festschr.): 223–234, 4 Taf.; Wiesbaden.
- (1974): Die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. – Geol. Rdsch., **63**: 819–849, 13 Abb.; Stuttgart.
- FOLK, R. L., & WARD, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. – J. Sediment. Petrol., **27**: 3–26; Tulsa/Oklahoma.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallogologen. – Jb. geol. B.-Anst., **106**: 405–428, 8 Abb.; Wien.

- FÜCHTBAUER, H. (1963): Zum Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **10**: 331–336, 3 Abb.; Krefeld.
- (1967): Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. – Sediment. Geol., **1**: 159–179; Amsterdam.
- (1974): Zur Diagenese fluviatiler Sandsteine. – Geol. Rdsch., **63**: 904–925, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- & GOLDSCHMIDT, H. (1959): Die Tonminerale der Zechsteinformation. – Beitr. Mineral. Petrogr., **6**: 320–345; Heidelberg.
- & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. – Sediment-Petrologie, Teil II, 3. Aufl.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GRUMBT, E. (1974): Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und Südthüringens (Ein Beitrag zur Untersuchung von Rotsedimenten). – Schr.-R. geol. Wiss., **1**: 1–205; Berlin.
- HAUNSCHILD, H. (1979): Die Bohrungen Neudorf b. Luhe A und B und ihre geologischen Befunde. – Geol. Bl. NO-Bayern, **29**, H 2/3: 147–166, 4 Abb., 2 Tab.; Erlangen.
- HECHT, G. (1980): Höherer Zechstein und Unterer Buntsandstein in der Zeitz-Schmöllner Mulde. – Z. geol. Wiss., **8**: 645–667; Berlin.
- HEIM, D. (1974): Über die Feldspäte im Germanischen Buntsandstein, ihre Korngrößenabhängigkeit, Verbreitung und paläogeographische Bedeutung. – Geol. Rdsch., **63**: 943–970, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. E. (1963): Die permischen Ablagerungen im östlichen Pfälzer Wald (Haardt) zwischen Neustadt-Lambrecht und Klingenstein-Silz. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 143–176, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HOLLINGER, J. (1970): Beitrag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. – Z. dt. geol. Ges., **121**: 79–91, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrographische Auswertungen. – Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. Bergb., Hüttenw., Montan-geol., **1**: 130 S.; Berlin.
- HOPPE, W. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald, I. Stratigraphie und Fossilführung. – Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. L.-Anst., (v) **8**: 7–114; Darmstadt.
- KÄDING, K. C. (1978a): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1978b): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., NF., **60**: 233–252, 8 Abb.; Stuttgart.
- KÄSTNER, H., KÜHN, W., & LANGBEIN, R. (1966): Stratigraphische, petrographische und geochemische Untersuchungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein des thüringischen Werra-Kaligebietes. – Geologie, **15** 4/5: 461–483, 18 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- KAFFENBERGER, G. (1980): Sedimentologie, Tektonik und Hydrogeologie des Odenwälder Buntsandsteins südlich Wald-Michelbach (TK 25, 6418 Weinheim, 6419 Beerfelden). – Unveröff. Dipl.-Arb. TH Darmstadt, 190 S., 120 Abb., 41 Tab., 7 Anl.; Darmstadt.
- KONRAD, H. J. (1971): Über die Verbreitung von Unterem Buntsandstein in den Nordvogesen. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60** (HEINZ-TOBIEN-Festschr.): 258–262; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G., MURAWSKI, H., & PRÜFERT, J. (1978): Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südteil der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., NF., **60**: 181–205, 11 Abb.; Stuttgart.
- KRYNINE, P. D. (1946): The turmaline group in sediments. – J. Geol., **54**: 65–87; Chicago.
- LÄMMLER, M. (1967): Stratigraphische Auswertung einiger Buntsandsteinbohrungen im bayerischen Spessart. – Veröff. Gesch.- u. Kunstver. Aschaffenburg, **10**: 107–134, 1 Abb., 1 Kt.; Aschaffenburg.
- LANGBEIN, R. (1970): Zur Petrologie des Thüringer Buntsandsteins. – Geologie, **68**, Beih. 2: 1–131, 36 Abb., 7 Tab., 8 Taf., 22 Anl.; Berlin.
- MILLOT, G. (1970): Geology of clays. – 429 S.; New York – Heidelberg – Berlin (Springer).
- MILNER, H. B. (1962): Sedimentary Petrography. – 715 S.; London (G. Allan & Unwin Ltd.).
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. – Sediment-Petrologie, Teil I; Stuttgart (Schweizerbart).

- NIEDERMAYR, G. (1966): Vergleichende Untersuchungen an Zirkonen periadriatischer und alpiner Gesteine. – Ann. aturhistor. Mus. Wien, **69**: 15–29, 6 Abb., 2 Taf.; Wien.
- OPPERMANN, S. A. (1971): Die Zechstein-Basisedimente des Richelsdorfer Gebirges. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60** (HEINZ-TOBIEN-Festschr.): 283–287, 1 Abb.; Wiesbaden.
- POLDERVAART, A. (1955): Zircons in rocks; 1 sedimentary rocks. – Amer. J. Sci., **253**: 433–461; New Haven.
- POTTER, E. P., MAYNARD, J. B., & PRYOR, W. A. (1980) Sedimentology of shale (Study guide and reference source). – 306 S.; New York – Heidelberg – Berlin (Springer).
- PRYOR, W. A. (1971): Petrology of the Weissliegende sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany. – Geol. Rdsch., **60**: 524–552, 13 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- REICHENBACH, W. (1970): Die lithologische Gliederung der rezessiven Folgen von Zechstein 1–5 in ihrer Beckenausbildung. – Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A. Geol., Paläont., **15** (4): 555–563, 1 Tab.; Berlin.
- REINECK, H. E. (1955): Marken, Spuren und Fährten in den Wadener Schichten (ro) bei Martinstein/Nahe. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **101**: 75–90, 2 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843–854, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- SALGER, M. (1979): Die Bohrungen Neudorf b. Luhe A und B: Mineralogische Untersuchungsergebnisse. – Geol. Bl. NO-Bayern, **29**: 167–170, 1 Abb.; Erlangen.
- SCHNITZER, W. A. (1957): Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse. – Erlanger geol. Abh., **H24**: 130 S., 3 Taf.; Erlangen.
- SCHWEISS, D. (1976): Tektonische und sedimentologische Untersuchung des Buntsandsteins auf dem Westteil der TK 25, 6319 Erbach. – Unveröff. Dipl.-Arb. TH Darmstadt, 98 S., 83 Abb., 24 Tab., 8 Beil.; Darmstadt.
- (1982): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereiches Perm/Trias am Südwestdeutschen Beckenrand. – Unveröff. Diss. Geol. Inst. TH Darmstadt, 160 S., 36 Abb., 24 Tab., 8 Beil.; Darmstadt.
- SINDOWSKI, K. H. (1957): Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. – Geol. Jb., **73**: 277–294, 7 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SINGER, A. (1980): The Paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in Soils and Weathering Profiles. – Earth-Sci. Rev., **15**: 303–326; Amsterdam.
- SPUHLER, L. (1957): Einführung in die Geologie der Pfalz. – Veröff. pfälz. Ges. Förd. Wiss., **34**, 432 S.; Speyer.
- TABORSZKY, F. K. (1962): Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes. – Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., **8**: 354–392, 17 Abb.; Heidelberg.
- TRASK, P. D. (1932): Origin and environment of source sediments of petroleum. – 323 S.; Huston (Gulf Publ. Co.).
- TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. – T1.2, Textbd.; Stuttgart (Schweizerbart).
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. – Geologica Bavarica, **54**: 1–92, 11 Abb., 13 Beil.; München.
- VALETON, I. (1953): Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. – Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., **3**: 335–379; Heidelberg.
- WEINELT, W. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Bl. Nr. 6021 Haibach, 246 S., 41 Abb., 4 Tab., 2 Beil.; München.
- WHITEHOUSE, K. G., JEFFREY, L. M., & DEBBRECHT, Z. D. (1960): Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. – Clays and clay Minerals: 1–79; London – Oxford – New York – Paris.
- ZIMMERLE, W. (1963): Zur Petrographie und Diagenese des Dogger-beta-Hauptsandsteins im Erdölfeld Plön-Ost. – Erdöl u. Kohle, **16**: 9–16, 8 Abb.; Hamburg.
- Unveröffentlichte handcolorierte Manuskriptkarten der bayerischen Rheinpfalz, Bl. Annweiler–Bad Bergzabern–Landau, aufgenommen durch Angehörige des Bayerischen Oberbergamtes; München.

Ein neuer Tuffschlot und ein neuer Sandsteingang im Odenwaldkristallin südlich Erbach (Blatt 6318 Lindenfels)

Von

PETER RENE BITSCHENE und DIETER FRIEDRICH MERTZ*

Kurzfassung: S Erbach bei Heppenheim waren kurzfristig folgende Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes aufgeschlossen: Granodiorit, Lamprophyre (Minette-Vogesit-Kersantit-Assoziation), ein gangartiges Sandsteinvorkommen, Schlotbreccie mit Basaltblöcken.

Im Aufschlußbereich konnten 13 gut abgesetzte Lamprophyrgänge, ein Tuffschlot und – erstmals für den Odenwald – ein gangförmiges Sandsteinvorkommen nachgewiesen werden. Die Lamprophyre sind alkalifeldspatbetont und von einer hydrothermalen Phase überprägt worden. Für den Sandsteingang wird eine Bildung während des Rotliegenden angenommen.

Die Schlotbreccie und der Basalt sind stark mit Fremdmaterial durchsetzt. Bei der Platzierung des Tuffschlotes waren die sedimentären Deckschichten des Rotliegenden und Buntsandsteins noch vorhanden.

[A new tuff diatreme and a new sandstone dike within the Odenwald basement South of Erbach, sheet 6318 Lindenfels]

Abstract: Examination of an outcrop S of Erbach near Heppenheim gave insight into the following rocks of the Bergsträßer Odenwald (SW Germany): Granodiorite, lamprophyre (Minette-Vogesite-Kersantite association), sandstone dike, diatreme breccia with basalt.

Within the area investigated 13 sharply outlined lamprophyre dikes, a tuff diatreme, and a veinlike occurrence of sandstone, the first one reported from the Odenwald, do occur. The lamprophyres, rich in alkalifeldspar, were superimposed by hydrothermal reactions. For the sandstone dike a Permian age (Rotliegend) is assumed.

The sedimentary material involved in the formation of the diatreme filling let us conclude, that Rotliegend and Bunter sediments rested upon the crystalline basement at the time of the emplacement of the tuff diatreme.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einführung	128
2.	Geologische Einheiten	128
2.1.	Variscische Magmatite	128
2.2.	Tuffschlot	130
2.2.1.	Einschlüsse im Tuffschlot	132
2.2.2.	Basalt	132
2.3.	Gangartiges Sandsteinvorkommen	133
2.3.1.	Petrographie	133
2.3.2.	Zur Gangbildung	134

* Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. P. R. BITSCHENE, Dipl.-Geol. D. F. MERTZ, Laboratorium für Geochronologie der Universität, Im Neuenheimer Feld 234, 6900 Heidelberg.

3. Tektonik des Aufschlußgebietes	134
4. Schlußbemerkungen	135
5. Schriftenverzeichnis	136

1. Einführung

Der Neubau einer S Erbach (Bl. 6318 Lindenfels) verlaufenden Umgehungsstraße schuf auf einer Länge von etwa 1 km ausgezeichnete Aufschlüsse im rheingrabenrandnahen Odenwälder Grundgebirge (Abb. 1). Diese Aufschlüsse erlauben eine Präzisierung der geologischen Karte und lassen weitere Schlußfolgerungen zu, über die berichtet wird.

Die GK 25 Bl. Lindenfels (CHELIUS 1899) verzeichnet in diesem Bereich NNE verlaufende Kersantit- und Minettegänge, die 2. Auflage des Blattes (KLEMM 1932) zeigt nur noch die NE-Fortsetzung des mächtigen Kersantitganges der Steinmauer (KLEMM 1924, 1929, 1933, RÜGER 1928, NICKEL & FETTEL 1979), der unserem östlichen gemischten Gang entspricht (Abb. 1). Zwei verkieselte Barytgänge durchschlagen mit SE-NW-Streichen einige hundert Meter nördlich und südlich das Grundgebirge (CHELIUS 1899, KLEMM 1932).

2. Geologische Einheiten

Das Kristallin S Erbach gehört dem Bergsträßer Odenwald an und besteht in dem hier untersuchten Gebiet aus den Gesteinen des Weschnitzplutons sowie aus einer Reihe durchschlagender, jüngerer Gesteine: Leukokrate Gänge in der Ganggefölgenschaft des Weschnitzplutons, Lamprophyre, ein gangartiges Sandsteinvorkommen, ein Tuffschlot.

Dem Grundgebirge auflagernder Löß und Lößlehm enthält zahlreiche Blöcke von verkieseltem Baryt, der jedoch anstehend nicht beobachtet wurde.

2.1. Variscische Magmatite

Zu den Magmatiten des variscischen Magmenzyklus sind der grobkörnige Granodiorit und die ihn durchschlagenden Ganggesteine (Ganggranit, Pegmatit, Lamprophyre) zu zählen.

Das Wirtsgestein der durchschlagenden jüngeren Einheiten gehört zum Biotit-Hornblende-Granodiorit Typ „Weschnitz“, von CHELIUS (1899) und KLEMM (1932) mit Hornblendegranit bezeichnet, modal quarzmonzodioritisch bis granodioritisch zusammengesetzt (MAGETTI 1975). Im Aufschlußgebiet besteht der Magmatit analog dem von MAGETTI (1975) angegebenen Mineralbestand aus Hornblende, Biotit, Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz, daneben treten Titanit, Epidot, Apatit, Zirkon und opakes Erz auf. Auffällig sind linsenförmige, bis metergroße, mafitenreiche Xenolithschollen.

Ein Ganggranit und ein Pegmatit, beide SE-NW streichend, durchsetzen den Granodiorit.

Die Lamprophyre ergeben den Geländebeobachtungen und dem mikroskopischen Befund zufolge, nach den Klassifikationen von WIMMENAUER (1973) und STRECKEISEN (1980), eine Minette-Vogesit-Kersantit-Gangschar. Sie sind autohydrothermal überprägt worden, das granodioritische Nebengestein bleibt davon unbeeinflußt.

Die Mehrzahl der Lamprophyre sind rötlich getönte, dunkle Minetten (bis 90 cm mächtig) mit Biotit, Klinopyroxen, opakem Erz, Epidot, Titanit und Apatit in einer oft

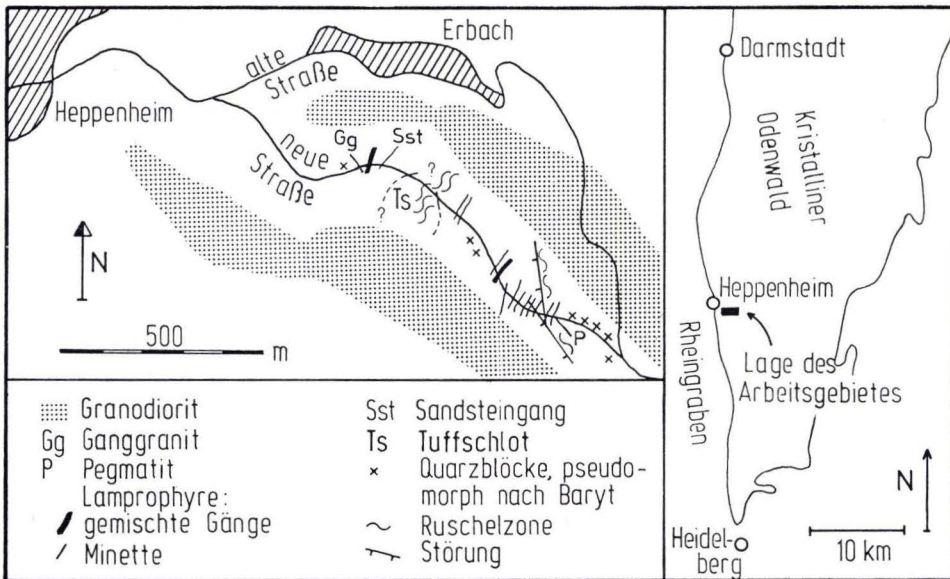


Abb. 1. Geologische Skizze im Bereich der Umgehungsstraße S Erbach bei Heppenheim im Bergsträßer Odenwald.

eisblumenförmig aggregierten Matrix aus Alkalifeldspat, Quarz und wenig Plagioklas. Epidot, Chlorit, Karbonat, Quarz und Fe-Erz wirken verdrängend auf Klinopyroxen, unregelmäßig rundliche Gebilde aus grünlichen Phyllosilikaten, meist Serpentin, deuten möglicherweise auf ehemaligen Olivin hin.

Zu den Lamprophyren gehören auch zwei gemischte Gänge (6 bzw. 11 m mächtig), die aus einer mittelkörnig-gleichkörnigen (Kersantit) und einer feinkörnigen (Vogesit) Varietät bestehen.

Der glimmerreiche, gleichkörnige Kersantit ist modal quarzmonzonitisch zusammengesetzt und besteht aus Biotit, Klinopyroxen, Amphibol, Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, opakem Erz, Titanit, Apatit, Leukoxen, Epidot, Chlorit, Serpentin, Hellglimmer und Karbonat. Saussuritisierung der Plagioklase und granophyrische Verwachsung von Alkalifeldspat und Quarz sind typische Merkmale. Klinopyroxen und Olivin werden von Amphibol, Epidot, Serpentin, Chlorit, Quarz, Karbonat und Fe-Erz verdrängt.

Der feinkörnige, dunkelgraue Vogesit zeigt Mafiteneinsprenglinge und deren Pseudomorphosen in einer feldspatreichen Matrix. Rundliche Aggregate von Chlorit mit einem Aktinolithsaum haben ehemaligen Olivin (?) vollständig pseudomorphosiert.

Kersantit und Vogesit lassen durch ihr schwankendes, oft nicht auflösbares Verhältnis Plagioklas zu Alkalifeldspat Übergänge zu glimmerreichen Augitminetten erkennen.

Allen untersuchten Lamprophyren eigen ist eine spätmagmatisch-autohydrothermale Überprägung (vgl. FRENZEL 1971, MEISL 1975) durch CO₂- und H₂O-haltige, heiße Phasen (Aktinolith-Epidot-Serpentin-Chlorit-Karbonat-Quarz-Fe-Erz-Neubildung) im unmittelbaren Anschluß an die fluid-magmatische Phase.

Lamprophyre vom westlichen Rheingrabenrand (Albersweiler, Südpfalz) haben nach FRENZEL (1971) K-Ar-Alter von 314 ± 6 Ma bzw. 326 ± 15 Ma¹. Unter der Annahme, daß die Lamprophyre von Albersweiler als altersgleich mit den Erbacher Lamprophyren anzusehen sind, fand die Platznahme der Gänge etwa an der Wende Unter- zu Oberkarbon statt.

2.2. Tuffschlot

Das Vorkommen basaltischer und pyroklastischer Gesteine beschränkt sich auf eine Zone mit NE streichender W-Grenze und SE streichender E-Grenze (Abb. 1). Der Winkel, den diese Streichrichtungen bilden und die starke Verbreiterung des Vorkommens auf kurzer Distanz in südlicher Richtung dokumentieren das Auftreten eines vulkanischen Schlotens. Ein eventuell ehemals vorhandener Tuffmantel wurde ebenso wie seine liegenden Deckgebirgsschichten abgetragen. Geschichtete Tuffe als Schlotfüllung kommen nicht vor, ebenso wenig wurde eine Durchtrümerung des Schlotens durch Basaltgänge beobachtet. Eine Ansprache als Tuffschlot im Sinne von CLOOS (1941) ist somit angebracht. Ähnliche Vorkommen im Odenwald beschrieb z. B. KLEMM (1918).

Die Schlotfüllung kann als Schlotbreccie mit Basaltauswürflingen und Xenolithen in einer Matrix aus Gesteins- und Mineralbruchstücken (Amphibol, Feldspat, Biotit), Lapilli und Asche klassifiziert werden (Taf. 1 Fig. 1).

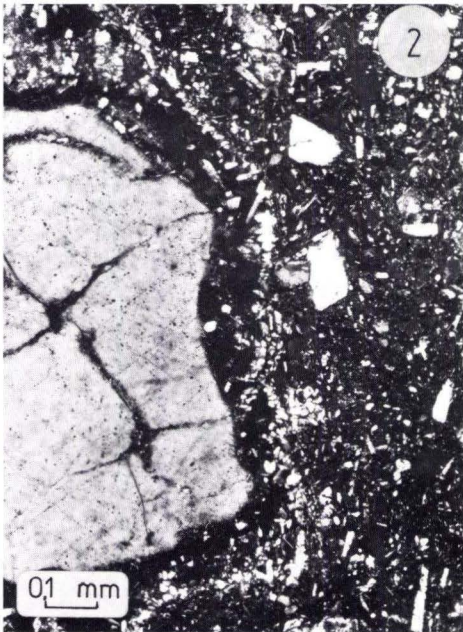
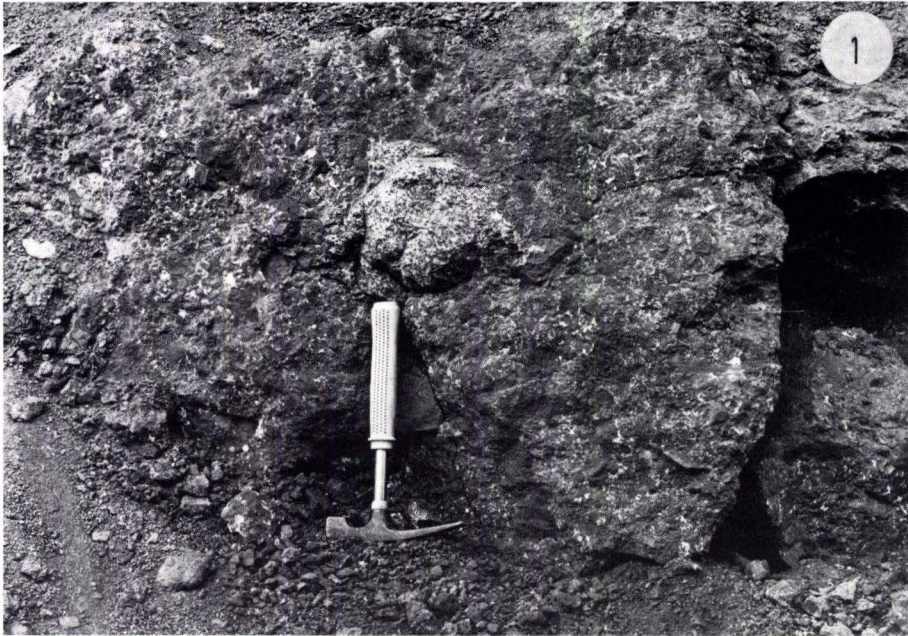
Während am E-Kontakt eine intensive mechanische Zerrüttung des Gesteins vorliegt, zeigt der W-Kontakt eine wesentlich kompaktere Ausbildung der Schlotfüllung. Diese ist – besonders stark im Bereich der östlichen Zerrüttungszone – durch eine calcitische Phase verkittet, die teilweise in Drusenform ausgebildet ist.

Der Tuffschlot stellt nach den vorliegenden geologischen Fakten ein eigenständiges Vorkommen dar, das bisher nicht bekannt war. Zwar ist auf der GK 25 Bl. Lindenfels (CHELIUS 1899) ein Basaltgang zwischen Erbach und Kirschhausen markiert, allerdings ist dieser Gang S Erbach nicht mehr verzeichnet. Neben der Verschiedenartigkeit im geologischen Auftreten bestehen auch mikroskopisch deutliche Unterschiede zwischen dem von CHELIUS (1891, 1899) beschriebenen „Nephelingsbasalt“ und der hier vorliegenden basaltischen Schlotfüllung.

Ein von LIPPOLT et al. (1975) datierter Olivinnephelinit, der dem von CHELIUS (1891, 1899) beschriebenen Basaltgang zuzuordnen ist, ergab mit einem Kaliumgehalt von 1,2%, einem ⁴⁰Ar(rad)-Gehalt von $2,14 \cdot 10^{-6}$ cm³ STP/g und einem Anteil an atmosphärischem Argon von 20% ein Gesamtgesteinsalter von $45,4 \pm 1,5$ Ma (Doppelmessungen für K und Ar, laborinterne Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. J. LIPPOLT).

Altersmäßig ist der Erbacher Tuffschlot wahrscheinlich ebenfalls in die Gruppe der oligozänen bis eoziänen Vulkanite des nordöstlichen Oberrheingrabengebietes einzuordnen (HORN et al. 1972, LIPPOLT et al. 1974, 1975). Radiometrische Altersbestimmungen sind in Vorbereitung. Durch die Einschlüsse im Schlot (Abschn. 2.2.1) kann nachgewiesen werden, daß zum Zeitpunkt der Platzierung des Tuffschlotes eine Überlagerung des Grundgebirges mindestens noch von Rotliegendem und Buntsandstein gegeben war.

¹ Sämtliche in dieser Arbeit angegebenen Alter wurden auf IUGS-Konstanten (STEIGER & JÄGER 1977) umgerechnet.



Tafel 1

Fig. 1. Mit Calcit (weiß) verkittete Schlotbreccie mit einem Granodioritxenolith (Bildmitte) und Basaltbruchstücken (dunkelgrau) in einer Matrix aus Lapilli und Asche (hellgrau).

Fig. 2. Alterierter Olivinbasalt mit Fremdeinschlüssen (Schliff 1b, + N). – Rissiger Quarzfremdeinschluß mit Glassaum und aufgewachsenen Klinopyroxenkriställchen. Karbonat und idiomorphe Klinopyroxeneinsprenglinge in der feinkörnigen Grundmasse.

Fig. 3. Sandstein aus dem Sandsteingang (Schliff 6, + N). – Kantengerundete und gerundete Quarzkörner, teilweise mit Illitsaum, polykristalline Quarzaggregate und alterierter Feldspat in einer Grundmasse aus Hellglimmer, Fe-Verbindungen und Quarz. Keine allseitige Abstützung der einzelnen Mineralkörner untereinander.

2.2.1. Einschlüsse im Tuffschlot

Neben den Basaltblöcken gehören rundliche Xenolithe, sowohl magmatischen als auch sedimentären Ursprungs, zu der stark brecciosen Schlotfüllung: Bis metergroße Granodioritschollen treten am häufigsten auf.

Weiterhin finden sich tiefrote Sandsteine, die mikroskopisch aus kantengerundetem, blasenreichem Quarz, Feldspatbruchstücken, Hellglimmer, Schwermineralien [Zirkon, Hornblende (?), Turmalin (?)] und Gesteinsbruchstücken (Polykristalline Quarzaggregate, saure Magmatite, Lamprophyre) bestehen. Dieses Gestein ist als unreifer, feldspat- und gesteinsbruchstückführender Sandstein mit etwas sekundärem karbonatischem Zement in einer eisenschüssigen Quarz-Hellglimmer-Matrix anzusprechen. Die Ähnlichkeit mit permischen Arkosen ist augenscheinlich. Daneben existieren weinrote, tonige Siltite, die sehr wahrscheinlich ebenfalls der permischen Rotsedimentation angehören.

Außerdem liegt verkieselter, randlich gebleichter Buntsandstein mit deutlicher Schichtung vor.

Selten sind hellgraue Karbonatsandsteine. Quarz, Feldspat und untergeordnet Schwerminerale bilden die hauptsächlichen Komponenten innerhalb eines grobkristallinen, mit einzelnen Kaolinschnüren durchsetzten, karbonatischen Zements. Stratigraphisch dem Rotliegenden zugehörige karbonathaltige Sandsteine sind in dieser Region aus Bohrungen bekannt (KUPFAHL et al. 1972). Auch dem Weißliegenden werden karbonatische Sandsteine dieser Art zugeordnet (PRIER 1969).

2.2.2. Basalt

Der eigentliche Basalt kommt in Form gerundeter und eckiger Blöcke und Bruchstücke in der Schlotfüllung vor. Makroskopisch sind in der schwarzen Grundmasse cm-große Xenolithe mit deutlich abgesetztem Reaktionsrand, helle Blasenfüllungen und Mafiteneinsprenglinge zu sehen. Bemerkenswert ist das Auftreten von bis 4 cm großen Amphibol- und Alkalifeldspatfremdkristallen.

Mikroskopisch beinhaltet das Gestein Einsprenglinge von ehemaligem Olivin und Klinopyroxen, vollständig pseudomorphosierte Einsprenglinge bestehen aus einem Gemenge von grünlichen Schichtgittermineralien [Serpentin, Chlorit, Smektit (?)], Quarz und Karbonat, umgeben von einem Klinopyroxensaum.

Die Grundmasse des Basaltes setzt sich aus überwiegendem Klinopyroxen, rundlichen Erzkörnern und untergeordnet Plagioklasleisten zusammen, als Zwickelfüllung tritt alkalifeldspatreiches Material hinzu. Akzessorisch fügen sich Apatitnadeln, Biotit und Hellglimmer ein.

Zahlreiche Fremdeinschlüsse von Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken zeigen einen Reaktionssaum aus braunem Glas mit Kristalliten. Auf diesem Glassaum wachsen radialstrahlig Klinopyroxenkristalle (Taf. 1 Fig. 2).

Karbonat, kugelige und radialstrahlige Aggregate von Hellglimmer und Zeolith füllen Hohlräume im Basalt aus, vereinzelt tritt Fluorit hinzu. Feine Risse werden von Quarz, Karbonat und Chlorit ausgefüllt.

Das Fehlen von Nephelin, die häufigen Fremdeinschlüsse und die Großkristalle unterscheiden dieses Gestein von dem von CHELIUS (1891, 1899) NE Erbach beschriebenen „Nephelingsbasalt“ und dem von LIPPOLT et al. (1975) datierten Olivinnephelinit. Das

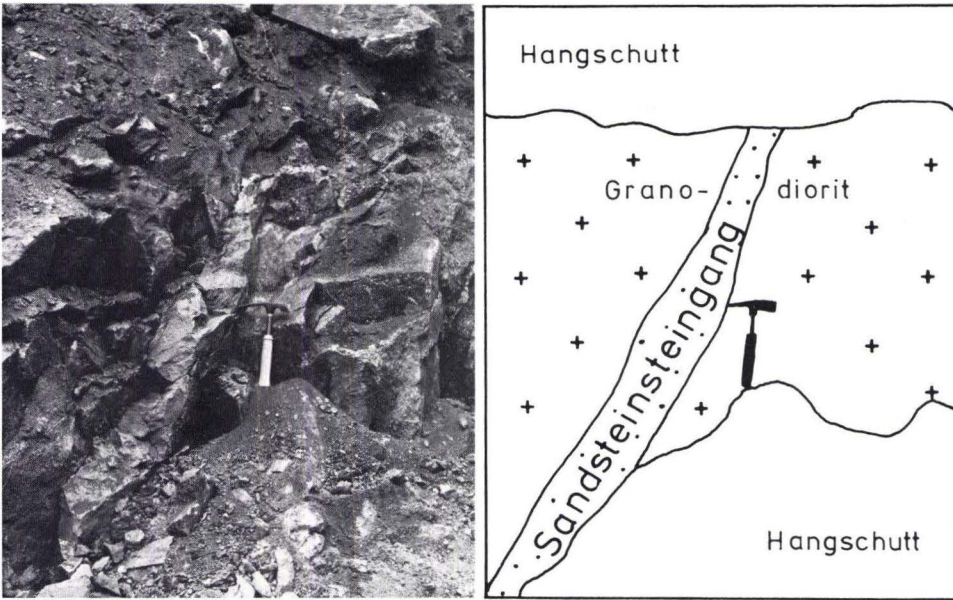


Abb. 2. Sandsteingang mit scharfen Kontakten zum granodioritischen Nebengestein.

vorliegende Gestein ist petrographisch als glasführender, hydrothermal überprägter Olivinbasalt mit Nebengesteinseinschlüssen zu bezeichnen. Ob ein kontaminierter Alkali-Olivin-Basalt oder ein Mafitenakkumulat eines basanitisch-foiditischen Magmas vorliegt, kann bislang nicht entschieden werden.

2.3. Gangartiges Sandsteinvorkommen

Die wohl eigentümlichste Erscheinung innerhalb des Aufschlußgebietes stellt ein etwa 40 cm mächtiger Sandsteingang (49/82 NW) dar, der im umgebenden granodioritischen Gestein etwa 70 m im Streichen verfolgt werden konnte. Das Vorkommen weist scharf abgesetzte Kontakte sowie eine gleichmäßige Ausbildung des Ganginhaltes über die ganze Ausstrichbreite auf (Abb. 2). Die Gangfüllung besteht aus einer weinroten, ungeschichteten Masse mit wenigen tonig-siltigen Einlagerungen. Vereinzelt treten brecciierte granodioritische Nebengesteinsbruchstücke auf, die sich längsseits kontaktparallel ausrichten.

2.3.1. Petrographie

Mikroskopisch finden sich Gesteinsbruchstücke verschiedenster Provenienz [Polykristalline Quarzaggregate, Magmatite, saure Vulkanite (?)] in einem Gemenge von mäßig sortierten Quarzkörnern. Daneben treten durch Eisenhydroxid vererzte, schwartige Butzen, Alkalifeldspat, meist serizitisierte Plagioklas, wenige Schwermineralien [Zirkon, Turmalin (?)], ehemaliger Biotit (nun verbogene Lamellen aus Fe-Erz und Hellglimmer) und Hellglimmer auf (Taf. 1 Fig. 3). Einzelne glatt auslöschende Quarze zeigen homoaxiale

Anwachssäume um einen gut erkennbaren Schmutzsaum. Manche Quarze werden von zahlreichen Bläschnüren durchzogen. Quarze vulkanischen Ursprungs sind vorhanden (freundlicher Hinweis Prof. Dr. D. HELING). Authigener Illit entwickelt sich an Korngrenzen.

Die Matrix besteht aus Fe-Verbindungen, mikrokristallinem Quarz und Hellglimmer, seltener aus gerundeten, zersetzten Feldspatüberresten.

Analog zu den beschriebenen Einschlüssen permischer Arkosen im Basaltschlot ist das Gestein des Sandsteinganges als unreifer feldspat- und gesteinsbruchstückführender Sandstein mit Eisenhydroxid und Quarz als Zement anzusprechen. Mikroskopischer Befund und lithologische Vergleiche erlauben eine Zuordnung zu klastischen Rotsedimenten (vgl. KUPFAHL et al. 1972, PRIER 1969).

2.3.2. Zur Gangbildung

Gangförmige Vorkommen klastischer Sedimente werden aus verschiedenen geotektonischen Bereichen beschrieben. Die Injektion klastischer Sedimente in hangende oder liegende sedimentäre Schichten unter tektonischem oder hydrostatischem Druck diskutierten z. B. DILLER (1890), OOMKENS (1966), WILLIAMS (1976) und WINSLOW (1983). Sandsteingänge in Batholiten untersuchten CROSS (1894), ROY (1946), VITANAGE (1954) und HARMS (1965). Diese Gänge sind häufig assoziiert mit Störungen, insbesondere mit Aufschiebungen im Grundgebirge (HARMS 1965). – Unseres Wissens sind echte Sandsteingänge bisher noch nicht aus dem rheingrabenrandnahen Bereich des Odenwald-Kristallins beschrieben worden.

Die Gangbildung läßt sich folgendermaßen erklären: Im Grundgebirge hat sich ein mehrere Meter tiefreichender Spalt gebildet. Dieser wurde mit sandigem Material und einzelnen tonigen, schwach verfestigten Sedimentschmitzen von oben verfüllt. Verfestigtes Deckgebirge lag nicht vor. Somit müßten zur Zeit der Gangverfüllung lockere Rotsedimente mit vereinzelt tonig-siltigen Einlagerungen die Landoberfläche gebildet haben. Diese Situation scheint für das Rotliegende selbst am wahrscheinlichsten. Als Voraussetzung für die Öffnung der Spalte können tektonische Bewegungen, z. B. der saalischen Phase, verantwortlich gemacht werden. Seismische Aktivität könnte dann zur Einrüttlung der lockeren Rotsedimente geführt haben.

Eine weitere Möglichkeit wäre die Verfüllung der Gangspalte durch Einschwemmung, allerdings sprechen fehlende Gradierung und fehlende Schichtung dagegen. Lithologie und Gefüge der Gangfüllung schließen ebenfalls aus, daß es sich um eine Spaltenfüllung im Tertiär, etwa durch umgelagerte Rotsedimente handelt. Auch die oligozänen Sedimente bei Heppenheim (KUPFAHL et al. 1972) besitzen eine andere Lithologie.

3. Tektonik des Aufschlußgebietes

In der Lagenkugelprojektion (Abb. 3) zeigt das granodioritische Nebengestein der Gänge steil einfallende Kluftmaxima, die die NE–SW bzw. SE–NW streichenden Scherklüftungen innerhalb des variscischen Bewegungsplanes repräsentieren (z. B. ENGELS 1959).

Das Streichen des Sandsteinganges und der Lamprophyre wird durch die NE–SW-Richtung, das der leukokraten Gänge durch die SE–NW-Richtung kontrolliert. Die Gänge fallen ausschließlich zwischen 70° und 90° steil ein, die Haupteinfallrichtung der Lampro-

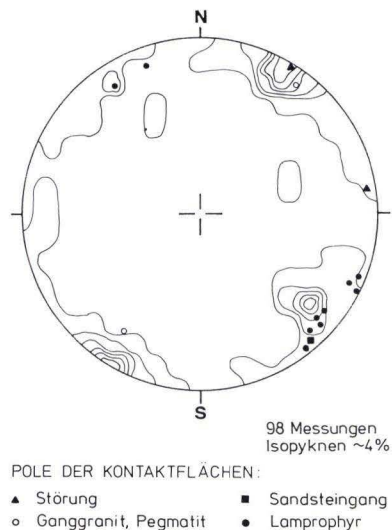


Abb. 3. Lagenkugelprojektion der Klüftung des Granodiorits. Eingetragen sind weiterhin Pole der Kontaktflächen der Lamprophyre, der leukokraten Gänge und des gangartigen Sandsteinvorkommens zum Granodiorit sowie von Störungen.

phyre ist NW. Die Platznahme sowohl der leukokraten als auch der mafischen Gänge innerhalb der variscischen Ganggefölschaft ist demnach – mit einem zeitlichen Hiatus (?) – an definierte, unterschiedliche tektonische Richtungen gebunden (Abb. 3).

Das Aufschlußgebiet spiegelt in seiner tektonischen Entwicklung im engen Rahmen zwei großräumige geologische Ereignisse wider. Die NE–SW und SE–NW streichenden Klüfte sind deutliche Spuren des variscischen Bewegungsplanes. Die Platznahme des Tuffschlotes weist auf vulkanische und tektonische Tätigkeit in einer frühen Riftphase des Oberrheingrabens.

4. Schlußbemerkungen

Die relative Häufigkeit der Lamprophyre und die Knüpfung der intrusiven Ereignisse nach der Erstarrung des Weschnitzplutons an den variscischen Scherklüftplan konnte in exemplarischer Weise für den grabenrandnahen Teil des Weschnitzbatholiten aufgezeigt werden.

Ob die Entstehung des Sandsteinganges mit Aufschiebungsbewegungen des Kristallins – analog zu den von HARMS (1965) beschriebenen Verhältnissen im Kristallin der Front Range in Colorado – assoziiert werden kann, bedarf weiterer Diskussionen.

Auch der hier erstmals beschriebene Tuffschlot wirft neue Fragen auf: Welche zeitlichen, tektonischen und stofflichen Zusammenhänge bestehen zu den nephelinführenden Basalten um Erbach (CHELIUS 1891, LIPPOLT et al. 1975)? Welche genetischen Bezüge zeigen die Odenwälder Basaltgänge und Basalt- oder Tuffschlote zueinander?

Herrn Prof. Dr. H. J. LIPPOLT gebührt Dank für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie für seine Diskussionsbeiträge. Herr OStR. Dr. P. SINN gab den Hinweis auf das neue Basaltvorkommen.

5. Schriftenverzeichnis

- CHELIUS, C. (1891): Neue Basaltvorkommen im Odenwald. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. mittelrhein. geol. Ver., (IV), **12**: 8–10; Darmstadt.
- (1899): Geologische Karte des Grossherzogthums Hessen 1:25000, Bl. Lindenfels; Leipzig, Berlin.
- CLOOS, H. (1941): Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. – Geol. Rdsch., **32** (6–8): 705–800, 37 Abb., 4 Taf., 5 Kt.; Stuttgart.
- CROSS, W. (1894): Intrusive sandstone dikes in granite. – Geol. Soc. Amer. Bull., **5**: 225–230, 1 Taf.; Rochester.
- DILLER, J. S. (1890): Sandstone dikes. – Geol. Soc. Amer. Bull., **1**: 411–442, 8 Abb., 3 Taf., New York.
- ENGELS, B. (1959): Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. – Geotekt. Forsch., **13**: 129 S., 146 Abb., 6 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FRENZEL, G. (1971): Die Mineralparagenese der Albersweiler Lamprophyre (Südpfalz). – N. Jb. Miner., Abh., **115** (2): 164–191, 6 Abb., 15 Tab.; Stuttgart.
- HARMS, J. C. (1965): Sandstone Dikes in Relation to Laramide Faults and Stress Distribution in the Southern Front Range, Colorado. – Geol. Soc. Amer. Bull., **76**: 981–1002, 7 Abb., 3 Taf., New York.
- HORN, P., & LIPPOLT, H. J., & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. – Eclogae geol. Helv., **65** (1): 131–156, 4 Abb., 2 Tab.; Basel.
- KLEMM, G. (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Grossherzogtums Hessen 1:25000, Bl. Neunkirchen, 2. Aufl., 81 S., 1 Taf., Darmstadt.
- (1924): Über die Minetten, Vogesite und Kersantite des Odenwaldes. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst., (V) **6**: 5–27, 1 Abb.; Darmstadt.
- (1929): Über einen gemischten Augitminette-Kersantit-Gang an der Steinmauer bei Heppenheim a. d. B. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst., (V) **11**: 7–24, 2 Taf.; Darmstadt.
- (1932): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. Lindenfels, 2. Aufl.; Darmstadt.
- (1933): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. Lindenfels, 2. Aufl., 55 S.; Darmstadt.
- KUPFAHL, H.-G., & MEISL, S., & KÜMMERLE, E. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. Zwingenberg a. d. B., 2. Aufl., 276 S., 67 Abb., 48 Tab.; Wiesbaden.
- LIPPOLT, H. J., & BARANYI, I., & TODT, W. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der postpermisschen Vulkanite des nordöstlichen Oberrheingrabens. – Aufschluß, S.-Bd. **27** (Odenwald): 205–212, 2 Abb.; Göttingen.
- LIPPOLT, H. J., & TODT, W., & HORN, P. (1974): Apparent Potassium-Argon Ages of Lower Tertiary Rhine Graben Volcanics. – Approaches to Taphrogenesis. Inter-Union Commission on Geodynamics, Sci. Rep. 8: 213–221, 2 Abb., 3 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MAGETTI, M. (1975): Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. – Aufschluß, S.-Bd. **27** (Odenwald): 87–107, 11 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
- MEISL, S. (1975): Die Ganggesteine des Melibocus-Gebietes im Odenwald. – Aufschluß, S.-Bd. **27** (Odenwald): 175–188, 6 Abb.; Göttingen.
- NICKEL, E. (1979) unt. Mitarb. von FETTEL, M.: Odenwald. – Slg. geol. Führer, **65**: 202 S., 63 Abb., 6 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- OOMKENS, E. (1966): Environmental significance of sand dikes. – Sedimentology, **7**: 145–148, 3 Abb.; Amsterdam, London, New York.
- PRIER, H. (1969): Das pyroklastische und sedimentäre Rotliegende im Bereich der Bergstraße des südlichen Odenwaldes. – Jh. geol. L.-Amt Bad.-Württemb., **11**: 279–298, 2 Abb., 3 Taf.; Freiburg i. B.
- ROY, C. J. (1946): Clastic Dikes of the Pikes Peak Region. – Geol. Soc. Amer. Bull., **57**: 1226; New York.
- RÜGER, L. (1928): Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. – 351 S., 108 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Heidelberg (Winter).

- STEIGER, R. H., & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth and Planetary Sci. Let.*, **36**: 359–362; Amsterdam.
- STRECKEISEN, A. (1980): Klassifikation and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. – *Geol. Rdsch.*, **69** (1): 194–207, 6 Abb.; Stuttgart.
- VITANAGE, P. W. (1954): Sandstone dikes in the South Platte area. – *J. Geol.*, **62**: 493–500, 2 Abb., 1 Taf.; Chicago/Ill., London.
- WILLIAMS, D. M. (1976): Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group, North Norway. – *Geol. Magaz.*, **113** (2): 169–176, 5 Abb., 2 Taf.; Cambridge, London, New York.
- WIMMENAUER, W. (1973): Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine. – *Fortschr. Miner.*, **51** (1): 3–67, 12 Abb., 19 Tab.; Stuttgart.
- WINSLOW, M. A. (1983): Clastic dike swarms and structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94** (9): 1073–1080, 8 Abb.; Boulder/Col.

Manuskript eingegangen am 22. 2. 1984

Äolische Sande aus Südhessen und der libyschen Sahara im Korngrößenanalytischen und rasterelektronenmikroskopischen Vergleich

Von

ROLAND ERNST BECKER*

Kurzfassung: Sande aus verschiedenen rezenten Akkumulationen der libyschen Sahara und hessische pleistozän-holozäne äolische Sande des Oberrheingrabens wurden Korngrößenanalytisch dokumentiert. Die Quarzkornoberflächenmerkmale der äolischen Saharasande wurden rasterelektronenmikroskopisch von nichtäolischen Sanden ihres Sedimentationsraumes abgegrenzt und denen der hessischen Sande gegenüber gestellt.

Der Vergleich zeigt eine Zuordnungsmöglichkeit der hessischen Sande zu den rezenten Sandfahnen und Sanddünen durch die detaillierte Korngrößenanalyse, aber nur teilweise eine Übereinstimmung ihrer Quarzkornoberflächenmerkmale.

[A comparison of eolian sands from the southern part of Hesse (Germany) and the Libyan Desert by sieve size analysis and scanning electron microscopy]

Abstract: Sand samples of different recent eolian accumulations of the Libyan Desert and Hessian eolian sands of Pleistocene-Holocene age from the Upper Rhine valley were documented by detailed sieve size analysis.

The quartz grain surface textures of the eolian desert sands were determined by examination with the scanning electron microscope (SEM), separated from those of non-eolian sands of their environment, and finally confronted with the surface characteristics of the Hessian sand grains.

The results of the sieve size analysis show a significant relation of the Hessian sands to the recent sanddrifts and sanddunes of Libya. In contrast the comparison by the SEM indicates only little accordance in their quartz grain surface textures.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	140
2. Lage der Arbeitsgebiete	140
2.1. Libyen	140
2.2. Hessen	141
3. Die äolischen Akkumulationen Libyens	143
3.1. Sandtennen	143
3.2. Sandanwehungen	144
3.3. Dünen	144
4. Korngrößenvergleich zwischen den libyschen und südhessischen Sanden	146

* Dr. R. E. BECKER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

5. Rasterelektronenmikroskopie	149
5.1. Präparation des Probenmaterials	149
5.2. Libysche Sande	151
5.3. Hessische Sande	158
5.4. Zusammenfassung der rasterelektronenmikroskopischen Ergebnisse	160
6. Schlußfolgerung	162
7. Schriftenverzeichnis	163

1. Einleitung

Im Rahmen meiner Dissertation (BECKER 1978) wurden umfangreiche Untersuchungen an rezenten äolischen Sanden der Sahara durchgeführt. Schwerpunkte bildeten die Darstellung und Erläuterung der Korngrößenanalyse der verschiedenartigen Sandakkumulationen und die rasterelektronenmikroskopischen Betrachtungen der Quarzkornoberflächen. Die Dissertation wurde in einer gekürzten Fassung, aber ohne das Kapitel der Rasterelektronenmikroskopie bereits veröffentlicht (BECKER 1979).

Durch meine Tätigkeit in Hessen wurde ich angeregt, einen Vergleich zwischen den pleistozän-holozänen äolischen Sanden im Raum zwischen Frankfurt-Flughafen und Lorch und den rezenten Sanden der libyschen Sahara zu ziehen. An 7 hessischen Lokationen wurden 11 Sandproben entnommen und analysiert. Die in diesem Beitrag gezogenen Folgerungen sind wegen der geringen Zahl der hessischen Proben nur als erster Überblick zu betrachten, der als Anhaltspunkt für weitere Untersuchungen dienen kann.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. M. FÜRST (Mainz) danke ich herzlich für seine wertvolle Unterstützung sowohl bei der Geländetätigkeit in der Zentralen Sahara als auch bei der Bearbeitung des dort entnommenen Probenmaterials. Ebenso gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. W. PLASS (Frankfurt a. M.), der die hessischen Probenentnahmepunkte vorschlug und gemeinsam mit mir die Sandproben entnahm. Die Rasterelektronenmikroskopieaufnahmen entstanden unter der technischen Betreuung der Herren Dr. KEUPP (Erlangen), Ing. UFER (Ludwigshafen), TOCHTENHAGEN (Frankfurt a. M.), Dr. NUN (Trier) und Dipl.-Geol. OPPERMANN (Mainz).

Ihnen allen sei für hervorragendes Bildmaterial an dieser Stelle gedankt.

2. Lage der Arbeitsgebiete

2.1. Libyen

Das Arbeitsgebiet liegt im zentralen Teil der Sahara innerhalb der Breitengrade 23° 30' N und 24° 30' N und der Längengrade 22° 30' E und 23° 45' E. Es deckt sich mit der L.A.R. Photomap 1:200 000, Al Kufrah, Ausgabe 1.

Das Gebiet der Probenahme umfaßt ca. 14 000 km². Geologisch liegt das Arbeitsgebiet an der NW-Flanke des variscisch bis kimmerisch angelegten Kufrahbeckens (KLITZSCH 1965) mit klastischen, meist mittel- bis grobkörnigen Sedimenten, die in der Literatur meist als Nubischer Sandstein (BARTHOUX 1926, CONANT & GOUDARZI 1964) oder Nubische Serie bezeichnet werden. Diese Gesteine werden auf den Hochflächen diskordant von geringmächtigen tertiären Eisen- und Quarzitkrusten überlagert, während an den Bergflan-

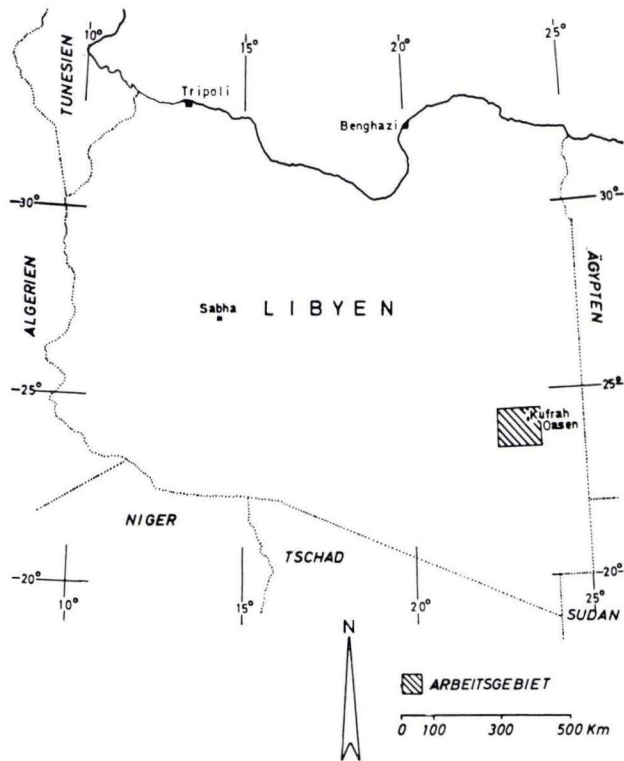


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes in Libyen.

ken und in den Tälern quartäre äolische Sande, z. T. über fluviatilen Sedimenten, anzutreffen sind. Der Bereich der Kufrah-Oasen muß zu den regenlosen Gebieten der Sahara gerechnet werden. Die Durchschnittstemperatur des kältesten Monats Januar beträgt 13°C , des wärmsten Monats August $30,5^{\circ}\text{C}$, die täglichen Schwankungen liegen bei ca. 10°C . Die Luftfeuchtigkeit wechselt im Sommer täglich zwischen ca. 12,5% und 55%. Detaillierte klimatische Angaben finden sich bei BECKER (1978) und GWE (1977).

2.2. Hessen

Die hessischen Sandproben wurden im Bereich zwischen dem Frankfurter Flughafen und Lorch entnommen. Es handelt sich mit Ausnahme der Probe H 6/1 mit Sicherheit um äolische Ablagerungen. Bei der Probe H 6/1 könnte es sich auch um aquatisch umgelagerten Flugsand handeln.

H 1: Grube Mitteldorf am Autobahndreieck Mönchhof (Bl. 5917 Kelsterbach; R 34 64 30, H 55 43 55). Bänderflugsande über Terrassenkies.

H 1/1: ca. 1 m unter GOK, ca. 2 m über Kies, reiner Sand ohne Bänderung, CaCO_3 -Gehalt $< 0,1\%$.

H 1/2: 1,2 m über Kies, Mischprobe aus Bänderung, CaCO_3 -Gehalt ca. 0,2%.

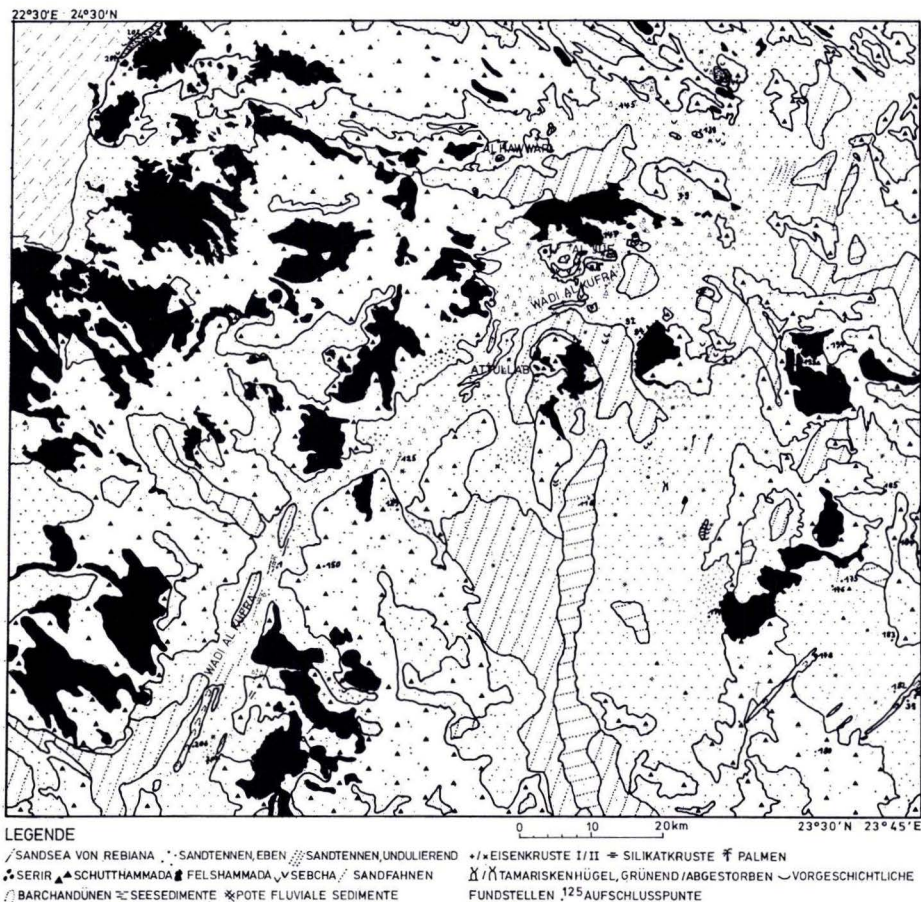


Abb. 2. Oberflächenausbildung, Vegetation und vorgeschichtliche Zeugnisse des libyschen Arbeitsgebietes.

H 2: Grube Sehring NW Langen (Bl. 5917 Kelsterbach; R 34 73 35, H 55 41 90).

H 2/1: ca. 0,70 m unter GOK, ca. 1,3 m über Kies, CaCO₃-Gehalt ca. 0,5%.

H 3: Kieswerk Weibel, W-Seite, W Bickenbach (Bl. 6217 Zwingenberg; R 34 71 20, H 55 13 30), Sandmächtigkeit mindestens 4 m.

H 3/1: ca. 1,2 m unter GOK, Mischprobe über ca. 10 cm Mächtigkeit, CaCO₃-Gehalt ca. 16,0%.

H 3/2: ca. 1,6 m unter GOK, Mischprobe über ca. 10 cm Mächtigkeit; diese Probe erscheint im Aufschluß feinkörniger als Probe H 3/1, CaCO₃-Gehalt ca. 18,5%.

H 4: Ehemaliger Müllplatz Teschenauer Berg, Böschung an der Autobahnauffahrt, N Lorch (Bl. 6317 Bensheim; R 34 68 80, H 55 03 20).

H 4/1: Mischprobe aus deutlich feingeschichteter größerer Lage 0,3–0,4 m unter GOK, CaCO₃-Gehalt ca. 8,5%.

H 4/2: Mischprobe aus ca. 0,3–0,5 m unter GOK, deutliche Feinschichtung, CaCO₃-Gehalt ca. 8,8%.

H 5: Kleine Sandgrube W Lorch (Bl. 6317 Bensheim; R 34 66 65, H 55 02 00).

H 5/1: ca. 10 cm hohe Grobsandrippe in geschichtetem Sand, ca. 2,5 m unter GOK, CaCO₃-Gehalt ca. 1,5%.

H 5/2: Mischprobe aus geschichtetem Sand, 2,5–2,6 m unter GOK, CaCO₃-Gehalt ca. 7,2%.

H 6: Kleine Sandgrube zwischen Lorch und Bürstadt, NE Riedrode (Bl. 6317 Bensheim; R 34 64 90, H 55 02 45).

H 6/1: Mischprobe aus ca. 1,2 m unter GOK, feingeschichteter Sand, CaCO₃-Gehalt ca. 10,5%.

H 7: Dünengelände an der Autobahn, unmittelbar NW Abzweig Rüsselsheim Ost (Bl. 6016 Groß-Gerau; R 34 61 80, H 55 39 70). Jüngere Düne, da im Niveau oberhalb der braunen Bodenbildung.

H 7/1: Mischprobe aus ca. 1 m unter GOK im Bereich der höchsten Erhebung der Düne, schwache Bänderung erkennbar, CaCO₃-Gehalt < 0,1%.

Die nördlichen Probenpunkte H 1, H 2 und H 7 sind mehr oder weniger kalkfrei und sind daher vermutlich Ausblasungen aus den primär kalkfreien Mainterrassen (PLASS 1972), während die südlichen Probenpunkte H 3–H 6 deutliche Kalkgehalte aufweisen und so aus den kalkhaltigen Rhein- und Neckarterrassen herzuleiten sind (SCHMITT 1955).

3. Die äolischen Akkumulationen Libyens

3.1. Sandtennen

Als Sandtennen werden äolische Akkumulationen bezeichnet, die sich durch eine mehr oder weniger horizontale Schichtung auszeichnen und eine völlig ebene (ebene Sandtennen) oder eine schwach gewellte Oberfläche (undulierende Sandtennen) aufweisen. Sie finden sich stets in Depressionen wobei die Sedimentmächtigkeit zwischen cm- bis m-Beträgen schwanken kann. Undulierende Sandtennen bestehen aus parallelen Sätteln und Mulden von mehreren Kilometern Länge. Die Wellenlänge beträgt zwischen 150 und 300 m, die Höhe schwankt zwischen 1 und 8 m. Die Luvseite ist etwas länger und damit flacher als die Leeseite.

Die Masse des äolisch verfrachteten Materials bewegt sich normalerweise innerhalb der Korngrößen – 1 Φ (2,0 mm) und 4 Φ (0,063 mm), also im Sandbereich. Die Sandtennen enthalten alle einen Feinanteil der kleiner ist als 4,0 Φ , aber in keinem Fall 5% der Gesamtprobe überschreitet¹.

Das gemeinsame Merkmal aller Sandtennen ist ihr multimodaler Aufbau. Das Hauptmaximum liegt bei allen Sandtennen zwischen – 0,5 Φ (1,4 mm) und 1,25 Φ (0,425 mm). Bei den ebenen Tennen schwankt das zweite Maximum zwischen 2,0 Φ (0,25 mm) und 3,75 Φ (0,075 mm), während bei den undulierenden Tennen das zweite Maximum meist bei 3,75 Φ zu finden ist.

Diese Verteilung gibt einen Hinweis auf den Sandtransport im Bereich der verschiedenen Sandtennen. Auf der ebenen Sandtenne wird praktisch das gesamte vorhandene Kornspektrum transportiert, während bei der undulierenden Tenne bereits eine Selektion stattgefunden hat. Das grobe Material über 0,25 Φ (0,85 mm) bleibt stark zurück, der Bereich zwischen 1,25 Φ (0,425 mm) und 3,0 Φ (0,125 mm) ist ebenfalls schwächer vertreten. Die

¹ Phi-Skala: $\Phi = -\log_2 S$ (S = Korngröße in mm).

undulierende Sandtenne ist einer ständigen, langsamen Umlagerung unterworfen, wobei es dabei zur Auslese der Korngrößen kommt, die am leichtesten in Bewegung geraten. Das sind die der Dünensande.

3.2. Sandanwehungen

Als Sandanwehungen sollen Sandkörper verstanden werden, die ihre Entstehung unmittelbar einem Hindernis oder einer besonderen morphologischen Form, wie z. B. einer Klippe, verdanken. Sie sind deshalb ortsgebunden und in ihrer max. Größe vorbestimmt. Sie besitzen meist eine in der Hauptwindrichtung langgestreckte Form. Tritt eine zweite Windrichtung hinzu, entwickeln sich zusätzlich eine Luv- und eine Leeseite.

Es lassen sich zwei in ihrer Entstehung verschiedene Typen von Sandanwehungen unterscheiden, die BAGNOLD (1941) als Sand Shadow und Sand Drift bezeichnet. Hier werden die Ausdrücke Sandfahnen und Sandwehen benutzt. Sandfahnen sind Sandakkumulationen an der Leeseite eines Hindernisses. Sandwehen sind Akkumulationen, die zwischen Hindernissen oder unterhalb eines Kliffes durch veränderte Windverhältnisse sedimentiert werden.

Das Hauptmaximum der Korngrößenverteilung der Sandfahnen liegt meist bei $2,0 \Phi$ (0,25 mm), das zweite Maximum tritt innerhalb der Spanne von $1,0 \Phi$ nach oben oder unten auf. Die Akkumulationen sind bi- oder multimodal. Die Sortierung der Sandfahnen ist demnach wesentlich besser als bei den Sandtennen.

Sandwehen treten überall dort auf, wo durch besondere morphologische Verhältnisse eine Sedimentation windtransportierten Materials durch Veränderung der Strömungsverhältnisse begünstigt wird. Eine spezifische Ausbildung in Form und Aufbau der Sandwehen kann dabei nicht konstatiert werden, da die Morphologie und die daraus resultierenden aerodynamischen Verhältnisse zu vielseitig sind, um einheitliche Akkumulationen zu gestalten. Die Sortierung ist jedoch stets besser als bei den Sandtennen, ebenso liegen meist wesentlich weniger Maxima vor.

3.3. Dünen

Häufig wird in der Literatur bereits von einer Düne gesprochen, sobald es sich um schräggeschichtete äolische Sandkörper handelt (s. a. BROOKFIELD & AHLBRANDT 1983). Diese können jedoch auch Sandwehen oder Sandfahnen sein. Deshalb wurde eine Düne in Anlehnung an BAGNOLD (1941: 188) von BECKER (1979: 611) folgendermaßen definiert:

Eine Düne ist eine Anhäufung von äolisch verfrachtetem Material, überwiegend aus Körnern der Sandfraktion, die unabhängig vom Untergrund entstehen und sich in Windrichtung fortbewegen kann, wobei stets ein leeseitiger Gleithang ausgebildet ist.

Es lassen sich Seifdünen (Längsdünen) von Barchandünen (Sicheldünen) unterscheiden. Die Seifdünen sind langgestreckte Sandkörper mit säbelförmig gekrümmten Dünenkämmen. Sie verdanken ihre Entstehung zwei verschiedenen Windrichtungen. Sie können sich auf freier Fläche aus immer größer werdenden Sandanhäufungen entwickeln oder sich in Verlängerung von Sandfahnen als eigenständige Struktur bilden. Sie erreichen Höhen bis zu 30 m und Längen von mehreren Kilometern. Siebanalysen zeigten einen unimodalen Aufbau und Werte des Maximums zwischen $1,75 \Phi$ (0,3 mm) und $2,5 \Phi$ (0,18 mm).

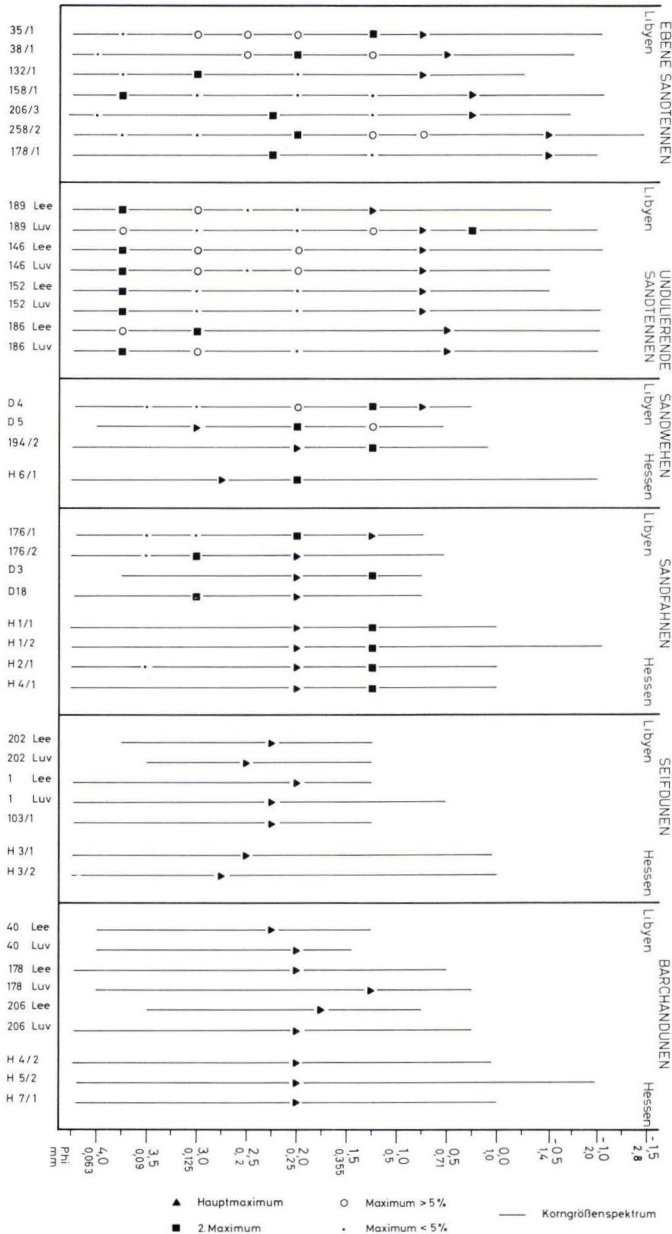


Abb. 3. Korngrößenverteilung äolischer Sedimente in Libyen und Hessen.

Barchandünen entstehen, sobald eine Windrichtung stark dominiert. Sie treten meist als Einzelindividuen auf und entwickeln sich aus „tränenförmigen“ Sandkörpern. Die Flanken der Barchandünen sind leeseitig ausgezogen. Das Einfallen der Luvseiten beträgt ca. 10–15°, das der Leeseiten zwischen 34° im oberen Teil und 28° im unteren Teil der Düne. Korngrößenanalysen der Barchandünen ergaben einen unimodalen Aufbau, wobei das Maximum zwischen 1,75 Φ (0,3 mm) und 2,25 Φ (0,212 mm) lag. Unmittelbar an der Basis der Leeseiten kommt es durch strömungsbedingte Wirbel häufig zur Ausbildung kleiner Grobsand- bis Feinkiesrippen.

Innerhalb von Dünengebieten lassen sich oft Kombinationen von Seif- und Barchandünen beobachten.

Eine ausführliche Darstellung der in diesem Kapitel aufgeführten Ergebnisse findet sich bei BECKER 1978.

4. Korngrößenvergleich zwischen den libyschen und südhessischen Sanden

Alle Siebanalysen wurden am Geologischen Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, Mainz, durchgeführt. Es wurden Quadratlochsiebe in der Abstufung von 0,25 Φ benutzt, d. h. zwischen –1,0 Φ (2,0 mm) und kleiner + 4,0 Φ (0,063 mm) sind 20 Siebe zwischengeschaltet. Dies erlaubt eine sehr detaillierte Betrachtung der Verteilung und der Spannweite der vorliegenden Fraktionen. Die Darstellung der Siebanalysen erfolgte sowohl in Form von Summenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (nach FISHER 1969) als auch in linearer Weise mit Angabe des Korngrößenspektrums und der Maxima. Die Ergebnisse der Siebanalysen sind in Abb. 4–11 zusammengefaßt. Es wurde nun versucht, die hessischen Sande den Typen der rezenten libyschen Sande zuzuordnen. Dabei zeigte sich sehr deutlich, daß keine der hessischen Proben in den Bereich der Sandtennen einzuordnen ist. Das spricht einerseits für ein begrenztes Sandangebot, andererseits für eine bereits weitgehende Selektion des vorhanden äolisch transportierten Materials. Die Sandakkumulationen erfolgten in Form von Sandanwehungen und in Form von Dünen. Bei den Sandanwehungen handelt es sich offensichtlich in erster Linie um Sandfahnen, da lediglich eine Probe, und zwar H 6/1 in den Bereich der Sandwehen eingeordnet werden kann. Dabei sei noch einmal darauf hingewiesen, daß es sich bei der Probe H 6/1 auch um einen aquatisch umgelagerten Dünensand handeln kann. Als Dünenformen werden sowohl Seifdünen als auch Barchandünen angetroffen. Auch bei den rezenten libyschen Dünen wurden häufig beide gemeinsam beobachtet.

Der unmittelbare Basisbereich rezenter Dünen zeigt speziell über kiesigem oder felsigem Untergrund einen schwach ausgeprägten multimodalen Aufbau. Es könnte sich demnach bei den als Sandfahnen eingestuften Proben ebenso um die Basisbereiche von Dünen handeln.

Einen Hinweis, daß es sich bei den hessischen Sanden auch um Kombinationen von Sandanwehungen und verschiedener Dünentypen handeln kann, geben LUSKY (1977) und E. BECKER (1967: 16), wobei letzterer feststellt, daß keine Gesetzmäßigkeit zwischen Einzelvorkommen oder größeren Verbänden von Sandakkumulationen zu finden sind.

Der Vergleich der Verteilungskurven im Wahrscheinlichkeitsnetz in Abb. 4–11 zeigt ebenso deutlich, daß eine Einstufung in den Bereich der Sandtennen nicht möglich ist. Eine Ähnlichkeit der Kurven mit denen der Dünen ist offensichtlich.

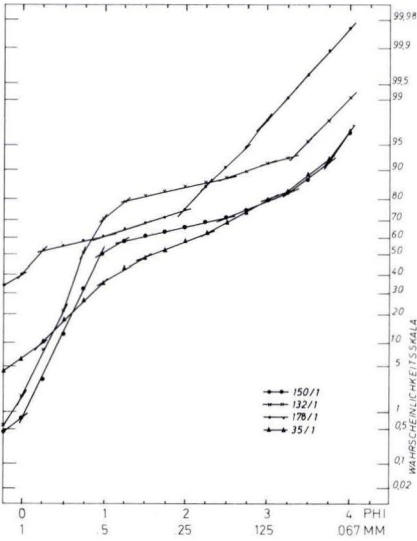


Abb. 4. Ebene Sandtennen / Libyen.

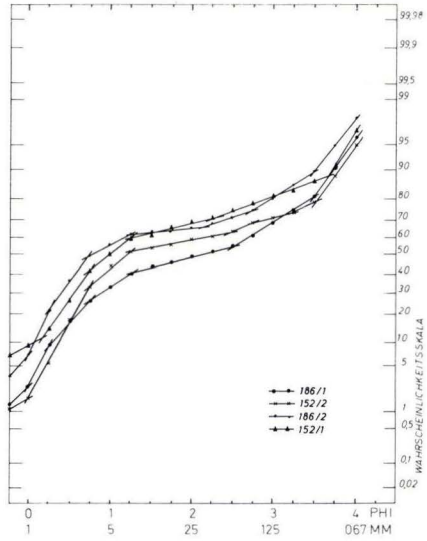


Abb. 5. Undulierende Sandtennen / Libyen.

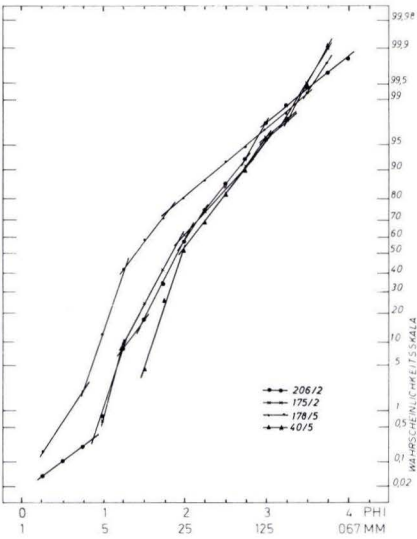


Abb. 6. Barchandünen Luv / Libyen.

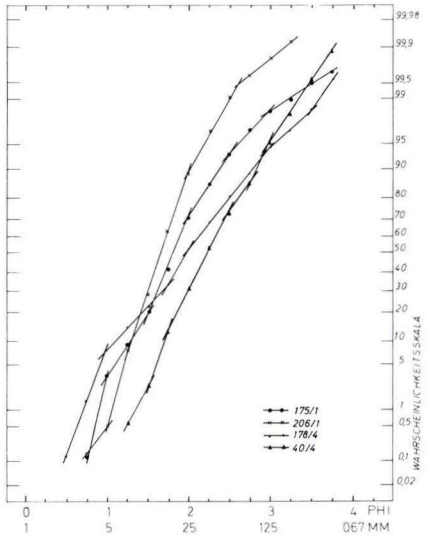


Abb. 7. Barchandünen Lee / Libyen.

Abb. 4–7. Summenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (nach VISHER 1969)

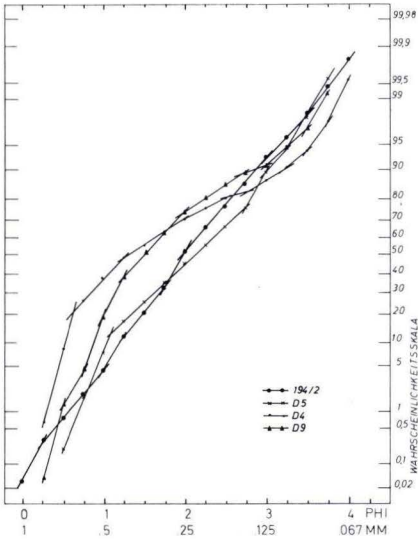


Abb. 8. Sandwehen / Libyen.

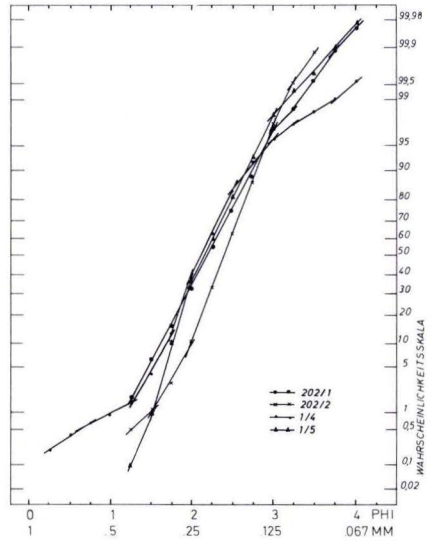


Abb. 9. Seifdünen / Libyen.

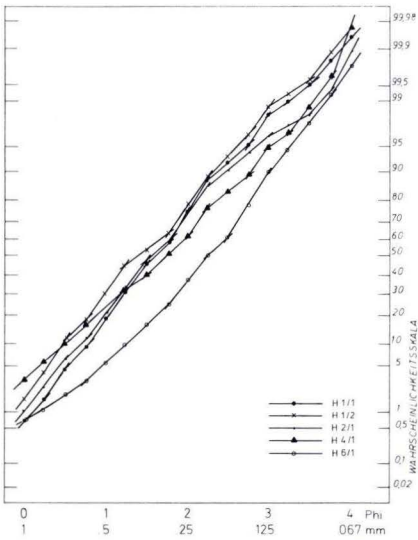


Abb. 10. Flugsande / Hessen.

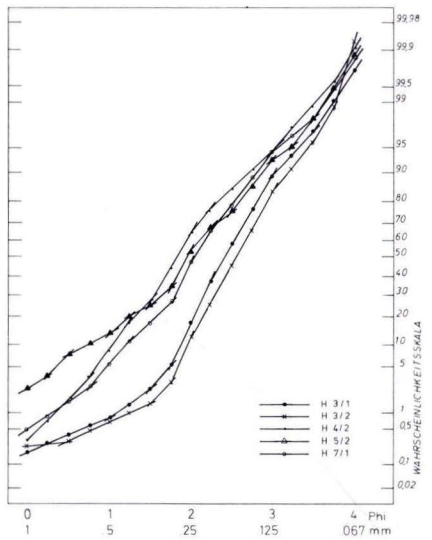


Abb. 11. Flugsande / Hessen.

Abb. 8–11. Summenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (nach VISHER 1969)

Auffallend war der in jeder hessischen Sandprobe etwas geringere Anteil der feineren Kornfraktionen ab $<3,0 \Phi$ (0,125 mm). Da aus der Umgebung der hessischen Sande ein ursprüngliches Fehlen dieser feinen Fraktion nicht abgeleitet werden kann, ist ein Auswaschen und Verlagern des Feinanteils im hiesigen humiden Klimabereich am wahrscheinlichsten. Noch deutlicher aber ist ihr höherer Anteil an der größeren Kornfraktion ab ca. $1,0 \Phi$ (0,5 mm) (s. a. E. BECKER 1967). Dieser zeigt im Vergleich zu rezenten Dünen einen geringeren Reifegrad an. Dieser geringere Reifegrad der hessischen Sande läßt sich leicht aus der begrenzten Verbreitung, der kurzen Transportweite und Transportdauer herleiten. So unterscheiden sich die Summenkurven der südhessischen von denen der libyschen Sande im Feinkornbereich durch steilere, im Grobkornbereich durch flachere Kurvenabschnitte.

Auch SCHNITZER & VOSSMERBÄUMER (1984) haben deutlich zum Ausdruck gebracht, daß gerade die Sedimente kurzzeitiger äolischer Phasen nicht die kompositionelle und strukturelle Reife besitzen müssen, wie sie im allgemeinen bei äolischen Ablagerungen erwartet wird.

5. Rasterelektronenmikroskopie

Nachdem verschiedentlich in der Geologie die Geländebefunde und einfache makroskopische sedimentologische Untersuchung von Sanden und Sandsteinen keinen klaren Aufschluß über das Sedimentationsmilieu, speziell ob äolisch oder aquatisch, geben konnten, wurde der Versuch unternommen, am Einzelkorn selbst milieuspezifische Merkmale zu entdecken. Die Einführung des Rasterelektronenmikroskops ermöglichte die direkte Betrachtung der Oberfläche. Die bei vielen Fabrikaten stufenlos zwischen ca. 10fach bis 100 000fach einstellbare Vergrößerung gestattet die genaue Lokalisierung von bestimmten Merkmalen der Kornoberflächen. Seit etwa 1968 erschien eine Reihe von Arbeiten, die sich mit der Möglichkeit einer Unterscheidung verschiedener Sedimentationsbereiche mit Hilfe der durch das Rasterelektronenmikroskop sichtbaren Oberflächenbeschaffenheit von Quarzkörnern befassen (LUCCHI & CASA 1968, KRINSLEY & MARGOLIS 1969, 1971, BLACKWELDER & BILKEY 1972, KRINSLEY & DOORNKAMP 1973, KRINSLEY, FRIEND & KLIMENTIDIS 1976, RIBAUT 1975, 1977, IJEL 1979).

In der vorliegenden Arbeit werden die Charakteristika rezenter äolischer Sande und ihres Sedimentationsraumes, eines Kernbereichs der Sahara, dargestellt und mit den hessischen äolischen Sanden verglichen.

5.1. Präparation des Probenmaterials

Aus jeder Gesamtprobe wurden durch vorsichtige Handsiebung Körner zwischen 300 und 500 μm abgetrennt. Nach RIBAUT (1975) eignet sich diese Korngröße besonders für die Erkennung charakteristischer Merkmale. Anschließend wurde das Probengut unter dem Binokular betrachtet und nach makroskopischen Gesichtspunkten beschrieben. Zur Entfernung des Oxidhäutchens wurden einige Gramm Sandkörner in Salzsäure für ca. 10 Minuten gekocht, dann mit destilliertem Wasser ausgewaschen.

Um geeignete Übersichtsaufnahmen zu erhalten, wurden ca. 25–30 Körner auf jedem Objektträger befestigt. Alle Proben wurden mit Gold besputtert.



Abb. 12

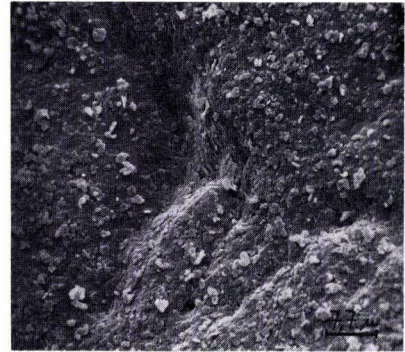


Abb. 13

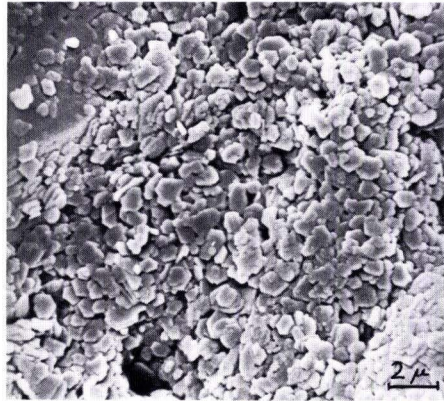


Abb. 14

Abb. 12. Sandkörner des anstehenden Sandsteins (Nubische Serie), alle Rundungsgrade vertreten, gut gerundete Körner recht selten.

Abb. 13. Völlige Verdeckung der Quarzkornoberfläche durch authigene Kaolinitkristalle. V-förmige Vertiefungen und bogige Strukturen trotz der Bedeckung erkennbar.

Abb. 14. Detail aus Abb. 13 Individuelle authigene Kaolinitplättchen deutlich sichtbar. Im oberen linken Bildteil ist ein Ausschnitt aus der Quarzkornoberfläche mit kleinen, V-förmigen Vertiefungen zu sehen.

Von einer Behandlung des Kornmaterials durch Ultraschall zur Säuberung der Quarzkornoberflächen muß dringend abgeraten werden, da durch eine Versuchsreihe eindeutig nachgewiesen werden konnte, daß starke Veränderungen der Oberflächen, speziell an äolischen Körnern, auftreten (s. auch PORTER 1962).

5.2. Libysche Sande

Nubische Serie

Im Arbeitsgebiet setzt sich das anstehende Gestein, mit Ausnahme der Quarzit- und Eisenkrusten, aus Silt- und Sandsteinen der Nubischen Serie zusammen. Die aquatischen und äolischen Lockersedimente des Gebietes stellen Umlagerungsprodukte dieser Gesteine dar. Deshalb sollen zunächst kurz Sandkörner der Nubischen Serie betrachtet werden.

Die Übersichtsaufnahme (Abb. 12) zeigt, daß alle Rundungsgrade vertreten sind. Die Detailaufnahme (Abb. 13) gibt zu erkennen, daß die eigentliche Kornoberfläche kaum sichtbar, sondern mit einer unter dem Binokular weißlich erscheinenden Substanz überzogen ist. Röntgendiffraktometeranalysen und weitere Detailaufnahmen bei ca. 5000- bis 7000facher Vergrößerung lassen erkennen, daß die Oberfläche von einer dünnen Hülle aus Kaolinitplättchen (Abb. 14) überzogen ist. Durch Ultraschallbehandlung wurde der Kaolinit entfernt, um die Quarzkornoberfläche sichtbar zu machen. Dabei konnten die verschiedensten Oberflächenmerkmale beobachtet werden, wie „Upturned Plates“ (Spaltflächen) und mechanische und chemische V-förmige Vertiefungen (KRINSLEY & DOORNKAMP 1973), wobei letztere durch ihre regelmäßige Ausrichtung eindeutig als chemische Einwirkungen auf die Quarzkornoberfläche zu erkennen sind.

Die Aussagekraft der nach Ultraschallbehandlung sichtbar gewordenen Oberflächen muß stark reduziert werden, wie eine Versuchsreihe mit äolischen Sanden ergab. Einzelkörner aus einer Gesamtprobe wurden in unterschiedlichen Intervallen unterhalb der Quarzzerstörungsstärke mit Ultraschall bestrahlt (Schöller Ultraschallgerät Type USLG 300, Frequenz 20 KHz, Gesamtschalleistung Stufe 3, 100 Hochfrequenzwatt). Nach einer Minute Behandlungsdauer besaß die ursprünglich glatte Oberfläche (Abb. 20) bereits tiefe Verletzungen (Abb. 21) und nach 5 Minuten war die Oberfläche nicht im entferntesten mehr mit der ursprünglichen Ausbildung vergleichbar (Abb. 22). Die ultraschallbehandelten Körner aus verschiedenen Sedimentationsbereichen wiesen so viele ähnliche gemeinsame Merkmale auf, daß eine Unterscheidung in einzelne Typklassen nicht mehr möglich war.

Da RIBAULT (1975: 28) alle seine Proben einer Ultraschallbehandlung unterzogen, ist der Aussagewert seiner Untersuchungen der Quarzkörner hinsichtlich deren Entwicklungsgeschichte stark geschwächt. Schon PORTER (1962) hat auf die negativen Auswirkungen der Ultraschallbehandlung hingewiesen.

Äolische Sedimente

Die äolisch verfrachteten Sedimente zeichnen sich durch ihren hohen Anteil an gerundeten bis gut gerundeten Körnern und deren mattierte Oberfläche aus (Abb. 15). Große V-förmige Abschlagflächen (Abb. 16) und muschelige Depressionen (Abb. 17) sind häufig vorzufinden. Der hohe Rundungsgrad ist eine Folge der intensiven mechanischen Bearbeitung der Körner während der Saltationsphase.

Als das charakteristischste Merkmal der rezenten äolischen Sande des libyschen Arbeitsgebietes ist die Existenz eines wahrscheinlich amorphen (RIBAULT 1971) Kieselsäureüberzuges auf den Kornoberflächen anzusehen, als Folge von häufigem Wechsel von Lösung und Ausfällung von SiO_2 (KRINSLEY & DOORNKAMP 1973). Er fehlt bei den untersuchten nichtäolischen Sedimenten. Die SiO_2 -Haut erscheint oft schuppenförmig und verkleidet und glättet die Quarzkornoberfläche. Die „Upturned Plates“ sind oft nur noch

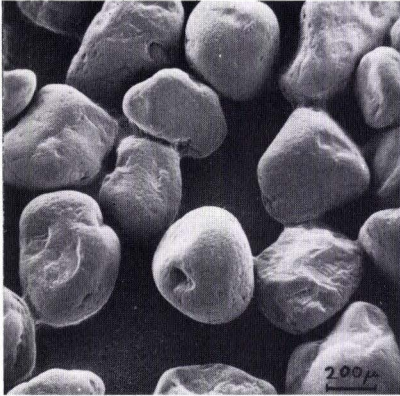


Abb. 15

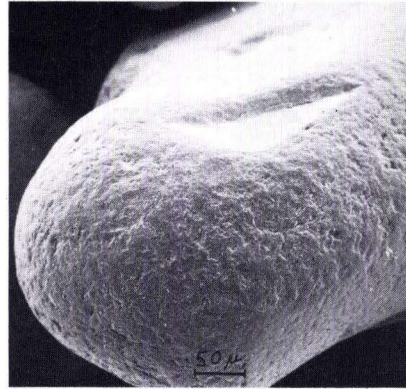


Abb. 16

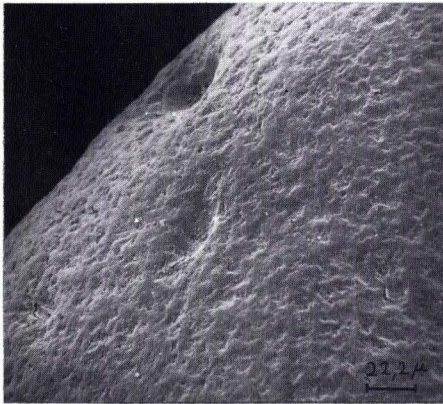


Abb. 17

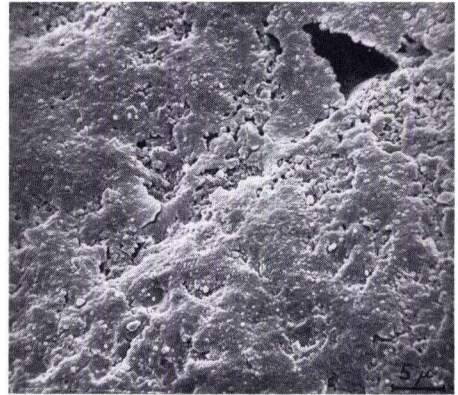


Abb. 18

Abb. 15. Äolische Körner einer Düne. Gerundete bis gut gerundete, selten kantengerundete Körner. Große V-förmige und muschelförmige Abschlagspuren, wodurch z. T. flache Depressionen auf der Oberfläche gebildet werden (Seifdüne, Aufschluß 202).

Abb. 16. Längliches Korn mit großer V-förmiger Abschlagfläche. Spitze des Vs zeigt hier nach außen, bei kleineren Abschlagspuren fast immer in das Korn hinein. Mattierte Oberfläche (Aufschluß 202).

Abb. 17. Gut gerundetes Korn, übersät mit mechanischen Abschlagspuren. „Upturned Plates“ durch SiO_2 -Verheilung überdeckt, aber noch gut durchgepaust (Barchan, Aufschluß 175).

Abb. 18. Die Poren im SiO_2 -Überzug mit den darunter liegenden Hohlräumen weisen auf chemische Lösungsverwitterung hin. Möglicherweise sind tiefe Verletzungen der Kornoberfläche primär nur durch einen oberflächlichen SiO_2 -Niederschlag überdeckt und nicht ganz verfüllt. Die Schuppen des SiO_2 -Niederschlages sind den „Upturned Plates“ sehr ähnlich!

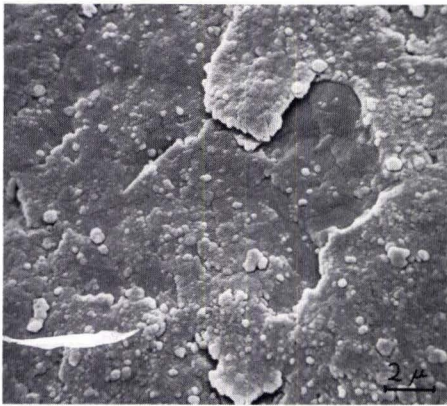


Abb. 19



Abb. 20

Abb. 19. Detailaufnahme des SiO_2 -Niederschlags aus Abb. 18. Die kristalline Kornoberfläche ist nicht selbst sichtbar. Die Lösungsfällung ist uneben und besteht auf ihrer Oberfläche aus einer Vielzahl kleinster Schuppen. Durch die Saltation des Kornes werden Teile dieser Hülle abgeschlagen oder zertrümmert. In der Bildmitte fehlt ein Teil der äußersten Schicht, eine Schuppe ist bereits an 3 Seiten abgelöst. Winzigste SiO_2 -Partikel „kleben“ an der Oberfläche des Kornes. Sie könnten für weitere Lösungen und Niederschläge von SiO_2 bedeutsam sein.

Abb. 20. „Glatte“ Oberfläche eines äolischen Kornes durch Niederschlag von SiO_2 . Hier keine Ultraschallbehandlung. Die Abb. 21 und 22 zeigen Körner der gleichen Lokation nach Ultraschallbehandlung verschiedener Stärke (undulierende Sandtenne, Aufschluß 180).

durch die Morphologie erkennbar (Abb. 17). Beim Zusammenprall der Körner während der Saltation wird die Kornoberfläche verletzt, indem U-förmige bis V-förmige Teile aus ihr herausgeschlagen werden (Abb. 16, 18) oder eine Abschuppung verursacht wird. Abb. 19 zeigt eine Stelle der SiO_2 -Haut, wo eine Schuppe weggeschlagen wurde und eine ca. $2 \mu\text{m}$ große weitere Schuppe bereits an drei Seiten abgelöst wurde. Die Abschuppung wird durch chemische Prozesse oft erleichtert. Abb. 18 zeigt einen Ausschnitt aus einem Kieselsäureüberzug der durch Lösung stark zerlöchert ist und unter dem sich ein Hohlraum befindet. Beim Zusammenprall wird die SiO_2 -Haut z. T. so zertrümmert, daß kleinste Partikel entstehen, die wohl durch statische Kräfte auf der Oberfläche verbleiben. Diese Teilchen sind für die Lösung von SiO_2 in Zeiten höherer Luftfeuchtigkeit, z. B. nachts, sicherlich von Bedeutung. KUENEN & PERDOK (1962: 658) sind zu der Überzeugung gekommen, daß in ariden Gebieten ein häufiger Wechsel zwischen Lösung und Niederschlag auf Quarzkornoberflächen mit jeder Taubildung verbunden ist. Dieser SiO_2 -Niederschlag verleiht dem Korn eine amorphe Oberfläche, die als mattiert bezeichnet wird, im Gegensatz zu den polierten Körnern, die als glänzend einzustufen sind. Der Tau ist nämlich nicht in der Lage, das gelöste SiO_2 wegzuführen, sondern höchstens dazu geeignet, dieses auf der Kornoberfläche zu verlagern. Deshalb betreffen mechanische Beanspruchungen meist lediglich die SiO_2 -Hülle, wobei während der nächsten Taubildung sofort ein Heilungsprozeß der Verletzung durch Lösung und Niederschlag von SiO_2 einsetzt, der die Abbruchstellen überzieht. Diese

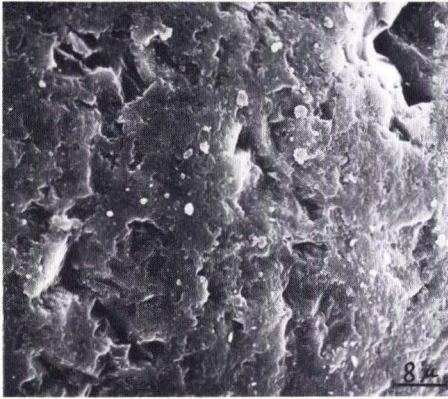


Abb. 21

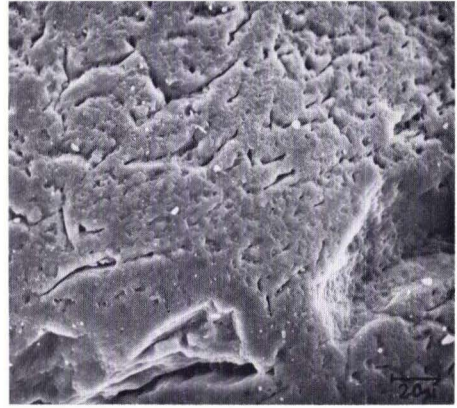


Abb. 22

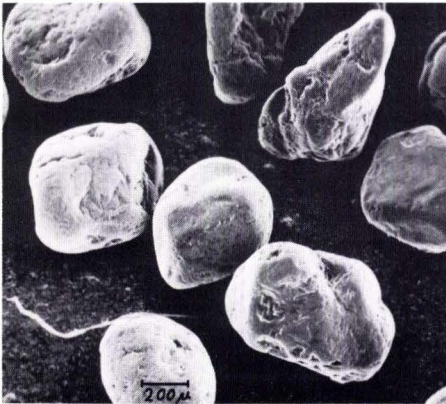


Abb. 23

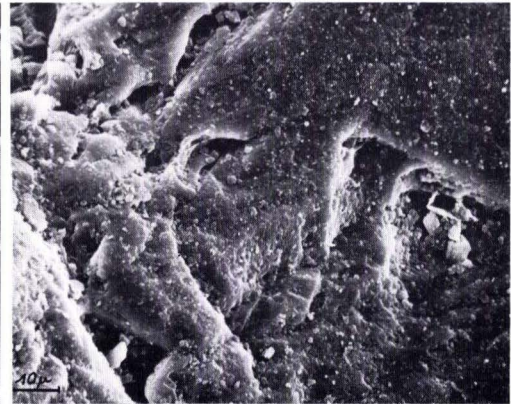


Abb. 24

Abb. 21. Ultraschallbehandlung für 1 Minute (unterhalb der Grenze für Quarzerstörung). Auf weiten Flächen ist der SiO_2 -Niederschlag noch erhalten. Dort, wo er entfernt ist, zeigt sich eine mit Vertiefungen versehene Oberfläche.

Abb. 22. Ultraschallbehandlung für 5 Minuten. Oberfläche frei von jedem Niederschlag, jetzt mit tiefen Verletzungen verschiedenster Art.

Abb. 23. Körner des pleistozänen fluviatilen Bereiches. Meist kantengerundete bis gerundete Körner verschiedener Form. Tiefe Verletzungen der Oberfläche (Fluviatiles Sediment, Aufschluß 32).

Abb. 24. Stark reliefierte Oberfläche mit V-förmigen und U-förmigen Abschlagspuren z. T. mit treppenförmigen Bruchkanten in verschiedener Größe (Aufschluß 32).

chemischen Vorgänge sind nicht nur auf die hauptsächlich untersuchten Korngrößen zwischen $1,0 \Phi$ (0,5 mm) und $1,5 \Phi$ (0,35 mm) beschränkt, sondern auch kleinere und größere Körner weisen den Überzug von amorpher Kieselsäure auf. Diese Oberfläche ist zwar glatt, da die Vertiefungen, Rillen und Abschlüge verheilt sind, in sich selbst aber durch die mechanische Beanspruchung während der Saltation der Körner stark gewellt. Das auffallende Licht wird völlig diffus reflektiert und erzeugt somit die als Mattierung bezeichnete nichtglänzende Oberfläche.

Bei intensivem Zusammenprall von Körnern, z. B. während eines Sandsturmes, kann es auch zu großen Abschlagflächen und scharfkantigen muschel- und treppenförmigen Bruchstellen kommen. Diese Erscheinungen sind aber sehr selten zu beobachten und werden bei häufigem Auftreten anderen Milieus zugeordnet.

Pleistozäne fluviatile Sedimente

Die pleistozänen fluviatilen Sedimente zeigen eine insgesamt schlechte Abrundung. Eckige und kantengerundete Körner sind neben gerundeten und gut gerundeten recht häufig (Abb. 23). Die Oberflächen sind uneben und zeigen z. T. tiefe Einkerbungen verschiedenster Form. Am auffälligsten sind V-förmige, oft scharfkantige Vertiefungen und muschel- und treppenförmige Bruchflächen (Abb. 24, 25), wie sie auch bereits unter dem Binokular sichtbar sind. Bei vielen der hier untersuchten Körner konnte eine Verkittung durch Kaolinit beobachtet werden (Abb. 26). Abb. 27 läßt auf den Kaolinitplättchen und auf der Quarzkornoberfläche noch kleine schuppige Partikel erkennen, die wahrscheinlich aus SiO_2 bestehen. Es sind wohl z. T. abgeschlagene Schuppen, z. T. auch SiO_2 -Ausfällungen, die aber im Gegensatz zu den bei äolischen Sanden beobachteten Fällungen stark zurücktreten. Auch diese Kaolinitplättchen und SiO_2 -Niederschläge lassen sich durch Ultraschallbehandlung leicht entfernen.

Sebcha Sande

Die Sedimentfüllung der heute als Sebcha vorliegenden Bereiche wird als äolische Bildung angesehen (BECKER 1979). Tatsächlich sind auch relativ viele gerundete und gut gerundete Körner vorzufinden (Abb. 28). Die Betrachtung durch das Binokular überraschte jedoch insofern, als das Probenmaterial ein poliertes (CAILLEUX 1942) Aussehen aufwies, doch eher mattierte Körner zu erwarten waren. Detailaufnahmen von äußerlich als typisch äolisch einzustufenden Körnern und anderen Kornformen zeigten eine rauhe, unregelmäßige Oberfläche mit Abschlügen jeder Art und mit als chemische Ätzungen anzusprechenden Oberflächenmerkmalen wie kleinste dreieckige oder strichförmige, oft regelmäßige Vertiefungen von großer Zahl (Abb. 29, 30). Die im äolischen Bereich als typisch betrachteten Kieselsäureausfällungen konnten nicht wiedergefunden werden. Sie müssen in der Sebcha gelöst und von der Oberfläche der Körner wegtransportiert worden sein. Das bedeutet, daß äolische Körner durch ihre mikroskopischen Oberflächenmerkmale nicht mehr als solche erkannt werden können, sobald sie in ein Milieu geraten, in dem eine Lösung und Abfuhr ihrer SiO_2 -Haut stattfindet. Die dann sichtbar gewordene Oberfläche gleicht in hohem Maße der der marinen Küstensande. Diese haben ebenso wie die Sebcha Sande ein poliertes Aussehen.

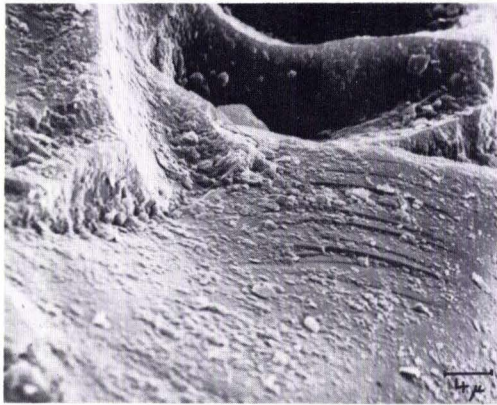


Abb. 25

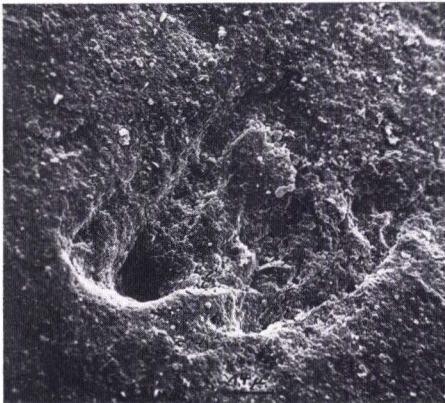


Abb. 26

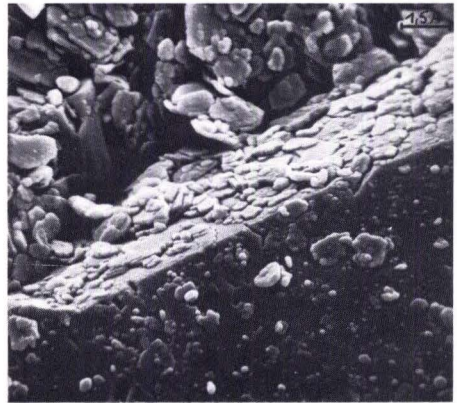


Abb. 27

Abb. 25. Scharfkantige muschelige Abschlagflächen ohne weitere mechanische oder chemische Bearbeitungsspuren der Kanten (Aufschluß 32).

Abb. 26. Sandkorn mit starkem Relief, welches mit Kaolinitplättchen überzogen ist. Frische Bruchflächen nicht auffindbar. Große Ähnlichkeit mit Körnern des anstehenden Sandsteins (Kiesgrube, Aufschluß 5).

Abb. 27. Detail aus gleicher Probe wie Abb. 26, Kristallkante eines Quarzkorns mit Ätzfiguren und individuellen Kaolinitplättchen.

Als Nachweis wurde eine rezente marine Sandprobe untersucht. Die Übersichtsaufnahme (Abb. 31) läßt erkennen, daß nahezu alle Rundungsgrade sowie scharfe Abspließflächen vertreten sind. Die Körner besitzen eine glänzende Oberfläche mit vielen glatt erscheinenden Einzelflächen, wobei die Kanten z. T. gut gerundet sind. Die Detailaufnahmen zeigen

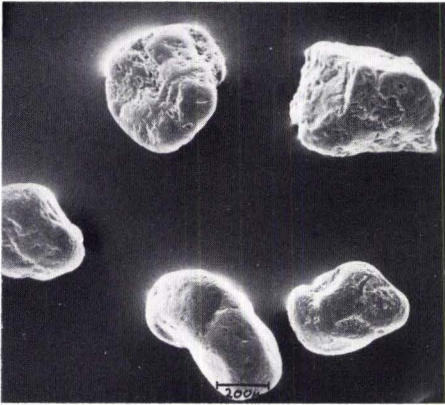


Abb. 28

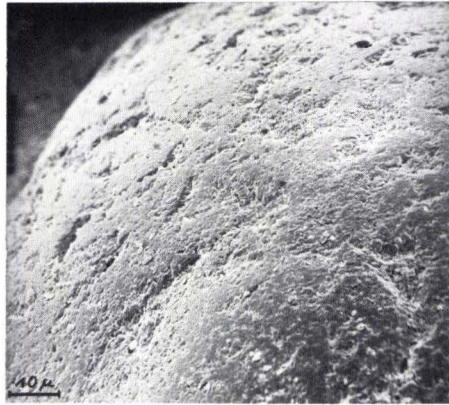


Abb. 29

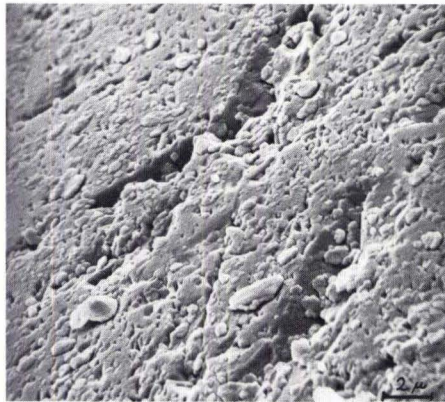


Abb. 30

Abb. 28. Verschiedene Rundungsgrade vertreten. Glänzende Oberflächen. Z. T. typisch äolische Kornformen (Sebcha von Al Juf).

Abb. 29. Glänzende, gut gerundete, doch zernarbte Oberfläche, kein SiO_2 -Niederschlag, (Sebcha von Al Juf).

Abb. 30. Detail aus Abb. 29. Bogige Abschlagspuren mit V-förmigen Kerben. Unzählige winzige dreieckige Vertiefungen, die wohl eher auf chemische Ätzung als auf mechanische Einwirkung hindeuten, da sie meist gradlinig begrenzt und recht tief ausgebildet sind.

aber, daß die einzelnen Flächen keineswegs glatt sind, sondern eine Vielzahl von mechanischen Abschlägen und chemischen Ätzfiguren aufweisen (Abb. 32), wie sie auch in den Sebcha Sanden vorgefunden wurden. MARGOLIS (1968) wies nach, daß im marinen Milieu die orientierten V-förmigen Vertiefungen durch chemische Lösung entstanden sind.

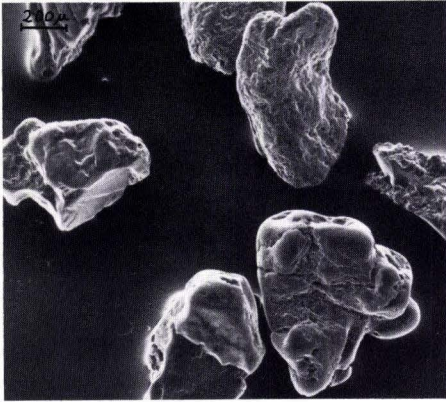


Abb. 31

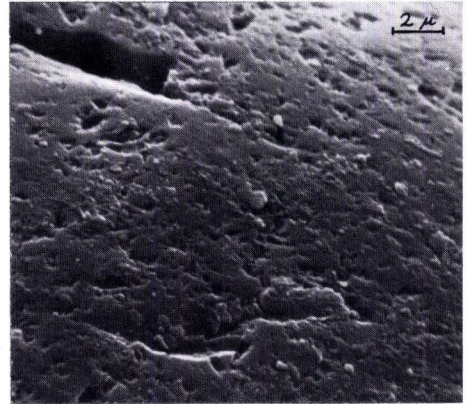


Abb. 32

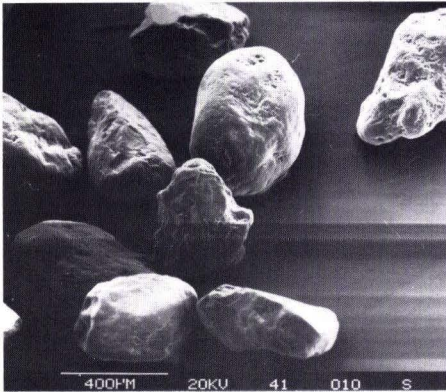


Abb. 33



Abb. 34

Abb. 31. Alle Rundungsgrade und verschiedene Kornformen vertreten (rezente marine Körner der Elfenbeinküste/Westafrika).

Abb. 32. Die Detailaufnahme zeigt V-förmige Abschlagspuren und chemische Ätzfiguren. Große Ähnlichkeit mit der Oberfläche der Quarzkörner aus der Sebcha von Al Juf (Lokation wie Abb. 31).

Abb. 33. Flugsandkörner verschiedener Form und Rundungsgrade (Aufschluß H 4).

Abb. 34. Wahrscheinlich aquatisch umlagerter Flugsand. Unterschiedliche Formen und alle Rundungsgrade vertreten. (Aufschluß H 6).

5.3. Hessische Sande

Die rasterelektronenmikroskopische Betrachtung der hessischen Sande erbrachte sehr differenzierte Ergebnisse. Es konnten sowohl Körner mit deutlichen äolischen, als auch solche mit fluviatilen und diagenetischen Merkmalen nachgewiesen werden, wobei alle Rundungsgrade vertreten sind (Abb. 33, 34).

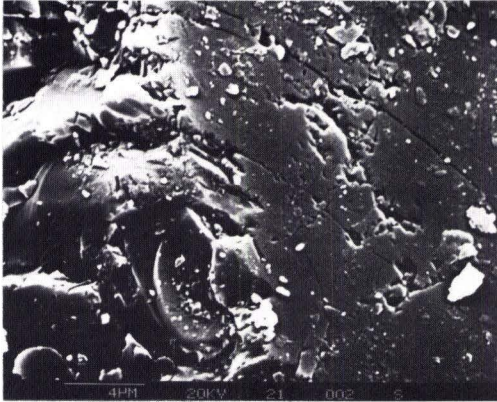


Abb. 35

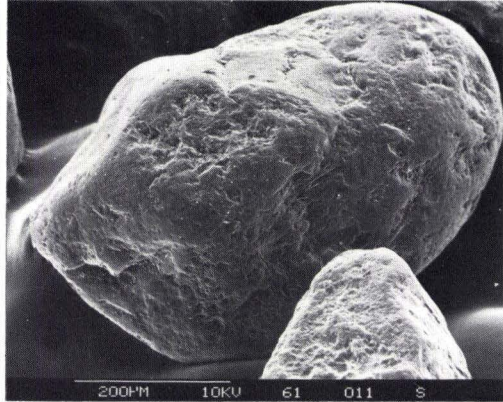


Abb. 36

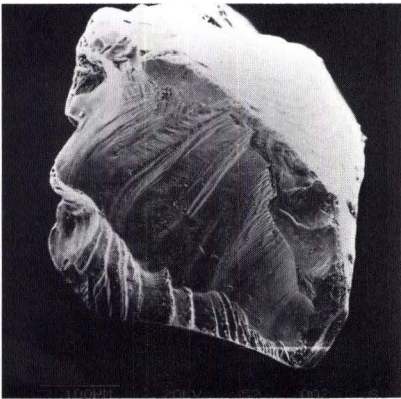


Abb. 37

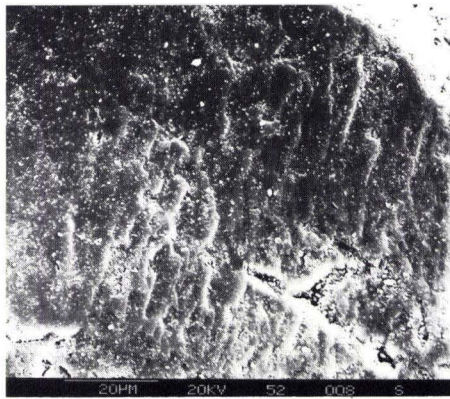


Abb. 38

Abb. 35. V-förmige und muschelförmige mechanische Schlagspuren sowie chemische Ätzfiguren (Aufschluß H 2).

Abb. 36. Äolische Kornform mit unregelmäßigen mechanischen, z. T. V-förmigen Abschlagflächen. Kein SiO₂-Niederschlag (Aufschluß H 6).

Abb. 37. Eckiges Korn mit unregelmäßigen muscheligen Bruchflächen, keine Anzeichen von Rundung. Diese Formen werden im glazialen Bereich als typisch angesehen (Aufschluß H 5).

Abb. 38. Oberfläche mit SiO₂-Niederschlag und geringfügig verdeckten „Upturned Plates“ (Aufschluß H 5).

In den Proben der Aufschlüsse H 1, H 2 und H 6 wurden keine Kornoberflächen mit Kieselsäureausfällungen beobachtet. Dagegen herrschen mechanische Abschlagspuren und chemische Ätzungserscheinungen vor (Abb. 35). Besonders ausgeprägt sind mechanische Spuren in der Probe H 6/1, bei der eine aquatische Umlagerung von äolischen Sanden angenommen wird (Abb. 36).

In den Proben der Aufschlüsse H 3 und H 5 wurden sowohl äolische als auch aquatische und diagenetische Spuren gefunden, wobei die Probe H 5 mehr aquatische, die Probe H 3 mehr äolische Merkmale aufweist. Abb. 37 zeigt ein Korn der Probe H 5/2, welches völlig ungerundet und mit frischen, scharfkantigen Bruchflächen versehen ist. Im Gegensatz dazu stehen die deutlichen SiO_2 -Ausfällungen mit ausgeprägten „Upturned Plates“ auf Abb. 38. Die Detailaufnahme aus H 3/2 (Abb. 39) zeigt die Auswirkungen einer SiO_2 -Lösung, wie sie im Bereich der Diagenese stattfindet. Ein tiefer Spalt zieht sich mitten durch die Kieselsäurehülle. Eine mechanische Entstehung dieses Spaltes in dieser Weise ist ausgeschlossen.

Lediglich in den Aufschlüssen H 4 und H 7 besaßen sämtliche betrachteten Kornoberflächen eine amorphe SiO_2 -Hülle infolge von Lösung und Niederschlag. Die äolische Zertrümmerung dieser SiO_2 -Hülle durch den Zusammenprall der Körner während der Saltationsphase ist eindeutig feststellbar, so z. B. auf der Detailaufnahme eines Korns der Probe H 4/1 (Abb. 40). Die Kornoberfläche ist übersät mit winzigen Bruchstücken der SiO_2 -Hülle und kleinen Vertiefungen innerhalb dieser Hülle, aus der Schuppen herausgeschlagen wurden.

Eindrucksvoll scheint der Vergleich der Detailaufnahmen aus H 6/1 und H 7/1. In der Bildmitte der Aufnahme von H 6/1 (Abb. 41) ist eine große, V-förmige, mechanische Schlagspur mit sehr scharfkantiger Begrenzung zu sehen, ebenso wie zahllose kleine, V-förmige Ätzfiguren und bogige Schlagspuren auf der blanken Quarzoberfläche. Die Detailaufnahme aus H 7/1 (Abb. 42) zeigt eine ebensolche große, V-förmige Abschlagfläche in der Bildmitte, jedoch ist hier durch die Ausfällung von SiO_2 nur noch der Umriss in einer geglätteten Form erkennbar.

5.4. Zusammenfassung der rasterelektronenmikroskopischen Ergebnisse

Die Quarzkornoberflächen der libyschen äolisch sedimentierten Sande besitzen als charakteristisches Merkmal einen amorphen Kieselsäureüberzug der durch häufigen Wechsel von Lösung und Niederschlag von SiO_2 gebildet wird. Diese feine Hülle überzieht und glättet alle bisherigen Bearbeitungsspuren der Oberfläche sowie die durch mechanische Beanspruchung während der Saltation und des Oberflächenkriechens der Körner ständig neu entstehenden Schlagspuren. Diese sind vorwiegend die treppenförmig freigelegten Spaltflächen, die als „Upturned Plates“ bezeichnet werden. Sie pausen sich oft noch durch die SiO_2 -Hülle hindurch ab. Daneben findet eine Abschuppung aus der SiO_2 -Hülle statt, die eine Vielzahl winzigster Partikel in Größe der Tonfraktion schafft, die z. T. als Verunreinigung auf der Oberfläche der Körner haften bleibt. Die zwar glatte, aber doch sehr wellige Oberfläche gibt den Körnern ihr mattiertes Aussehen durch starke Diffusion des Lichtes.

Die Quarzkornoberflächenmerkmale der abgeprobten hessischen Sande zeigen keine einheitlichen Strukturen. Es finden sich Sandakkumulationen, die die typische SiO_2 -Haut der untersuchten libyschen Saharasande besitzen, daneben treten aber ebensolche Sandakkumulationen auf, die nur teilweise oder überhaupt keinen Niederschlag von SiO_2 erkennen lassen. Ob alle Körner diesen Niederschlag jemals besaßen, läßt sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Die z. T. aber erkennbaren Lösungsvorgänge lassen vermuten, daß zumindest wesentlich mehr Körner als heute noch nachweisbar, mit einer SiO_2 -Hülle ausgestattet waren.

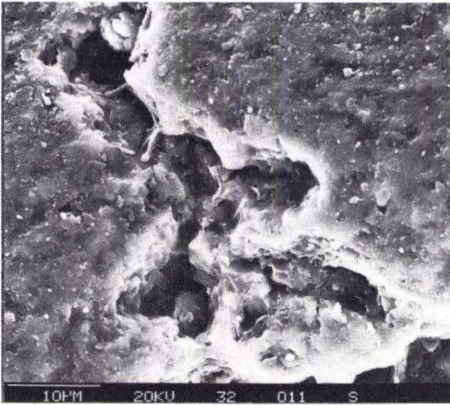


Abb. 39

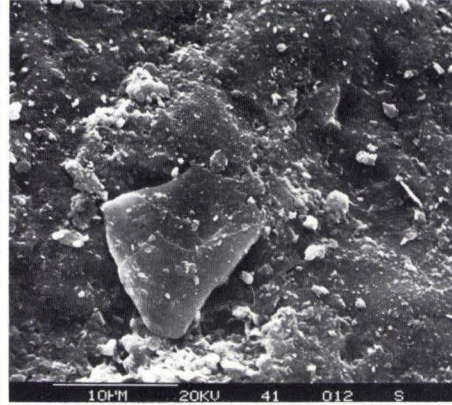


Abb. 40

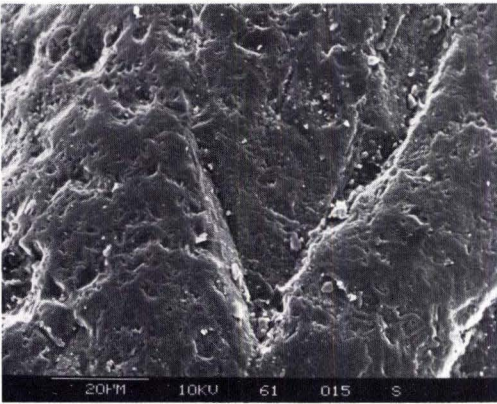


Abb. 41

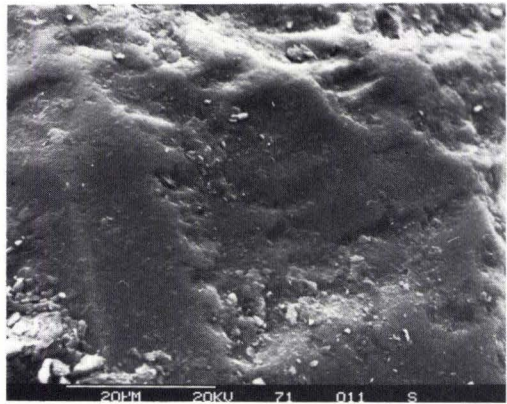


Abb. 42

Abb. 39. Tiefer Einschnitt in die Kornoberfläche durch SiO_2 -Lösung, eventuell im Bereich der Diagenese (Aufschluß H 3).

Abb. 40. SiO_2 -Niederschlag und mechanische Bearbeitungsspuren in Form kleiner, V-förmiger Schlagspuren erkennbar. Oberfläche mit Trümmern aus der SiO_2 -Hülle übersät (Aufschluß H 4).

Abb. 41. Große, V-förmige Schlagfläche und zahllose kleine, V- und U-förmige Schlagspuren sowie kleinste dreieckige Ätzfiguren (Aufschluß H 6).

Abb. 42. Große V-förmige Schlagfläche, jedoch im Gegensatz zur Abb. 41 durch SiO_2 -Niederschlag verheilt, alle scharfen Kanten dadurch abgerundet (Aufschluß H 7).

Problematischer sind die Proben, die überhaupt keinen Nachweis von SiO_2 -Niederschlag erbrachten. Die Anzahl der untersuchten Proben ist hier viel zu gering, um eine genetische Deutung zu gestatten. Die völlig fehlende SiO_2 -Hülle der Sebcha-Sande zeigt, daß unmittelbar im Anschluß an einen äolischen Transport dieser Niederschlag in einem anderen Milieu sehr rasch weggelöst werden kann. Das bedeutet, daß die bei den Saharasanden als

typisch geltende Kieselsäurefällung nur sehr bedingt auf hessische Sande übertragbar ist, da sie zu sensibel auf Änderungen des Milieus oder diagenetische Prozesse reagiert. Ebenso sind die klimatischen Bedingungen während der Sedimentation der jungpleistozän-holozänen hessischen Sande nicht mit denen der rezenten Saharasande eines voll ariden Raumes vergleichbar.

Um Aussagen über prinzipiell genetisch gleichartige oder unterschiedliche Bearbeitungsspuren auf Quarzkörnern hessischer und libyscher Sande treffen zu können, wären wesentlich detailliertere Untersuchungen der Quarzkornoberflächen nötig, wie sie z. T. bei IGEL (1979) zu finden sind. IGEL (1979: 130, 137) ist allerdings überzeugt, auf jedem einzelnen Quarzkorn dessen gesamte Entwicklungsgeschichte ableiten zu können. Diese optimistische Einschätzung der Interpretationsmöglichkeit quarzkornmorphoskopischer Merkmale teile ich in diesem Umfang nicht.

6. Schlußfolgerung

Der Vergleich der sehr detaillierten Korngrößenanalysen zeigt eine gewisse Übereinstimmung zwischen den untersuchten Proben aus Hessen und denen aus Libyen. Hierzu eignet sich besonders die Darstellung in Form von Verteilungslinien, auf denen die Maxima punktförmig abgebildet werden. Bis auf die Probe H 6/1 liegen alle Hauptmaxima im typischen Bereich der Sandanwehungen und Sanddünen.

Auch die Summenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz lassen Gemeinsamkeiten erkennen. Eine Unterscheidung ist im Fein- und Grobbereich zu treffen, wo die rezenten Saharasande mehr Feianteile aber weniger Grobanteile aufweisen als die hessischen Sande, jedoch nur in der Größenordnung von wenigen Prozenten. Der Grobanteil innerhalb der hessischen Sande dokumentiert die geringe Reife dieser äolischen Bildungen.

Alle untersuchten Proben lassen sich (mit Ausnahme H 6/1) dem Bereich der Sandanwehungen (Sandfahnen) und Sanddünen zuordnen. Bei den Sanddünen sind sowohl Seifdünen als auch Barchandünen vertreten.

Überraschend ist jedoch die Tatsache, daß keine der entnommenen Proben H 1–H 7 als Sandtennensediment eingestuft werden konnte, denn weite Gebiete der rezenten Wüsten werden von Sandtennensedimenten aufgebaut. Eventuell gestatteten die jeweils nur über kurze Zeiträume anhaltenden äolischen Sedimentationsphasen in Hessen die Ausbildung von Sandtennen nicht, sondern lediglich die selektive Anhäufung der mobilsten Kornfraktion aus dem Rahmen des äolisch zu verfrachteten gesamten Korngrößenspektrums.

Aufgrund der nur wenigen Probenentnahmepunkte soll eine weitere Erörterung dieser Frage hier nicht geführt werden, sondern einer umfangreicheren Untersuchung der hessischen Sandakkumulation vorbehalten bleiben.

Die rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen der Quarzkornoberflächen beider Gebiete zeigten sowohl gemeinsame als auch verschiedene Merkmale, wohl aufgrund der während und nach der Sedimentation unterschiedlichen Bedingungen und diagenetischen Prozesse. Ein Nachweis der äolischen Bildung hessischer Sande durch einen rasterelektronenmikroskopischen Vergleich mit rezenten libyschen Saharasanden ist daher nicht möglich.

7. Schriftenverzeichnis

- BAGNOLD, R. A. (1941): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. – 265 S., 16 Taf., 84 Diagr.; London (Methuen & Co. LTD).
- BARTHOUX, J. (1926): *Paléogéographie de l'Égypte*. – Cairo, C. R. Cong. Int. Géogr., **3**: 68–101.
- BECKER, E. (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheingraben. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **18**: 5–50, 13 Abb., 9 Tab., 1 Kt.; Öhringen/Württ.
- BECKER, R. E. (1978): Die tertiäre und quartäre Entwicklung im Bereich der Kufrah-Oasen (Zentrale Sahara) unter besonderer Berücksichtigung aktualistischer Vorgänge. – Diss. D 77 Univ. Mainz, 205 S., 136 Abb., 6 Anl.; Mainz.
- (1979): Die tertiäre und quartäre Entwicklung im Bereich der Kufrah-Oasen (Zentrale Sahara) unter besonderer Berücksichtigung aktualistischer Vorgänge. – *Geol. Rdsch.*, **68** (2): 584–621, 13 Abb., 3 Tab.; Stuttgart [Diss. Kurzfassung].
- BLACKWELDER, P. L., & PILKEY, O. H. (1972): Electron microscopy of quartz grain surface textures: The U. S. eastern Atlantic continental margin. – *J. Sedimentol. Petrol.*, **42**: 520–526; Tulsa/Oklahoma.
- BROOKFIELD, M. E., & AHLBRANDT, T. S. [Herausg.] (1983): *Eolian Sediments and Processes*. – *Dev. Sedimentol.*, **38**: 660 S.; Amsterdam (Elsevier).
- CAILLEUX, A. (1942): *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*. – *Mem. Soc. Géol. France*, **46**: 1–176, 5 Taf.; Paris.
- CONANT, L. C., & GOUDARZI, G. H. (1964): *Geologic Map of the Kingdom of Libya*. – *Inter. Geol. Surv.*; Washington D.C.
- FÜRST, M. (1970): Beobachtungen an quartären Buntsedimenten der zentralen Sahara. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **56**: 129–150, 5 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- GWE German Water Group, executing company: German Water Engineering GmbH (1977): *Hydrogeological Study of Groundwater Resources in the Kufrah Area-Final Rep.*, **5**, Tl. V: Meteorology; Lingen.
- GLENNIE, K. W. (1970): Desert sedimentary environments. – *Dev. Sedimentol.*, **14**, 222 S.; Amsterdam (Elsevier).
- HECHT, F., FÜRST, M., & KLITZSCH, E. (1963): Zur Geologie von Libyen. – *Geol. Rdsch.*, **53**: 413–470; Stuttgart.
- IGEL, W. (1979): Sediment-Morphoskopie I – Quarzkornmorphoskopie. Grundlagen und Methodik. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **17**: 113–150, 5 Abb.; 2 Tab.; Mainz.
- KLITZSCH, E. (1965): Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. – *Max-Richter-Festschr.*: 111–125; Clausthal-Zellerfeld.
- KINSLEY, D. H., & DOORNKAMP, J. C. (1967): *Atlas of quartzsand surface textures*. – 91 S., 122 Abb., 1 Tab.; Cambridge (Univ. Press).
- & MARGOLIS, S. V. (1969): A Study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope. – *Trans. New York Acad. Sci.*, **31**: 457–477.
- (1971): Grain surface textures. – In: CARVER, R. E. (Hrsg.): *Procedures in Sedimentary Petrology*: 151–180; New York (Wiley & Sons).
- KUENEN, P. H., & PERDOCK, W. G. (1962): Experiments of frosting and defrosting of sand. – *J. Geol.*, **70**: 648–658.
- LUCCHI, R. F., & CASA, D. G. (1968): Surface textures of desert quartz grains. A new attempt to explain the origin of desert frosting. – *G. Geol.*, Ser. 2, **36**: 751–776
- LUSKY, H. G. (1977): Jungquartäre Reliefentwicklung unter besonderer Berücksichtigung der äolischen Formen am Beispiel des Blattes Kelsterbach SW. – Unveröff. Exam.-Arb.; Frankfurt a. M.
- MARGOLIS, S. V. (1968): Electron microscopy of chemical features on quartz sand grains. – *Sed. Geol.*, **2**: 243–256; Amsterdam.
- PLASS, W. (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5917 Kelsterbach, 206 S., 40 Tab., 41 Prof.; Wiesbaden.
- PORTER, J. J. (1962): Electron microscopy of Sand surfaces textures. – *J. Sedimentol. Petrol.*, **32**: 124–135; Tulsa/Oklahoma.

- RIBAULT, L. le (1971): Presence d'une pellicule de silice amorphe a la surface de cristaux de quartz des formations sableuses. – C. R. Acad. Sci., **272**, D: 1933–1936; Paris.
- (1975): L'exoscopie – méthode et applications. – Not. Mem., 12, Comp. Franc. Petr.; Paris.
- (1977): L'exoscopie de quartz. – Paris (Masson).
- SCHMITT, O. (1955): Die Darmstädter Flugsande und Dünensande. – Aufschluß, **6**, (2): 82–86, 3 Abb.; Darmstadt.
- SCHNITZER, W. A., & VOSSMERBÄUMER, H. (1984): Über quartäre Flugsande in Franken. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **66**: 263–272, 4 Abb.; Stuttgart.
- VISHER, G. S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. – J. Sedimentol. Petrol., **39**: 1074–1106, 21 Abb., 1 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- VOSSMERBÄUMER, H. (1976): Granulometrie quartärer äolischer Sande in Mitteleuropa – ein Überblick. – Z. Geomorph., **20** (1): 78–96, 10 Abb., 1 Tab., Berlin.

Manuskript eingegangen am 1. 3. 1984

Bergbauliche Lagerstätten im Bereich des Blattes 4925 Sontra

Von

HARTMUT SCHADE*

Kurzfassung: Im Bereich des Blattes 4925 Sontra kommen umfangreiche bergbauliche Lagerstätten vor. Das 10–40 cm mächtige Kupferschieferflöz des Unteren Zechsteins mit einer 10–25 cm mächtigen begleitenden Vererzung im Oberrotliegenden ist in der variscisch streichenden Nordmulde zwischen Braunhausen und Sontra-Lindenau und in der noch den SE-Rand des Blattes beührenden Südmulde mindestens seit dem 13. Jahrhundert bis 1956 abgebaut worden. Die Kobalt-Nickel-Vererzungen hercynisch streichender Schwerspatgänge – sogen. Kobaltrücken – in, über und unter dem Kupferschieferflöz waren im 18. und 19. Jahrhundert Gegenstand des Bergbaus. Nach 1860–1967 hat man die Schwerspatfüllung dieser Gänge hereingewonnen. Auf einem Schwerspatgang bei Nentershhausen wurde Eisenglanz nachgewiesen, aber nicht abgebaut. Zur Zeit bestehen noch 26 verliehene Bergwerksfelder, die zur Gewinnung der genannten Mineralien berechtigen. Die Abbaumethoden und Fördermengen werden, soweit bekannt, beschrieben.

Abstract: Large mineral deposits exist in the area of sheet 4925 Sontra of the map 1:25 000. The copper slate (shale) seam in the lower part of the Upper Permian, 10–40 cm thick, with an accompanying mineralisation of 10–25 cm in the Lower Permian was exploited in the varistic striking so called northern syncline between Braunhausen and Sontra-Lindenau and in the so called southern syncline, which is just touching the southeastern edge of the map area. Mining occurred at least from the 13th century until 1956.

The cobalt-nickel mineralisation in baryte veins of hercynic strike – called cobalt ridges – in, over and under the copper slate (shale) seam was mined during the 18th and 19th century.

Between 1860 and 1967 the baryte filling of these veins was recovered. In a baryte vein near Nentershhausen iron-glance was found, but not mined. Now there are still 26 mining-claims giving the right of winning the minerals pointed out. The mining and the output are described.

Inhaltsverzeichnis

1. Kupfererze	166
2. Kobalt-Nickel-Erze	168
3. Schwerspat	168
4. Eisenerze	169
5. Bergwerkseigentum	169
6. Abbaumethoden und Fördermengen	176
7. Schriftenverzeichnis	178

* Dr.-Ing. H. SCHADE, Hessisches Oberbergamt, Paulinenstraße 5, 6200 Wiesbaden.

1. Kupfererze

Die Erzbildung im Grenzbereich des Oberen Rotliegenden und des Unteren Zechsteins ist schon seit früher Zeit Gegenstand des Bergbaus. Da die offenbar syngenetisch-synsedimentär erfolgte insbesondere Kupfer- und Eisen-Sulfidausfällung nicht nur den bituminös mergeligen Kupferschiefer in 10–40 cm Mächtigkeit, sondern auch die obersten 10–25 cm des oft konglomeratisch ausgebildeten Rotliegenden vererzt hat (sogen. Sanderz), konzentrierte sich der Abbau auf diese rund 40 cm Gesamtmächtigkeit der reichsten Partien. Die höchsten Sulfidgehalte finden sich in den obersten 5 cm des Rotliegenden (sogen. Schwarzkopf) und den untersten 8–11 cm des Kupferschieferflözes (ca. 3 cm feine Lette, darüber ca. 5 cm grobe Lette, 3 cm Kammschale). Der Kupferschiefer geht im Hangenden kontinuierlich in den Zechsteinkalk über, der auch noch leicht vererzt ist. Die Sulfidgehalte nehmen jedoch vom Liegenden zum Hangenden so stark ab, daß von den sogenannten Dachbergen beim Abbau jeweils nur soviel mitgewonnen wurden, wie zur Durchführung von Abbau und Förderung unbedingt notwendig war. Eine Ausnahme bildet das Gebiet um den Reichenbergschacht zwischen Dens und Weißenhasel, wo auch der Zechsteinkalk z. T. noch stärker vererzt ist.

MESSER (1955) hat die profilmäßige Verteilung der primären Sulfide innerhalb der Gesamtvererzung untersucht und festgestellt, daß über der nur noch schwach vererzten Infiltrationszone im Rotliegenden die oben erwähnte Kupferreichsulfidzone mit Bornit, Kupferglanz und Kupferkies folgt, die im Hangenden durch eine Kupferkieszone und schließlich eine Zinkblende-Bleiglanz-Zone abgelöst wird. Genetisch und tektonisch bedingt ist die Zonenabfolge und Mächtigkeit der Vererzung nicht überall gleichmäßig innerhalb der Gesamtlagerstätte ausgebildet, so daß der Bergbau z. T. selektiv erfolgen mußte. Bei Abbau der genannten geringen Mächtigkeiten von Kupferschiefer und Sanderz wurden jedoch Cu-Gehalte von 0,7–1,6% im Fördererz erreicht; einschließlich Zn und Pb kam der Gesamtmetallgehalt auf 1,6–2%. Die Kupfererzlagerstätte liegt flözartig in einer variscisch streichenden, durch Querstörungen verworfenen Mulde, die von Braunhausen im SW bis Sontra-Lindenau im NE reicht (sogen. Nordmulde) und an einen tektonisch begrenzten Rotliegendensattel S Nentershausen anschließt. Die jenseits dieses Sattels liegende, ebenfalls Kupferschiefer führende sogen. Südmulde berührt nur noch mit ihrem nördlichen Ausgehenden das Bl. Sontra an dessen südlichen Rand etwa vom Trottenwald an nach E (Abb. 1).

Das Kupferschieferflöz tritt an den Muldenrändern z. T. zutage und wurde dort zuerst abgebaut, wie Pingen an einem Berghang bei Welda und in der Umgebung von Cornberg und Rockensüß sowie bei Nentershausen beweisen. Ob der Kupfererzbergbau hier bereits in der Bronzezeit begonnen hat, ist zu vermuten, bisher jedoch unbewiesen. In der ersten urkundlichen Erwähnung des Kupfererzbergbaus im landgräfllich hessischen Amt Sontra des Jahres 1460 ist bereits von 13 Schmelzöfen u. a. bei Sontra, Hornel und Nentershausen die Rede, die zur Gewinnung von Ofenkupfer aus dem dort abgebauten Erz dienten, so daß der mittelalterliche Kupfererzbergbau zu diesem Zeitpunkt wahrscheinlich bereits seit dem 14. oder sogar 13. Jahrhundert im Gange war. CANCRINUS (1767) gibt ein zu seiner Zeit bereits 500jähriges Alter des Bergbaus an. Im 30jährigen Krieg kam der Bergbau zum Erliegen, wurde aber 1684 wiederaufgenommen und bis 1874 durchgehend betrieben. Danach gab es nur noch kurze Betriebsperioden von 1881–1888, 1917 und 1936–1955.

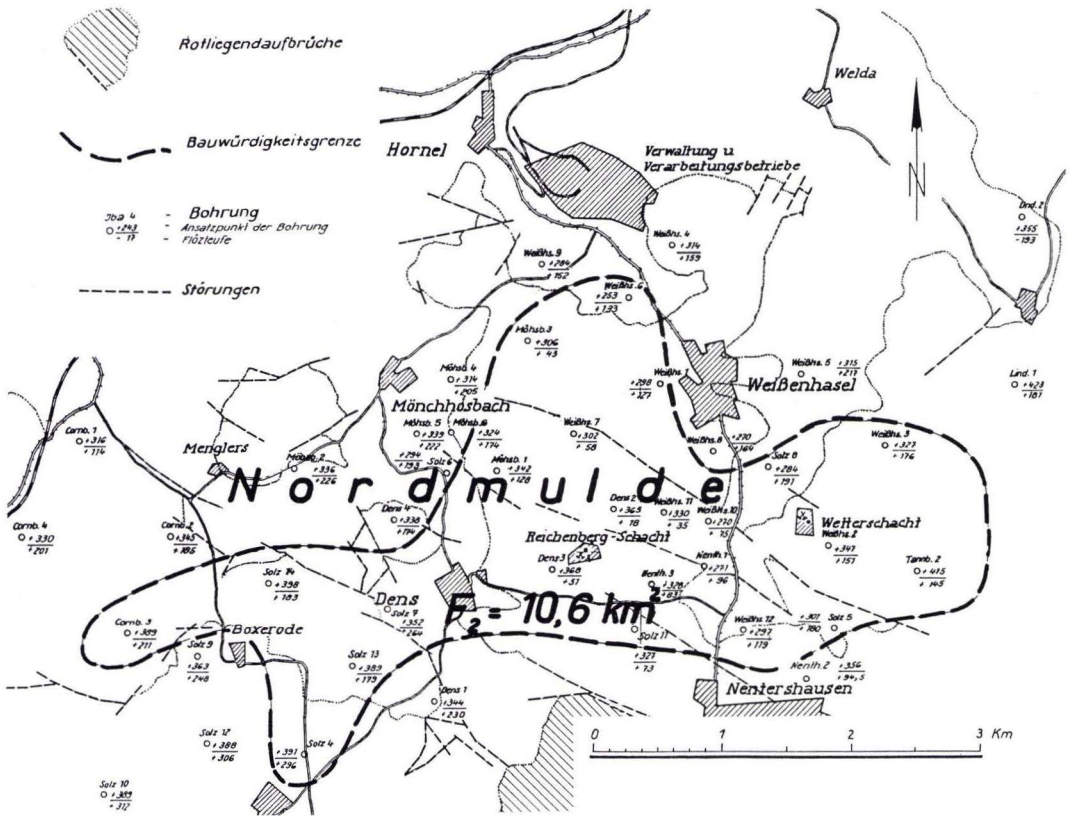


Abb. 1. Grenze der bauwürdigen Kupfererze auf Bl. Sontra. (Nach MESSER 1955: Taf. 22)

Der Abbau stieß, vom Ausbiß des Flözes ausgehend, im Lauf der Jahrhunderte in immer tiefere Bereiche der Mulde vor. Um der reichlich zuzitenden Wässer Herr zu werden und eine ausreichende Bewetterung der Gruben zu schaffen, mußten mit zunehmender Teufe Wasserlösungsstollen wie der vor 1554 in Nentershausen Richtung Dachsberg angesetzte 1500 m lange Erbstollen aufgefahren werden. Sie waren in kurzen Abständen zwischen 30 und 100m durch kleine Schächte (sogen. Lichtlöcher) mit der Tagesoberfläche verbunden. Das Mundloch des die Südmulde entwässernden, 1720 aufgefahrenen Karlstollens ist hinter dem Sportplatz von Nentershausen noch zu sehen. Der zuletzt betriebene Abbau am Reichenberg-Schacht E Dens erreichte im Muldentiefsten eine Teufe von rund 400 m.

Neben Zink- und Bleigehalten kommen in der Kupfererzlagerstätte örtlich auch Silbergehalte von geringen Spuren bis zu 90 g/t vor, im übrigen in kleinen Mengen Kobalt, Nickel, Vanadium, Molybdän und Rhenium. Während der bis ins 19. Jahrhundert betriebene Bergbau mit einer Verhüttung bis zum Reinkupfer verbunden war, stellte der während und nach dem 2. Weltkrieg bei Sontra-Hornel umgehende Verarbeitungsbetrieb aus dem Kupfererz nur ein Konzentrat bzw. Kupferrohstein von 35–50% Cu her, der außerhalb des Reviers zu Reinkupfer aufgearbeitet werden mußte.

2. Kobalt-Nickel-Erze

Die Rotliegend- und Zechsteinsedimente mit ihrer Kupfererzgrenzlagerstätte werden von überwiegend hercynisch streichenden, steil nach NE einfallenden jüngeren Störungen durchzogen, die häufig Schwerspatfüllungen aufweisen. In unmittelbarer Nachbarschaft des Kupferschiefers auf eine vertikale Erstreckung von meist rund 20 m führen sie oft Kobalt- und Nickelminerale, weshalb diese Bereiche die bergmännische Bezeichnung Kopaltrücken erhalten haben. Die abbauwürdigen Gangteile sind linsenförmige Anreicherungen, die durch geringmächtige, lettige Gangzonen ohne nennenswerte Vererzung verbunden werden. Sie reichen vereinzelt bis zu 50 m unter das Kupferschieferflöz.

Die größten Gangmächtigkeiten von bis zu 18 m liegen im konglomeratischen Rotliegenden, die Erzführung war stets am besten im Niveau des Kupferschieferflözes selbst und verlor sich in den Dachbergen sehr schnell, so daß der Kobalt-Nickelerzbergbau stets bei Erreichen dieses Horizontes wegen Unbauwürdigkeit eingestellt werden mußte.

Das abgebaute Erz enthielt bevorzugt arsenidische und sulfidische Mineralien wie Safflorit, Speiskobalt, Chloanthit, Rotnickelkies und Rammelsbergit. Es erreichte Co-Gehalte bis zu 5,2% und Ni-Gehalte bis zu 7,5%. Wo deszendente Wässer insbesondere in Oberflächennähe oxidierend gewirkt haben, treten Kobaltblüte, Heterogenit und Nickelblüte auf. Als Gangart kommen neben dem weit überwiegenden Schwerspat Quarz und Kalkspat vor.

Auf Bl. Sontra finden sich Kopaltrücken zwischen Braunhausen und Solz sowie S Nentershausen im östlichen Trottenwald. E Braunhausen war besonders der Erdfelder Gang S des Immenbergs kobalterzführend, während im Trottenwald der Dachsberger Kopaltrücken abgebaut wurde.

Mit der Kobalt- und Nickelerzgewinnung wurde im Jahre 1708 zur Farbenherstellung begonnen. Nach gegen Ende des 19. Jahrhunderts immer geringer werdendem Absatz kam der Bergbau im Jahre 1905 wieder zum Erliegen.

3. Schwerspat

Um 1860 begann der bis dahin im Kobalterzbergbau nur als Gangart versetzte oder auf Halde geworfene Schwerspat Verwendung in der Farbenherstellung zu finden. Soweit sich Abnehmer fanden, wurde der weiße Spat seitdem ausgehalten und verkauft. Erst ab 1865, in größerem Umfang seit dem Jahre 1870 kam es zum systematischen Abbau ausschließlich auf Schwerspat SW Nentershausen zunächst im Tagebau, weil der dort bis zu 18 m mächtige Martlingeröder Spatgang bis zutage geht. Hier wurde mit zunehmender Teufe auch im Tiefbau bis 1951 abgebaut.

Der lohnende Abbau führte im Jahre 1890 zur Entstehung des Barytwerkes in Sontra, wo der Schwerspat gemahlen, aufbereitet und verkaufsfähig gemacht wurde. Das Vorhandensein dieses Werkes ermöglichte den Schwerspatabbau auch auf weiteren Gängen, so S Tannenberg am Herzberg, bei Cornberg und E Braunhausen. Dort wurden seit 1890 außer dem vom Kobalterzbergbau her bekannten Erdfelder Gang der Ludwigsglucker und der Bühl-Gang abgebaut.

Mit dem Knapperwerden der Schwerspatvorräte begann man auch den Versatzspat des ehemaligen Kobalterzbergbaus, soweit man ihn in genügender Reinheit und weißer Farbe fand, zurückzugewinnen.

Der Schwerspatabbau auf Bl. Sontra fand bei Braunhausen und am Dachsberg im Jahre 1967 sein Ende nicht wegen völliger Erschöpfung der Vorräte, sondern weil der Restabbau unwirtschaftlich geworden war.

4. Eisenerze

Im Jahre 1867 wurde am NW-Hang des Oelberges 0,5 km W Nentershausen innerhalb eines Schwerspatganges im Rotliegenden „ein Vorkommen von reichhaltigem Eisenglanz mit Eisenglimmer von ein bis zu mehreren Zoll Mächtigkeit“ entdeckt. Die daraufhin eingelegte Mutung führte 1868 zur Verleihung eines Bergwerks „Nentershausen“ zur Gewinnung von Eisenerz. Es ist jedoch weder zu einer näheren bergmännischen Untersuchung noch zu einem Abbaubetrieb gekommen.

5. Bergwerkseigentum

Verliehenes Bergwerkseigentum ist in Form zahlreicher Bergwerksfelder vorhanden (Abb. 2), wird jedoch z. Z. in keinem Falle genutzt.

Da der genaue Beginn des Bergbaus und die Namen der älteren Gruben nicht bekannt sind, sollen die heute noch bestehenden Bergwerksfelder zur näheren Lokalisierung des Bergbaus innerhalb des Blattes Sontra dienen. Sie wurden nicht unter Kap. 1–4 behandelt, da sie zu einem erheblichen Teil auf mehrere Mineralien verliehen sind.

Der Raum Sontra–Hornel–Gut Welda wird von den Feldern „Sontra IV, III, II und I“ überdeckt, die aufgrund von im Jahre 1866 eingelegten Mutungen 1868 auf Kupfererz verliehen wurden. Ihre Fundpunkte liegen sämtlich im Bereich alter Pingen und Schächte NE und W des ehemaligen Gutes Welda am Wege von Sontra nach Lindenau. Hier legen 121 Pingen Zeugnis vom wahrscheinlich frühesten Bergbau des Reviers am Ausgehenden des Kupferschiefers ab. Die dortige Flurbezeichnung Eithengruben (= Schmelzgruben), die bereits in einer Grenzbeschreibung kurz nach 1433 auftaucht, läßt darauf schließen, daß in der ersten Bergbauperiode Bergbau und Verhüttung noch in unmittelbarer Nachbarschaft vor sich gingen. Die Kupferschiefergewinnung wurde am Ausgehenden zunächst im Tagebau betrieben. Später wurden kleine Schächte von wenigen Metern Teufe dicht nebeneinander niedergebracht, um der Lagerstätte weiter nachgehen zu können, was aus Gründen der Wetterführung und Wasserhaltung sehr bald seine Grenzen fand.

Die vom Feld „Sontra IV“ überdeckte Stadt Sontra ist vom 14. bis zum 16. Jahrhundert Bergstadt gewesen. Hier hatte ein landgräflicher Bergamtman sein Sitz und trieb den Zehnten von den bergbautreibenden Gewerkschaften in Form erschmolzenen Kupfers ein. Während der Kupferschieferbergbau sich infolge Erschöpfung der nach dem damaligen Stand der Bergtechnik in erreichbarer Teufe liegenden Lagerstättenteile nach 1525 von Sontra-Welda weg nach S verlagerte, blieb die Verhüttung noch etwas länger im Raum Sontra-Hornel erhalten. Hierher kehrte sie in der jüngsten Bergbauperiode des 20. Jahrhunderts mit dem Bau der Hessenhütte mit Erzaufbereitung W des Brodberges im Feld „Sontra II“ von 1938–1955 noch einmal zurück.

Im Raum Heyerode–Berneburg–Rockensüß–Mönchhosbach befinden sich die im Jahre 1866 gemuteten und 1868 auf Kupfererze verliehenen Bergwerksfelder „Kupferschiefer III, II und I“. Ihre Fundpunkte liegen sämtlich E Rockensüß beiderseits der Straße nach

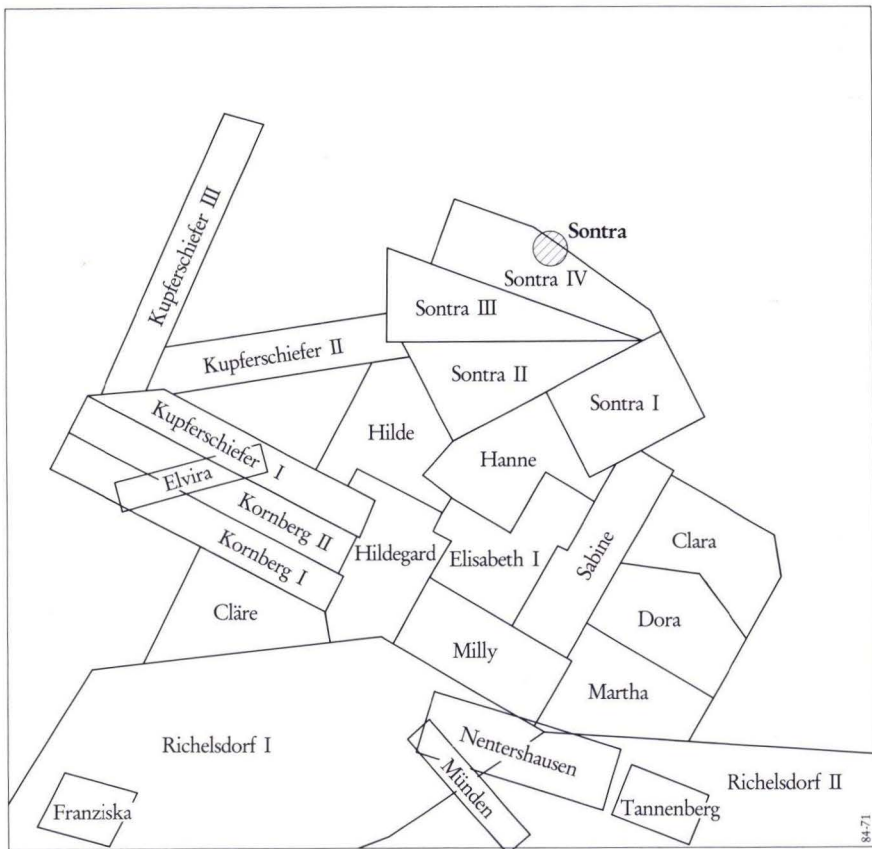


Abb. 2. Bergwerksfelder auf Bl. Sontra.

Berneburg in der Nähe der Untermühle, die wahrscheinlich auf eine alte Kupferhütte zurückgeht. Als Fundpunkte dienten ältere Pingene mit Kupferschiefer und Sanderz an Ausbissen des Kupferschieferflözes. Auch hier ist mittelalterlicher Bergbau in ähnlicher Weise wie bei Welda umgegangen, wie FULDA (1830) angibt, jedoch in geringerem Umfang.

Zwischen Rockensüß und Mönchhosbach mit Cornberg im Zentrum erstrecken sich die im Jahre 1866 gemuteten und 1868 auf Kupferschiefer verliehenen Bergwerksfelder „Kornberg II und I“. Ihre Fundpunkte liegen in z. T. heute noch in Betrieb befindlichen Steinbrücken S Cornberg, E der nach Süden führenden Landstraße beiderseits der Bahn. Hier sind das Kupferschieferflöz und das Rotliegende aufgeschlossen. Das teils als Konglomerat, teils als braungebänderter Sandstein ausgebildete Rotliegende ist S der Bahn in einem nicht mehr betriebenen alten Bruch noch ausnahmsweise weit in den Cornberger Sandstein hinein vererzt, wie Ausblühungen von blauer Kupferlasur und grünem Malachit zeigen.

Das von Hornel bis NE Mönchhosbach reichende, erst 1936 im Zuge der Wiederbelebung des Kupferschieferbergbaus gemutete Bergwerksfeld „Hilde“ wurde 1938 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehen. Es hat seinen Fundpunkt in der Brg. Mönchhosbach 3 knapp 1 km ENE Mönchhosbach, in der das Kupferschieferflöz in ca. 263 m Teufe und knapp 30 cm Mächtigkeit erbohrt wurde. Bergbau ist hier in alter Zeit nicht umgegangen. Zumindest der SE-Teil des Feldes gehört nach den Bohrergebnissen zum bauwürdigen Teil der Kupferschieferlagerstätte der Nordmulde und wäre wahrscheinlich in den Abbau der Schachanlage Reichenberg einbezogen worden, wenn diese nicht bereits 1950 erschaffen wäre.

Das Bergwerksfeld „Hanne“ N Weißenhasel ist ebenfalls im Jahre 1936 gemutet und 1938 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehen worden. Sein Fundpunkt liegt 250 m W Weißenhasel am Osthang des Langenberges in der Brg. Weißenhasel 1. Dort wurde das Kupferschieferflöz in 171 m Teufe in 40 cm Mächtigkeit angetroffen, d. h. in der gleichen höher liegende Scholle wie beim Wetterschacht der Grube Reichenberg. Hier ist noch keinerlei Bergbau umgegangen.

N Dens liegt das Bergwerksfeld „Hildegard“, das im Jahre 1936 gemutet und 1938 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehen wurde. Sein Fundpunkt ist die knapp 1 km NE Dens niedergebrachte Brg. Mönchhosbach 1, in der der Kupferschiefer in 214 m Teufe und 40 cm Mächtigkeit erbohrt wurde. Das Gebiet gehört zum westlichen Baufeld der Schachanlage Reichenberg, wurde aber vom Abbau nicht erreicht.

Das Bergwerksfeld „Elisabeth I“ im Raum Weißenhasel wurde 1937 gemutet und 1938 auf Kupfer- und die mit ihm vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehen. Es hat als Fundpunkt die auf dem Reichenberg zwischen Weißenhasel und Dens angesetzte Brg. Dens 2. Der Kupferschiefer liegt hier in 347 m Teufe. Die Vererzung geht noch weit in den hangenden Zechsteinkalk hinein sowie etwa 10 cm in das Rotliegende. Dieses Gebiet, in dem eine 1,60 m erzführende Gesamtmächtigkeit hereingewonnen werden konnte, liegt nur 400 m NE des Reichenbergschachtes. Von ihm aus wurde 1942/43 das Grubengebäude ausgerichtet, so daß danach N des nach NE aufgefahrenen Hauptquerschlages in diesem kupferreichsten Feldesteil der erste Abbau bis 1945 stattfinden konnte. Da er ebenso wie der Hauptquerschlag auf eine wasserführende Störung traf, wurden der Abbau nach NE und der weitere Vortrieb des Hauptquerschlages nach E in Richtung Wetterschacht abgebrochen. Ein vom Hauptquerschlag aus mit 19° Ansteigen nach NW aufgefahrener Berg und eine von ihm nach N abzweigende Untersuchungsstrecke im Flöz konnten erst 1949, als die 1945 auf Befehl der amerikanischen Besatzungsmacht unter Wasser gesetzte Schachanlage Reichenberg wieder gesümpft war, Ansatzpunkte für den weiteren Abbau bilden. Leider hat der Abbau im Feld „Elisabeth I“ am 25.11.1950 durch einen verhängnisvollen Wassereintritt in der Untersuchungsstrecke bei Erreichen der NW streichenden Störung, die schon mit einer früheren Abbaustrecke angefahren worden war, bereits nach einem Jahr wieder sein Ende gefunden.

Der Reichenbergschacht selbst, der 1938 bis 385 m abgeteuft wurde, befindet sich im Bergwerksfeld „Milly“, das 1936 gemutet und 1938 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehen wurde. Es hat seinen Fundpunkt in der knapp 1 km NW Nentershausen niedergebrachten Brg. Solz XI, in

der der Kupferschiefer in 234 m Teufe und 35 cm Mächtigkeit gefunden wurde. Das Liegende ist hier nur noch 10 cm stark vererzt; dafür ist die Zinkblende- und Bleiglanzführung im Hangenden beachtlich. Außer dem Abteufen des Schachtes, den Aus- und Vorrichtungsarbeiten N des Schachtfüllortes und der Auffahrung eines Wasserstollens nach E haben im Feld „Milly“ keine bergmännischen Arbeiten stattgefunden. Der Reichenbergschacht war jedoch der Förderschacht dieses Grubenbetriebes und hatte eine Kapazität von 1400 t/d.

E Weißenhasel erstreckt sich das 1936 gemutete und 1938 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehene Bergwerksfeld „Sabine“. Sein Fundpunkt liegt 0,5 km SE Weißenhasel in der Brg. Solz VIII. Der Kupferschiefer ist hier 60 cm mächtig und weist deutliche Silbergehalte auf; die Vererzung geht nur einige Zentimeter ins Liegende hinein. Im SE-Teil dieses Feldes wurde 1938 der Wetterschacht der Schachanlage Reichenberg bis 180 m abgeteuft. Zur Ausrichtung wurden ab 1940 vom Schachtfüllort aus je ein Querschlag nach W und nach SE aufgefahren. Von dem westlichen Querschlag aus sollte eine einfallende Verbindungsstrecke den Reichenberg-Hauptquerschlag erreichen und die beiden durch einen Verwurf von mehr als 100 m getrennten Feldesteile verbinden. Sie wurde nicht mehr begonnen. Sonstige bergbauliche Arbeiten sind im Feld „Sabine“ nicht bekannt.

Der vom Wetterschacht aus nach SE gefahrene Querschlag überschreitet die Grenze des Feldes „Sabine“ und führt in das angrenzende Bergwerksfeld „Dora“ hinein. Es wurde im Jahre 1936 gemutet und 1938 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehen. Grundlage der Verleihung war die Brg. Weißenhasel II, 1,2 km SE Weißenhasel, in der das Kupferschieferflöz in 196 m Teufe und 30 cm Mächtigkeit mit nur wenigen Zentimetern Liegendvererzung nachgewiesen wurde. Nachdem der östliche Querschlag das Flöz erreicht hatte, wurde in der Lagerstätte eine Sohlenstrecke in Richtung der am Kirchberg stehenden Brg. Tannenberg II gefahren, wo der Kupferschiefer 60 cm mächtig und von einer noch weitere 60 cm in die Dachberge und mehr als 10 cm ins Liegende gehenden Vererzung begleitet ist. Von dieser 1. Sohle aus wurde zur Vorrichtung des ersten Abbaubereichs ein Berg nach NW angesetzt. Zum Abbau kam es jedoch in diesem Feld nicht mehr.

Aus diesem Grund ist auch das Bergwerksfeld „Clara“ S Lindenau unverritz geblieben. Es wurde im Jahre 1936 gemutet, 1938 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehen. Fundpunkt ist die 1,2 km ESE Weißenhasel abgeteuft Brg. Weißenhasel III. Der Kupferschiefer liegt hier 151 m tief, hat nur noch 20 cm Mächtigkeit und sitzt einem Liegenden auf, das nur in den obersten 6 cm vererzt ist. Die im gleichen Feld mehr als 1 km NE davon angesetzte Brg. Lindenau 1 ca. 0,5 km SSE des gleichnamigen Ortes hat in 242 m Teufe nur noch 10 cm Kupferschiefer und 10 cm Sanderz erbohrt. Dafür setzt allerdings die Zinkblende- und Bleiglanzführung bereits im Sanderz an, ist auch im Kupferschieferflöz vorhanden und geht mehr als 60 cm in die Dachberge hinein. Im Feld „Clara“ ist damit das Blei-Zink-Randgebiet des NE-Teils der Nordmulde erreicht (MESSER 1955).

NE Nentershausen liegt das im Jahre 1937 gemutete, aber erst 1953 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehene Bergwerksfeld „Martha“. Sein Fundpunkt ist die unmittelbar NE Nentershausen stehende Brg. Nentershausen 2. Hier wurde der Kupferschiefer in 261 m Teufe nur noch mit

Kupfererzspuren an der Grenze zum liegenden Sanderz angetroffen. Schiefer und Dachberge weisen jedoch eine 80 cm mächtige Zinkblende-, Bleiglanz-Vererzung auf. Hier liegt also offensichtlich das südöstliche Blei-Zink-Randgebiet der Nordmulde vor. Bergbau ist in diesem Feld nicht mehr betrieben worden.

Das Bergwerksfeld „Cläre“ NW Gut Boxerode wurde im Jahre 1936 gemutet und 1938 auf Kupfer- und die damit vergesellschafteten Silber-, Blei-, Zink-, Nickel-, Kobalt- und Schwefelerze verliehen. Es hat seinen Fundpunkt in der 0,5 km NE Boxerode niedergebrachten Brg. Solz 14. Dort besitzt der Kupferschiefer in 215 m Teufe nur 20 cm Mächtigkeit, wird jedoch von einer 25 cm mächtigen Liegendvererzung begleitet. Im südlichen Randgebiet dieses Feldes knapp 1 km NW Boxerode steht die Brg. Cornberg III, die den Kupferschiefer in 178 m Teufe 15 cm mächtig und das kupferführende Sanderz 18 cm mächtig erbohrt hat. Im NW-Teil des Feldes 0,5 km SW Menglers in der Brg. Cornberg II beträgt die Kupferschiefermächtigkeit in 160 m Teufe ebenfalls nur 15 cm, und es ist nur eine Sanderzmächtigkeit von wenigen Zentimetern vorhanden. Bergbau ist aus diesem Feld nicht bekannt.

Im S-Teil von Bl. Sontra liegen die Bergwerksfelder „Richelsdorf I“ und „Richelsdorf II“. Beide haben sich aus dem landgräflich hessischen Bergbau entwickelt, der 1684 den bis dahin von privaten Gewerkschaften betriebenen Bergbau ablöste. Das erst im Jahr 1867, nachdem das Kurfürstentum Hessen preußisch geworden war, in genauen Grenzen festgelegte und verliehene „Ehemalige Reservationsfeld für das fiskalische Kupfer- und Kobaltwerk bei Richelsdorf“ wurde 1893 in die heutigen Felder „Richelsdorf I“ und „Richelsdorf II“ real geteilt, die auf Kupfer-, Kobalt- und Nickelerze verliehen sind.

Bis ins 19. Jahrhundert hinein ist der fiskalische Bergbau ohne die durch die Verleihung festgelegten genauen Grenzen betrieben worden. Innerhalb der Grenzen des heutigen Feldes „Richelsdorf I“ ist Bergbau zwischen Braunhausen und Solz sowie SW Nentershausen umgegangen.

Im Gebiet Braunhausen–Solz liegt der Kupferschiefer zwar nur in mäßiger Teufe zwischen 10 und 80 m, ist aber schon in Randfazies mit geringen Kupfergehalten ausgebildet. Auf der Grube Franziska E-Braunhausen wurde der gegenüber reicheren Vorkommen unwirtschaftlich gewordene Kupferschieferbergbau Anfang des 18. Jahrhunderts durch den Kobalterzbergbau abgelöst. Bis 1830 ging der Abbau auf dem Ludwigsglück-Gang und danach bis 1864 auf dem Erdfelder Gang S des Gutes Vockerode um. Zwischen beiden Gängen befindet sich ein kürzeres Nebentrum, das ebenfalls auf Kobalterz gebaut wurde. NE Vockerode hat von den beiden Erdfelder Schächten aus kurzfristig auch der nur örtlich ausgebildete Vockeröder Gang im Abbau gestanden. SE Braunhausen wurden auf dem Kurprinz-Friedrich-Wilhelm-Gang (am S-Rand des Bl. Sontra) von zwei Stollen und einem Schacht aus Kobalterze gewonnen.

Am Ausgehenden des Kupferschieferflözes wurden von 1742–1745 am Fuße des Schmiedsberges zwischen Solz und Nentershausen Abbauprobe unternommen, die keinen dauerhaften Erfolg brachten. Die Kupferschiefergewinnung wurde auch hier zugunsten des Kobalterzbergbaus aufgegeben. S des Schmiedsberges erstrecken sich die drei Langehecker Kobaltrücken auf rund 1 km Länge. Der westliche, 1. Rücken wurde von 1750–1840 abgebaut. Dann wurden der 2., mittlere und der 3., östliche Rücken von S durch den Feyschen Stollen und von N durch den tieferen Wüstekircher Stollen untersucht. Bauwürdige Kobalterze fanden sich jedoch außer W der Abzweigung des Wüstekircher

Stollens nur noch in geringerem Umfang, so daß der Abbau schon bald nach 1850 zu Ende ging. Über den 1922 wieder aufgewältigten Wüstekircher Stollen ist 1965–1967 noch einmal Schwerspat aus den Langehecker Kobaltrücken gefördert worden.

Am Osthang der Hohen Buche ist ebenfalls Kobalterzbergbau ab 1744 belegt. Er ging im Ostflügel der Langehecker Kobaltrücken um, jedoch nur für einige Jahre. Hier ist bereits die Markscheide zum Feld „Richelsdorf II“ überschritten. Dies gilt auch für den Feyschen Stollen.

Innerhalb der Grenzen des Feldes „Richelsdorf II“ ist Bergbau S Nentershausen, nahe der Burg Tannenberg, am Dachsberg und am Herzberg bezeugt. Bei Nentershausen ist 1552 ein „Kunsthau“ errichtet worden. Wo diese Wasserkunst, die auf das Vorhandensein umfangreicherer Grubenbaue hindeutet, genau gearbeitet hat, ist leider nicht mehr zu bestimmen. Man weiß jedoch, daß der aus Augsburg nach Richelsdorf gekommene Gewerke DIEGEL bereits nach 1542 von Nentershausen aus einen Entwässerungsstollen nach S getrieben hat, um den Kupferschieferbergbau in diesem Raum in größerer Teufe zu ermöglichen (Kap. 1). Dieser Stollen stieß mit über 1400 m Länge fast bis zum Dachsberg vor, ohne allerdings sein Ziel zu erreichen. Gleichwohl ist hier umfangreicher Bergbau umgegangen, wie die Ringhalden zahlreicher verbrochener, nah beieinander liegender Schächte beweisen. 1720 wurde der Karl-Stollen aufgefahren, der anfangs auch dem Kupferschieferbergbau diente, in der Hauptsache aber den Dachsberger Kobaltrücken erschloß. Dieser Wasserlösungsstollen erwies sich jedoch bald als nicht tief genug angesetzt. Daher mußte 1758 von SE her der außerhalb des Bl. Sontra an der Richelsdorfer Hütte rund 28 m tiefer angesetzte Friedrichstollen aufgefahren werden. Er reicht bis in das Gebiet des Bl. Sontra.

SE der Burg Tannenberg zeigen viele Schachtpingen den Verlauf zweier Kobaltrücken an, die Ende des 18. bis ins 19. Jahrhundert abgebaut worden sind. Auch Stollenmundlöcher sind noch zu finden.

Am Nordhang des Herzberges sind sowohl alte Baue des Kupferschieferbergbaus, wahrscheinlich aus dem 18. Jahrhundert, als auch des etwas späteren Kobalterzbergbaus nachgewiesen. Der reichlich Nickel- und Kobaltblüte zeigende Schwerspatgang hat Verbindung mit dem weiter SE schon außerhalb des Bl. Sontra liegenden Hohesüßer Kobaltrücken.

Der um 1860 beginnende Schwerspatbergbau (Kap. 3) war zunächst in den Grenzen des damals noch bestehenden ungeteilten Reservationsfeldes für das fiskalische Kupfer- und Kobaltwerk bei Richelsdorf zulässig, da aufgrund der hessischen Bergordnung von 1616 alle darin vorkommenden Mineralien gewonnen werden durften. Er entwickelte sich im übrigen zuerst auf den Kobaltrücken, die ja eigentlich Schwerspatgänge sind. Erst im Jahre 1867, nachdem Kurhessen preußisch geworden und das Allgemeine Berggesetz von 1865 eingeführt worden war, wurde nach dabei aufrechterhaltener hessischer Sonderregelung auf Schwerspat gemutet. Die daraufhin noch im gleichen Jahr auf Schwerspat verliehenen Bergwerksfelder „Elvira“, „Franziska“, „Münden“ und „Tannenberg“ bildeten danach die Grundlage des z. T. recht ergiebigen Schwerspatbergbaus.

Der S der Domäne Cornberg anstehende Schwerspatgang im Feld „Elvira“ sitzt im Cornberger Sandstein auf und ist im Durchschnitt nur 10–15 cm mächtig. Er besitzt kleine Nebentrümer, die sich örtlich mit dem Hauptgang zu etwas größerer Gangmächtigkeit

vereinen. Hier hat nur kurz nach der Verleihung sporadisch Schwerspatgewinnung in solchen örtlichen Mächtigteitsanstauungen stattgefunden.

Im Feld „Franziska“ E Braunhausen hat der Schwerspatbergbau 1890 auf dem Erdfelder Gang begonnen, als der Kobaltherzbergbau dort aufgegeben wurde. Er kam vor dem Ersten Weltkrieg zum Erliegen, wurde aber von 1921–1923 wiederaufgenommen. Die letzte Betriebsperiode dauerte von 1937–1967. In ihr wurde der Bühlgang mittels des nach Vertiefung bis zur 3. Sohle reichenden 92 m tiefen Westschachtes und des nur bis zur 1. Sohle abgeteuften 60 m tiefen Förderschachtes erschlossen. Beide Schächte waren durch den noch über der 1. Sohle liegenden Bühlstollen verbunden. Der Ludwigsglucker Gang wurde durch einen Stollen von W her aufgeschlossen und später von der 1. und 2. Sohle aus angefahren und in deren Niveau abgebaut. Der Erdfelder Gang im SE wurde nach dem Zweiten Weltkrieg oberhalb der 1. Sohle erneut, z. T. unter Nutzung alter Baue des Kupferschiefer- und Kobaltherzbergbaus untersucht und abgebaut. Die Restvorräte dieser Grube dürften nur unbedeutend sein.

Im N-Teil des Feldes „Münden“ hat die SW Nentershausen gelegene gleichnamige Grube seit 1869 zunächst im Tagebau den bis zu 18 m mächtigen Martlingeröder Schwerspatgang abgebaut, seit 1873 auch im Tiefbau. Der Gang sitzt im Rotliegenden, aber auch noch im hangenden Zechstein auf, wo zunächst Abbau in der südöstlichen 300 m langen ersten Linse begann. Eine 220 m lange zweite und eine nur 80 m lange dritte, weiter NW liegende Linse sitzen etwas tiefer und sind durch Vertaubungen untereinander getrennt. Die Abförderung des Spates erfolgte durch Stollen in NE-Richtung. Da der Abbau aber bereits 1895 die 14., 1911 die 16. und 1913 die 18. Sohle erreichte, mußte man auch Schächte und Blindschächte abteufen. Der vom Tagebau aus in der ersten Linse niedergebrachte Ostschacht reicht bis zur 14. Sohle, der als Blindschacht ausgeführte Westschacht zwischen der ersten und zweiten Linse von der 8. bis zur 18. Sohle. Alle 3 Linsen wurden gebaut.

Die Grube Münden ist die bedeutendste Schwerspatgrube in Hessen gewesen und hat in ihrer Blütezeit unmittelbar vor dem Ersten Weltkrieg fast 100 Belegschaftsmitglieder gehabt. Nach dem Ersten Weltkrieg fand im wesentlichen nur noch Nachlesebergbau statt, der aber bis 1951 vorhielt, weil im Anfang Raubbau getrieben worden war, der erhebliche Spatrest zurückgelassen hatte. Neuere Untersuchungen von STOPPEL (1978) haben gezeigt, daß keine nennenswerten Restvorräte zurückgeblieben sind.

Z. T. noch innerhalb des Feldes „Münden“ am Oswaldkopf und in südöstlicher Verlängerung davon bis hin zum Kleinen Dachsberg verläuft ein nur örtlich bauwürdiger Schwerspat führender Gang, der noch den Dachsberger Kobaltrücken zuzuordnen ist. Hier hat die Grube Langehecke-Ost ab 1911 Tagebau und später Tiefbau auf Schwerspat mittels eines 30 m tiefen Schachtes und eines Förderstollens mit längeren Unterbrechungen betrieben. Das aus drei Linsen bestehende Vorkommen war nach einer letzten Betriebsperiode von 1959–1964 vollständig abgebaut.

Der eigentliche Dachsberger Kobaltrücken liegt noch weiter SE und wird gerade noch von der Südecke des Feldes „Münden“ überdeckt. Der hier in bis zu 50 m langen Linsen auftretende Schwerspat wurde ab 1880 von der Grube Dachsberg ausschließlich im Tiefbau abgebaut. Der 1890 abgeteuft alte Förderschacht Dachsberg befindet sich gerade noch auf Bl. Sontra an dessen Südrand, aber schon außerhalb des Feldes „Münden“.

Die Schwerspatgewinnung ging bis 20 m unter die Sohle des bis hierher reichenden Friedrichstollens, wo die vier Gangtrümer sich stellenweise zu einer Schwerspatmächtigkeit

bis zu 4 m vereinigten. Nach dem Ersten Weltkrieg wurde noch einmal von 1922–1928 und von 1956–1967 im wesentlichen Nachlesebergbau betrieben.

Im Feld „Tannenberg“ wurden die Herzberger Gänge ab 1895 zunächst vom Gertrudestollen aus auf Schwerspat untersucht. In dem 700 m langen Gangsystem treten sechs Linsen von 20–50 m Länge mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 4 m auf. Der bis 1913 betriebene Abbau diente der Lithoponeherstellung der 1891 entstandenen Richelsdorfer Hütte. 1924/25 und 1967 zur Schwerspatlieferung nach Sontra durchgeführte Abbaueversuche hatten jedoch wegen mangelhafter Spatqualität keinen nachhaltigen Erfolg. Am Nordhang des Herzberges sind im Gelände tiefe Gangspalten vom Schwerspatabbau zurückgeblieben.

Das auf Eisenerz verliehene Bergwerksfeld „Nentershausen“ wurde bereits in Kap. 4 erwähnt. Da der Hämatitfund innerhalb eines am Ölberg SW Nentershausen zutage ausgehenden Schwerspatganges liegt, wurde dieser um 1910 auch auf Schwerspatgewinnungsmöglichkeiten untersucht. Da der bis zu 1 m mächtige Gang sich immer wieder in Einzeltrümer zerschlägt und stark verquarzt ist, sind außer mehreren Versuchsstollen und -schächten keine Abbaue entstanden.

6. Abbaumethoden und Fördermengen

Der Kupferschieferbergbau war, abgesehen von der frühesten, noch unsystematischen Schiefergewinnung am Ausgehenden mit Hilfe unmittelbar benachbarter, kleiner, offener Gruben und Schürfschächte, ein Strebbau mit Versatz. Dieser konnte dem Verlauf des Kupferschieferflözes am besten und nahezu ohne Abbaueverluste folgen. Er wurde je nach den örtlichen geologischen Verhältnissen schwebend, streichend oder diagonal geführt. Die Streben überschritten selten 15 m Länge und waren durch im Versatz ausgesparte Schleppfahrten mit der Förderstrecke verbunden. Die liegenden weicheren Partien des Kupferschieferflözes wurden durch Schrämen, die härteren hangenden Partien und das Sanderz im Liegenden seit Einführung des Sprengstoffs durch Bohr- und Sprengarbeit hereingewonnen. Wegen der geringen Abbauhöhe mußte die Gewinnung im Liegen und die Abbauförderung mit niedrigen Hunten kriechend vor sich gehen. Die Hauptförderung nach über Tage erfolgte je nach Teufe und Entfernung über Stollen oder Schächte.

Der Kobalt- und Nickelerzbergbau wurde als Gangbergbau im Örter- und Strossenbau mit Sprengarbeit betrieben. Versatz wurde dabei nur, soweit sicherheitlich unbedingt erforderlich, eingebracht. Daher sind manche alten Baue z. T. noch während des Betriebes zu Bruch gegangen und abgebaute Gangteile als breite Spalten bis zur Tagesoberfläche offen geblieben. Förderstollen und -schächte wurden nach Bedarf angelegt. Wo die von den Kobalt- und Nickelerzen unmittelbar beim Abbau geschiedene Gangart versetzt wurde, geschah dies in Kästen. Da der früher unbrauchbare Schwerspat dabei mit versetzt wurde, hat der später einsetzende Schwerspatbergbau den sogen. Kastenspat z. T. wiedergewonnen und zur weiteren Verminderung des Versatzes in den abgebauten Kopaltrücken beigetragen.

Der Schwerspatbergbau wurde als Gangbergbau nicht wie der Kobalt- und Nickelerzbergbau von oben nach unten, sondern zwischen den Fördersohlen von unten nach oben im Firstenstoßbau mit Versatz durchgeführt. In den für die Förderung und Wetterführung notwendigen Abständen wurden Überhauen zur nächst höheren Sohle hochgebrochen, die als Rolllöcher der Abförderung des Haufwerks zur Fördersohle und der Zuführung des

Versatzes von der höheren Sohle zu den Abbauen dienten. Bohr- und Sprengarbeit, Ladearbeit und Versatzeinbringen wechselten einander ab. Die Hauptförderung erfolgte auch hier über Stollen und Schächte.

Wieviel Kupfererz insgesamt aus den auf Bl. Sontra seit frühester Zeit vorhanden gewesenen Gruben gefördert worden ist, läßt sich nicht angeben. Kupfererzfördermengen sind erst seit 1765 belegt, die Erzeugung aus den Erzen erschmolzenen Rohkupfers seit 1521. Da die Angaben nicht nach Revieren unterschieden und ein erheblicher Teil des Kupferschieferbergbaus S Bl. Sontra lag, haben sie für den hier interessierenden Bereich keine Aussagekraft. Bekannt ist jedoch die letzte Förderung des Reichenbergschachtes von Juni bis November 1950, die als Halbjahresförderung 44 157 t Kupfererz betrug, aus denen 613 t Kupfer erzeugt wurden. EHRICHT (1982) errechnet für die Gesamtförderung aus der Grube Reichenbergschacht seit ihrer Errichtung im Zweiten Weltkrieg einen Kupferinhalt von rund 1000 t. Das entspricht der Kupfererzeugung des Bergbaus im gesamten Richelsdorfer Gebirge von 1688–1721 und der Kupfererzförderung ebenfalls des Gesamtreviers von 1853–1873. Wäre die zum Abbau aller bauwürdigen Kupfererzvorräte der Nordmulde vorgesehene Schachanlage Reichenberg nicht so kurz nach Wiederinbetriebnahme ersoffen, hätte sie aufgrund ihrer Auslegung und Vorratslage eine Jahresförderung von mehr als 200 000 t erreichen können.

Die Förderung von Kobalt- und Nickelerzen ist für das Gesamtrevier von 1816–1884 durchgehend mit einer zwischen 3 und 172 t schwankenden, im Durchschnitt 36 t betragenden Jahresförderung belegt. Von der in diesen 69 Jahren 2 503 t betragenden Gesamtförderung dürfte reichlich die Hälfte aus den im S-Teil des Bl. Sontra gelegenen Kobaltrücken stammen.

Die Schwerspatförderung der Grube Franziska bei Braunhausen betrug von 1937–1967 255 110 t. Aus älterer Zeit liegen keine Zahlen vor. Die Grube Münden bei Nentershausen hatte von 1909–1951 eine Förderung von insgesamt 525 000 t Rohspat, einschließlich der davorliegenden Abbauperiode seit 1873 wohl fast 800 000 t. Während die Langehecker Kobaltrücken 1965–1967 über den Wüstekircher Stollen nur 3 606 t Schwerspat lieferten, förderte die Grube Langehecke-Ost von 1960–1967 aus den Dachsberger Kobaltrücken 16 005 t Schwerspat. Die Gesamtförderung der Grube Dachsberg von 15 000 t kann nur zu einem Bruchteil aus dem noch auf Bl. Sontra gelegenen nordwestlichsten Ausläufer der Friedrichstollensohle gekommen sein, da sich der größte Teil des Grubengebäudes schon außerhalb des Bl. Sontra befindet. Aus dem Feld Tannenberg wurden seit 1895 insgesamt 75 600 t Spat gewonnen.

Während aufgrund der bisherigen Erkenntnisse größere Vorräte an Kobalt- und Nickelerzen, Eisenerz und Schwerspat nach heutigen wirtschaftlichen Maßstäben im Bereich des Bl. Sontra nicht mehr vorhanden sein dürften, sind die verbliebenen Kupfererzreserven noch erheblich, da das Kupferschieferflöz der Nordmulde bis ins 19. Jahrhundert nur in den in geringer Teufe liegenden Randgebieten abgebaut worden ist und der tiefe Hauptteil der Mulde durch das frühe Ersaufen der zu dessen Abbau errichteten Schachanlage Reichenberg zum größeren Teil noch unverritz ist. EHRICHT (1982) rechnet in der Nordmulde aufgrund der Tiefbohrergebnisse und bergbaulichen Aufschlüsse mit einer noch abbaubaren Fläche von rund 10 km² entsprechend einem Kupferinhalt von etwa 500 000 t. Dies entspricht den von MESSER (1955) ermittelten Bauwürdigkeitsgrenzen (Abb. 1). Da die untere Bauwürdigkeitsgrenze für Kupfererze

heute weltweit tiefer liegt, die Silbergehalte in der Nordmulde nicht unerheblich sind und in den Randzonen der Mulde die Blei-Zink-Gehalte anwachsen, sind die potentiellen Abbauflächen inzwischen sicherlich gewachsen. Es wird daher aufgrund einer bis zum Jahre 1988 befristeten Aufsuchungserlaubnis des Oberbergamts im Bereich des Bl. Sontra N der Linie Rockensüß–Nentershausen wieder prospektiert, und zwar nicht nur auf Kupfer, sondern auch auf Blei, Gold, Molybdän, Nickel, Silber, Rhenium, Vanadium, Zink und Zinn. Da die bekannten Lagerstättenvorräte dadurch möglicherweise wachsen und nach dem heutigen Stand der Technik bessere Gewinnungsmöglichkeiten bis hin zu Laugungsverfahren zur Verfügung stehen, ist nicht auszuschließen, daß es bei einer Verknappung der auf Bl. Sontra noch gewinnbaren Metallerze doch noch einmal zu einer Wiederaufnahme des Bergbaus kommt.

7. Schriftenverzeichnis

- CANCRINUS, F. L. (1767): Beschreibung der vorzüglichsten Bergwerke in Hessen, in dem Waldeckischen, an dem Haarz, in dem Mansfeldischen, in Chursachsen und in dem Saalfeldischen. – 16 + 430 S., 11 Taf.; Frankfurt a. M.
- CORNELIUS, C.-D. (1950): Kupfer-, Nickel- und Kobalterze im Richelsdorfer Gebirge. – Aufschluß, **1**: 47–48; Roßdorf bei Darmstadt.
- EHRICHT, F. (1981): Aufschluß und Abbau der Kupfer-, Kobalt- und Schwespatvorkommen im allgemeinen unter besonderer Berücksichtigung der bergbaulichen Interessenslage der Firma Richelsdorfer-Hütte Lindgens & Co. (Eigenverlag).
- FULDA, K. (1830): Geognostische Beschreibung des Kreises Rotenburg in der Provinz Niederhessen. – Murhardsche und Landesbibliothek der Stadt Kassel, Ms. Hass 2° Nr. 211; Kassel.
- GRASSMANN (1886): Das Richelsdorfer Kupfer- und Kobaltwerk in Hessen. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen preuß. St., **34**: 195–207.
- GUNZERT, G. (1952): Die Kupferschieferlagerstätte des Richelsdorfer Gebirges. – Z. dt. geol. Ges., **103**: 148–150; Hannover.
- HAUSBRAND, O. (1938): Der ehemalige Kobaltbergbau auf dem sogenannten Zechsteinrücken. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen dt. Reich, **86**: 127–152, 5 Abb., 9 Tab.; Berlin.
- HENN, E. (1968): Der Bergbau in der Gemarkung Sontra. – Beitr. Gesch. Stadt Sontra, H. 1.
- MESSER, E. (1955): Kupferschiefer, Sanderz und Kobaltrücken im Richelsdorfer Gebirge (Hessen). – Hess. Lagerstättenarch., **3**: 125 S., 39 Abb., 19 Tab., 29 Taf.; Wiesbaden.
- SEIB, G. (1960): 500 Jahre Bergbau im Richelsdorfer Gebirge 1460–1960. – 77 S.; Nentershausen.
- SLOTTA, R. (1983): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland. – Veröff. dt. Bergbaumuseum Bochum, Nr. 26, **4/1**: 270–319; Bochum.
- STOPPEL, D., & GUNDLACH, H. (1978): Zur Geologie und Bergbaugeschichte der Schwespat- und Kobalterzvorkommen im Unterwerra-Grauwackengebirge und Richelsdorfer Gebirge. – Aufschluß, Sonderbd. **28**: 261–285, 23 Abb.; Heidelberg
- STRUBE, H. (1976): Die Bergstadt Sontra. – Hessische Heimat, **26**: 52–55; Marburg.
- TRIEBEL, H. (1955) Die Aufbereitungsanlage der Kurhessischen Kupferschieferbergbau GmbH in Sontra. – In: Erzaufbereitungsanlagen in Westdeutschland (Hrsg. v. W. Gründer): 202–216; Berlin – Göttingen – Heidelberg.
- WIGAND, K. (1956): Chronik des hessischen Bergbaus. – 146 S., 1 Abb., Tab.; Kassel. Berechtsams- und Betriebsakten des Hessischen Oberbergamts.

Manuskript eingegangen am 2. 1. 1984

Der Quarzgang und das Eisen- und Manganerz-Vorkommen von Griedel/Wetterau. Ein Beitrag zum Alter der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus

Von

THOMAS KIRNBAUER*

Kurzfassung: Die Nachbarschaft eines für den Taunus charakteristischen Pseudomorphosenquarz-Ganges mit einem Eisen- und Manganerz-Lager des Typs „Lindener Mark“ in Griedel/Wetterau (Bl. 5518 Butzbach) ermöglicht es, zumindest für einen Teil des Quarzes eindeutig ein alttertiäres Bildungsalter (Eozän–Oligozän) anzugeben. Sedimentologische und tektonische Überlegungen sprechen dafür, daß auch die übrigen Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus zwischen Oberkreide (?) und Alttertiär entstanden sind. Die beiden Vorkommen werden beschrieben.

[The Quartz Vein and the Iron-Manganese-Ore Deposit of Griedel/Wetterau. A Contribution to the Age of the Pseudomorph Quartz Veins in the Taunus Mountains]

Abstract: A pseudomorph quartz vein characteristic for the Taunus Mountains is found close to an iron-manganese-ore deposit at Griedel/Wetterau (Hesse). This fact renders possible to ascribe without any doubt at least a part of the quartz vein to Paleogene age (Eocene–Oligocene). Sedimentological and tectonical reasons suggest, that the other pseudomorph quartz veins in the Taunus Mountains are also of Upper Cretaceous (?) to Paleogene age. The deposits are described.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	180
2. Der Bergbau	180
3. Geologische und tektonische Verhältnisse	180
3.1. Der Pseudomorphosenquarz-Gang	182
3.2. Das Eisen- und Manganerz-Lager	184
4. Das Alter der Griedeler Mineralisation	188
4.1. Alter des Eisen- und Manganerz-Lagers	190
4.2. Alter des Quarz-Ganges	191
4.3. Alter des Schwerspat (Baryt II)	193
5. Schlußfolgerungen	194
6. Zusammenfassung	195
7. Schriftenverzeichnis	196

* Dipl.-Geol. T. KIRNBAUER, Geologisches Institut der Universität Freiburg/Brsgr., Albertstr. 23 B, 7800 Freiburg/Brsgr.

1. Einleitung

Am Wingertsberg NE Griedel/Wetterau (Bl. 5518 Butzbach) fand in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts über einige Jahre hinweg Bergbau auf Eisen- und Manganerze statt (Abb. 1). Die Beschreibungen der Lagerstätte stammen fast ausnahmslos aus dem letzten Jahrhundert; da das Gelände inzwischen bebaut ist, bilden Haldenreste und durch Neubauten sich ergebende Aufschlüsse heute die letzten Beobachtungsmöglichkeiten. Besondere Bedeutung gewinnt das Griedeler Vorkommen durch einen an das Erz grenzenden Pseudomorphosenquarz-Gang. Diese Tatsache soll es ermöglichen, das Alter des Quarzanges einzugrenzen.

2. Der Bergbau

Nachdem schon einige Jahrzehnte zuvor durch die Gewerkschaft „J. W. Buderus Söhne“ die Lagerstätte untersucht worden war, weckte zu Beginn der fünfziger Jahre des letzten Jahrhunderts das Vorkommen die Aufmerksamkeit des Gießener Mineralogie-Professors ERNST DIEFFENBACH und des in Gießen ansässigen Kaufmanns JOHANN BALTHASAR NOLL. Sie begannen ab 1852 mit der Untersuchung des Grubenfeldes „Am Wingertsberg“. Das Auffinden des Erzlagers hatte damals „das berg- und hüttenmännische Publicum . . . in grosse Aufregung versetzt . . . und allenthalben die Schurflust erweckt“ (TASCHE 1856: 234–235). 1853 waren in Griedel vier auswärtige Bergleute beschäftigt, für das Jahr 1857 gibt die Pfarrchronik 80 im Bergwerk tätige Arbeiter an (WAGNER 1982: 59).

Ab 1853 wurde – überwiegend im Tagebau – Eisen- und Manganerz gefördert und an Hütten an Ruhr, Rhein und Main, nach Rheinbayern und auch in das Ausland geliefert (TASCHE 1856: 235, 1858: 16). Ein Schacht mit mehreren Querörtern führte dabei zur Entdeckung des stark mit Brauneisenstein durchsetzten Quarzanges (HUNDT 1938: 68); in einem Plan aus der Betriebszeit der Grube (BUCK 1853) ist ein weiterer Stollen verzeichnet. Der Bergbau reichte bis zur Talsohle der Wetter. Nach GERHARD (1924) sollen in der Nähe des Bahnhofs ebenfalls Eisensteine gebrochen worden sein.

Schon 1863 fand der Bergbau nach zehnjähriger Betriebszeit ein vorläufiges Ende, wahrscheinlich wegen Unrentabilität und zu geringer Vorräte. Die Angaben zur Menge des geförderten Erzes sind unvollständig:

1853–1855: jährlich 5000 t Derberz + 2000 t Mulmerz (TASCHE 1856: 235)

1857: 6000 t (WAGNER 1982: 59)

1859–1862: insges. 9313,6 t (HUNDT 1938: 68)

Von 1873–1875 wurden nochmals 7241,3 t und 1879 weitere 400 t Erz gefördert. Untersuchungsarbeiten in den Jahren 1902/1903 und 1905/1907 mit zwei Versuchsschächten und Streckenbetrieb blieben erfolglos (HUNDT 1938: 69). Die Lagerstätte dürfte also insgesamt nicht mehr als 50 000 bis 55 000 t Erz geliefert haben, wenn auch nach AHLBURG (1917: 25) unterhalb der Talsohle der Wetter noch größere Erzmengen vorhanden gewesen sein sollen. Die Förderung bestand zu ca. 75% aus Stückerz und zu ca. 25% aus mulmigen Erzen (HUNDT 1938: 26). Der Erzgehalt soll bei einem SiO₂-Gehalt von 10–12% ca. 8–9% Mn und 38–45% Fe betragen haben (TASCHE 1865: 235, HUNDT 1938: 69).

3. Geologische und tektonische Verhältnisse

E des „Abbruchs“ des Taunus zur Wetterau erscheinen unter geringer tertiärer Bedeckung bei Griedel kleine Devon-Schollen bzw. -Horste. Sie bestehen aus NE–SW-

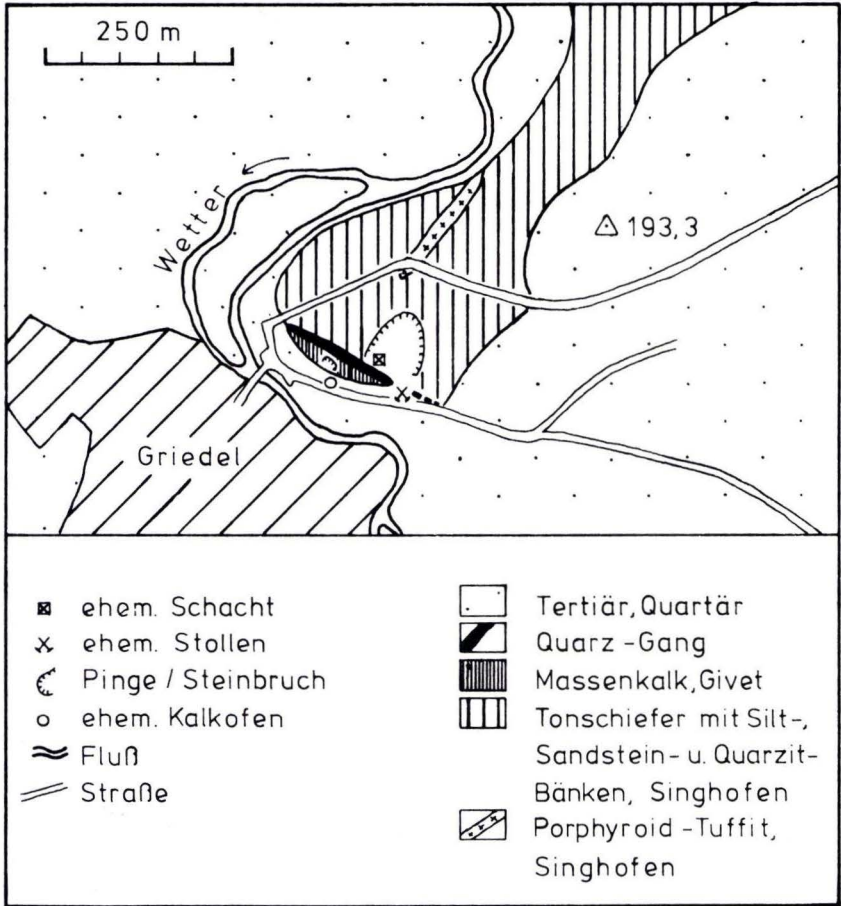


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte und Situationsplan der Umgebung des Griedeler Bergbaues (n. BUCK 1863, KÜMMERLE 1981, WERDING 1963). Die Bebauung des Neubaugebietes am Wingertsberg ist nicht dargestellt.

streichenden Schiefen und quarzitischen Sandsteinen, die durch Funde von Porphyroid-Tuffiten den Singhofener Schichten (Unteres Ems) zugeordnet werden können. Auch am Wingertsberg finden sich am Steilabhang zur Wetter Lesesteine dieser Porphyroid-Tuffite. Getrennt durch eine NW–SE-streichende Querstörung, die durch einen Pseudomorphosen-quarz-Gang ausgefüllt wird, steht am SW-Abhang des Wingertsberges an der Brücke ein typischer Givet-Massenkalk an (Abb. 1). Er wurde im letzten Jahrhundert im Steinbruchbetrieb abgebaut und in einem dort befindlichen „Kalkofen“ ca. 80 m E der Wetter-Brücke gebrannt. Der Kalk wurde auch mehrmals beim Kellerbau in Griedel anstehend unter mächtigen Lehmschichten angetroffen (DIEFFENBACH 1853: 138), in der Kleinbachstraße steht er heute noch an.

Diese Deutung der geologischen Situation durch WERDING (1963) löste die falsche Vorstellung von DIEFFENBACH (1856) ab, der den Griedeler Massenkalk als eingefaltete

Mulde in seiner Meinung nach mitteldevonischen Schiefer ansah. Auch das im Taunus übliche NW–SE-Streichen des Quarzanges muß inzwischen als gesichert gelten (ALBERMANN 1939: 51, WERDING 1963: 91), nachdem von Autoren des letzten Jahrhunderts unklare und zum Teil sich widersprechende Angaben gemacht worden sind: TASCHÉ (1856: 234) beschreibt ihn als Quarzmasse, „die sich gangartig verhält, indem sie gegen die Grauwacke ein verschiedenes Streichen und ein entgegengesetztes Einfallen behauptet“, DIEFFENBACH (1853) als „Lagergang“. Deshalb zeichnete KÜMMERLE (1981) in seiner Karte den Griedeler Quarzgang mit einer kleinen Kreissignatur ein.

3.1. Der Pseudomorphosenquarz-Gang

Der früher als Klippe über seine Umgebung herausragende Griedeler Quarzgang gehört zum Typ der im Taunus weitverbreiteten Pseudomorphosenquarz-Gänge, deren heute bekanntester Vertreter der Usinger Gang („Unterstrütchen“, „Eschbach“ usw.) ist. Die charakteristischen Kennzeichen dieser Gänge sind neben tafeligen Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt-Kristallen z. T. dezimetergroße, rhythmisch gebänderte „Kappenquarze“. Das NW–SE-Streichen dieser Gänge (Usingen, Frauenstein bei Wiesbaden, Naurod–Bremthal, Reichenbach–Steinfischbach u. a.) wird auch vom Griedeler Gang eingehalten. Aufgrund der tektonischen Situation – der Gang liegt an der Grenze einer Hoch- und einer Tiefscholle (Givet gegen Unteres Ems) – nimmt ALBERMANN (1939: 53) eine Abschiebung an, die nach SW hin einfallen muß. Der Gang muß somit das gleiche SW-Einfallen besitzen, das auch alle anderen Pseudomorphosenquarz-Gänge des östlichen Taunus einhalten.

Für große und schön ausgebildete Quarzkristalle mit ihren typischen Anwachsstreifen (Kappenquarze), im folgenden als Quarz II bezeichnet, war Griedel früher ein berühmter Fundort (Abb. 2, 3). Bisweilen läßt sich die oberste Kappe eines solchen Quarzes abheben. Meist besitzen die einzelnen Kappen graue oder weiße Farben in allen Schattierungen, seltener sind glasklare oder rauchfarbene Individuen (Bergkristall und Rauchquarz). Kleine Limonit-Einschlüsse können einzelnen Lagen eine rötliche Färbung verleihen. Wie in Usingen ist das Prisma der Quarzkristalle nur sehr selten und dann ganz schmal ausgebildet, wohingegen die Rhomboederflächen dominieren und beträchtliche Größen annehmen können. Sehr selten sind bis zu 2 cm lange Doppelender, häufig dagegen jedoch verschachtelte Kristalle, bei denen viele Subindividuen mit gleicher Orientierung einen großen Kristall aufbauen. LUDWIG (1858b: 47, 1870: 115–116) beschreibt 25–50 cm lange Kristalle. Rosettenartig angeordnete Quarzdrusen sollen 1,25 m Ø besessen und 4–5 Ztr. gewogen haben. Im Zentrum dieser „Quarzrosen“ saßen durch Quarz ersetzte Baryt-Kristalle.

Auch diese Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt (Quarz I) müssen beträchtliche Größen erreicht haben: 10–20 cm lange, tafelige Kristalle waren nicht selten. Daneben fanden sich auch hohle Umhüllungspseudomorphosen, an deren Wänden kleine Quarz-Kristalle mit ihren Spitzen nach innen zeigten (DIEFFENBACH 1856: 17). Selten befand sich in diesem Hohlraum mulmiger Brauneisenstein. An den scharfkantigen Pseudomorphosen ließ sich sogar die ehemalige Kristallform des Baryts erkennen: (001), (102), (011). DELKESKAMP (1900: 51) erwähnt Funde von Umhüllungspseudomorphosen, in denen zwischen Quarz und vollständig umgewandeltem Schwespat eine mm-dicke Rinde von erdigem Brauneisenstein die Umrisse der Pseudomorphosen angibt.



Abb. 2. Kappenquarz-Kristall (Quarz II).

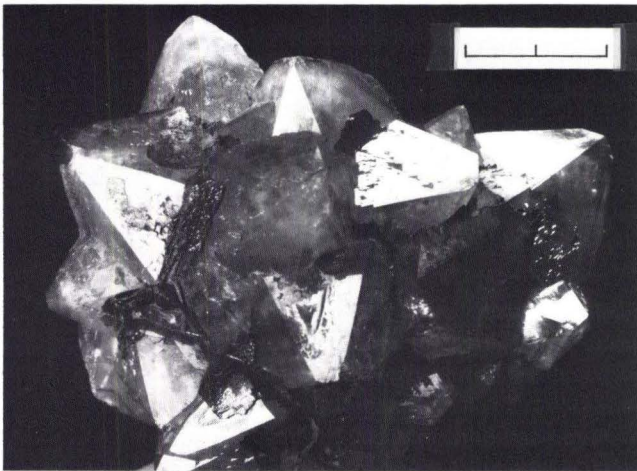


Abb. 3. Kappenquarz-Stufe (Quarz II) mit dünnem Überzug von Braunem Glaskopf.

Im Quarz eingesprengt traten selten Bleiglanz und Kupferkies auf, auf Klüften als Oxidationsprodukte des Kupfererzes Azurit, Malachit und Cuprit (DIEFFENBACH 1856: 17, LUDWIG 1858b: 47). Kupferkies sowie Malachit in mm-langen, schönen Kristallen und büscheligen Aggregaten wurden in den letzten Jahren auch auf der Halde gefunden.

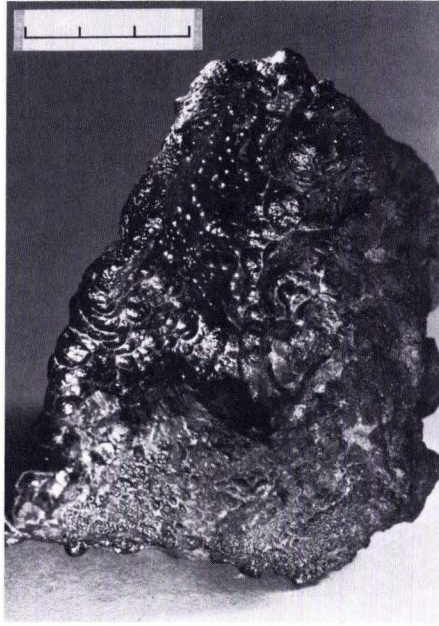


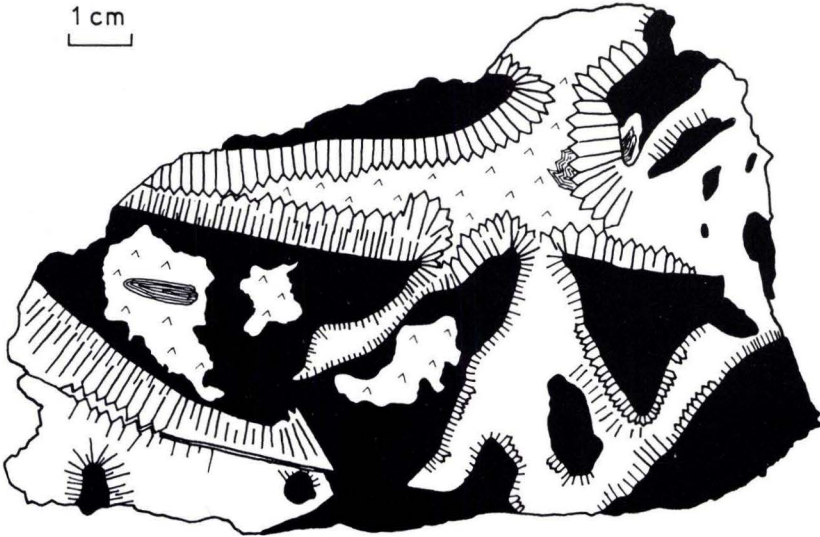
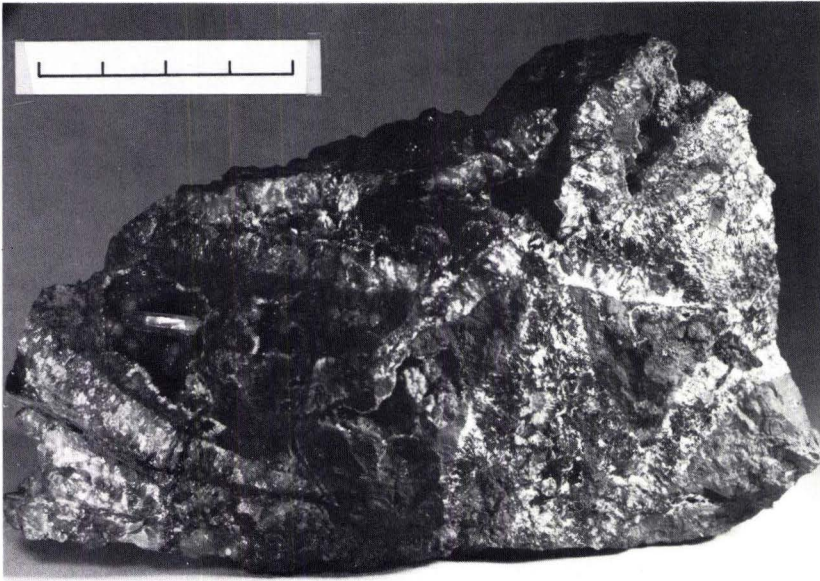
Abb. 4. Brauner Glaskopf.

Inhalt und Ausbildung des Ganges sowie das Streichen weisen den Griedeler Quarz-Gang also als typischen und hervorragenden Vertreter der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Rheinischen Schiefergebirges aus, so daß ALBERMANN (1939: 53) schreiben konnte, daß die Griedeler Kappenquarze „einst noch bekannter als diejenigen von Usingen“ gewesen seien.

3.2. Das Eisen- und Manganerz-Lager

Nach Sichtung der unvollständigen Angaben in der alten Literatur und neuer Haldenfunde läßt sich folgendes Bild gewinnen: Die vorwiegend aus z. T. kieseligem Limonit und untergeordnet aus Pyrolusit bestehenden Erze fanden sich auf dem Givet-Massenkalk selbst, aber auch mit dem Quarz verwachsen bis in den Schiefer hineinreichend. Die Mächtigkeitsangaben schwanken zwischen 1,5 und 20 m, doch dürften Werte über 10 m sicherlich übertrieben sein und auf Erzanreicherungen am Kontakt Quarz/Schiefer oder in Karsthohlräumen zurückgehen.

Der zerklüftete Stringocephalenkalk war oberflächlich 50–75 cm in Dolomit, teils aber auch in „Mangandolomit“ umgewandelt und mit einer ca. 1 m mächtigen, buntgefärbten Tonschicht bedeckt. Seine Oberfläche war zerklüftet und bestand in ihrem hangenden Teil aus einem lockeren, leicht zerfallenden „Dolomitsand“, der vollständig „mit Brauneisen und Braunstein imprägniert“ war. In den Drusen des Dolomits saßen neben Dolomit- und Calcit-Kristallen weniger häufige Pseudomorphosen von Dolomit nach Pyrolusit-Kristallen sowie radialstrahliger Pyrolusit (DIEFFENBACH 1856: 16, DELKESKAMP 1901: 359). Es handelt sich also um einen oberflächlich verkarsteten und dolomitisierten Kalkstein, an den das Erz gebunden war, wie er auch von den beiden größten Eisen- und Manganerz-



- | | |
|---|---|
|  Baryt II |  Quarz II |
|  Quarz III |  Brauneisenstein |

Abb. 5a und b. Brauneisenstein-Breccie, mit Quarz II verkittet. Hohlräume teilweise mit Quarz III austapeziert, in der Druse links ein Baryt-II-Kristall.

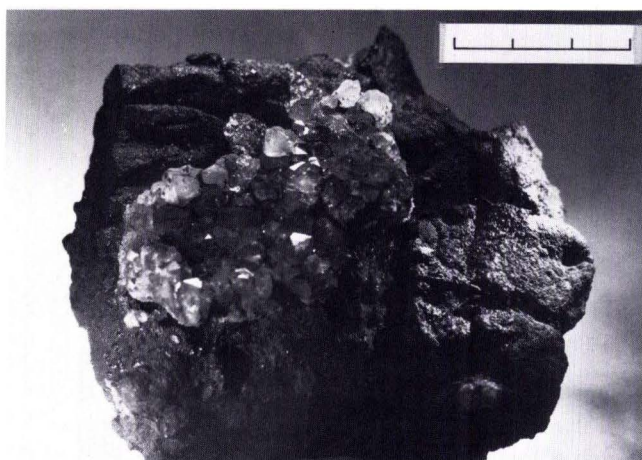


Abb. 6. Kappenquarz-Kristalle (Quarz II) auf Braunem Glaskopf.

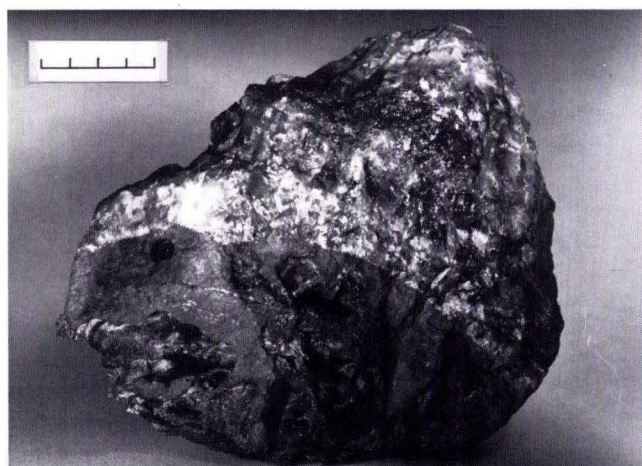


Abb. 7. Quarz II auf Brauneisenstein.

Lagerstätten am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, der Lindener Mark bei Gießen und Ober-Rosbach v. d. H., beschrieben wird.

Als Haupterz wurde faseriger, dichter oder mulmiger Limonit (Brauneisenstein, Brauneisenerz, teilweise auch goldig-gelb als „Xanthosiderit“ bzw. Gelbeisenstein), häufig als Brauner Glaskopf mit z. T. stalaktitischen Formen ausgebildet, abgebaut (Abb. 4). Untergeordnet fanden sich mulmige Manganerze (Pyrolusit bzw. „Braunstein“, Schwarzer Glaskopf und Wad); Pyrolusit-Kristalle und strahlige Aggregate in mm-Größe können heute noch auf der Halde gefunden werden. Daneben fanden sich sog. „Erzkugeln“: Im Innern von ovalen oder kugeligen Erzschaalen wachsen in den leeren Raum tropfenartig stalaktitische und traubenförmige Braune Glasköpfe.

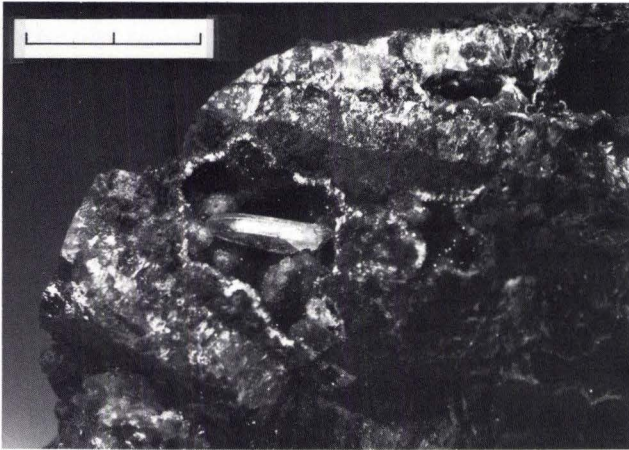


Abb. 8. Baryt-II-Kristall auf Quarz-III-Rasen in Brauneisenstein-Breccie. Ausschnitt aus Abb. 5.

Das Erzlager war „vielfältig“ mit dem Quarzgang „verwachsen“, wie schon TASCHÉ (1856: 235) mitteilte und es die Haldenfunde beweisen. Häufig sind breccienartige Verwachsungen mit dem Quarz: Um kantige oder kantengerundete Brauneisenstein-Bruchstücke legen sich radial nach außen wachsende Kappenquarz-Lagen (Abb. 5). Im zertrümmerten Quarz weist der Griedeler Gang, „namentlich in seinem unteren Theil, viele Drusen von Braunstein auf“ (TASCHE 1858: 16). Oft sitzen die Kappenquarze auf den Eisen- und Manganerzen (Abb. 6, 7), wobei häufig die gewölbte Oberfläche des Braunen Glaskopfes die Unterseite des Quarzes bildet. Solche Quarze zeichnen dann die Wölbungen und stalaktitischen Formen des Glaskopfes an ihrer Unterseite nach. Den Beginn der Kristallisation der Kappenquarze bilden schmale und kleine Kristalle; nach oben hin setzen sich größere Individuen auf Kosten von Nachbarkristallen durch. Die Außenseite der „Erzkugeln“ kann ebenfalls mit Kappenquarz besetzt sein.

Aber auch auf den Kappenquarzen wiederum ist Brauner Glaskopf in großer Menge zu beobachten, selbst auf Bruchflächen des Quarzes hat er sich festgesetzt. Schon DIEFFENBACH (1853: 139) beschreibt „grössere Drusen mit schönen, stalaktitisch zusammengereiheten Formen von Quarzkryställchen, die auf Brauneisenstein aufsitzen, welcher seinerseits mit seiner Unterlage von Quarz innig verbunden ist“. Sogar die tafeligen Pseudomorphosen von Quarz nach Schwerspat sitzen ihm zufolge „auf Glaskopf auf“, eine Angabe, die von den übrigen Autoren nicht mehr erwähnt wird. Auch LUDWIG (1858b: 47) schreibt: „Quarz kommt in Adern oder Geoden die (Erz-)Masse durchdringend häufig im Lager vor . . .“.

Kappenquarz (Quarz II), wahrscheinlich aber auch nach Baryt pseudomorpher Quarz I können also auf Eisen- und Manganerz sitzen, aber auch von diesem überkrustet werden.

Die von DIEFFENBACH (1853: 140) erstmalig beschriebenen Baryt-Kristalle (Baryt II) finden sich gleichermaßen auf Quarz II und Braunem Glaskopf sitzend wie auch in Drusen des Limonits (Abb. 8). Es handelt sich dabei um glasklare, hellweingelbe oder dunkelgelbe Kristalle mit auffallendem Glasglanz. Die überwiegend tafeligen Kristalle können bis zu 4 cm Länge erreichen und besitzen manchmal einen dünnen, rauhen Quarzübergang. Manchmal wurde der Schwerspat wieder weggeführt, so daß nur mehr Umhüllungspsedo-

morphosen von feinem Quarz stehen blieben. Sie sind so gut ausgebildet, daß DIEFFENBACH (1853: 140, 1856: 17) neben kugeligen Kristallaggregaten mehrere Kristalltrachten des Baryts beschreiben konnte. Nach LUDWIG (1858: 47) soll Schwerspat außerdem „in kugelförmigen Concretionen“ in Griedel vorgekommen sein. Zudem kann derber Baryt als dünne Lage Kluffflächen auskleiden.

Als ebenfalls junge Bildung wird von DIEFFENBACH (1853: 139) Hyalith angegeben. Er kommt in Form kleiner Tropfen und Stalaktiten auf den Spitzen der Quarz-II-Kristalle vor und konnte in den letzten Jahren auf den Halden gefunden werden. Kleine Hohlräume im Limonit können durch gebänderten Chalcedon ausgefüllt werden.

Neben den Kappenquarzen finden sich im Erz noch weitere Quarz-Generationen. Sie sind die jüngsten Bildungen der Kieselsäure: Charakteristisch sind bis zu 10 cm große Drusen mit höchstens mm-langen Quarzkristallen in Limonit, vor allem im brecciierten Erz (Quarz III). Sie besitzen einen starken Glanz, hohe Transparenz und sind glasklar als Bergkristall oder aber als Eisenkiesel mit kräftigen rotbraunen, rotorangen und rotvioletten Farben ausgebildet. Selten nehmen sie eine hellblaue Farbe an. Rötliche, gelbliche und bräunliche Farbtöne werden durch kleine Limoniteinschlüsse verursacht. Typisch sind häufig vorkommende Verwachsungen, bei denen ein Kristall aus vielen einzelnen Subindividuen aufgebaut wird. Auch sie zeigen fast ausnahmslos die Rhomboederflächen. Gerne überkrusten sie stalaktitischen oder kugeligen Braunen Glaskopf, so daß sie die Form eines Kaktus oder Igels annehmen. Wurde der Glaskopf wieder aufgelöst, bleibt der Quarz als Umhüllungspseudomorphose stehen. Quarz III ist älter als Baryt II und überkrustet jenen nicht.

Jünger als Baryt II sind i. d. R. sehr kleine, selten jedoch bis zu 1 cm große idiomorphe Quarz-Doppelender (Quarz IV). Sie finden sich vorwiegend in wohl sehr jung entstandenen schwarzem Manganmulm, limonitischem Erz oder auf Kappenquarz (Quarz II) und Baryt II. Die sehr exakt ausgebildeten Kristalle besitzen ebenfalls den starken Glanz, die hohe Transparenz und das weite Farbenspektrum der oben beschriebenen älteren Quarz-Generation. Im Gegensatz zu jenen zeichnen sie sich durch eine generell langprismatische Ausbildung aus. Größere Individuen sind teilweise wieder angelöst. Auch hier wurden kleine Limonit-Einschlüsse beobachtet.

Zur jüngsten Quarz-Generation (Quarz V) zählen mikroskopisch kleine Kriställchen, die zwiebelschalenartig aufgebaute Quarzkugeln mit manchmal 5 oder mehr Schalen aufbauen. Halbkugeln dieser Generation können auch über winzigen Warzen von Braunem Glaskopf gebildet werden. Bisweilen besitzen die Kugeln eine gelartige Beschaffenheit.

Es lassen sich somit mindestens 5 Quarz-Generationen unterscheiden:

- I Pseudomorphosen nach Baryt-Kristallen
- II Kappenquarz-Kristalle mit typischer Bänderung
- III mm-große Quarz-Kristalle mit vorherrschenden Rhomboederflächen. Älter als Baryt II
- IV Idiomorphe Quarz-Doppelender. Jünger als Baryt II
- V Zwiebelschalenartige Quarz-Kugeln und -Halbkugeln

4. Das Alter der Griedeler Mineralisation

Durch die Nachbarschaft des Quarzganges und der Eisen- und Manganerz-Lagerstätte wird die Möglichkeit gegeben, das Alter der beiden verschiedenartigen Vorkommen einzugrenzen.

Mit Sicherheit standen am Beginn der Ausscheidung die tafeligen Baryt-Kristalle (Baryt I), die heute nur mehr als verquarzte Pseudomorphosen vorliegen. Kieselsäure besorgte als nächstes die Auflösung des Baryts und setzte sich an seine Stelle (Quarz I), es folgte die Bildung der rhythmisch gebänderten Kappenquarze (Quarz II). Zeitweilig mag die Entstehung von Quarz I und Quarz II in verschiedenen Stockwerken des Ganges auch gleichzeitig vonstatten gegangen sein (vgl. BAIER & VENZLAFF 1961). In den Quarz eingesprengter Kupferkies und Bleiglanz bezeugen eine gleichzeitige oder wenig ältere Phase, vielleicht sind sie aus dem Schwespat herausgelöst worden. Kurz nach Beginn der ersten Quarz-Kristallisation bildeten sich mm-dicke Brauneisenstein-Lagen und setzten sich auf verquarzte Baryt-Pseudomorphosen und Kappenquarze, während der SiO_2 -Nachschub weiterhin anhält.

Funde von Umhüllungspseudomorphosen, wobei zwischen Quarz und vollständig umgewandeltem Baryt eine mm-dicke Rinde von erdigem Brauneisenstein die Umriss der Pseudomorphosen angibt, veranlaßten schon DELKESKAMP (1900: 51) zur Feststellung, daß sich die Kieselsäure abgesetzt haben muß, „nachdem die Brauneisenhaut schon vorhanden war“. Daß eine gleichzeitige Bildung von Limonit und Kappenquarz möglich ist, beobachtete SCHNEIDERHÖHN (1912: 14) im Usinger Gang. Dort fand er einigemal innere Kappen von Quarz-Kristallen, die aus Brauneisenstein bestanden, wenn auch dort die Hauptmasse der Eisen- und Manganerze jünger ist als der Quarz. Auch der in den Pseudomorphosen-quarz-Gängen des Taunus häufig vorkommende Eisenkiesel beweist die Anwesenheit von Eisen während der Kristallisation des Quarzes. Die Herkunft des Eisens erscheint unsicher, es mag hydrothermalen Ursprungs sein oder aber bei der mit starker Eisen-Abfuhr verbundenen Bleichung des Nebengesteins freigesetzt worden sein.

Ein großer Teil der auf der Halde aufgefundenen Kappenquarz-Kristalle sitzt auf limonitischem Erz und beweist – auch durch mm- oder cm-starke Kluffüllungen – das jüngere Alter zumindest eines Teils dieser Quarz-Generation (Quarz II) gegenüber dem Eisen-Mangan-Erz. Die Auskristallisation der Kappenquarze mit ihren verschiedenen Generationen, die im Gegensatz zum Usinger Gang in Griedel aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht voneinander unterschieden werden können, muß über einen beträchtlichen Zeitraum hin angedauert haben. Am Usinger Gang kann der Vorgang der rhythmischen Ausscheidung von Quarz bei ständiger Änderung der Stoffzufuhr und mehrmaligem erneuten Aufreißen des Ganges gut beobachtet werden.

Die Entstehung des Eisen- und Manganerzes sowie des Griedeler Quarzanges muß also über einen gewissen Zeitraum hinweg parallel verlaufen sein. Nur so ist es zu erklären, daß Quarz II sowohl auf Limonit aufsitzen kann, aber auch von diesem überkrustet werden kann. Die schon erwähnten mm-großen Limonit-Einschlüsse in Kappenquarzen legen diese Parallelität ebenfalls nahe. Zertrümmerter Quarz zeigt an, daß während der Genese der beiden unterschiedlichen Lagerstätten die Bewegung am Gang noch nicht zur Ruhe gekommen war. Brecciirtes Gangmaterial wurde daraufhin mit Limonit und Pyrolusit verkittet.

Der einer bestimmten Quarz-Generation mancher Taunus-Erzgänge sehr ähnliche Quarz III stellt vermutlich den Ausklang des hydrothermalen SiO_2 -Nachschubs dar. Auf Quarz II und III sitzender Baryt II und Hyalith ist demzufolge jünger und wurde nicht mehr verkieselte. Die mit Sicherheit nicht mehr hydrothermal entstandenen Generationen Quarz IV (Doppelender) und Quarz V (Kugeln und Halbkugeln) besitzen jüngeres Alter, ebenso

die Umwandlungsprodukte des Eisen-Mangan-Erzes wie die Pyrolusit-Kristalle, die sich auf der dritten Quarz-Generation gebildet haben. Die Altersbeziehungen der Oxidationsprodukte untereinander (so auch die aus Kupferkies entstandenen Neubildungen Cuprit, Azurit, Malachit) sind schwer zu ermitteln, besitzen aber für die vorliegende Fragestellung keine Relevanz.

4.1. Alter des Eisen- und Manganerz-Lagers

Da das Griedeler Eisen- und Manganerz-Lager auf den dort anstehenden Stringocephalenkalk mit seiner verkarsteten Oberfläche übergreift, gewinnen die beiden von PFLUG & WERDING (1964) für das Tertiär ermittelten Verkarstungsphasen Bedeutung. Mit Hilfe von Sporen- und Pollendatierungen konnten sie in einem ehemaligen Steinbruch E Pohl-Göns (Bl. 5518 Butzbach), ca. 3 km NW des Griedeler Wingertsberges, eine ältere Verkarstung des tiefen Unter-Eozäns von einer jüngeren des Oberen Miozäns unterscheiden.

Ähnlich den Eisen- und Manganerz-Lagerstätten Lindener Mark bei Gießen und Ober-Rosbach v. d. H. liegen der Brauneisenstein und Pyrolusit in Griedel auf der verkarsteten Oberfläche des mitteldevonischen Massenkalkes. Als Hauptprozeß der Lagerstättenbildung wird die Wechselwirkung von reduzierend wirkenden Grundwässern der Moor- und Sumpfwald-Fazies mit hohem organischen Anteil und oxidierend wirkenden Sickerwässern angesehen, die zur Ausfällung der Eisen- und Mangan-Erze führen (BORCHERT 1978). Durch die hohe Versickerungsmöglichkeit im verkarsteten Stringocephalenkalk und im Bereich der Störung zwischen Kalk und Schiefer bestanden in Griedel gute Voraussetzungen zur Anreicherung von Eisen und Mangan.

Aufgrund fehlender Aufschlüsse und genauer Beschreibungen des Griedeler Lagers muß zu Vergleichszwecken die Ober-Rosbacher Lagerstätte herangezogen werden. Die dort vorkommende „Schieferbreccie“ beweist den gleichzeitigen Vorgang der Vererzung und den auf Erosion unter tropischen bis subtropischen Bedingungen zurückzuführenden Einbruch von Gesteinsmassen (KÜMMERLE 1976: 27). Da lediglich die ältere der von PFLUG & WERDING (1964) beschriebenen Verkarstungsphasen in tropisch-subtropischem Klima vonstatten ging (diejenige des Oberen Miozäns zeigt mediterranes Klima an), darf man annehmen, daß die Entstehung des Eisen- und Manganerz-Lagers von Ober-Rosbach höchstens untereozänes Alter besitzt, vielleicht aber auch jüngeren Alters ist. Da in Kiesen, die den Rockenberger Schichten zuzuordnen sind (Miozän, u. U. auch Teile des obersten Oligozäns, vgl. KÜMMERLE 1976: 30, 112), in Ober-Rosbach ein sog. „Rollager“ mit Brauneisenstein und Manganerz mit häufig deutlichen Abrollungsspuren vorkommt (WITTE 1926: 291), läßt sich ein zumindest prämiozänes Alter dieser Lagerstätte feststellen.

Da sich die Lagerstätten von Griedel und Ober-Rosbach lediglich in ihrer Größe, nicht jedoch wesentlich in Mineralinhalt oder ihrer geologischen Stellung unterscheiden, dürfte sich das für Ober-Rosbach ermittelte Bildungsalter auch auf Griedel übertragen lassen. Ein weiterer Anhaltspunkt für ein max. untereozänes Alter des Griedeler Vorkommens ergibt sich aus der Tatsache, daß die Lehme der untereozänen Verkarstungsphase von Pohl-Göns Eisen vorwiegend als Limonit gebunden haben, der obermiozäne Lehm hingegen als Hämatit (PFLUG & WERDING 1964: 131). Hämatitische Erze sind aus Griedel nicht bekannt. Auch die Lagerstätte der Lindener Mark bei Gießen besitzt alttertiäres Bildungsalter: Aus mit den Erzen „verbundenen“ bunten Tonen ließen sich Foraminiferen unteroligozänen Alters isolieren (HOLTZ 1962: 25).

Aufgrund großer Analogien zur ca. 14 km entfernten Eisen- und Manganerz-Lagerstätte Ober-Rosbach und des Nachweises einer zumindest lokalen Verkarstungsphase im Gebiet des Bl. 5518 Butzbach läßt sich das Bildungsalter des Griedeler Eisen- und Manganerz-Vorkommens somit auf den Zeitraum zwischen Unterem Eozän und Oberem Oligozän eingrenzen.

4.2. Alter des Quarz-Ganges

Das Alter der Pseudomorphosenquarz-Gänge im Taunus ist bis heute nicht vollständig geklärt, da sie – durch die Erosion bedingt – nirgendwo jüngere als devonische Schichten durchsetzen. Da im Odenwald und im Spessart vergleichbare Barytgänge das Rotliegende und den Buntsandstein durchschlagen und ins Deckgebirge übersetzen, ist für die Kappenquarz-Gänge des Taunus ein „posttriadisches Alter der Barytförderung . . . wahrscheinlich“ (ALBERMANN 1939: 55). LEPLA (1924: 34) schließt aufgrund des Fehlens von Kappenquarz-Geröllen in den Oberrotliegend-Sedimenten auf Bl. 5815 Königstein i. Ts. im Gebiet von Langenhain – Lorsbach/Ts. auf ein postpermisches Bildungsalter.

Nach BAUMANN & LEEDER (1969) konnte durch Untersuchungen an Spurenelementen und Isotopenverhältnissen nachgewiesen werden, daß die typischen saxonischen Mineralparagenesen Mitteleuropas eindeutig azendent-hydrothormaler Herkunft sind. Ihr Ursprungsherd ist aus geochemischen Gründen „primärmagmatisch“, d. h., simatisch-juvenil, wobei es durch Differentiation zur Abgabe hydrothormaler Lösungen kam (vgl. BORCHERT 1967). Die von SCHNEIDERHÖHN (1949) geforderte Beschränkung der Barytbildung auf landfeste Gebiete in Zeiten ariden Klimas läßt sich daher nicht mehr aufrechterhalten. „Die weitaus größte Zahl der Baryt-Fluorit-Lagerstätten ist an herzynisch streichende Spalten gebunden, die mesozoisch . . . angelegt wurden“ (BAUMANN & LEEDER 1969: 96). Radiometrische Altersbestimmungen ergaben Werte zwischen 210 und 100 Ma mit Maxima bei 180, 150 und 100 Ma.

Inzwischen existiert eine große Anzahl von Publikationen, die für Mitteleuropa – gestützt auf tektonische, geochemische und radiometrische Ergebnisse – neben einer variscischen eindeutig eine saxonische Mineralisationsphase beweisen. Eine Zusammenfassung und Diskussion dieser Arbeiten gibt MOHR (1978: 262ff.), wenn auch mit Schwerpunkt auf dem Harz. In diesem Zusammenhang interessiert nur, daß die in Mitteleuropa sehr gleichförmig ausgebildete Ba-FI-Paragenese auf die mesozoische und z. T. alttertiäre Bruchtektonik zurückzuführen ist, eine Einstufung, zu der schon BÄRTLING (1911: 152) kam: „Der Höhepunkt der Schwespatbildung begann allerdings für unsere deutschen Lagerstätten erst nach der Triasperiode und erreicht sein Maximum in der Tertiärzeit“. Für die inzwischen verkieselten Baryt-Gänge des Taunus kann sich eine sichere Einstufung nur durch radiometrische Altersbestimmungen ergeben, wofür sich die sporadischen Sulfid-Einschlüsse (Bleiglanz, Kupferkies) eignen würden.

Auch das Festlegen des Alters der Verquarzung der Schwespatgänge bereitet Schwierigkeiten. Kappenquarz-Gerölle finden sich in Schottern der Vallendarer Schichten des Neuwieder Beckens und Lahngbietes häufig (MORDZIOL 1909: 364, MICHELS 1928: 41). Die Vallendarer Schichten bzw. Schotter auf der Rumpffläche des Rheinischen Schiefergebirges werden heute als (Mittel-?) Oberoligozän bis Untermiozän angesehen (MÜLLER 1973: 70, WERNER 1978: 229). SONNE (1982) fand in ihnen im nordwestlichen Taunus (Bl. 5613 Schaumburg, 5712 Dachsenhausen) oligozäne Foraminiferen. WEYL (1980: 34, 120)

vergleicht sie mit Süßwasser-Tonen und -Sanden der „Älteren Sand- und Tonserie“ der Wetterau, die als Latdorf/Unteres Oligozän, vielleicht auch noch oberstes Eozän, eingestuft werden. Pseudomorphosenquarz-Gerölle in den oberoligozänen bis untermiozänen Hofheimer Kiesen in der Umgebung von Langenhain und Hochheim a. M. (Bl. 5816 Königstein i. Ts.) wurden von LEPPLA (1924: 37) beschrieben. In der Idsteiner Senke treten sie in pliozän umgelagerten Vallendarer Schottern NE Erbach/Ts. (Bl. 5615 Villmar) und W Würges/Ts. (Bl. 5715 Idstein) auf (MÜLLER 1973: 59). Auch in den miozänen Strandgeröllen am Südfuß des Taunus fanden sich Kappenquarz-Gerölle (ALBERMANN 1939: 72). In den Leidenhofer Schottern im Ebsdorfer Grund SE Marburg/L. (Bl. 5218 Niederwalgern, 5219 Amöneburg) vorkommende abgerollte Kappenquarze werden als Oberes Chatt bis Aquitan (GOMM 1971: 42), diejenigen in den Buntkieselschottern bei Wittelsberg (Bl. 5219 Amöneburg) als Plio- oder Miozän eingestuft (HUCKRIEDE & ZACHIOS 1969: 199). Kappenquarz-Gerölle in der Wetterau finden sich in pliozänen, eventuell oberstmiozänen Schottern (frdl. Mitt. Prof. HUCKRIEDE, Marburg). Vermutlich erst nach dem Miozän war die Griedeler Lagerstätte der Erosion preisgegeben, so daß der Quarzgang riffartig seine Umgebung überragen konnte. In den Miozän-Sanden an der Südseite des Wingertsberges finden sich weder Quarz- noch Erz-Gerölle, dafür aber Brocken der in der Nachbarschaft anstehenden Porphyroide, Sandsteine und Schiefer, die Anzeichen eines nur sehr kurzen Transportweges aufweisen (WERDING 1963: 67). Der Beginn der Quarzbildung läßt sich also mit Sicherheit als prämitteloligozän bestimmen.

ALBERMANN (1939) beschreibt den Mechanismus der Entstehung der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus folgendermaßen: Die Aufwölbung des Taunus führt zur Anlage eines Scherflächensystems mit sich antithetisch gegeneinander verschiebenden Schollen. Die parallel zur Achse des Gewölbes (NW–SE) angeordneten Verschiebungsbahnen führen zu einer Brecciation des beanspruchten Gesteins. Zu einem späteren Zeitpunkt reißen die Scherflächen aufgrund der Dehnung bei der Aufwölbung zu Zugspalten auf und werden mit Bariumsulfat gefüllt. Nach Eindringen der SiO_2 -Lösungen und ihrem Verdrängen des Schwerspats und der Bildung der charakteristischen Kappenquarze hält die Schollengleitung weiterhin an, was durch Harnische auf der Hangend-Seite der im Taunus aufsetzenden Gänge bewiesen wird. Auch während der Quarzausscheidung reißen die Gänge ständig neu auf, teilweise am Rand, teilweise in der Mitte und bewirken so die typische Bänderung. Dieser Vorgang wurde von SOLLE (1941) eindrucksvoll am Beispiel des Usinger Ganges aufgezeigt. Klaffende Spalten in manchen Quarzgängen zeigen, daß die Zerrung bis heute anhält. Durch die Aufwölbung des Taunus bilden die Pseudomorphosenquarz-Gänge einen Fächer, dessen Zentrum im Bereich der Idsteiner Senke liegt. Die nordöstlichen Gänge besitzen SW-, die südwestlichen Gänge NE-Einfallen, wobei mit wachsender Entfernung zur Idsteiner Senke das Einfallen immer flacher wird. Man darf nach KUBELLA (1951) annehmen, daß die Anlage des Scherflächensystems und seine spätere Öffnung zu Zerrspalten auf einen variscisch angelegten Verwerfungsplan zurückgeht. Die Gewölbedehnung des Taunus benutzte dabei selektiv diejenigen alten Störungen, die senkrecht zur max. Zugspannung lagen, was durch das Senkrechtstehen der Gänge auf den Runzel- bzw. den Faltenachsen gezeigt wird.

Die domartige Aufwölbung des sog. „Rheinischen Schildes“, die sich mit ihrem Durchmesser von 400 km auch auf den Taunus erstreckte, läßt sich inzwischen zeitlich genauer einordnen. Trotz weltweiten Meeresspiegelanstiegs beginnt ab der Oberen Kreide

eine lokale Regression im Bereich der uhrglasförmigen Aufwölbung über dem Gebiet des späteren Oberrheingrabens. Das eozäne Erosionsniveau am N-Rand des Grabens zeigt den hohen Grad der Aufwölbung: Über 1000 m Deckgebirge wurden dort – im Zentrum der Aufwölbung – erodiert (PFLUG 1982: 50ff.). Durch Dehnungstektonik im Bereich der „Frankfurt triple junction“ wurde der Aufstieg von basischem, undifferenziertem Mantelmaterial erleichtert und führte zu einer Anzahl oberkretazischer und alttertiärer Vulkanschote im Taunus mit olivinnephelinitischem und basanitischem Charakter (LIPPOLT et al. 1975, WIMMENAUER 1967). Ein Zusammenhang zwischen dem alkalibasaltischen Vulkanismus und der Vererzung wäre denkbar.

Die tektonischen Bedingungen für das Aufreißen der zuerst mit Baryt I gefüllten Zugspalten des Taunus waren also frühestens in der Oberen Kreide gegeben, im Mittleren Oligozän waren die inzwischen verquarzten Gänge schon der massenhaften Abtragung preisgegeben.

Da ein Teil der Griedeler Kappenquarze (Quarz II) auf Eisen-Mangan-Erz sitzt, müssen sie nach dem Erz gebildet worden sein. Damit engt sich der Zeitraum der Bildung dieser Quarz-Generationen ein: Sie müssen nach der Verkarstungsphase (Unteres Eozän) und vor der flächenhaften Erosion der verwandten Quarzgänge des Taunus (Mittleres Oligozän), zumindest aber vor dem Beginn der Abtragung der vergleichbaren Lagerstätte Ober-Rosbach (Wende Oligozän/Miozän) entstanden sein. Auch die von DIEFFENBACH (1853: 138) angegebenen, „auf dem Kalke“ sitzenden, häufig „faustgrossen Quarzkrystalle“ beweisen ein gegenüber der untereozänen Verkarstung jüngerer Alter des Quarzes. Zumindest ein Teil der Griedeler Kappenquarze muß daher im Alttertiär entstanden sein. Ob alle der unter Quarz II zusammengefaßten Kappenquarz-Generationen – vielleicht sogar der nach Schwerspat pseudomorphe Quarz I – zwischen Eozän und Oligozän entstanden sind, läßt sich aufgrund fehlender Aufschlüsse weder beweisen noch ausschließen.

Auch von anderen Stellen des Taunus sind mit Eisen- und Manganerzen „imprägnierte“ Quarzgänge bekannt, sogar das gangförmige Auftreten von nicht an Quarz gebundenen Eisenerzgängen wurde beschrieben. Ihre bergwirtschaftliche Bedeutung war nicht sehr groß, die Fördermenge der kieselsäurereichen Brauneisenerze von Wildsachsen kam nicht über die des Griedeler Bergbaus hinaus. An Quarzgänge gebundene Eisen- und Manganerze werden beschrieben von Wildsachsen (Bl. 5916 Hochheim a. M.), Königstein (Bl. 5816 Königstein i. Ts.) und Hoch-Weisel (Bl. 5517 Cleeburg), gangartig auftretende Eisenerze von Ostheim (Bl. 5518 Butzbach), Butzbach (Bl. 5518 Butzbach), Ober-Mörlen [Bl. 5618 Friedberg (Hessen)] und Pohl-Göns (Bl. 5517 Cleeburg) (HUNDT 1938: 25–28, KINKELIN 1888: 175–177, KOCH 1880a, b, c). Auffällig ist, daß alle Gänge entweder NW–SE- oder aber N–S-Streichen besitzen. Sie spiegeln den Umschwung des tertiären Beanspruchungsplans infolge der Dehnungstektonik des Oberrheingrabens mit bevorzugter N–S-Richtung wider (STENGEL-RUTKOWSKI 1970) und legen dadurch ebenfalls ein tertiäres Bildungsalter nahe.

4.3. Alter des Schwerspats (Baryt II)

Weit verbreitet sind in der Wetterau Ausscheidungen von Baryt. Am bekanntesten sind die in Rockenberg in Sanden eingeschlossenen Barytrosen. Weitere Vorkommen sind aus Gambach, Münzenberg, Wisselsheim und Bad Vilbel bekannt. Außerdem kann Baryt als

	OB. KREIDE (?) - ALTERTIÄR	EOZÄN - OLIGOZÄN	MIOZÄN - QUARTÄR (?)
Azurit, Malachit, Cuprit			-----
Quarz V			-
Umlagerungsprodukte Fe - Mn - Erz			-----
Pyrolusit			--
Quarz IV			-
Hyalith			-
Baryt II			---
Quarz III			---
Eisen - und Manganerz		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Quarz II (Kappenquarz)		--- ? --- ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Brauneisenstein		-----	
Quarz I (pseudomorph n. Baryt I)		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Bleiglanz, Kupferkies		----- ? ---	
Baryt I		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	

Abb. 9. Altersabfolge und -einstufung der Griedeler Mineralisation.

Klufffüllung in Form teilweise cm-langer Kristalle auftreten, die bekanntesten Fundorte sind Münzenberg, Wisselsheim, Bad Vilbel, Rendel und Bad Nauheim. Analog dem Griedeler Vorkommen kennt man Baryt vom Nordlager des Eisen- und Manganerzbergbaues Ober-Rosbach und aus der Lindener Mark bei Gießen. Schwerspat wurde auch als Füllung von Fossilien und als Bindemittel in Sandsteinen und Konglomeraten beschrieben (CHELIUS 1904, DELKESKAMP 1900, 1903, HUNDT 1938, KUDRASS 1971, KÜMMERLE 1981, LUDWIG 1858b, PLANCK 1912).

Da der Schwerspat in der Wetterau in miozänen und pliozänen Sedimenten auftritt, in Thermen am Taunusrand sogar eine rezente Barytausscheidung beobachtet wurde, läßt sich ein jungtertiäres oder gar quartäres Alter angeben. Eine azzendente Herkunft der Ba-Lösungen erscheint möglich (vgl. GUNZERT 1961): Die meisten Fundorte liegen auf oder nahe an bedeutenden Störungen, in Rockenberg finden sich die Barytrosen in einer ca. 4 km langen und etwa 20 m breiten Zone. Ebenso lassen sich aber auch Argumente für das Freisetzen des Bariums aus verwitternden Kalifeldspäten im Abtragungsschutt des Rheinischen Schiefergebirges unter den speziellen tertiären Klimaverhältnissen anführen. Es läßt sich somit die in Abb. 9 dargestellte Altersabfolge und Einstufung für die komplexe Griedeler Lagerstätte aufstellen.

5. Schlußfolgerungen

Deutlich läßt sich eine jungmesozoisch-alttertiäre Vererzungsphase von einer jungtertiären bis rezenten Phase mit vorwiegend Mineralumwandlungen unterscheiden. Auf hydro-

thermal gebildeten, kretazisch bis alttertiären (?) Baryt I folgten ebenfalls aszendenter gebildeter Quarz I und II mit sehr geringer Bleiglanz- und Kupferkies-Führung. Die SiO_2 -Lösungen ersetzten den Baryt und bildeten über einen längeren Zeitraum hinweg bei ständiger tektonischer Unruhe den Griedeler Kappenquarz-Gang.

Die zwischen Eozän und Oligozän im Grund- und Karstwassermilieu gebildete Eisen-Manganerz-Lagerstätte beweist durch vielfältige Verwachsungen mit dem Quarz, daß sowohl die Bewegung als auch die hydrothermale Kieselsäure-Ausscheidung im Griedeler Kappenquarz-Gang zur Zeit der Eisen-Manganerz-Bildung noch nicht beendet war. Mithin läßt sich zumindest für die jüngeren Anteile des Griedeler Pseudomorphosenquarz-Ganges ein alttertiäres Alter (Eozän – Oligozän) nachweisen. Bisher konnten die analogen Quarz-Gänge des Taunus lediglich als „postvaristisch“ oder „posttriadisch“ eingestuft werden.

Die Annahme einer alttertiären Bildung der Kappenquarz-Gänge des Taunus wirft die Frage nach dem Alter der Erzgänge des östlichen Taunus neu auf. Vor allem im Erzdistrikt um Altweilnau/Ts. (Bl. 5616 Grävenwiesbach), aber auch in anderen Gebieten sind die Erze (vor allem Pb, Ag, Cu) mit Kappenquarz vergesellschaftet. Die Klärung dieser Frage bedarf allerdings detaillierter Untersuchungen, in denen den Einflüssen der saxonischen Tektonik im Rahmen der Bildung des „Rheinischen Schildes“ und des Oberrheingrabens mehr Beachtung geschenkt werden sollte.

Vermutlich ab dem Miozän setzte erneut die aszendente (?) Zuwanderung von BaSO_4 -Lösungen ein und führte zur Bildung von Baryt II. Lösungswanderungen innerhalb der Lagerstätte entstammen die Quarz-Generationen IV und V, Hyalith, Azurit, Malachit, Cuprit sowie die Umwandlungsprodukte des Eisen-Mangan-Erzes wie Pyrolusit, Brauner Glaskopf, Pseudomorphosen von Dolomit nach Pyrolusit usw.

6. Zusammenfassung

Die am Wingertsberg NE Griedel/Wetterau im letzten Jahrhundert abgebaute Eisen- und Manganerz-Lagerstätte zeigt das typische Bild der am Taunusrand verbreiteten Vererzungen des Typs „Lindener Mark“: Überwiegend limonitische und untergeordnet aus Pyrolusit bestehende Erze finden sich auf der verkarsteten und dolomitisierten Oberfläche eines Givet-Massenkalkes.

Eine NW–SE-streichende Querstörung trennt die Kalkscholle im SW von Tonschiefern Singhofener Alters im NE und wird durch einen für den Taunus charakteristischen Pseudomorphosenquarz-Gang (Typ „Usingen“) ausgefüllt. Nach Baryt pseudomorpher Quarz (Quarz I) sowie mehrere Kappenquarz-Generationen (als Quarz II zusammengefaßt) bauen den sporadisch Bleiglanz und Kupferkies führenden Gang auf.

Auf Eisen- und Manganerz und verkarstem Massenkalk sitzende Quarz-I?- und Quarz-II-Kristalle, mit Quarz II ausgefüllte Klüfte im limonitischen Erz, Limonit-Einschlüsse in Quarz II und III sowie mit Quarz II radialstrahlig umkrustete Eisen-Manganerz-Brocken zeigen das jüngere Alter zumindest eines großen Teils von Quarz I? und Quarz II gegenüber dem Erz an. Tektonische Unruhe am Gang vor, während und nach der SiO_2 -Zufuhr führten zu einer Breccierung sowohl des Eisen-Mangan-Erzes als auch des Quarzes. Letzte Äußerung des hydrothermalen SiO_2 -Nachschubs sind mm-große, im Erz Drusen bildende Quarz-III-Kristalle.

Der Zeitraum der Erzbildung konnte zwischen Unterem Eozän (Verkarstung des Massenkalkes) und Oberem Oligozän (ab Wende Oligozän/Miozän erste Abtragung der benachbarten Eisen- und Manganerz-Lagerstätte Ober-Rosbach v. d. H.) festgelegt werden. Da die Abtragung der analog ausgebildeten Kappenquarz-Gänge des östlichen Rheinischen Schiefergebirges ab (Mittlerem?) Oberem Oligozän belegt ist (Vallendarer Schichten mit Kappenquarz-Geröllen), läßt sich für große Teile von Quarz I? und Quarz II ein alttertiäres Bildungsalter annehmen. Die Frage, ob der gesamte Griedeler Kappenquarz-Gang zwischen Eozän und Oligozän gebildet worden ist, muß aufgrund fehlender Aufschlüsse offenbleiben.

Ein Zusammenhang zwischen der Aufwölbung des Rheinischen Schildes ab der Oberen Kreide als Bedingung für das Öffnen der zuerst mit Schwerspat gefüllten Gänge mit dem oberkretazisch bis alttertiären Aufstieg von basischem Mantelmaterial im Bereich der „Frankfurt triple junction“ wird vermutet.

Im Jungtertiär erfuhr die Griedeler Lagerstätte eine erneute azendente (?) BaSO₄-Zufuhr, die in Verbindung mit den in der Wetterau und am Rand des Rheinischen Schiefergebirges weit verbreiteten Baryt-Vorkommen in miozänen und pliozänen Sedimenten gesehen wird. Die dabei entstandenen Baryt-II-Kristalle besitzen jüngeres Alter als Quarz III. Die nach dem Miozän der Verwitterung ausgesetzte Griedeler Lagerstätte erfuhr durch Umlagerungsvorgänge und Lösungswanderungen Neubildungen von Eisen- und Manganerzen (Pyrolusit, Brauner Glaskopf usw.), von Quarz IV (idiomorphe, bipyramidale Kristalle), Quarz V (zwiebelschalenartige Quarz-Kugeln), Hyalith sowie Cuprit, Azurit und Malachit.

Konsequenzen aus der oberkretazisch? bis alttertiären Entstehung der Kappenquarz-Gänge ergeben sich für das Bildungsalter vieler Erzgänge des Taunus (Pb, Ag, Cu), die Kappenquarz als Hauptgangart führen.

Danksagung

Für ihre ortskundigen Hinweise und Tips in Griedel danke ich den Herren WERNER WAGNER und WERNER KUDRASS, NORBERT WIDEMANN, Freiburg, fertigte freundlicherweise die Fotos an. Mein besonderer Dank gilt Herrn Dipl.-Geol. HANS-JÜRGEN ANDERLE, Hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden, für sein Interesse an dieser Arbeit und seine Hilfe.

7. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1917): Die Manganeisenerzvorkommen am Ostrande des Rheinischen Gebirges zwischen Giessen und Homburg. – Unveröff. Gutachten, 41 S., 3 Kt. (Archiv Hess. L.-Amt Bodenforsch.); Wiesbaden.
- ALBERMANN, J. (1939): Zur Geologie der Quarzgänge des Taunus und Hunsrück. – Diss. math.-naturwiss. Fak. Univ. Bonn, 137 S.; Bonn.
- BARTLING, R. (1911): Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands in geologischer, lagerstättenkundlicher und bergwirtschaftlicher Beziehung. – 188 S., 19 Abb.; Stuttgart (Enke).
- BAIER, E., & VENZLAFF, V. (1961): Über die Verquarzung von Barytgängen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 365–376, 4 Taf.; Wiesbaden.
- BAUMANN, L., & LEEDER, O. (1969): Paragenetische Zusammenhänge der mitteleuropäischen Fluorit-Baryt-Lagerstätten. – Freiburger Forsch.-H., **C 266**: 89–99, 2 Abb.; Leipzig.
- BORCHERT, H. (1967): Genetische Unterschiede zwischen varistischen und saxonischen Lagerstätten Westdeutschlands und deren Ursachen. – Freiburger Forsch.-H., **C 209**: 47–63, 1 Abb.; Leipzig.
- (1978) Lagerstättenkunde des Mangans. – 160 S., 37 Abb., 15 Tab.; Essen (Glückauf).

- BUCK, C. V. (1853): Grundriß des zum Bau des Eisenbergwerks bei Griedel projectirten Grubenfeldes. – Butzbach/Wetterau (Original im Hess. Bergamt Weilburg).
- CHELIUS, C. (1904): Eisen- und Mangan im Großherzogtum Hessen und deren wirtschaftliche Bedeutung. – Z. prakt. Geol., **12**: 356–362; Berlin.
- DELKESKAMP, R. (1900): Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau und Rheinhessen und ihre Entstehung, zumal in den Manganerzlagertstätten. – Notizbl. Ver. Erdkde. Darmstadt, (IV) **21**: 47–83; Darmstadt.
- (1901): Die hessischen und nassauischen Manganerzlagertstätten und ihre Entstehung durch Zersetzung des dolomitisirten Stringocephalenkalkes resp. Zechsteindolomits. – Z. prakt. Geol., **9**: 356–365; Berlin.
- (1903): Über die Krystallisationsfähigkeit von Kalkspat, Schwerspat und Gyps bei ungewöhnlich grosser Menge eingeschlossenen Quarzsandes. – Z. Naturwiss., **75**: 185–208, 10 Abb.; Stuttgart.
- DIEFFENBACH, E. (1853): Ueber Verdrängungs-Pseudomorphosen von Quarz nach Schwerspath zu Griedel bei Butzbach. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., **3**: 138–141; Gießen.
- (1856): Erl. Geol. Specialkt. Großhztg. Hessen u. angrenz. Landesgebiete 1:50 000, Section Gießen. – 112 S.; Darmstadt.
- GERHARD (1924): Ausgangaene Industrien zu Griedel bei Butzbach. – Friedberger Geschbl., **6**: 91–92; Friedberg.
- GOMM, K. (1971): Das Tertiär des Ebsdorfer Grundes am Nordrand des Vogelsberges (Ilschhausen–Leidenhöfer Kopf–Wittelsberg), topographische Karte 1:25 000 Bl. Niederwalgern 5218 und Amöneburg 5219. – Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Marburg, 93 S., 25 Abb., 2 Kt.; Marburg.
- GUNZERT, G. (1961): Über das selektive Auftreten der saxonischen Schwerspatvorkommen in Deutschland. – N. Jb. Mineral. Mh., **1961**: 25–51, 6 Abb.; Stuttgart.
- HOLTZ, S. (1962): Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **40**: 1–46, 1 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- HUCKRIEDE, R., & ZACHOS, S. (1969): Die pliozänen Flußschotter auf den Lahnbergen bei Marburg – ein wichtiges Dokument zur hessischen Landschafts- und Flußgeschichte. – Geologica et Palaeontologica, **3**: 195–206, 3 Abb.; Marburg/L.
- HUNDT, G. (1938): Hessische Erzvorkommen. Teil II. A. Eisenerze, Manganerze und Bauxit. B. Fundbuch der Eisenerze. – Handb. hess. Bodenschätze, **4**: Darmstadt – Bad Nauheim.
- KINKELIN, F. (1888): Die nutzbaren Gesteine und Mineralien zwischen Taunus und Spessart. – Ber. senckenberg. naturforsch. Ges., **1887/88**: 135–180; Frankfurt a. M.
- KIRNBAUER, T. (1984): Der Eisen- und Manganerz-Bergbau bei Ober-Rosbach, Hessen. – Magma **2/84**: 31–42, 11 Abb.; Bochum.
- KOCH, C. (1880a): Erl. geol. Specialkt. Preuss. u. thür. St., Bl. Eltville. – 59 S.; Berlin.
- (1880b): Erl. geol. Specialkt. Preuss. u. thür. St., Bl. Platte. – 37 S.; Berlin.
- (1880c): Erl. geol. Specialkt. Preuss. u. thür. St., Bl. Königstein. – 46 S.; Berlin.
- KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**: 1–81, 14 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- KUDRASS, W. (1971): Ist die Barytosen-Ära wirklich zu Ende? – Aufschluß, **22**: 186–188, 4 Abb.; Heidelberg.
- KÜMMERLE, E. (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5618 Friedberg. – 247 S., 30 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1981): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5518 Butzbach. – 214 S., 30 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- LEPPLA, A. (1924): Erl. geol. Kt. Preuß. u. benachb. Bundesst., Bl. Königstein (2. Aufl.). – 56 S.; Berlin.
- LIPPOLT, H. J., BARANYI, I., & TODT, W. (1975): Das Kalium-Argon-Alter der post-permischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens. – Aufschluß, So.-Bd. **27**: 205–212, 2 Abb.; Heidelberg.
- LUDWIG, R. (1853): Ueber das rheinische Schiefergebirge zwischen Butzbach und Homburg vor der Höhe. – Jb. Ver. Naturkd. Hzgt. Nassau, **9**, 2: 1–20, 1 Kt.; Wiesbaden.
- (1858a): Die Eisensteinlager in den paläozoischen Formationen Oberhessens und des Dillenburgischen. – Ergänzungsbl. Notizbl. Ver. Erdkde. Darmstadt, **1**: 1–17, Darmstadt.

- (1858b): Geognosie und Geogenie der Wetterau. – In: Naturhistorische Abhandlungen aus dem Gebiete der Wetterau. – V-229; Hanau (Waisenhaus).
- (1870): Erl. geol. Specialkt. Grosshzgt. Hessen u. angrenz. Landesgebiete 1:50 000, Section Gladenbach. – 131 S., 7 Taf.; Darmstadt.
- MICHEL, F. (1928): Erl. geol. Kt. Preuß. u. benachb. dt. L., Bl. Usingen–Fauerbach. – 56 S., 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- MOHR, K. (1978): Geologie und Minerallagerstätten des Harzes. – 388 S., 139 Abb., 37 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MORDZIOL, C. (1909): Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **29**, I: 348–430, 8 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- MÜLLER, K.-H. (1973): Zur Morphologie des zentralen Hintertaunus und des Limburger Beckens. Ein Beitrag zur tertiären Formengenesse. – Marburger geogr. Schr., **58**: 1–112, 41 Abb., 1 Kt.; Marburg/L.
- PFLUG, H. D., & WERDING, L. (1964): Kalksinter und Rotlehme in Karstspalten des Massenkalkes von Pohl-Göns (Blatt 5518 Butzbach). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 126–138, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- PFLUG, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. – 145 S., 43 Abb., 2 Tab.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- PLANCK, A. (1912): Petrographische Studien über tertiäre Sandsteine und Quarzite, speziell über die Sandsteine von Münzenberg in der Wetterau. – Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Giessen, N. F., **4**: 5–43, 6 Abb., 4 Taf.; Gießen.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1912): Pseudomorphe Quarzgänge und Kapfenquarze von Usingen und Niedernhausen im Taunus. – N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., **1912**, II: 1–32, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- (1949): Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. – N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., Mh., Abt. A, **1949**: 191–202, 2 Abb.; Stuttgart.
- SOLLE, G. (1941): Die Usinger Klippen, der schönste der Pseudomorphosenquarz-Gänge des Taunus. – Natur u. Volk, **71**: 19–29, 11 Abb.; Frankfurt a.M.
- SONNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet?. – Mainzer geowiss. Mitt., **11**: 217–219, 1 Abb.; Mainz.
- STENDEL-RUTKOWSKI, W. (1970): Bruch- und Dehnungstektonik im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als Auswirkung des Oberrheingrabens. – Z. dt. geol. Ges., **121**: 129–141, 3 Abb.; Hannover.
- TASCHE, H. (1856): Ueber das Vorkommen von Eisenerzen und deren Gewinnung im östlichen Theil der Provinz Oberhessen. – Notizbl. Ver. Erdkde. Darmstadt, N. F. 2, **2**: 233–238, 241–240, 1 Taf.; Darmstadt.
- (1858): Kurzer Ueberblick über das Berg-, Hütten- und Salinen-Wesen im Grossherzogthum Hessen. – 92 S.; Darmstadt (Jonhhaus).
- WAGNER, W. (1981): Gesindewesen in Griedel um 1850. – Wetterauer Geschbl., **30**: 107–115, 3 Abb.; Friedberg.
- (1982): Griedel im 19. Jahrhundert. – Festschrift 25 Jahre Musikverein Griedel: 57–109, 16 Abb.; Butzbach.
- WERDING, L. (1963): Geologische Untersuchungen in den südöstlichsten Ausläufern der Lahn-Mulde (Blatt Butzbach, Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Gießen, 102 S., 36 Abb., 1 Kt.; Gießen.
- WERNER, R. (1978): Die tertiären Sedimente auf Blatt 5816 Königstein im Taunus und ihre Beziehungen zur Reliefentwicklung. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 217–253, 5 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.
- WEYL, R. (Hrsg.) (1980): Geologischer Führer Gießen und Umgebung (2. Aufl.). – 193 S., 46 Abb., 8 Tab.; Gießen.
- WIMMENAUER, W. (1967): Igneous rocks of the Rhinegraben. – Abh. geol. L.-Anst. Baden-Württ., **6**: 144–145, 2 Abb.; Freiburg.
- WITTE, W. (1926): Die Eisen- und Manganerzlagstätte bei Oberrosbach, Provinz Oberhessen. – N. Jb. Mineral., Geol., Palaeont., Abt. A, Beil.-Bd. **53**: 271–322, 8 Taf.; Stuttgart.

Ein zersetzter Basaltgang in Wiesbaden-Sonnenberg – seine geologische Stellung und bodenkundliche Bedeutung

Von

HANS-JÜRGEN ANDERLE, ERNST BARGON, ERWIN THIEL und ERHARD WEIDNER*

Kurzfassung: Eine Spaltenfüllung aus montmorillonitischem Ton im variscisch deformierten Serizitgneis, angetroffen in einem Bauaufschluß in Wiesbaden-Sonnenberg (Bl. 5815 Wehen), stellte sich als ein hydrothermal zersetzter tertiärer Basaltgang heraus. Er wird mit einer Reihe ähnlicher Vorkommen im Raum Wiesbaden verglichen. Neben einer gefügekundlichen Beschreibung des Felsanschnittes werden die hydrothermale Umwandlung und die sie bedingenden Voraussetzungen sowie der Einfluß des montmorillonitischen Tons auf die Bodenbildung in den Solifluktionsschuttdäcken im Bereich des Basaltganges erörtert.

Abstract: The clay mineral filling of a fracture in a sericite gneiss exposed at a construction site in Wiesbaden-Sonnenberg was found to be a basaltic dike hydrothermally altered to montmorillonite. This Tertiary dike and the Variscan structure of the surrounding rock are described and are compared to several similar examples around Wiesbaden. The hydrothermal processes, their possible causes and how the montmorillonitic clay influenced the soil development in the solifluction mantle at the dike are considered.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	200
2. Geologische Übersicht	200
3. Die Baugrube in der Bahnhofstraße	200
3.1. Geologische Beschreibung	200
3.2. Bodenkundliche Betrachtung	203
3.2.1. Die Profilbeschreibung der Deckschichten	203
3.2.2. Die pleistozäne Überformung der Deckschichten	204
3.2.3. Die holozäne Überprägung und die rezente Bedeutung	209
4. Die Basaltvorkommen im Stadtgebiet von Wiesbaden	210
5. Die hydrothermale Zersetzung des Basaltganges	213
6. Zusammenfassung	215
7. Schriftenverzeichnis	215

* Dipl.-Geol. H.-J. ANDERLE, Prof. Dr. E. BARGON, Dipl.-Ing. E. THIEL, E. WEIDNER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

1. Einleitung

Die vorliegenden Untersuchungen nahmen ihren Ausgang durch die Entdeckung einer gelblichgrauen tonigen Spaltenfüllung im Serizitgneis einer Baugrube in Wiesbaden-Sonnenberg. Das Material der Spaltenfüllung erwies sich als überwiegend Montmorillonit, weshalb sich der Verdacht bald auf Basalt als Ausgangsmaterial verdichtete. Die beispielhafte Bedeutung dieses Vorkommens regte zu bodenkundlichen und tonmineralogischen Untersuchungen von Substrat und Deckschichten sowie zur gefügekundlichen Beschreibung des Felsanschnitts im Serizitgneis an. Später ergab die Durchsicht der Literatur, daß dieses umgewandelte Basaltvorkommen nicht singulär ist, sondern zu einer Gruppe von rund 20 Gängen bzw. Durchbrüchen gehört, die in einer tektonisch besonders geprägten Zone im NE von Wiesbaden auftritt, und daß ein Großteil der weniger mächtigen Gänge ebenfalls stark zersetzt ist.

Danksagung: Für fachliche Hinweise und die Durchführung von Untersuchungen danken wir Dr. P. FELIX-HENNINGSSEN, Bonn, Dr. K.-H. EHRENBERG, Dr. H. HENTSCHEL, Prof. Dr. S. MEISL und Dipl.-Chem. G. THIELICKE, alle Wiesbaden, für eine kritische Durchsicht des Manuskripts Dr. H. REICHMANN, Wiesbaden.

2. Geologische Übersicht

Das zu besprechende Gebiet liegt auf Bl. 5815 Wehen in der Metamorphen Zone am S-Rand des Taunus. Sein größerer Teil wird von Serizitgneis eingenommen, dem epimetamorphen Äquivalent vordevonischer saurer Vulkanite (MEISL 1970). Der Serizitgneis enthält Einlagerungen phyllitischer Tonschiefer. Am S-Fuß des Kellerskopfes wird der Serizitgneis von unterdevonischen Sedimenten überlagert. Auf den paläozoischen Gesteinen liegen stellenweise tertiäre Sande und Kiese, denen z. T. oligozänes, z. T. pliozänes Alter zugeschrieben wird, stellenweise Ablagerungen pleistozäner Bachterrassen, Löß und Solifluktionsschutt (LEPPLA, MICHELS & SCHLOSSMACHER 1930). Strukturell gehört der Bereich zu dem Bruchschollen-Feld am N-Ende des Oberrhein-Grabens (ANDERLE 1974). Er grenzt im E an die westliche Randstörung des tektonischen Grabens der Idsteiner Senke und im S an die S-Randstörung des Taunus. In diesem Bereich des S-Taunus sind Reste tertiärer Sedimente erhalten, weichen die delta-Achsen der variscisch deformierten Gesteine vom regulären SW-Fallen durch geringere Einfallswerte oder sogar NE-Fallen ab und häufen sich die Basaltvorkommen (KUBELLA 1951).

3. Die Baugrube in der Bahnhofstraße

3.1. Geologische Beschreibung

Die Baugrube in der Bahnhofstraße 31 (Bl. 5815 Wehen, R 344715, H 555193) wurde im Januar 1980 ausgehoben. Sie griff in einer Breite von rund 12 m vom Straßenniveau aus in den nach N ansteigenden Hang ein, so daß ihre Rückwand in rund 35 m Entfernung von der Grundstücksgrenze an der Straße 5–6 m Höhe erreichte. Hier war bis 4 m Höhe über der Baugrubensohle Serizitgneis aufgeschlossen, in den in der NE-Ecke der Baugrube 0,4 m dunkelgrauer Tonschiefer eingelagert war (Abb. 1). Beide Gesteine haben während der variscischen Gebirgsbildung eine gemeinsame phyllitische Gefügeprägung, verbunden mit

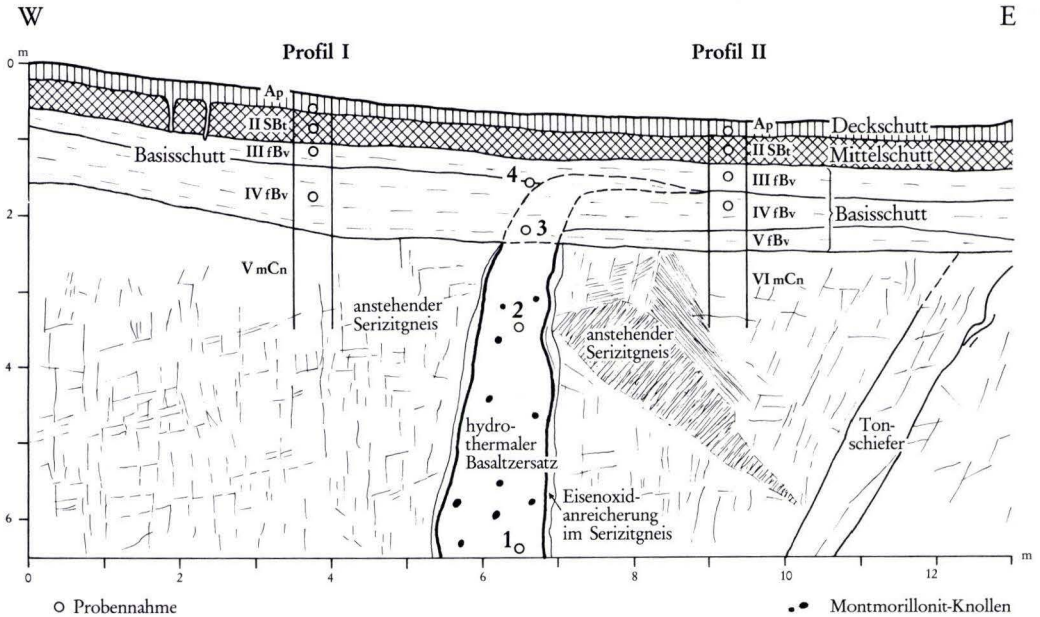


Abb. 1. Schematische Darstellung des Profils an der Rückwand der Baugrube Bahnhofstraße 31.

einer niedrigtemperierten Mineralumwandlung, erlitten (MEISL 1970). Sie sind engständig geschiefert mit einer Maximumfläche s_1 332/70 (Einfallrichtung/Einfallwinkel in Altgrad). Eine 2. Deformation hat zu einer Runzelung der s_1 -Flächen geführt. Das so entstandene B_2 -Linear fällt im Mittel 10° in Richtung 242° ein. Das Kluftgefüge wird von fast N-S streichenden Kluftscharen beherrscht. Seine Maximumfläche hat die Lage 76/86. Zusammen mit dem Nebenmaximum 50/72 bildet sie ein Diagonalkluft-Paar mit dem sehr spitzen Winkel von knapp 30° . Das schwache Nebenmaximum in der N-Hälfte des Diagramms (Abb. 2) bildet (ab)-Flächen ab, die jedoch nur in der E-Hälfte der Baugrube, E des noch zu besprechenden ehemaligen Basaltganges, auftreten. Das schwache Nebenmaximum im NE-Quadranten des Diagramms repräsentiert eine Kleinstörung aus dem gleichen Aufschlußbereich. Das Gesamtgefüge aus s_1 -Flächen, B_2 -Achsen und Klüften, ohne die erwähnte Kleinstörung, besitzt nahezu rhombische Symmetrie und ist variscischer Entstehung. Die variscische Anlage des Kluftgefüges ist durch seine Symmetriebeziehung zum variscischen s -Flächen- und Achsengefüge erwiesen. Das Kluftgefüge ist nachvariscisch bruchtektonisch ausgestaltet worden. Ein Hinweis darauf ist das Auftreten des in einen montmorillonitischen Ton umgewandelten Basaltganges. Der Gang war an Rückwand und Sohle der Baugrube etwa in deren Mitte aufgeschlossen. Seine Mächtigkeit beträgt in Höhe der Baugrubensohle 1 m und verringert sich nach oben (bis in 4 m Höhe) auf 0,8 m. Innerhalb der Deckschichten ist er durch Solifluktion nach E verlagert (Abb. 1). Das Streichen der durch Abscheidung von Brauneisen im angrenzenden Serizitgneis markierten Salbänder ist senkrecht zur Rückwand der Baugrube, d. h., leicht im Uhrzeigersinn aus der N-S-Richtung gedreht; das

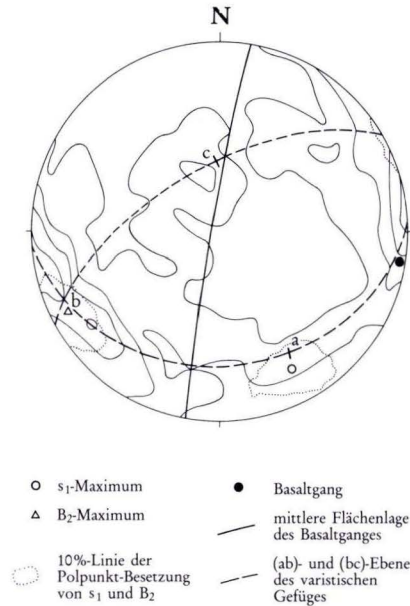


Abb. 2. Das Trennflächen- und Achsen-Gefüge des Felsanschnitts in der Baugrube Bahnhofstraße 31.

(Projektion der unteren Halbkugel; Isolinien der Verteilung der Kluftflächen-Pole in der Abstufung 0–2–5–10%, 226 Meßwerte; s_1 -Maximum aus 28 Messungen, B_2 -Maximum aus 26 Messungen.)

Einfallen des östlichen Salbandes ist senkrecht, dasjenige des westlichen Salbandes 85° nach W. Der Flächenpol des Ganges liegt in der E-Hälfte des Gefügediagramms randlich des Hauptmaximums. Zur Zeit der basaltischen Aktivität hatte hier folglich eine Öffnung N–S-gerichteter Klüfte stattgefunden und so der aufdringenden Basaltschmelze Raum geboten.

Der Basaltgang aus der Bahnhofstraße ist zersetzt zu einem fahlgelben (5 Y 7/3–7/4) bis olivgelben (5 Y 6/6) Ton. Wie aus Tab. 4 ersichtlich ist, besteht die Tonfraktion zu nahezu 100% aus Montmorillonit ($d_{(060)} 1,50 \text{ \AA}$). Die tonige Matrix der Gangfüllung enthält ab 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche zunächst nur vereinzelt, dann aber bis in 6 m Tiefe gehäuft, bis faustgroße, olivgrüne (5 Y 5/3–4/3) Knollen, die fast ausschließlich aus Montmorillonit bestehen. Winzige, dunkle Körnchen, die vereinzelt in den Knollen vorkommen, konnten mittels einer Debye-Scherrer-Aufnahme als Spinell identifiziert werden (Analytiker Dr. G. HENTSCHEL), was die Vermutung, es könne sich um ehemalige Olivinknollen handeln, stützt. Frische Olivin- bzw. Augiteinsprenglinge konnten wegen des hohen Zersetzungsgrades nicht vorgefunden werden.

Das Profil der quartären Deckschichten wird unter 3.2. behandelt, zum möglichen Alter der Basaltförderung wird unter 4. Stellung genommen, die Ursache der Umwandlung des Basaltes wird unter 5. erörtert.

3.2. Bodenkundliche Betrachtung

3.2.1. Die Profilbeschreibung der Deckschichten

Im folgenden werden 2 jeweils 2 m E und W des Basaltganges gelegene Bodenprofile beschrieben, von denen aus je 4 Horizonten Probenmaterial zur Untersuchung im Labor des HLfB entnommen wurde (Abb. 1; Tab. 1, 2, 3, 4).

Profil I:

- Ap 0–30 cm dunkelgelblichbrauner (10 YR 3/4) sandig-lehmiger Schluff bis schluffiger Lehm; einzelne mittelgroße Steine aus Serizitgneis und Feinkies aus Quarz; einzelne Tonscherben; Fremdmaterial durch gärtnerische Nutzung; schwach verfestigtes Polyedergefüge; stark durchwurzelt, schwach humos; carbonatfrei; wenig deutliche gerade Begrenzung.
(Deckschutt mit äolischer Schluffkomponente und Beimengung aus Serizitgneis und pliozänem Terrassenkies)
- IISBt 30–60 cm graubrauner (10 YR 5/2) bis gelblichbrauner (10 YR 5/4) schluffiger Lehm; schwach steinig; deutliche Ton-Humus-Tapeten auf den Aggregatflächen; zahlreiche mit Ap-Material verfüllte Wurmgänge; Polyedergefüge; schwache Durchwurzelungsintensität; die Staunässe-Merkmale sind etwas schwächer als bei Prof. II; carbonatfrei; deutliche gerade Begrenzung.
(Mittelschutt aus Lößlehm und präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz)
- III fBv 60–90 cm hellolivbrauner (2,5 Y 5/4) schluffiger Lehm; nur einzelne Feinwurzeln; festes Kohärentgefüge mit Übergang zu plattigen Bodenaggregaten; carbonatfrei; wenig deutliche gerade Begrenzung.
(Basisschutt aus lehmigem präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz)
- IV fBv 90–180 cm hellgrauer (5 Y 7/2) bis fahlgelber (5 Y 7/3) sandig-schluffiger Lehm, in den Aggregatfugen stark braun (7,5 YR 5/6), relativ leicht stech- und grabbar; deutlicher gerader Übergang zum anstehenden Serizitgneis.
(Basisschutt aus präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz)
- VmCn 180–600 cm anstehender Serizitgneis (ohne Probe)

Profil II:

- Ap 0–30 cm dunkelgrauer (10 YR 3/2) bis dunkelbrauner (10 YR 3/3) sandig-schluffiger Lehm, schwach steinig und schwach kiesig (Serizitgneis-Grus bis -Feinsteine und Feinkies aus Quarz); außerdem Reste von Ziegelsteinen und anderes Fremdmaterial durch gärtnerische Nutzung beigemischt; schwach bis sehr schwach verfestigtes Polyedergefüge; stark durchwurzelt; schwach humos; carbonatfrei; wenig deutliche gerade Begrenzung.
(Deckschutt aus äolischer Schluffkomponente mit Beimengungen aus Serizitgneis und pliozänem Terrassenkies)
- IISBt 30–60 cm graubrauner (10 YR 5/2) bis gelblichbrauner (10 YR 5/4) schwach toniger Lehm; einzelne Serizitgneis-Bröckchen; einzelne Wurzeln sichtbar; mittel verfestigtes Subpolyeder-Gefüge, deutliche Ton-Humus-Tapeten auf den Aggregatflächen erkennbar; als Staunässe-Merkmale treten Marmorierung, insbesondere im Übergang zum liegenden Gesteinszersatz, und eine Zunahme der stecknadelkopfgroßen Fe- und Mn-Konkretionen auf; humusfrei bis auf Infiltration in zahlreichen Regenwurm-Gängen und Klüften zwischen den Gefügeaggregaten; carbonatfrei; sehr deutliche gerade Begrenzung.
(Mittelschutt aus Lößlehm mit geringem Anteil an präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz und Basaltzersatz)

III fBv 60–90 cm	hellgelblichbrauner (10 YR 6/4) toniger Lehm; plastisch; stellenweise sehr stark schluffig; in Wurmhängen lößlehmhaltiges IISBt-Material deutlich abhebend; Feinwurzeln nur noch in diesen Gängen sichtbar; stark verfestigtes Kohärentgefüge mit Übergang zu plattigem Aggregatgefüge; carbonatfrei; wenig deutliche gerade Begrenzung. (Basisschutt aus präpleistozänem Serizitgneis- und Basaltersatz)
IV fBv 90–155 cm	hellgrauer (5 Y 7/2) bis fahlgelber (5 Y 7/3) lehmiger Ton; in den meist waagrecht angeordneten Aggregatfugen (Hinweis auf Bodenversetzung?) stark braun (7,5 YR 5/6); relativ leicht stech- und grabbar. (Basisschutt aus Basaltersatz mit geringem Anteil an präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz)
V fBv 155–180 cm	Basisschutt aus Serizitgneis-Zersatz (ohne Probe)
VI mCn 180–600 cm	anstehender Serizitgneis (ohne Probe).

Aus Vergleichsgründen wurden Proben aus dem Basaltgang (Pr. 1 u. 2) und aus den Deckschichten im Bereich über dem Basaltgang (Pr. 3 u. 4) entnommen (Abb. 1):

- Probe 4: Entnahmetiefe 1,0 m u. GOF; marmorierter, gelblichroter (5 YR 4/6) Ton im Wechsel mit fahlgelbem (5 Y 7/3) sandig-lehmigem Schluff, erbsengroße Fe-Konkretionen.
 Probe 3: Entnahmetiefe 1,5 m u. GOF; fahlgelber (5 Y 7/3) lehmiger Ton bis Ton.
 Probe 2: Entnahmetiefe 3,0 m u. GOF; fahlgelber (5 Y 7/3 bis 7/4) Ton, vereinzelt Montmorillonit-Knollen.
 Probe 1: Entnahmetiefe 6,0 m u. GOF; olivgelber (5 Y 6/6) Ton, durchsetzt mit zahlreichen hühnereigenen, oliven (5 Y 5/3 bis 4/3) Montmorillonit-Knollen.

3.2.2. Die pleistozäne Überformung der Deckschichten

Im Pleistozän wirkten im Bereich des Aufschlusses in erster Linie Abtragung und Solifluktion als morphodynamische Prozesse.

Die jüngste Solifluktionsschuttdecke, die an der heutigen Oberfläche liegt, ist der Deckschutt (sensu SEMMEL 1964, 1968) bzw. das Decksediment (sensu BARGON et al. 1971: 363) mit einer Mächtigkeit von ca. 30 cm (überwiegend Ap-Horizont). Er stellt den Bereich des jungtundrenzeitlichen Auftaubodens dar, in dem eine äolische Schluffkomponente sowie Substrate und Gesteine der näheren Umgebung (Serizitgneis und pliozäner Terrassenkies) und Laacher Bimstuff durch Kryoturbation miteinander vermischt worden sind. Im Deckschutt des Prof. II ist ein Einfluß des Basaltersatzes kaum nachweisbar. Lediglich der pH-Wert ist gegenüber Prof. I von 4,5 auf 7,2 erhöht (Tab. 2), und bei der Tonmineral-Verteilung steigt der Anteil der Montmorillonit-Gruppe von 5 auf 20% an. Die anderen bodenkundlichen Parameter sind innerhalb des Deckschuttes bei Prof. I und II ziemlich ähnlich, so daß der Basaltersatz im Bereich des Deckschuttes kaum zu einer Beeinflussung geführt hat.

Anders ist die Situation in der den Deckschutt unterlagernden älteren Solifluktionsschuttdecke, dem Mittelschutt (sensu SEMMEL 1968: 63, 1974: 41), der bis in eine Tiefe von 60 cm unter GOF reicht. Obwohl der Mittelschutt als kontinuierliche Schicht ausgebildet ist, zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen Prof. I und II, der bedingt ist durch die solifluidale Umlagerung und Beimischung von Basaltersatz in den Mittelschutt in Prof. II. Bodenartlich ist der Mittelschutt in Prof. I ein schluffiger Lehm, in Prof. II handelt es sich um einen schwach tonigen Lehm bis tonigen Lehm. Sehr deutlich wird der Unterschied in

Tab. 1. Korngrößenanalyse (Analytiker Dipl.-Chem. G. Thielicke)

Horizont	Korngrößen in mm							in % des Gesamt- bodens		
	<0,002	in % des Feinbodens < 2 mm								
	0,002- 0,006	0,006- 0,02	0,02- 0,06	0,06- 0,2	0,2- 0,6	0,6- 2,0		2 - 6	6 - 20	>20
Prof. I										
Ap	17,49	8,59	21,73	20,70	11,35	10,12	8,69	11,59	7,06	0,00
IISBt	27,33	13,52	21,32	16,42	9,99	7,75	3,67	13,75	1,54	0,00
IIIIfBv	28,19	15,46	22,31	14,68	9,94	6,76	2,66	2,83	0,00	0,00
IVfBv	14,68	12,74	19,15	14,00	16,26	17,07	6,10	4,65	0,52	0,00
Prof. II										
Ap	15,98	8,27	17,81	21,02	12,58	16,49	8,25	15,28	5,26	0,00
IISBt	35,15	11,85	19,75	12,94	8,35	6,91	5,05	13,62	2,69	0,00
IIIIfBv	37,23	12,61	19,51	12,81	7,94	6,19	3,71	17,89	2,06	0,00
IVfBv	58,26	13,89	14,40	6,16	3,00	2,79	1,50	32,09	3,44	0,00
Material aus dem zersetzten Basaltgang (Probe 1 u. 2) und aus der Umlagerungszone unmittelbar darüber (Probe 3 u. 4)										
Probe 4 1 m u. GOF*	18,34	9,92	17,39	10,77	16,50	17,72	9,36	12,99	6,69	0,00
Probe 3 1,50 m u. GOF	66,82	16,50	12,08	2,73	0,88	0,88	0,11	26,29	17,88	0,00
Probe 2 3 m u. GOF	78,58	9,13	6,76	3,38	1,13	0,79	0,23	33,39	22,09	0,00
Probe 1 6 m u. GOF	82,17	7,57	2,89	4,35	1,31	1,11	0,60	52,88	4,82	0,00

* unter Geländeoberfläche

den bodenchemischen Werten. Die Tonminerale weisen eine Zunahme der Montmorillonit-Gruppe von 10% in Prof. I auf 55% in Prof. II auf; der Anteil der Glimmer-Gruppe sinkt von 60% auf 25%, und auch eine geringfügige Abnahme der Kaolinit-Gruppe von 30% auf 20% ist festzustellen. Die potentielle Kationenaustauschkapazität (T-Wert) steigt von 14,00 mmol/z/100 g Boden auf 21,33 mmol/z/100 g Boden an (Tab. 2 u. 3).

Unter dem Mittelschutt folgt in Prof. I der Basisschutt (sensu SEMMEL 1968: 96 f.), ein hellolivbrauner schluffiger Lehm aus umgelagertem präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz; hangabwärts in Prof. II besteht der Basisschutt ebenfalls aus Serizitgneis-Zersatz, aber mit einer deutlichen Komponente an Basaltzersatz, die sowohl die Farbe nach hellgelblichbraun verändert, als auch die Bodenart zu einem tonigen Lehm modifiziert.

Direkt oberhalb des ehemaligen Basaltganges wurde in diesem Bereich (Pr. 4) eine erhöhte Anzahl Sesquioxidkonkretionen angetroffen, die wohl weniger als reliktsche Pisolithe einer tertiären lateritischen Verwitterung anzusprechen sind, sondern vielmehr auf eine intensive Pseudovergleyung des Basisschuttes direkt über dem tonigen Basaltzersatz

Tab. 2. Chemische Analysen (Analytiker Dipl.-Chem. G. Thielicke)

Horizont	pH in KCl	Org. C %	N ges. %	C/N	CaCO ₃ %	S mmol/z/100 g	T mmol/z/100 g	T-S mmol/z/100 g	H-Wert	V %	Laktatl. K ₂ O mg/100 g	Laktatl. P ₂ O ₅ mg/100 g	Fe _D mg/ 100 g	Fe _O mg/ 100 g	Fe _O / Fe _D	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %	SiO ₂ %
Prof. I																		
Ap	4,46	1,40	0,11	0,08	0	5,50	11,00	7,80	5,50	50,00	10,79	1,01	479,8	200,7	0,42	2,93	11,61	76,13
IISBt	4,52	0,53	0,05	0,09	0	10,00	14,00	5,36	4,00	71,43	13,17	0	546,0	101,1	0,19	4,08	15,96	71,16
IIIIfBv	4,42	0,59	0,04	0,07	0	12,67	17,67	7,15	5,00	71,70	11,75	0	468,8	72,9	0,16	4,40	17,15	68,48
IVfBv	3,85	0,49	0,01	0,02	0	6,33	11,33	12,35	5,00	55,87	10,79	0,69	283,5	17,2	0,06	3,19	16,75	70,39
Prof. II																		
Ap	7,19	1,94	0,17	0,09	0	11,67	12,67	0	1,00	92,11	11,75	2,66	559,3	193,7	0,35	2,97	10,69	69,62
IISBt	5,40	0,62	0,06	0,10	0	13,83	21,33	3,74	7,50	64,84	22,70	0	587,8	90,5	0,15	4,50	16,75	66,19
IIIIfBv	4,44	0,50	0,05	0,10	0	17,00	22,00	6,34	5,00	77,27	21,75	0,23	689,3	86,1	0,12	4,84	17,02	66,95
IVfBv	3,80	0,29	0,02	0,07	0	33,50	48,00	24,38	14,50	69,79	16,51	0,55	638,5	69,3	0,11	7,36	19,92	54,81
Material aus dem zersetzten Basaltgang (Probe 1 u. 2) und aus der Umlagerungszone unmittelbar darüber (Probe 3 u. 4)																		
Probe 4 1 m u.GOP	4,01	0,25	0,01	0,04	0	6,50	13,00	11,05	6,50	50,00	10,32	0	1654,8	18,7	0,01	6,60	15,43	71,16
	Vergleichsprobe:		Konkretionen															
																24,8	30,7	47,3
Probe 3 1,50 m u.GOP	4,07	0,22	0,01	0,05	0	40,33	51,33	11,13	11,00	78,57	16,51	1,97	186,5	29,1	0,16	7,26	21,50	48,68
Probe 2 3,00 m u.GOP	5,05	0,14	0,01	0,07	0	49,33	59,33	5,28	10,00	83,15	14,60	3,58	105,0	26,1	0,25	7,76	19,92	49,44
Probe 1 6,00 m u.GOP	6,11	0,08	0	0	0	53,33	59,33	1,87	6,00	89,89	15,08	6,38	78,3	24,6	0,31	7,42	19,66	50,59

Tab. 3. Bestimmung der Kationen aus Mehlich-Auszug (Analytiker
Dipl.-Chem G.Thielicke) in mmol/z/100 g

Horizont	Na	K	Ca	Mg	S-Wert nach Vageler- Alten	H-Wert 1 m KCl
Prof. I						
Ap	0	0,26	4,65	0,59	4,50	0,60
IISBt	0,03	0,43	7,73	1,81	9,75	0,75
IIIfBv	0	0,32	9,82	2,53	12,25	1,50
IVfBv	0	0,17	4,55	1,61	4,75	4,05
Prof. II						
Ap	0,05	0,29	10,67	0,66	11,50	0,07
IISBt	0	0,77	9,55	3,51	17,50	0,15
IIIfBv	0	0,75	12,37	3,88	16,25	1,05
IVfBv	0,05	0,40	22,20	10,85	35,25	7,73
Material aus dem zersetzten Basaltgang (Probe 1 u. 2) und aus der Umlagerungszone unmittelbar darüber (Probe 3 u. 4)						
Probe 4						
1 m u.GOF	0	0,29	4,20	2,01	7,50	3,00
Probe 3						
1,5 m u.GOF	0,45	0,43	27,94	11,51	41,00	1,73
Probe 2						
3 m u.GOF	0,99	0,26	34,43	13,65	45,25	0,23
Probe 1						
6 m u.GOF	0,97	0,32	39,13	12,91	49,50	0

zurückzuführen sind. Eine Analyse dieser Konkretionen ergab Fe_2O_3 -Gehalt von 24,8% und Al_2O_3 -Gehalte von 30,7% sowie SiO_2 -Anteile von 47,3%. Mineralogisch bestehen die Konkretionen überwiegend aus Montmorillonit und Goethit (nicht Gibbsite und Hämatit), so daß die Vermutung, es könne sich um Bauxitknollen handeln, nicht bestätigt wurde (vgl. SCHELLMANN 1966).

Während in Prof. I nach unten ein ebenfalls zum Basisschutt zu zählender Solifluktionsschutt aus präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz folgt, der dann deutlich abgegrenzt in den anstehenden Serizitgneis übergeht, finden wir in Prof. II das solifluidal umgelagerte Material des zersetzten Basaltganges, das hangabwärts verlagert wurde. Dieser Horizont ist ebenfalls zum Basisschutt zu rechnen. Seine meist waagrecht verlaufenden, stark braun gefärbten Aggregatfugen sind eine Folge der Bodenversetzung am Hang. Die bodenchemischen

Tab. 4. Tonminerale in der Tonfraktion (Analytiker Dr.G.Hentschel)

Aus den zur Korngrößenanalyse verwendeten Aufschlämungen wurden Texturpräparate hergestellt, in denen die Tonminerale (Fraktion $<2\mu\text{m}$) weitgehend parallel geordnet sind. Aus dem Verhältnis der Basisreflexe der Tonminerale läßt sich halbquantitativ der Anteil der einzelnen Tonminerale errechnen.

Die Begleitminerale wurden in Übersichtsaufnahmen ermittelt

Horizont	Tonminerale (in %)			Begleitminerale		
	Kaolinit-Gruppe	Glimmer-Gruppe	Montmorillonit-Gruppe	Quarz	Feldspat	ML
Prof. I						
Ap	30	65	5	"	"	"
IISBt	30	60	10	"	"	"
IIIfBv	30	60	10	"	"	"
IVfBv	35	20	45	"	"	"
Prof. II						
Ap	25	55	20	"	"	"
IISBt	20	25	55	"	"	"
IIIfBv	15	25	60	"	"	"
IVfBv	5	5	95	"	"	"

Material aus dem zersetzten Basaltgang (Probe 1 u. 2)
und aus der Umlagerungszone unmittelbar darüber (Probe 3 u. 4)

Probe 4						
1 m u.GOF	30	35	35	"	"	"
Probe 3						
1,5 m u.GOF	15	15	70			
Probe 2						
3 m u.GOF	<5	-	100			
Probe 1						
6 m u.GOF	<5	-	100	"	"	"

ML bedeutet Wechsellagerungsminerale Glimmer - Montmorillonit (etwa Rectorit) die in den meisten Proben nur in den Übersichtsaufnahmen zu erkennen sind. In den aufgeschlämten Proben sind sie bei der Vorbehandlung in ihre Bestandteile zerlegt worden.

Kennwerte dieser Verlagerungszone sind fast identisch mit denen des umgewandelten Basaltes, was aufgrund der Genese auch nicht anders zu erwarten ist. Nach dem Aufschlußbefund ist das Material der Spaltenfüllung in relativ unvermischter Form mindestens 3 m hangabwärts verlagert worden und keilt dann aus. Der max. Verlagerungs-

betrag konnte wegen der Aufschlußverhältnisse nicht ermittelt werden, doch haben Sondierungen ergeben, daß Basisschutt (IIIIfBv, IVfBv) und Mittelschutt hangabwärts über den Aufschlußbereich hinaus Beimengungen von Basaltzersatz enthalten.

Die Decke aus umgelagertem Basaltzersatz liegt meistens direkt auf anstehendem Serizitgneis, manchmal sind dazwischen aber auch geringmächtige Reste aus Serizitgneis-Zersatz eingeschaltet. Es konnte nicht endgültig entschieden werden, ob dieser Serizitgneis-Zersatz autochthon ist oder ob er auch von der Solifluktion erfaßt wurde.

Zusammenfassend läßt sich anhand der vorangehend beschriebenen Gliederung der Schuttdecken folgende pleistozäne Genese ableiten: Nach der hydrothermalen Zersetzung des Basaltganges (Kap. 5) und der tiefgründigen – wahrscheinlich präpleistozänen – Oberflächenverwitterung, als deren basaler Teil der Serizitgneis-Zersatz anzusehen ist, kam es im Zuge der beginnenden pleistozänen Taleinschneidung zu einer intensiven Abtragung, was zu einer Kappung des ursprünglichen Bodenprofils führte. Alle Aussagen über den gekappten Profiltail bleiben deshalb unvollständig. Die tonig zersetzte Gangfüllung wurde mit geringen Beimengungen von Serizitgneis als unterer Teil des Basisschuttess solifluidal hangabwärts verlagert. Danach wird sie in einer weiteren Umlagerungsphase von einem ebenfalls zum Basisschutt zu zählenden Solifluktionsschutt bedeckt, der im Bereich der Gangfüllung den Basaltzersatz zusammen mit dem Serizitgneis-Zersatz aufgearbeitet hat. Auch der überlagernde Mittelschutt, welcher durch eine hohe Lößlehmkomponente ausgezeichnet ist, enthält neben Serizitgneis-Zersatz noch Anteile von Basaltzersatz. Der darüber folgende jungtundrenzeitliche Deckschutt ist kaum noch von Basaltzersatz beeinflusst, sondern enthält neben einer äolischen Schluffkomponente und Serizitgneis umgelagerten Kies aus hangaufwärts anstehenden pliozänen Terrassensedimenten.

3.2.3. Die holozäne Überprägung und die rezente Bedeutung

Die Beimengung des Basaltzersatzes hat den Aufbau der Schuttdecken im Bereich des Basaltganges differenziert und dadurch zu einer jeweils spezifischen Bodenbildung mit unterschiedlichen Merkmalen in Abhängigkeit vom Substrat geführt.

In der Bodenkarte von Hessen 1:25000 (BK 25), Bl. 5815 Wehen (FICKEL & ZAKOSEK 1968a) sind, bedingt durch die kleinmaßstäbliche Darstellung sowie den relativ eng begrenzten Einfluß des Basaltzersatzes, keine Anhaltspunkte für diese Erscheinung zu finden. Der beschriebene Aufschluß liegt auf der BK 25 im Bereich des Schnittpunkts von drei verschiedenen Bodeneinheiten. Die zu dem von uns beschriebenen Prof. I in etwa passende und großflächig am Hang vorkommende Kartiereinheit 36 ist eine Parabraunerde, stark erodiert, aus Lößlehm über fossilem Plastosol über Serizitgneis-Zersatz. Die hangabwärts angrenzende Bodeneinheit 69 ist ein Pseudogley, örtlich nur schwach ausgeprägt, aus Lößlehm, z. T. umgelagert, über Serizitgneis. Im östlichen Hangbereich folgt mit Kartiereinheit 65 ein Parabraunerde-Pseudogley, schwach bis mittel erodiert, aus Solifluktionsschutt (Lößlehm, tertiäre Kiesbeimengung), örtlich über pliozänem Ton, z. T. kiesig. Bei diesen Profilbeschreibungen wurde noch keine Differenzierung der Schuttdecken vorgenommen, auch fehlen Hinweise auf den Basaltzersatz.

Die pedologische Überprägung im Holozän tritt durch einen Tonanreicherungs-horizont (Bt-Bildung) im Mittelschutt und eine je nach der Korngrößenverteilung in den Horizonten unterschiedlich ausgebildete Pseudovergleyung in Erscheinung.

Hinsichtlich des Bodentyps stellt das Prof. I eine schwach pseudovergleyte erodierte Parabraunerde dar, die aus Deckschutt (äolische Schluffkomponente, Laacher Bimstuff, Serizitgneis, pliozäner Terrassenkies), Mittelschutt (Lößlehm und präpleistozäner Serizitgneis-Zersatz) und Basisschutt (umgelagerter lehmiger präpleistozäner Serizitgneis-Zersatz über präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz) über anstehendem Serizitgneis entstanden ist. Obwohl die Lößlehm-Gehalte des Deckschuttes und des Mittelschuttes die Basensättigung des im übrigen kalkfreien Bodenprofiles günstig beeinflussen, ist es – verglichen mit Prof. II – wegen des hohen Gehaltes an Serizitgneis-Zersatz insgesamt basenärmer (pH-Werte um 4, V-Werte von 50–71,7%).

Im Gegensatz dazu kam es in Prof. II, bedingt durch die Beimischung von Basaltzersatz, bei ähnlichem Lößlehm-Gehalt des Deckschuttes und des Mittelschuttes wie in Prof. I, zu einer Erhöhung der bodenchemischen Werte (Tab. 2, 3), so daß sich eine deutliche Standort-Veränderung ergibt. Die pH-Werte erhöhen sich beispielsweise von 3,8 auf 7,2 und die V-Werte von 64,8% auf 92,1%. Der in die Schuttdecken solifluidal eingearbeitete höhere Tonanteil führte aufgrund seiner stauenden Wirkung zu einer intensiveren Pseudovergleyung (IISBt-Horizont), als es in Prof. I der Fall ist. Als Bodentyp liegt deshalb in Prof. II eine erodierte Pseudogley-Parabraunerde aus Deckschutt (äolische Schluffkomponente, Laacher Bimstuff, Serizitgneis und pliozäner Terrassenkies), Mittelschutt (Lößlehm mit geringem Anteil an präpleistozänem Serizitgneis-Zersatz und Basaltzersatz) und Basisschutt (umgelagerter Serizitgneis- und Basaltzersatz über umgelagertem Basaltzersatz mit geringem Anteil an Serizitgneis-Zersatz über Serizitgneis-Zersatz) und anstehendem Serizitgneis vor.

In der Hanglage kam es wegen der ackerbaulichen Nutzung zu einer Erosion der oberen Bereiche des Deckschuttes (normalerweise häufig auch 50–70 cm mächtig, BARGON et al. 1971: 363), so daß die unteren Teile des Al-Horizontes in den heutigen Ap-Horizont mit einbezogen sind.

Kleinflächig betrachtet bewirkt somit das Vorkommen des Basaltganges eine bemerkenswerte bodenkundliche Differenzierung. Für andere geowissenschaftliche Fragestellungen kann es ebenfalls von großem Interesse sein (Kap. 4 u. 5).

4. Die Basaltvorkommen im Stadtgebiet von Wiesbaden

Zusammen mit dem hier erstmals beschriebenen Basaltgang aus Sonnenberg sind aus dem Stadtgebiet von Wiesbaden bisher 23 Basalte bekanntgeworden (STIFFT 1823, SANDBERGER 1850, KOCH 1880a, b, c, SANDBERGER 1883, RITTER 1887, SCHLOSSMACHER 1932 und unveröffentlichte eigene Beobachtungen); die meisten von ihnen sind durch Zufall entdeckt worden und heute nicht mehr auffindbar. Die Mehrzahl davon, nämlich 20, befindet sich in einer etwa 25° streichenden Zone zwischen dem Tannelbach-Tal im S und Naurod bzw. dem Kellerskopf im N. Von Sonnenberg bis zum N-Rand von Rambach ordnen sich die Vorkommen in einem max. 1 km breiten Streifen beiderseits des Rambach-Tals an. Es ist dies der Talabschnitt, in dem der Rambach generell NNE–SSW fließt. N Rambach sind die Basalte in 2 NNE–SSW-verlaufenden Streifen angeordnet, die durch einen reichlich 1 km breiten basaltfreien Bereich getrennt sind. Der westliche der beiden Streifen erstreckt sich zwischen oberem Rambach-Tal und Kellerskopf, der östliche vom Erbsenacker bis nach Naurod (Abb. 3).

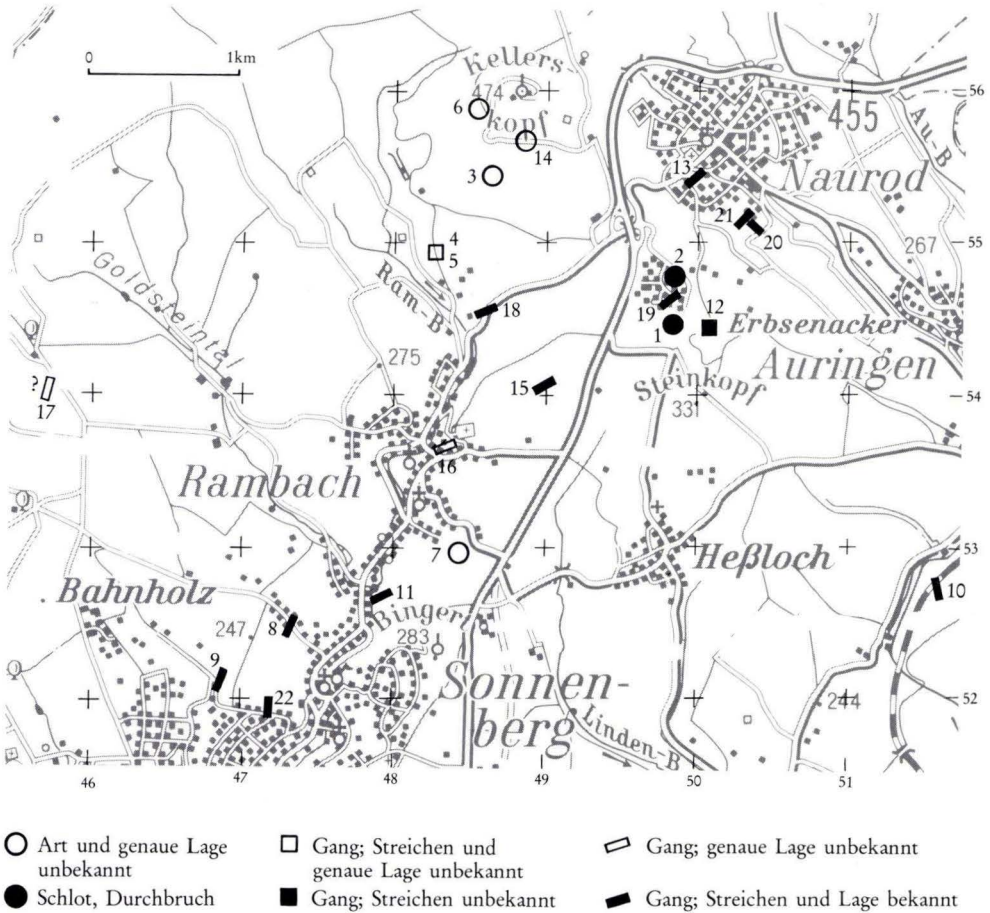


Abb. 3. Die Lage der Basaltvorkommen im Nordosten von Wiesbaden zusammengestellt nach den Angaben bei

STIFFT 1823 (1, 2, 3, 4, 5, 7, 8)

SANDBERGER 1850 (9)

KOCH 1880 a, b (1, 2, 6, 8, 9, 10, 11)

SANDBERGER 1883 (1, 2, 3, 8, 9)

RITTER 1887 (7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17)

LEPPLA, MICHELS & SCHLOSSMACHER 1930 (1, 2, 10, 18)

SCHLOSSMACHER 1932 (10, 18)

und eigenen Beobachtungen (19, 20, 21, 22)

Der Basaltgang aus der Bahnhofstraße trägt die Nr. 22

Mit Ausnahme der beiden annähernd kreisförmigen Basaltschlote am Erbsenacker S Naurod (Abb. 3: Nr. 1 u. 2) handelt es sich, soweit die Form bekannt ist, um geringmächtige Gänge (von 4 in der Literatur erwähnten Basalten ist die Art des Vorkommens nicht bekannt). Von den 17 gangförmigen Vorkommen liegen für 12 Angaben über die Mächtigkeit vor; 10 Gänge besitzen Mächtigkeiten zwischen 0,3 und 1,4 m, 1 Gang ist mehr

als 2 m mächtig (RITTER 1887: 120) und 1 Gang 11,5 m (STIFFT 1823: 519)¹. Für 3 weitere Gänge liegen die Angaben „schwach“, „schmal“ und „sehr schmal“ vor (KOCH 1880c: 61, SANDBERGER, 1883: 34, RITTER 1887: 120). Soweit Beobachtungen gemacht wurden und Angaben darüber in der Literatur vorliegen, verlaufen die meisten Gänge im Streichen der 1. Schieferung des Nebengesteins, d. h. etwa ENE–WSW. Außerdem sind Gänge mit Streichrichtungen um N–S vorhanden, darunter auch der hier beschriebene Gang aus der Bahnhofstraße. Sie sitzen ungefähr N–S streichenden Klüftzonen auf, die im Bereich des unteren Rambach-Tals vorherrschen. Gänge in NW–SE-Richtung treten nur untergeordnet auf. Die beiden Basaltschlote vom Erbsenacker liegen auf einer N–S-Linie etwa 350 m voneinander entfernt. Geomagnetische Untersuchungen haben für diesen Bereich ENE–WSW-gestreckte Anomalien ergeben, so daß der tiefere Teil des Aufstiegskanals eine entsprechende Form haben dürfte (KUTSCHER 1954). Diese Verhältnisse zeigen, daß zur Zeit der basaltischen Aktivität im betrachteten Bereich bevorzugt Trennflächen in ENE–WSW- und N–S-Richtung geöffnet waren.

Für die Basalte in Wiesbaden liegen bisher keine Datierungen vor. Doch wurden an 6 anderen Basalten des S-Taunus K-Ar-Gesamtgesteins-Alter bestimmt (HORN, LIPPOLT & TODT 1972). Es ergaben sich in 2 Fällen Oberkreide-Alter (68 bzw. 76 Ma) und in 4 Fällen Eozän-Alter (zwischen 41 und 52 Ma.). Dieser Altersbereich kann auch für die Platznahme der Basalte im Stadtgebiet von Wiesbaden angenommen werden. Allgemein hatte man den Basalten im Taunus früher ein Miozän-Alter zugeschrieben (KUBELLA 1951: 61). Lediglich v. KNEBEL (1904: 218) hatte auf eine eozäne Entstehung der Basaltschlote am Erbsenacker geschlossen. Sein Beweis ist jedoch hinfällig, da es sich bei den Kiesen mit Basaltgeröllen aus Sonnenberg nicht um oligozäne Ablagerungen handelt, wie er annahm, sondern um eine pleistozäne Rambach-Terrasse, wie die spätere geologische Kartierung ergeben hat (LEPPLA, MICHELS & SCHLOSSMACHER 1930).

Eine ähnliche Umwandlung wie der neuentdeckte Basaltgang in Sonnenberg hat ein kürzlich bei Straßenbauarbeiten im Schäferweg in Wiesbaden-Naurod aufgeschlossener Basaltgang (Abb. 3: Nr. 21) erfahren, dessen Tonfraktion zu über 90% aus Montmorillonit besteht. Auch die in der älteren Literatur erwähnten Basaltvorkommen sind ganz oder teilweise umgewandelt, wie sich aus den Beschreibungen bei STIFFT (1823), SANDBERGER (1850, 1883) und RITTER (1887) ergibt. Frisch waren nur 6 Vorkommen: Der Basalt der beiden Schlote vom Erbsenacker, eines über 2 m mächtigen Ganges unterhalb des Friedhofes in Rambach (Abb. 3: Nr. 16; RITTER 1887: 120), eines $\frac{3}{4}$ m mächtigen Ganges W des Idsteiner Weges SE der Würzburg (wie aus dem zeitweiligen Abbau zu schließen ist; Abb. 3: Nr. 17; RITTER 1887: 121), eines beim Bau der Kanalisation 1968 auf dem Erbsenacker angetroffenen 1,2 m mächtigen Ganges (Abb. 3: Nr. 19) und teilweise auch der Basalt des 11,5 m mächtigen Ganges aus der Hirtenstraße in Sonnenberg (Abb. 3: Nr. 8), auf dem Anfang des 19. Jahrhunderts zeitweise Abbau umging (STIFFT 1823: 515f.).

¹ Für die Umrechnung von Fuß in Meter wurde die im frühen 19. Jahrhundert in der Hauptstadt Wiesbaden des Herzogtums Nassau übliche Länge von 287,5 mm pro 1 Fuß zugrundegelegt (s. Festschrift 1967: 28).

5. Die hydrothermale Zersetzung des Basaltganges

Die Frage nach der Umwandlung der Basaltgänge in montmorillonitischen Ton läßt sich nur unter Berücksichtigung geologischer, bodenkundlicher und mineralogischer Gesichtspunkte beantworten.

Zu diskutieren ist, ob es sich um eine endogene hydrothermale Umwandlung durch aufsteigende vulkanische bzw. postvulkanische CO_2 -haltige Tiefenwässer bzw. durch heiße wäßrige Lösungen bei der Intrusion einer Basaltschmelze in ein wasserführendes Nebengestein handelt [Bildung vulkanogener Edaphoide (MÜCKENHAUSEN 1977: 126)] oder ob die Zersatzbildung exogen pedogenetisch bei der unter tropischen bis subtropischen Klimabedingungen wirkenden tiefgreifenden Oberflächenverwitterung (tertiäre Bodenbildung) zustande gekommen sein könnte. Auch die Kombination mehrerer Vorgänge wäre durchaus denkbar.

Beide Arten der Umwandlung, aszendente wie deszendente, können zur Bildung sowohl von Kaolinit als auch von Montmorillonit führen, je nach den Bedingungen. Unterhalb 400°C entsteht Kaolinit in neutralen alkalifreien oder in sauren alkalihaltigen Lösungen, Montmorillonit dagegen überwiegend in alkalihaltigen alkalischen Lösungen. In einem weiten Bereich können beide Minerale auch nebeneinander entstehen (NOLL 1936: 224, 228). Durch Alterung röntgenamorpher (Eisen-)Hydroxid-Kieselsäure-Niederschläge, die im alkalischen Milieu gefällt worden waren, bei 20 bzw. 3°C , erhielt HARDER (1969: 279, 1973: 517) Tonminerale der Montmorillonit-Gruppe.

Nach dem unter 3.2.2. geschilderten Befund der pleistozänen Überformung ist die Umwandlung der Gangmasse in jedem Fall präpleistozän. Folge tertiärer Verwitterung unter tropischem bis subtropischem Klima war in der weiteren Umgebung überwiegend Kaolinisierung, so beschrieben aus dem Vogelsberg von FRIEDRICH-LAUTZ (1963: 310 f.) und von WIRTZ (1972: 114 f. u. 145; nach diesem Autor ist Kaolinit das quantitativ vorherrschende Tonmineral der reliktschen und fossilen Latosole des Vogelsbergs) auf Basalten und deren Tuffen, aus dem Westerwald von JARITZ (1966: 74, 89, 99) auf unterschiedlichem Ausgangsmaterial – auch auf Basalt – und aus der Niederhessischen Senke von BÜHMANN (1974) auf triassischen Gesteinen. Mindestens auch tertiären Alters sind die randlich und innerhalb der Idsteiner Senke, teilweise in Zusammenhang mit Quarzgängen, zu beobachtenden hydrothermalen Zersetzungs- und Vertonungszonen (STENGEL-RUTKOWSKI 1976: 204, FICKEL 1979), in denen eine Umwandlung der Feldspäte und Tonminerale in Kaolinit stattgefunden hat.

Die Eigenschaften der montmorillonitischen Gangmasse innerhalb des unverlagerten festen Serizitgneises, d. h., unterhalb $1,8$ m unter Gelände in dem Aufschluß in der Bahnholzstraße, sprechen für hydrothermale Entstehung. Dazu gehören das kohärente Gefüge und die hohe Plastizität der Gangmasse, ihr hoher Tongehalt und die hohe Reinheit des Montmorillonits. Es ist offenbar nicht nur eine hydrothermale Aufweichung des Gesteins durch Lösung der Kittsubstanzen erfolgt, sondern eine Bildung von Montmorillonit aus hydrothermalen Lösungen, was zu einer vollständigen Ausfüllung aller ursprünglichen Hohlräume im Bereich des Ganges mit einem Ton von hoher Lagerungsdichte geführt hat. Deshalb sind die bodenchemischen Kennwerte der Gangmasse (Tab. 2) in erster Linie geprägt durch die Eigenschaften dieses hydrothermalen Montmorillonit-Tones (im Gegensatz zum Kaolinit hohe Kationenaustauschkapazität), was in den Analysenergebnissen (T-Werte) zum Ausdruck kommt.

Zersetzung durch aufsteigende CO₂-haltige Thermalwässer, wie von FRICKE (1977: 14) für den bei einer Bohrung auf Thermalwasser in Bad Neuenahr in 300 m Tiefe angetroffenen montmorillonitisierten Basaltgang nachgewiesen, scheidet bei dem hier in Rede stehenden Gang wegen des Fehlens von Karbonaten (Ankerit, Siderit) in der Gangmasse als Bildungsursache aus.

Größte Ähnlichkeit besteht dagegen mit den von JARITZ (1966) aus dem Westerwald beschriebenen vulkanogenen Edaphoiden, für deren Entstehung er hydrothermale Prozesse als Folge des Kontakts hohlraumreicher, wasserführender Ausgangsgesteine mit basaltischer Schmelze verantwortlich macht. Auch der von SCHENK (1964: 19 f.) aus dem Vogelsberg als autohydrothermale Bildung beschriebene Bolus ist hier zu nennen. Der Gangmasse in Wiesbaden-Sonnenberg fehlt allerdings die durch vulkanotherm gebildeten Hämatit hervorgerufene, im allgemeinen karminrote, rotviolette bis rotbraune Färbung. Das Eisen liegt hier nach Ausweis der chemischen Analyse als Goethit vor. Vielleicht hat die Intensität der hydrothermalen Überprägung hier nicht zur Bildung von Hämatit ausgereicht, zumal es sich um einen recht schmalen Gang handelt. Es kann aber angenommen werden, daß der von JARITZ (1966: 118 f.) beschriebene Vorgang der Zersetzung eines großen Teils der Silikate und besonders der glashaltigen Gesteinspartien durch heißes Wasser und Wasserdampf und anschließende Kristallisation des Montmorillonits aus den so entstandenen alkalischen Lösungen in ähnlicher Weise auch hier abgelaufen ist.

Mit letzter Sicherheit kann tertiäre Verwitterung des Basalts als Ursache für die Bildung des Montmorillonits nicht ausgeschlossen werden, da dessen Bildung aus basischem Ausgangsgestein unter speziellen Randbedingungen im wechselfeuchten tropischen Klima durchaus möglich ist (SEMMELE 1977: 95). Auch die hydrothermale Überprägung eines durch intensive tertiäre Verwitterung entstandenen Bodenprofils kann zur Neubildung von Montmorillonit führen (WIRTZ 1972: 148, 151). Neben der Tatsache, daß alle aus der näheren und weiteren Umgebung bekannten tertiärzeitlichen Bodenbildungen kaolinitisch sind (s. o.), spricht für hydrothermale Genese der montmorillonitischen Spaltenfüllung von Wiesbaden-Sonnenberg zusätzlich die Überlegung, daß nur die beiden Basaltschlote vom Erbsenacker bei Wiesbaden-Naurod eine Größe besitzen, die es möglich erscheinen läßt, daß hier die Basaltschmelze einst bis zur ehemaligen Landoberfläche aufgedrungen sein könnte. Die Gänge sind vermutlich aus dem gleichen Magmareservoir gespeist worden, wie diese beiden Schlote. Im Fall der Gänge hatte die Gesteinsschmelze den Weg zur ehemaligen Oberfläche aber nicht gefunden. Sie konnte offensichtlich in einer bruchtektonisch aufgelockerten Zone (Kap. 3.1.) an vielen Stellen in das Nebengestein eindringen, wo sie dann steckenblieb und von der entstehenden höherthermalen fluiden Phase, die nicht entweichen konnte, hydrothermal umgewandelt wurde. Möglicherweise gleicher Entstehung sind die von DIETZ & WERNER (1975) beschriebenen zersetzten Basaltgänge aus Mammolshain und Kronberg, deren Grundmasse weitgehend zu Tonmineralen umgewandelt war. Sie befinden sich ebenfalls in einem Bereich starker bruchtektonischer Beanspruchung nahe dem S-Rand des Taunus und sitzen der Schieferung in vordevonischem Phyllit bzw. Serizitgneis auf. Gegenüber dem Basaltgang aus der Bahnhofstraße bestehen allerdings gewisse Unterschiede in Farbe und Textur der Gangmasse.

6. Zusammenfassung

Ein vermutlich im Alttertiär oder in der Oberkreide entstandener Basaltgang im Serizitgneis von Wiesbaden-Sonnenberg ist nahezu vollständig zu Montmorillonit umgewandelt worden. Die Umwandlung erfolgte wahrscheinlich unmittelbar nach der Platznahme der Basaltschmelze hydrothermal durch die im Kontakt mit dem durchfeuchteten Nebengestein gebildeten höherthermalen alkalischen Lösungen. Der Basaltgang gehört zu einer Gruppe von 20 Basaltvorkommen in einer durch postvariscische Bruchtektonik besonders geprägten Zone im NE von Wiesbaden. In dieser Zone ist das variscische Trennflächen-Gefüge der vordevonischen und devonischen Gesteine zur Zeit der basaltischen Aktivität bruchtektonisch so überprägt worden, daß sich bevorzugt ENE–WSW-streichende s_1 -Flächen und NNE–SSW- bis N–S-streichende Klüfte öffneten und so der eindringenden Basaltschmelze Raum boten.

Nach tiefgründiger, präpleistozäner Oberflächenverwitterung und starker Abtragung im Zuge der pleistozänen Taleinschneidung kam es im Aufschlußbereich zur Ausbildung eines mehrgliedrigen Deckschichten-Profiles aus periglazialen Solifluktionsschuttdecken. Im Zuge dieser Vorgänge wurde die Gangfüllung im Pleistozän hangabwärts verlagert und – vor allem im Basis- und Mittelschutt – mit aus dem hangaufwärtigen Bereich stammendem Material (Serizitgneis-Zersatz bzw. im Falle des Mittelschutts auch mit Lößlehm) vermischt. Im das Profil nach oben abschließenden jungtundrenzeitlichen Deckschutt ist der Basaltzersatz nur mehr von untergeordneter Bedeutung. Im Holozän erfolgte eine Bt-Bildung im Mittelschutt und eine je nach Verteilung der Bodenarten verschieden stark ausgebildete Pseudovergleyung. Die Beeinflussung des Bodenprofils durch den solifluidal eingearbeiteten Basaltzersatz bedingt eine Veränderung der bodenchemischen und -physikalischen Eigenschaften des Profils. So kommt es mit zunehmendem Gehalt an Basaltzersatz zu einer Erhöhung der pH-Werte und der Basensättigung (V-Werte) und wegen des höheren Tonanteils zu einer intensiveren Pseudovergleyung.

7. Schriftenverzeichnis

- ANDERLE, H.-J. (1974): Block tectonic interrelations between northern Upper Rhine graben and southern Taunus mountains. – In: ILLIES, J. H., & FUCHS, K. (Hrsg.), *Approaches to Taphrogenesis*, 243–253, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Arbeitsgruppe Bodenkunde (1982): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 3. Aufl. – 331 S., 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil.; Hannover.
- BARGON, E., FICKEL, W., PLASS, W., REICHMANN, H., SEMMEL, A., & ZAKOSEK, H. (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 361–372, Wiesbaden.
- BÜHMANN, D. (1974): Die Tonmineralzusammensetzung in den Sedimenten der Niederhessischen Senke als Indikator festländischer Verwitterung und brackisch-mariner Tonmineralneubildung. – *Diss. Univ. Göttingen*, 80 S., 20 Anl.; Göttingen.
- DIETZ, K., & WERNER, R. (1975): Zwei neue Basaltvorkommen im Vordertaunus. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **103**: 299–304, 2 Abb.; Wiesbaden.
- Festschrift (1967): *Festschrift anlässlich des 150jährigen Bestehens der Hessischen Eichbehörde*. – 132 S.; Darmstadt.
- FICKEL, W. (1979): Relikte präpleistozäner Bodenbildungen und ihre visuellen Unterscheidungsmerkmale zu den Edaphoiden bei der bodenkundlichen Feldaufnahme. – *Vortrag Inst. Bodenk. u. Bodenerhaltung Univ. Gießen*, 21. 06. 1979.
- & ZAKOSEK, H. (1968a): *Bodenkt. Hessen 1:25000*, Bl. 5815 Wehen; Wiesbaden.

- (1968b): Erl. Bodenk. Hessen 1:25000, Bl. 5815 Wehen, 102 S., 33 Tab., 50 Textprof.; Wiesbaden.
- FRICKE, K. (1977): Zur Hydrogeologie, Hydrochemie und Geothermik der neuen Thermalbohrung in Bad Neuenahr 1975/76 – unter besonderer Berücksichtigung des angetroffenen Basaltganges. – Heilbad u. Kurort, **29**(1): 8–19, 10 Abb.; Bonn.
- FRIEDRICH-LAUTZ, I. (1963): Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft Louise bei Merlau, Oberhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 277–317, 12 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- HARDER, H. (1969): Illit- und Montmorillonit-Synthese bei niedrigen Temperaturen. – Naturwiss., **56**: 279; Berlin, Heidelberg, New York.
- (1973): Synthese von eisenhaltigen Tonmineralen bei niedrigen Temperaturen. – Naturwiss., **60**: 517; Berlin, Heidelberg, New York.
- HORN, P., LIPPOLT, H. J., & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. – Eclogae geol. Helv., **65**: 131–156, 4 Abb., 2 Tab.; Basel.
- JARITZ, G. (1966): Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes. – Diss. Univ. Bonn, 152 S., 48 Abb., 10 Tab., 1 Kt.; Bonn.
- KOCH, C. (1880a): Geol. Spec.-Kt. Preussen usw., Lfg. **15**, Bl. Platte; Berlin.
- (1880b): Erl. geol. Spec.-Kt. Preussen usw., Lfg. **15**, Bl. Platte, 37 S., Berlin.
- (1880c): Erl. geol. Spec.-Kt. Preussen usw., Lfg. **15**, Bl. Wiesbaden, 71 S.; Berlin.
- KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**: 81 S., 14 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F. (1954): Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 2. Die erdmagnetische Vermessung der Basaltschlote von Naurod im Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). – Jb. nass. Ver. Naturkde., **91**, 37–46, 4 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LEPPLA, A., MICHELS, F., & SCHLOSSMACHER, K. (1930): Geol. Kt. Preußen usw., Lfg. **288**, Bl. Wehen, 2. Aufl., Berlin.
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese – Metamorphose. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **57**: 93 S., 70 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. – 300 S., 60 Abb.; Frankfurt a. M. (DLG-Verlag).
- RITTER, F. (1887): Zur Geognosie des Taunus. – Ber. senckenb. naturforsch. Ges., **1886/87**: 109–124; Frankfurt a. M.
- SANDBERGER, F. (1850): Ueber die geognostische Zusammensetzung der Umgegend von Wiesbaden. – Jb. Ver. Naturkde. Herzogth. Nassau, **6**: 1–27; Wiesbaden.
- (1883): Ueber den Basalt von Naurod bei Wiesbaden und seine Einschlüsse. – Jb. k. k. geol. Reichsanst., **33**: 33–60; Wien.
- SHELLMANN, W. (1966): Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelsberg. – N. Jb. Mineral., **1966**: 321–341, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- SCHENK, E. (1964): Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltess. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **46**: 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf.; Wiesbaden.
- SCHLOSSMACHER, K. (1932): Basalt. – Erl. geol. Kt. Preußen usw., Lfg. **288**, Bl. Wehen, 2. Aufl., 29–32, Berlin.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 275–285, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. H., **45**: 133 S., 35 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschungen im Rhein-Main-Gebiet. – In: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Main.Forsch., **78**: 9–56, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1977): Grundzüge der Bodengeographie. – 119 S., 40 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Teubner).
- & PLASS, W. (1965): Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **4**: 33–40; Göttingen.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1976): Erdsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 183–224, 9 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

- STIFFT, (C. E.) (1823): Einige Beobachtungen über den Basalt im Nassauischen. – Taschenb. ges. Min., 17(2), Mineral. Taschenb. f. 1823, **3**: 501–526; Frankfurt a. M.
- v. KNEBEL, W. (1904): Basaltmaare im Taunus. – Sber. phys.-med. Soz. Erlangen, **35**: 213–230, 1 Abb.; Erlangen.
- WICHMANN, H. (1982): Abschlußbericht; Forschungsvorhaben „Fossile Böden – Gesteinszersatz“, DFG-Schwerpunktprogramm „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“. – 52 S., 27 Abb., 10 Tab.; Inst. Bodenk. Univ. Bonn (unveröffentl.).
- WIRTZ, R. (1972): Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **61**: 159 S., 2 Abb., 21 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 28. 2. 1984

Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke

Von

RAINER BLUM, MANFRED HORN und KARL KOSCHYK*

Kurzfassung: Durch seismische Untersuchungen in der Hessischen Senke S Kassel sind unter dem Zechstein zwei zur Senkenachse geneigte Refraktionshorizonte nachgewiesen worden. Sie werden dem variscischen Gebirge und dem unterlagernden Kristallin zugeordnet. Die saxonischen Gräben sind als Störungsbereiche im variscisch konsolidierten Untergrund erkennbar.

Der tiefste Refraktor des W–E-Profiles zeigt eine Gliederung in zwei Blöcke, deren östlicher im Zentrum der Senke um ca. 2000 m gegenüber dem westlichen abgesenkt ist, möglicherweise mit einer Aufwölbung des Kristallins im Kontaktbereich der beiden Blöcke. Auf dem N–S-Profil am E-Rand des Kellerwaldhorstes ist eine relative Hochlage dieses tiefsten Refraktors zu beobachten.

Abstract: Seismic investigations in the „Hessische Senke“ (Hessian Depression) south of Kassel show two refraction horizons under the Zechstein sediments (Upper Permian). They belong to the variscan mountain system and to the underlying crystalline basement. The saxonian grabens are recognized as fault zones in the variscan underground.

In the W – E section the lowermost refractor is divided into two units. Both are inclined towards the centre of the depression where the eastern one lies 2000 m deeper. Between those two blocks an updoming of the crystalline basement might be seen. The eastern margin of the „Kellerwald - Horst“ is marked by a relatively high position of that refractor.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	219
2. Geologischer Rahmen	220
3. Geophysikalische Gegebenheiten	222
4. Seismische Untersuchungen	224
4.1. Reflexionsseismik 1980	224
4.2. Refraktionsseismik	229
5. Ergebnisse	230
6. Schriftenverzeichnis	232

1. Einleitung

Der Bereich der Hessischen Senke N des Vogelsberges gehört zu den geologisch am besten untersuchten Gebieten Deutschlands. Stratigraphie und Paläogeographie des Mesozoikums und Känozoikums, Vulkanismus und Tektonik sind in einer Vielzahl von

* Dr. R. BLUM, Dr. M. HORN, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Dr. K. KOSCHYK, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 3, 3000 Hannover 51.

Untersuchungen bearbeitet worden, geologische Spezialkarten liegen vom größten Teil des Gebietes vor. Trotzdem war über Ausbildung des Zechsteins und des Zechstein-Untergrundes bis vor wenigen Jahren so gut wie nichts bekannt, Schlußfolgerungen aus tektonischen Erscheinungen im mesozoischen Deckgebirge über den tieferen Untergrund stützen sich vorwiegend auf Vermutungen, da keine Kenntnisse aus tieferen Bohrungen vorlagen. Erst in den letzten Jahren wurden im Zusammenhang mit der Untersuchung der Kupferschieferausbildung zahlreiche Tiefbohrungen vor allem in der weiteren Umgebung der Zechsteinvorkommen niedergebracht, die ein detailliertes Bild von Paläogeographie und Fazies des Zechsteins ermöglichen (LEIFELD et al. 1983, KULICK et al. im Druck) und Informationen über den präzechsteinischen Untergrund erbrachten.

Zur ersten Erkundung des tieferen, prämesozoischen Untergrundes in der Hessischen Senke S Kassel („Niederhessische Senke“) war auf Wunsch des HLfB im Rahmen der Gemeinschaftsaufgaben ein Untersuchungsprogramm „Tieferer Untergrund der Hessischen Senke“ vom Niedersächsischem Landesamt für Bodenforschung begonnen worden. Dem Programm lag zunächst folgende Fragestellung zugrunde:

1. Tiefenlage und Struktur der Oberfläche des variscisch konsolidierten präpermischen Untergrundes.
2. Untersuchung des Untergrundes der saxonischen Grabenzonen. Brüche oder Gräben im Variscikum?
3. Tiefenlage des prävariscischen Kristallins. Ist im Gebiet S Kassel eine Hochlage des Kristallins erkennbar?

Für diese Untersuchungen wurden neben der Auswertung von Arbeiten, die im Verlauf großregionaler geophysikalischer Programme (z. B. Rheinischer Schild) vorgenommen wurden, in den Jahren 1980 und 1981 reflexions- und refraktionsseismische Messungen vor allem im W-Teil des Gebietes durchgeführt. Erste Ergebnisse sind bereits von KOSCHYK (1982) beschrieben worden.

2. Geologischer Rahmen

Die Hessische Senke ist ein komplex gebauter, überwiegend mit mesozoischen und tertiären Gesteinen gefüllter Senkungsbereich, der den Faltegürtel des variscischen Orogens in N-S-Richtung durchschneidet. Die Anlage dieser Depressionszone geht bis in spätoberkarbonische Zeit zurück, wie das Abfallen der Faltenachsen am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges beweist. Die Senkungstendenz hielt mit zeitweiligen Unterbrechungen bis ins Tertiär an. Im Gebiet von Kassel wurden seit dem Beginn des Zechsteins >2000 m Sedimente abgelagert, die Zechsteinbasis liegt im Gebiet NW Kassel heute bei 1500 m unter NN. Das derzeitige Bild vom tektonischen Bau dieses Teils der Hessischen Senke wird durch die am Ende des Juras angelegten saxonischen Graben- und Störungszonen bestimmt, deren Entstehung zumindest im Gebiet N Kassel durch das Zechsteinsalinar stärker beeinflusst worden ist (Abb. 1). Die Aufbrüche von devonischen und karbonischen Gesteinen S, SE und E des Kellerwaldes (Ruhlkirchen, Mühlbach, Baumbach) und des Werra-Grauwackengebirges sitzen auf ungefähr NNW-SSE-verlaufenden Schwellenbereichen, die bereits im Zechstein nachweisbar sind (LEIFELD et al. 1983, KULICK et al. im Druck) und die eine Quergliederung der Hunsrück-Oberharz-Schwelle erkennen lassen.

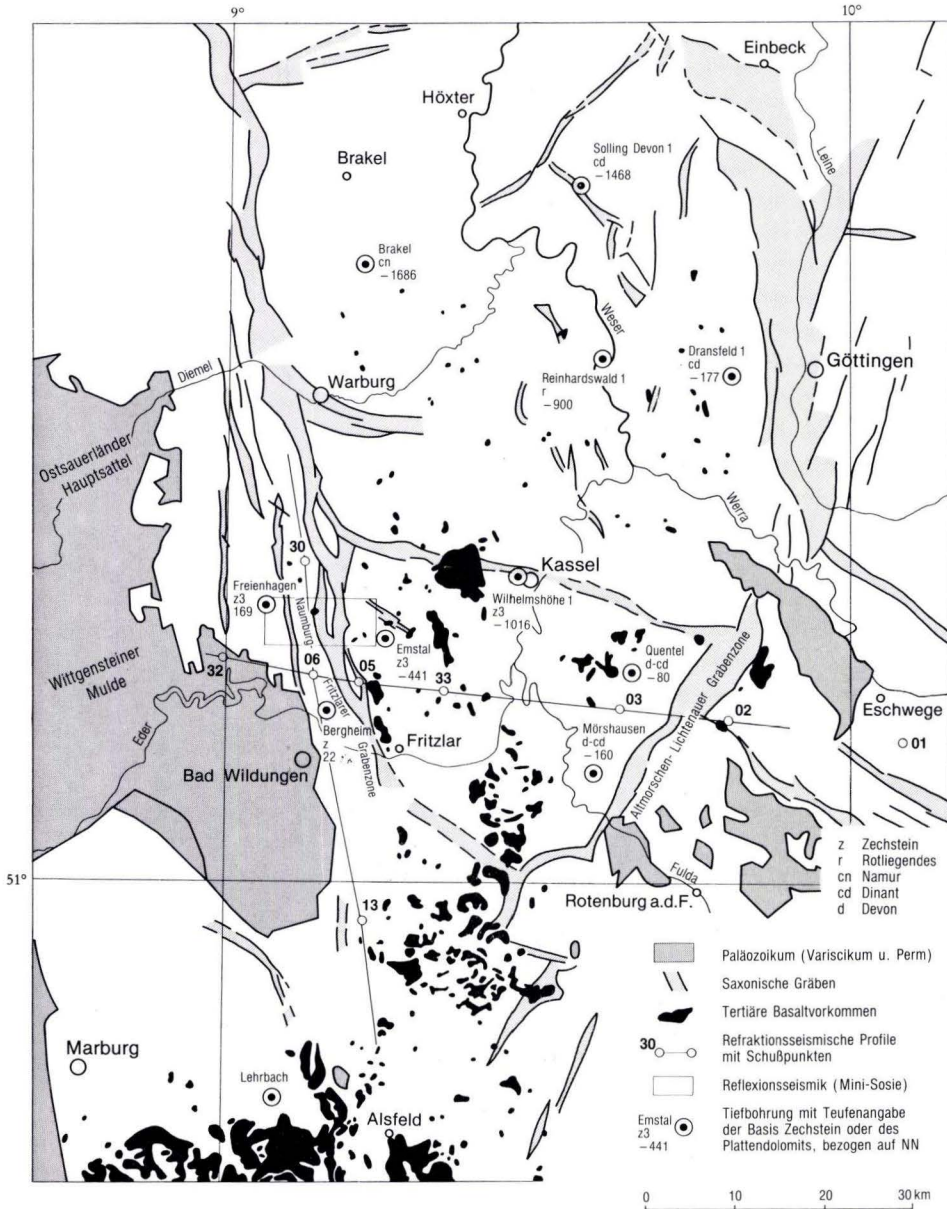


Abb. 1. Geologische Übersicht der nördlichen Hessischen Senke mit Lage der seismischen Profile.

Abgesehen von den „Aufbrüchen“ ist im Gebiet S Kassel nur sehr wenig über den variscischen und prävariscischen Untergrund bekannt. Die tertiären Basalte enthalten nur äußerst selten Einschlüsse von Sedimentgesteinen der variscischen Geosynklinale. Die von SCHWARZMANN (1957) und VINX & JUNG (1977) beschriebenen Fremdgesteinseinschlüsse entstammen tieferen Stockwerken des Untergrundes (BEDERKE 1957, WEDEPOHL 1983). Hinweise auf das in dem Gebiet der heutigen Hessischen Senke E oder SE des Kellerwaldes vermutete Liefergebiet der kristallinen Gerölle der Konglomerate des Unterkarbons (JOCHMUS-STÖCKE 1929, SCHMIDT 1931, PICKEL 1937, KULICK 1960, SADLER 1983), das vermutlich zur Mitteldeutschen Schwelle gehörte, konnten bisher nicht unter den jüngeren, mesozoischen Gesteinen gefunden werden. Tiefere, bis in den Zechstein oder die präpermische Unterlage reichende Bohrungen liegen nur in den Randbereichen des durch die seismischen Untersuchungen erfaßten Gebietes (Abb. 1):

- Brg. Kassel-Wilhelmshöhe: Plattendolomit bei 1036 m unter NN;
tiefere Schichten wurden nicht erreicht.
- Brg. Emstal: Plattendolomit bei 441 m unter NN;
tiefere Schichten wurden nicht erreicht.
- Brg. Quentel: Zechstein bei 80 m unter NN;
Liegendes: Tonschiefer (Devon–Unterkarbon).
- Brg. Mörshausen: Zechsteinbasis bei 160 m unter NN;
Liegendes: Tonschiefer (Devon–Unterkarbon).
- Brg. Freienhagen: Plattendolomit bei 169 m über NN;
Zechsteinunterlage wurde nicht erreicht.
- Brg. Bergheim: Plattendolomit bei 22 m über NN.

3. Geophysikalische Gegebenheiten

Die Hessische Senke zeichnet sich bereits in großräumigen geophysikalischen Untersuchungen als eigenständige Struktur ab. – So leitet GIESE (1976) aus refraktionsseismischen Langprofilen für den S-Teil zwischen Kassel und Fulda eine N–S streichende Krustenverdickung um 2–3 km auf 28–30 km ab (Abb. 2). Dabei ist jedoch nicht festzustellen, ob diese Absenkung der Mohorovičić-Diskontinuität mit der Bildung der Hessischen Senke zusammenhängt.

Allgemein spiegelt sich bei seismischen Messungen die zunehmende Mächtigkeit der Buntsandstein- und Zechsteinschichten in Verzögerungen der im Kristallin laufenden P_g -Welle wider. Folgende repräsentative Werte für die seismischen Geschwindigkeiten in den oberen Stockwerken lassen sich verschiedenen Interpretationen (HINZ et al. 1976) für den N-Teil der Hessischen Senke entnehmen:

- 4,2–4,6 km/s Buntsandstein,
- 5,2 km/s oberes Paläozoikum, vorwiegend Zechstein,
- 5,7–5,9 km/s variscisches Grundgebirge.

Gravimetrische und magnetische Beobachtungen weisen ebenfalls auf jeweils übereinstimmende Senkungsstrukturen hin. Auf der Karte der Anomalien der Bouguer-Schwere in Hessen (Abb. 3) wird die Hessische Senke durch ein starkes Minimum markiert. Es ist dem Schwereabfall, der den E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges kennzeichnet, überlagert und bildet einen Teil der rinnenförmigen Schweresenke, die sich als scheinbare Fortsetzung des Oberrheingrabens von S nach N durch ganz Hessen zieht. Aus der Form der Anomalie läßt sich abschätzen, daß die Oberkante des zugehörigen Massendefizits nicht tiefer als

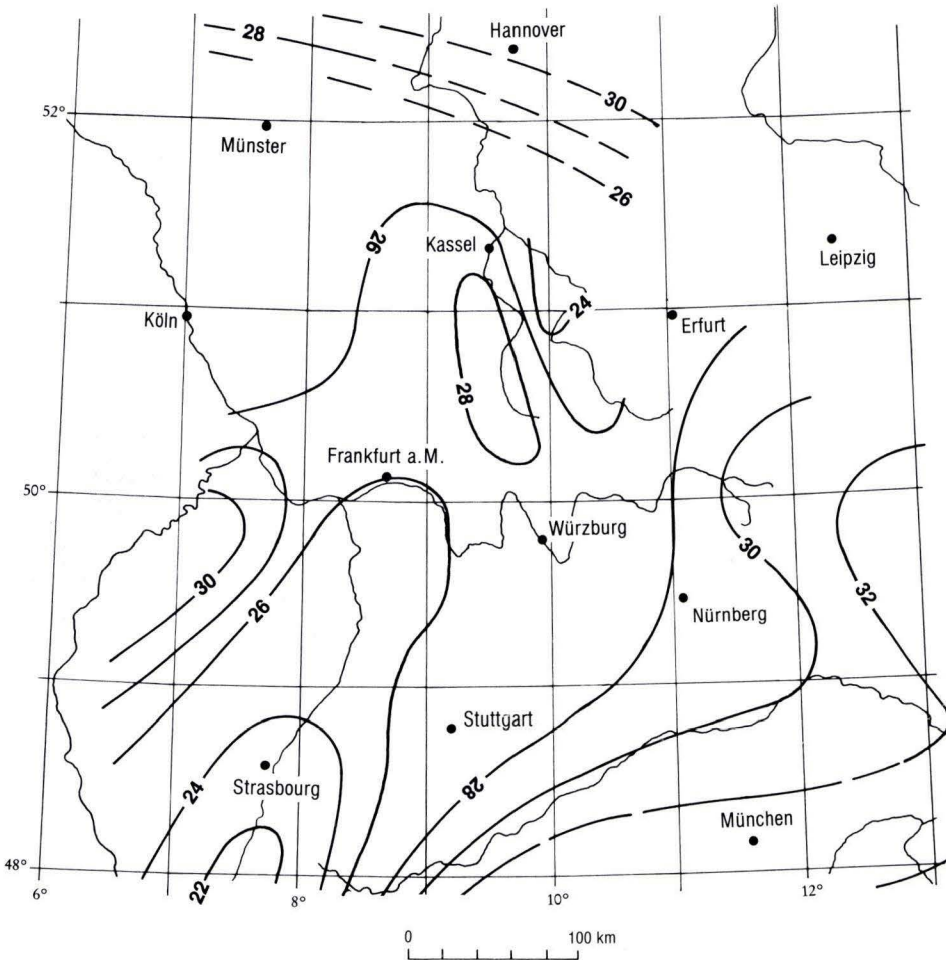


Abb. 2. Krustenmächtigkeit in km aus seismischen Messungen nach GIESE (1976).

10–12 km liegt. Bemerkenswert ist das Zusammenfallen von tertiärem Vulkanismus und tiefster Absenkung der Bouguer-Anomalien.

Die aeromagnetische Karte der Totalintensität (BGR 1976) zeigt (Abb. 4) ebenfalls augenfällig durch die starken, engräumigen Anomalien die Verteilung des Vulkanismus. Daneben ist auf ihr aber auch eine N–S streichende, langgestreckte Depression zu erkennen. HAHN (1976) erklärt sie durch die Absenkung einer magnetisierten Schicht in ungefähr 10 km Tiefe um 2–3 km. Dieser Befund stimmt mit dem Schwerebild hervorragend überein, wenn man diese magnetisierte Schicht mit der Kristallinoberkante identifiziert. Die beobachtete Schwereanomalie läßt sich dann durch den Dichteunterschied zwischen Kristallin und seiner Auflage erklären.

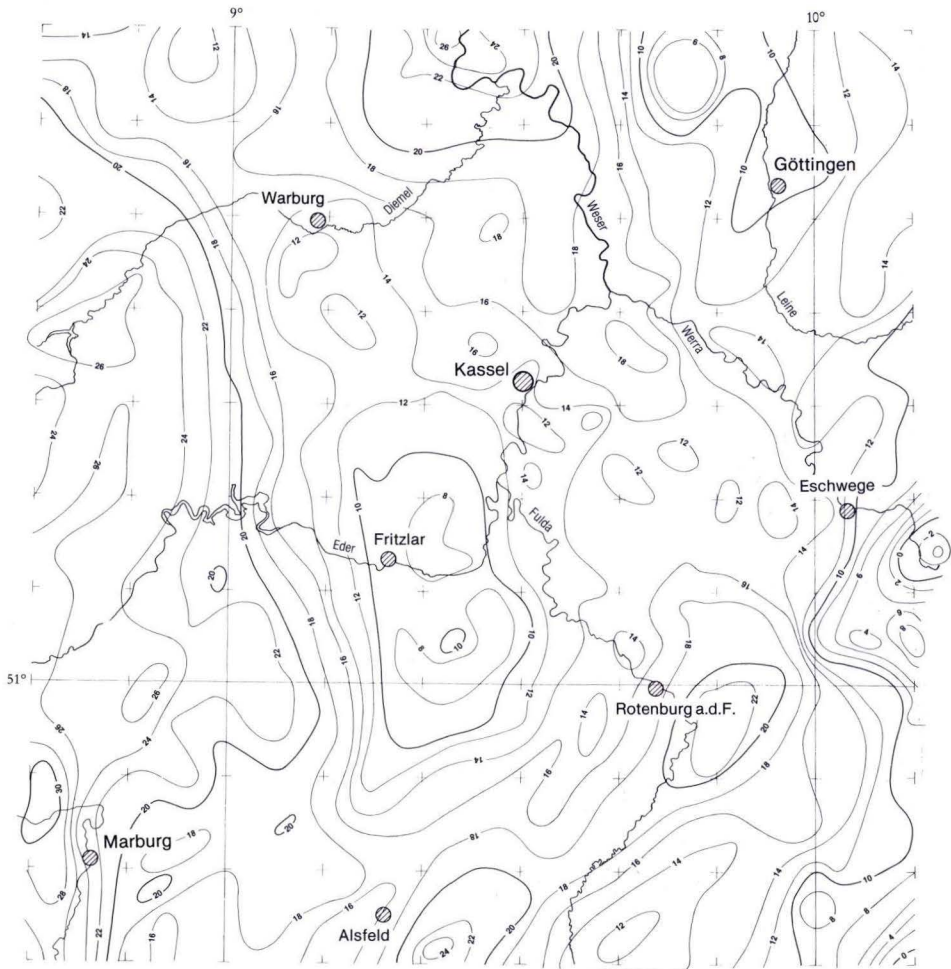


Abb. 3. Ausschnitt aus der Karte der Anomalien der Bouguerschwere in Hessen, Schwerewerte in mgal.

4. Seismische Untersuchungen

Die vorhandenen Kenntnisse über die Hessische Senke sollten durch spezielle seismische Untersuchungen vertieft und erweitert werden. In einem ersten Schritt wurden hierfür im Sommer 1980 reflexionsseismische und im Herbst 1981 refraktionsseismische Messungen durchgeführt (Abb. 1).

4.1. Reflexionsseismik 1980

Mit Hilfe eines kostengünstigen Reflexionsverfahrens sollte im Gebiet der saxonischen Gräben im Raum Naumburg–Wolfhagen untersucht werden, welche Horizonte aus dem

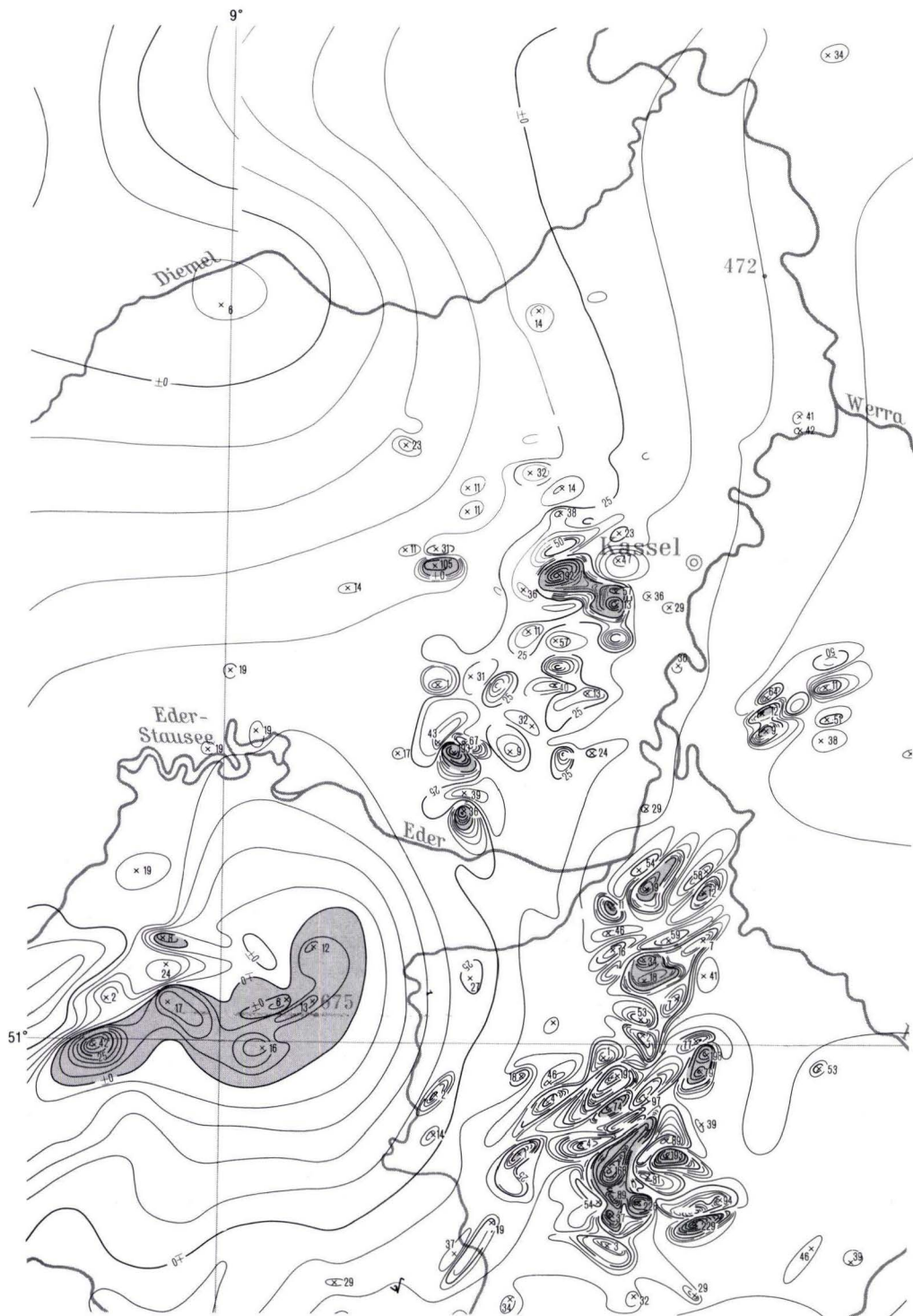


Abb. 4. Aeromagnetische Karte der Totalfeldanomalien in nT ($1\text{nT} \hat{=} 1\gamma$), (BGR 1976). Der Abstand der Isolinen ist 5 nT, grau = positiv, weiß = negativ.

Buntsandstein und Zechstein reflexionsseismisch erfaßbar sind, ob die tektonische Feinstruktur reflexionsseismisch aufgelöst werden kann und ob eventuell die Oberfläche des variscischen Gebirges erkennbar ist.

Die Feldmessungen und eine Interpretation der erhaltenen Zeitschnitte sind von KOSCHYK (1982) beschrieben worden. Die Messungen wurden mit dem Mini-Sosie-Verfahren von der Firma Compagnie Générale de Géophysique durchgeführt. Bei diesem Verfahren, das im einzelnen z. B. von BARBIER et al. (1976) genau beschrieben wird, dient ein Erdstampfer als seismische Quelle. Durch das Stapeln vieler, zeitlich unregelmäßig verteilter Impulse werden die Nutzsignale aus dem durch die Bodenunruhe verursachten Rauschen herausgehoben. Bei Registrierzeiten von 1 s und der Geschwindigkeits-Tiefenverteilung im Meßgebiet betrug die größtmögliche Eindringtiefe ungefähr 1500 m.

Zwei Beispiele für die erhaltenen Zeitschnitte sind in den Abb. 5a und b gezeigt. Typisch für alle Profile ist das charakteristische Reflexionsband zwischen X und Z. Es läßt sich auf allen Profilen korrelieren. Der in Abb. 5a angerissene tiefere Horizont Y wird nur an dieser Stelle erkannt. Die in Abb. 5b eingezeichneten Horizonte W1 und W2 treten immer auf, wenn X tiefer liegt. Sie sind nicht näher identifiziert worden, gehören jedoch sicher zu Reflektoren aus dem Buntsandstein.

Durch Vergleich mit den geologischen Profilen der Brg. Freienhagen und Emstal läßt sich der Reflexionshorizont X der „Zechsteinoberkante“ (Plattendolomit) zuordnen.

Besonders befriedigend ist an dieser Identifizierung, daß eine Umrechnung der Reflexionszeiten mit Hilfe der bei der seismischen Datenverarbeitung ermittelten Intervallgeschwindigkeiten diese Übereinstimmung bestätigt. Dieses Verfahren wird als Näherungslösung gewählt, wenn keine zuverlässigen Informationen – etwa aus Bohrlochmessungen – vorliegen. Es gibt in der Nähe der Brg. Freienhagen für die beobachtete Reflexionszeit von 215 ms eine Tiefe von 235 m für den Reflektor X, was einem Niveau von 165 m über NN entspricht. Der Zechstein ist dort bei 169 m über NN erbohrt worden. In der Brg. Emstal (Zechstein bei 444 m unter NN) ergibt die Umrechnung der Reflexionszeit von 590 ms mit Hilfe der Intervallgeschwindigkeiten eine Reflektionstiefe von 860 m, was einem Niveau von 460 m unter NN entspricht.

Es läßt sich somit folgern, daß der Horizont X der Zechsteinoberkante entspricht, die sich über alle Profile in Tiefen zwischen 200 und 800 m verfolgen läßt. Ungefähr 100 m tiefer begleitet ihn der Horizont Z, für den keine gesicherte geologische Ansprache möglich ist. Darunter werden keine weiteren Reflektoren erfaßt, ausgenommen bei dem in Abb. 5a gezeigten Beispiel. In Gebieten mit mächtigerer Buntsandsteinüberlagerung treten noch nicht näher identifizierte Reflektoren aus dem Buntsandstein dazu. Das variscische Grundgebirge wird nicht erreicht. Die jüngeren mesozoischen Schichten sind in den Grabenzonen stark zerbrochen. Für eine detaillierte tektonische Interpretation sollten die Zeitsektionen noch in Tiefenschnitte umgearbeitet werden, was eventuell noch zusätzlichen Aufwand erfordert.

Die Reflexionsmessungen nach der Mini-Sosie-Methode zeigen deutlich die starke tektonische Beanspruchung des Buntsandsteins und Zechsteins. Zusätzliche Informationen über Entwicklungsgeschichte und Zustand des tieferen Untergrundes sind von sprengseismischen Refraktionsprofilen mit größerer Eindringtiefe zu erwarten.

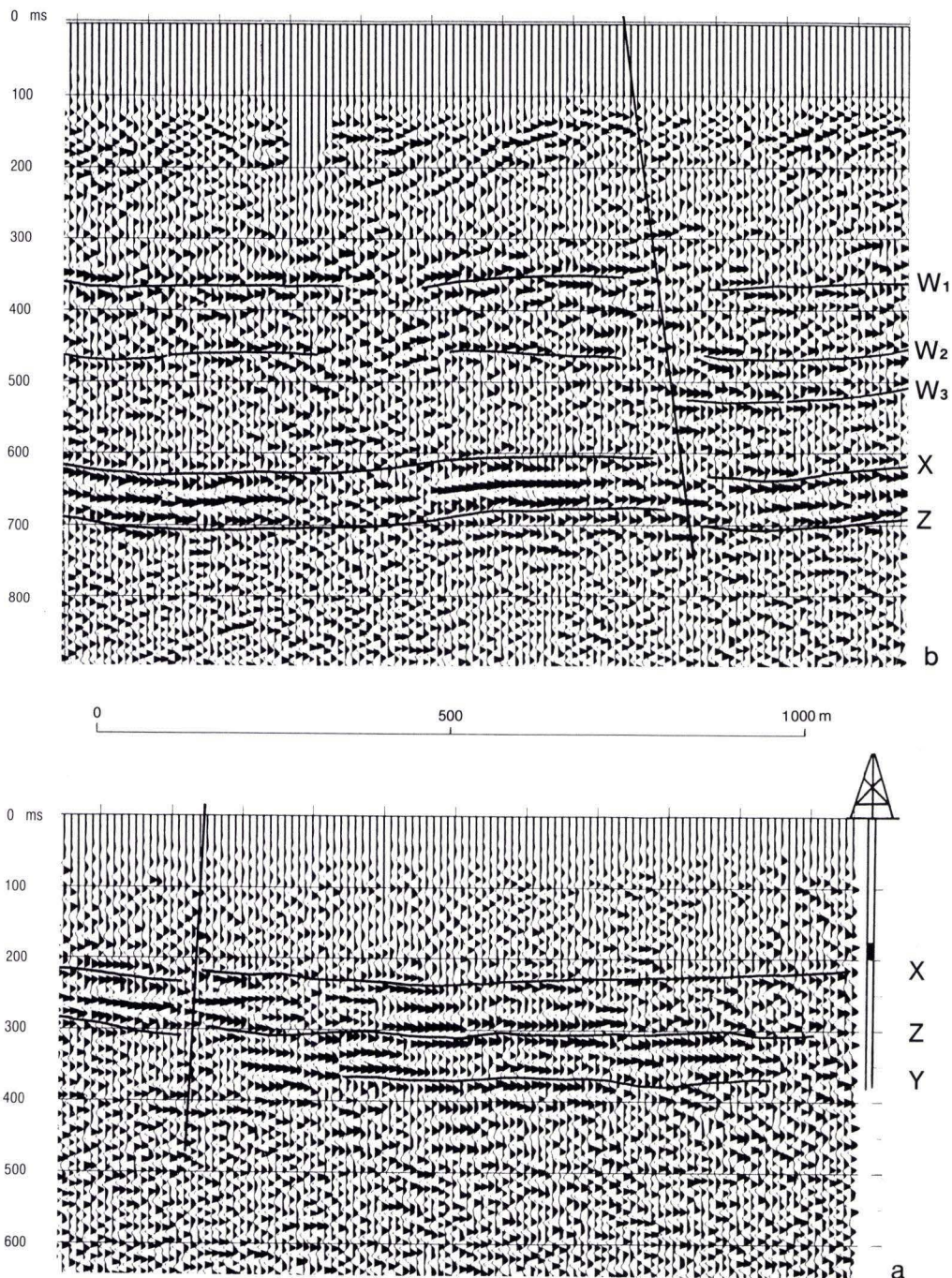


Abb. 5.a,b. Ausschnitte aus Reflexionsseismogrammschnitten des Naumburger Grabens (KOSCHYK 1982) mit den korrelierten Horizonten X, Z, Y, W₁, W₂.

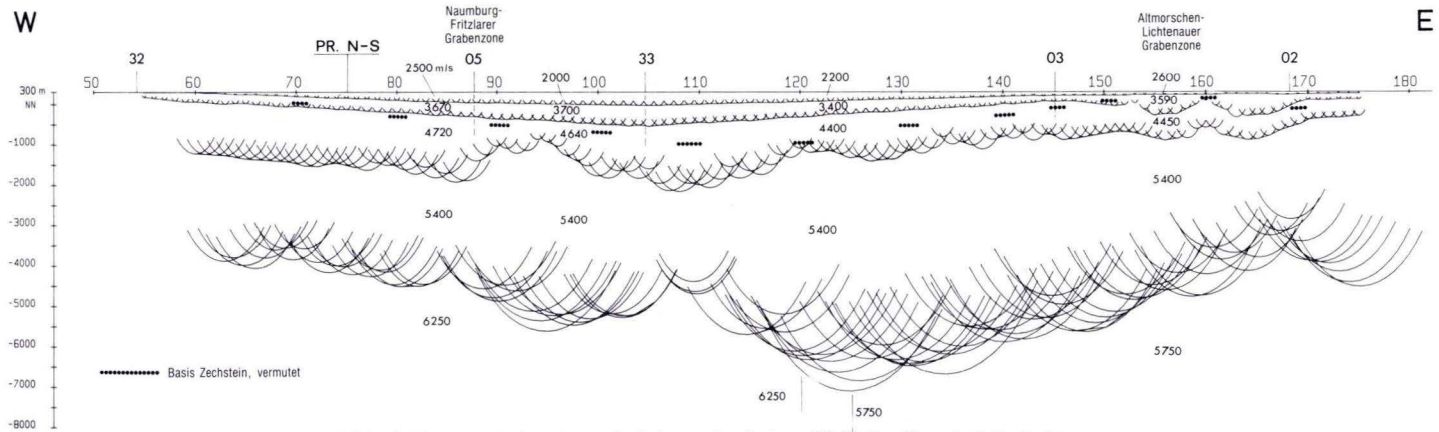


Abb. 6. Interpretation des refraktionsseismischen W-E-Profiles mit 4 Refraktoren.

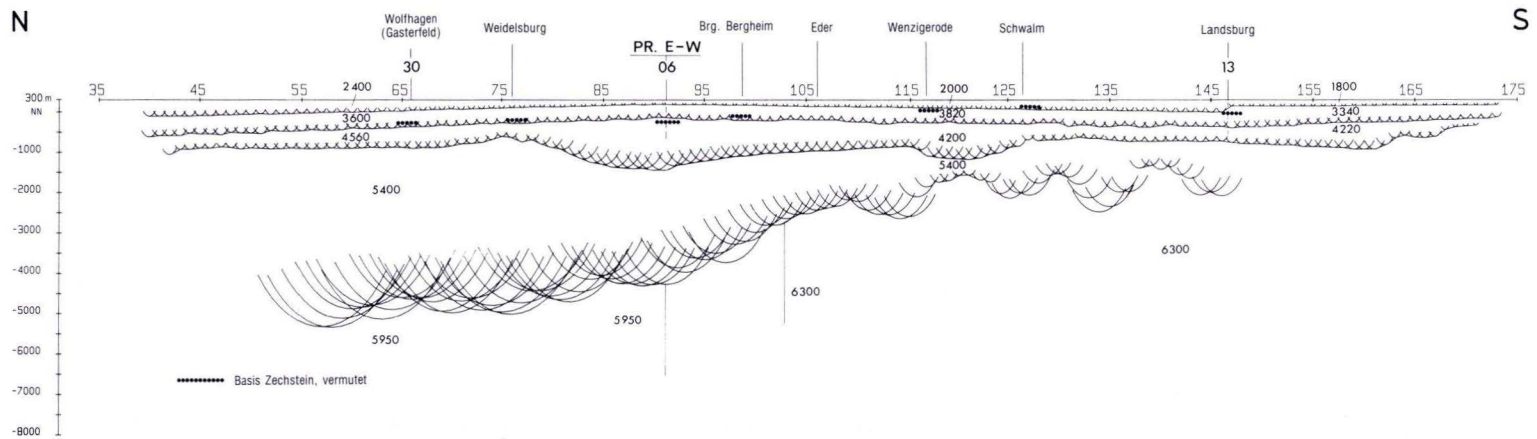


Abb. 7. Interpretation des refraktionsseismischen N-S-Profiles mit 4 Refraktoren.

4.2. Refraktionsseismik

Im Herbst 1981 wurden auf 2 Profilen (Abb. 1) von 65 km Länge mit Geophonabständen von durchschnittlich nur 400 m insgesamt 12 Sprengungen mit bis zu 750-kg-Ladungen registriert. Die Auswertung der Meßergebnisse erfolgte nach dem „GRM-Verfahren“ (PALMER 1980 und HATHERLY 1978, 1979), das zusammen mit der Meßdurchführung und Interpretation von KOSCHYK (1983) beschrieben worden ist. Die Resultate sind in 2 Profilschnitten (Abb. 6, 7) dargestellt. Die Kreisbogen unter jedem Beobachtungspunkt geben jeweils die mit den zugehörigen Laufzeiten verträglichen Refraktorpositionen an. Die Einhüllende markiert einen Refraktor, wenn sie sich deutlich über eine größere Strecke verfolgen läßt.

W-E-Profil:

Die Interpretation des Profils läßt 4 Refraktoren erkennen. Neigung und Tiefenlage der oberen beiden Refraktoren wurden unter der Annahme ebener, geneigter Schichten bestimmt, weil bei der vorgegebenen Schußpunktdichte eine detailliertere Interpretation nicht möglich war.

Refraktor 1 liegt nach der geologischen Situation und seiner seismischen Geschwindigkeit im Unteren Buntsandstein. Die Geschwindigkeit in seiner Überlagerung schwankt zwischen 2000 m/s und 2600 m/s. Ihr Minimum erreicht sie dort, wo der Refraktor mit 0 m über NN bei Schußpunkt 33 am tiefsten liegt, im Zentrum der Niederhessischen Tertiärsenke. Die Refraktorgeschwindigkeit schwankt längs des Profils zwischen 3400 und 3700 m/s, das Liegende gehört demnach wahrscheinlich noch zum Buntsandstein.

Der nächste Refraktor (2) wird einem Refraktionshorizont im oberen Zechstein (wahrscheinlich Plattendolomit) zugeordnet. Am W-Ende des Profils, wo er der Oberfläche nahe kommt, steht Zechstein an. Die Geschwindigkeiten 4700 m/s im W und 4400 m/s im E wurden dem Zechstein zugeordnet, obwohl sie merklich niedriger sind, als bei früheren Autoren (HINZ et al. 1976) angegeben wurde. Die Zuordnung des Horizonts zum Zechstein erscheint jedoch gesichert. Der Horizont taucht nach E etwas steiler ab als Refraktor 1. Seine tiefste Lage erreicht er, wie Refraktor 1, bei Schußpunkt 33 in 550 m unter NN. Die Zechsteinbasis liegt hier vermutlich etwa 850 m unter NN. Es ist nicht bekannt, ob der Refraktionshorizont in diesem Gebiet dem Plattendolomit entspricht. Nach E steigt Refraktor 2 symmetrisch zur Senkungsachse an, wiederum etwas steiler als Refraktor 1.

Zwischen den Schußpunkten 150 und 160 erlaubte die Überlappung zweier Profile eine detaillierte Bestimmung von Refraktor 2. Dabei zeichnen sich klar die Einsenkungen des Zechsteins im Bereich der Altmorschen-Lichtenauer Grabenzone ab.

Der Refraktor 3 ließ sich größtenteils sicher nachweisen. Seine Geschwindigkeit beträgt über das gesamte Profil 5400 m/s, sie entspricht nach HINZ et al. (1976) der im variscischen Grundgebirge. Er taucht vom W-Ende des Profils bis zum Kreuzungspunkt mit dem N-S-Profil von 1200 m unter NN auf 1450 m unter NN ab. E von Schußpunkt 5 schwanken die entsprechenden Laufzeiten stark. Hier quert das Profil den Störungsbereich der Naumburg-Fritzlärer Grabenzone. Die Refraktoraufwölbung E von Schußpunkt 5 ist eventuell nur scheinbar und als Geschwindigkeitseffekt der dort angetroffenen Basalte aufzufassen. („velocity pullup“). Auch die Aufwölbung bei Geophonpunkt 120, wo ebenfalls ein Basaltgebiet gequert wird, könnte durch den gleichen Effekt verursacht worden sein. E von

Schußpunkt 3 ist Refraktor 3 wieder deutlich korrelierbar. Im Bereich des Altmorschen-Lichtenauer Grabens sind wiederum die durch die Grabentektonik bedingten Verstellungen zu beobachten.

Die Tiefenlage von Refraktor 4 schwankt über das gesamte Profil stark, folgt aber qualitativ gut der Absenkungstendenz der Refraktoren 1–3. Extrem gestört ist der E vom Schußpunkt 33, wo die höheren Horizonte ihre tiefsten Absenkungen aufweisen. Die Refraktorgeschwindigkeit fällt hier sprunghaft von 6250 m/s auf 5750 m/s, was am besten durch eine Materialänderung zu erklären ist. So ergibt sich für diesen tiefsten aufgeschlossenen Refraktor das Bild von 2 Blöcken: Der westliche Block taucht von ca. 3500 m unter NN bei Schußpunkt 1 auf ca. 5000 m unter NN bei Schußpunkt 33 ab. Die Oberfläche des östlichen Blocks steigt von ca. 6300 m unter NN bei Geophonpunkt 120 auf ca. 3500 m unter NN bei Schußpunkt 2 an. Beide Oberflächen sind jeweils stärker geneigt als die darüberliegenden Horizonte.

N–S-Profil:

Auf dem N–S-Profil sind ebenfalls 4 Refraktoren erkennbar. Entsprechend der Orientierung parallel zur Senkenachse zeigen die oberen beiden Horizonte keine Störungen. Die Zuordnung von Refraktor 1 zum Buntsandstein und von Refraktor 2, zwischen 200 m und 700 m unter NN, zum Zechstein, stimmt im S-Teil nicht mit den dort bekannten geologischen Verhältnissen überein. Die angenäherte Interpretation der Meßdaten mittels ebener, geeigneter Flächen ist hier unbefriedigend.

Refraktor 3 entspricht seiner Geschwindigkeit nach wieder eindeutig dem Variscikum. Der Verlauf ist aufgrund zu großer Schußpunktentfernungen aber nicht ausreichend gesichert (KOSCHYK 1983).

Der tiefste Refraktor zeigt wiederum unterschiedliche Geschwindigkeiten, 5950 m/s N der Profilkreuzung, 6300 m/s S davon. Der langsamere Refraktor steigt von 5300 m unter NN am N-Ende auf 4300 m unter NN an der Kreuzung mit dem W–E-Profil auf. Der schnellere Refraktor im S liegt in ca. 1500 m unter NN und zeigt mehrere Eindellungen auf unter 2000 m unter NN. Die geologische Ansprache der tiefsten Refraktoren ist, wie auf dem W–E-Profil, unklar.

5. Ergebnisse

Das W–E-Profil gibt einen Querschnitt durch den Untergrund der Niederhessischen Senke. Die im Profil (Abb. 6) nachgewiesenen vier Refraktionshorizonte können jedoch nicht mit Sicherheit über das ganze übermessene Gebiet jeweils einem stratigraphischen Horizont zugeordnet werden. Die tieferliegenden, geologisch älteren Refraktionshorizonte sind stärker zur Senkenachse hin geneigt als die jüngeren, ein Hinweis auf die lang andauernde, bereits variscisch angelegte Absenkung der Hessischen Senke. Ihre vertikale Abfolge läßt jedoch eine Gliederung in zwei Stockwerke mit unterschiedlichem Aufbau erkennen. Die Refraktoren 1–3 gehören zum oberen, Refraktor 4 zum tieferen Stockwerk, das keine Beeinflussung durch die saxonisch angelegten tektonischen Strukturen der Grabenzonen mehr zeigt.

Der oberste Refraktor (1) liegt nach Tiefenlage und Geschwindigkeit im tieferen Unteren Buntsandstein. Eine gesicherte Einstufung dieses Horizontes in das stratigraphische Schema des Buntsandsteins ist bisher nicht möglich. Ein bei den reflexionsseismischen Untersuchungen im Naumburger Graben (Abb. 5b) erfaßter Reflektor W oberhalb des Zechstein-Plattendolomits konnte auch dort nicht mit einer bestimmten Einheit des Unteren oder tiefen Mittleren Buntsandsteins verbunden werden.

In der vorliegenden Darstellung sind wahrscheinlich gebietsweise verschiedene Buntsandsteinhorizonte durch diese Linie zusammengefaßt worden. Dies gilt auch für den nächst tiefer liegenden Refraktor (2). Er wird dem Zechstein zugeordnet und markiert zumindest streckenweise wahrscheinlich den Plattendolomit. Die im Bereich des Altmorschen-Lichtenauer Grabens erkennbare tektonische Zerstückelung des Zechstein-Refraktors in Hoch- und Tiefschollen ist für den Naumburg-Fritzlarer Graben ebenfalls nachgewiesen durch die Ergebnisse der Reflexionsseismik (KOSCHYK 1982). Beide Refraktionshorizonte fallen von W und E zum zentralen Teil der Niederhessischen Senke hin ein und haben ihre tiefste Lage im Gebiet von Gudensberg, etwa im gleichen Bereich, wo die Tertiärbasis ebenfalls tief eingesenkt ist (UDLUFT & LANG 1956, RAMBOW 1969).

Auch der Refraktor 3 zeigt generell diese Tendenz, sein am stärksten abgesenkter Bereich ist aber gegenüber den beiden oberen Horizonten um 1–2 km nach E verschoben. Er liegt innerhalb der durch die oberkarbonische Orogenese gefalteten Gesteine der variscischen Geosynklinale und kann bisher keinem bestimmten Horizont des Devons oder Karbons zugeordnet werden. Die Störungszone des Altmorschen-Lichtenauer Grabens ist auch hier deutlich erkennbar, ebenso wie der E-Rand der Naumburg-Fritzlarer Grabenzone. Die möglicherweise durch Geschwindigkeitsvariationen bedingten Aufwölbungen E dieses Grabens und E Gudensberg liegen an Kreuzungspunkten des Profils mit eggisch streichenden tektonischen Linien, an die größere Basaltvorkommen gebunden sind. Die östliche dieser „Linien“ wurde von UDLUFT & LANG (1956) als Langenberglinie bezeichnet. Sie liegt in der NNW-Verlängerung der Baumbacher Schwelle (LEIFELD et al. 1983).

Refraktor 4 zeigt ebenfalls die Absenkung zum Zentrum der Hessischen Senke hin und ist möglicherweise als Oberkante des Kristallins anzusehen. Die in den oberen 3 Refraktionshorizonten noch erkennbaren, saxonisch angelegten tektonischen Strukturen machen sich hier direkt nicht mehr bemerkbar. Insofern bildet dieser Bereich ein zweites, tieferes Stockwerk. Hinweise auf eine Aufwölbung oder Hochlage des Kristallins sind in diesem Profil nicht eindeutig erkennbar. Der Kontaktbereich der beiden gegeneinander geneigten Blöcke könnte jedoch mit einiger Vorsicht auch als Aufwölbung gedeutet werden.

Das N–S-Profil liegt auf der westlichen Randscholle der Naumburg-Fritzlarer Grabenzone. Der dem variscischen Gebirge zugeordnete Refraktor 3 zeigt bei Geophonpunkt 75 eine flache Aufwölbung, vermutlich bedingt durch eine schwellenartige Fortsetzung des Karbons des nördlichen Kellerwaldes (Waldecker Schwelle, LEIFELD et al. 1983).

Refraktor 4 hat wie im W–E-Profil zwei deutlich unterschiedene Geschwindigkeitsbereiche (Abb. 7). Der nördliche, tiefliegende Teil gehört offensichtlich zum Bereich der Hessischen Senke, während der südliche, am SE-Kellerwaldrand aufsteigende auf eine Hochlage des Kristallins in diesem Gebiet hinweist, die anscheinend auf die Kellerwaldhorst-Scholle W der Naumburg-Fritzlarer Grabenzone beschränkt ist. Das vorliegende Material reicht allerdings nicht aus, um weitergehende Deutungen vorzunehmen.

Künftige Untersuchungen werden sich auf 2 Fragen konzentrieren, nämlich

1. ein vertieftes Verständnis der Feinstruktur der saxonischen Gräben aus den vorhandenen Daten abzuleiten und
2. zu einem geologischen Verständnis der seismisch beobachteten Unterschiede im tiefsten Refraktor zu gelangen.

6. Schriftenverzeichnis

- BARBIER, M. G., BONDON, P., MELLINGER, R., VIALIX, J. R. (1976): Mini-Sosie for Land Seismology. – Geophys. Prosp., **24**: 518–527, 8 Abb.; Den Haag.
- BEDERKE, E. (1957): Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. – Geol. Rdsch., **46**: 229–245, 3 Abb.; Stuttgart.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hrsg., 1976): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1:500 000; Hannover.
- GIESE, P. (1976): Results of the Generalized Interpretation of the Deep-Seismic Sounding Data. – Explosion Seismology in Central Europe (Hrsg. GIESE, PRODEHL & STEIN): 201–214, 12 Abb., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- JÖDICKE, H., PRODEHL, C., & WEBER, K. (1983): The Crustal Structure of the Hercynian Mountain System – A Model for Crustal Thickening by Stacking. – Intracontinental Fold Belts (Hrsg. MARTIN & EDER): 405–426, 16 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- HAHN, A. (1976): Magnetics. – Explosion Seismology in Central Europe (Hrsg. GIESE, PRODEHL & STEIN): 23–25, 1 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- HATHERLY, P. J. (1978): A Fortran Program for the Reduction and Plotting of Seismic Refraction Data Using the Generalized Reciprocal Method. – Unveröff. Ber. Geological Survey of New South Wales, Department of Mines, No. GS1976/236; Sydney.
- HATHERLY, P. J. (1979): A Fortran Program for the Calculation and Plotting of Seismic Refraction Depth Section. – Unveröff. Ber. Geological Survey of New South Wales, Department of Mines, No. GS1979/049; Sydney.
- HINZ, E., KAMINSKI, W., & STEIN, A. (1976): Results of a Seismic Refraction Profile from the Hoher Meissner to the North German Plain. – Explosion Seismology in Central Europe (Hrsg. GIESE, PRODEHL & STEIN): 257–267, 7 Abb., 4 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- JOCHMUS-STÖCKE, K. (1929): Die Culmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 1003–1036, 2 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- KOSCHYK, K. (1982): Reflexionsseismische Untersuchungen nach dem Mini-Sosie-Verfahren in der Niederhessischen Senke. – Unveröff. Ber. Archiv Nieders. L.-Amt Bodenforsch., 31 S., 8 Anl.; Hannover.
- (1983): Refraktionsseismische Untersuchungen 1981 in der Hessischen Senke. – Unveröff. Berg. Archiv Nieders. L.-Amt Bodenforsch., 39 S., 23 Anl.; Hannover.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1: 243–288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K., & WOLF, M. (im Druck): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: ● S., 18 Abb., 15 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- LEIFELD, D., PAHL, A., MEISL, S., KULICK, J., THEUERJAHR, A. K., PÖSCHL, W., STRECKER, G., FINKENWIRTH, A., VOGELANG, D., WOLF, M. (1983): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-W-Randes sowie parallel laufende Erprobung neu entwickelter Bohrtechnologien. – Unveröff. Ber. Archiv Bundesanst. Geowiss. u. Rohstoffe (Bundesbohrprogramm - Teilprojekt Kupferschiefer), 177 S., 13 Abb., 17 Tab., 43 Anl.; Hannover.
- PALMER, D. (1980): The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation, 104 S., 51 Abb. – Society of Exploration Geophysicists; Tulsa.

- PICKEL, W. (1937): Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Edertalsperre. – Z. dt. geol. Ges., **89**: 233–280, 9 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- RAMBOW, D. (1969): Die Höhenlage der Tertiärbasis in der Niederhessischen Senke. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 226–228, 1 Taf.; Wiesbaden.
- SADLER, P. M. (1983): Depositional Models for the Carboniferous Flysch of the Eastern Rhenisches Schiefergebirge. – Intracontinental Fold Belts (Hrsg. MARTIN & EDER): 125–143, 8 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- SCHMIDT, H. (1931): Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – Naturwissenschaften, **45**: 911–916, 3 Abb.; Berlin.
- SCHWARZBACH, S. (1957): Über die Feldspat- und Feldspatgesteinsfremdlinge in den Tertiärvulkaniten des Oberweser-Fulda-Gebietes. – Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., (3) **25**: 165 S., 62 Tab., 4 Taf.; Göttingen.
- UDLUFT, H., & LANG, H. D. (1956): Der Untergrund der Niederhessischen Senke. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 184–203, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- VINX, R., & JUNG, D. (1977): Pargasitic – Kaersutitic Amphibole from a Basanitic Diatreme at the Rosenberg, North of Kassel (North Germany). – Contr. Mineral. Petrol., **65**: 135–142, 4 Abb., 3 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WEDEPOHL, K. H. (1983): Die chemische Zusammensetzung der basaltischen Gesteine der nördlichen Hessischen Senke und ihrer Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 261–302, 3 Abb., 16 Tab.; Wiesbaden.
- & RITZKOWSKI, S. (1980): Die nördliche Hessische Senke (Tertiär-Vulkanite, Kupferschiefer und variskischer Spilit). – Fortschr. Mineral., **58**, Beih. 2: 3–31, 2 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 5. 4. 1984

Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein Ost Hessens

Von

ADALBERT SCHRAFT und DIETRICH RAMBOW*

Kurzfassung: Die Ergebnisse von Durchlässigkeitsuntersuchungen (Pumpversuche, Wasserdruckversuche, Neigungen der Grundwasseroberfläche und Grundwasserspiegelschwankungen) werden statistisch ausgewertet, verglichen und auf ihre Übertragbarkeit hin geprüft:

- Die nach Pumpversuchen in Trinkwasserbohrungen in Trassennähe ermittelten Werte für die Gebirgsdurchlässigkeit liegen zu 58% im Unteren und zu 74% im Mittleren Buntsandstein zwischen $k_f = 10^{-6}$ und 10^{-5} m/s. Die Häufigkeitsverteilung der k_f -Werte weist im Unteren Buntsandstein zwischen $1,0 \cdot 10^{-6}$ und $1,8 \cdot 10^{-6}$ m/s ein Hauptmaximum und zwischen $1,0 \cdot 10^{-5}$ und $1,8 \cdot 10^{-5}$ m/s ein Nebenmaximum auf, das Hauptmaximum im Mittleren Buntsandstein liegt zwischen $1,8 \cdot 10^{-6}$ und $3,2 \cdot 10^{-6}$ m/s, zwei Nebenmaxima sind nicht repräsentativ.
- Eine statistische Auswertung der Durchlässigkeitsbeiwerte, ermittelt über WD-Versuche, untermauert durch die entsprechende Lage ihrer jeweiligen Maxima diese Ergebnisse.
- Einzelne WD-Versuche eignen sich nur zur räumlichen Abgrenzung von Zonen mit erhöhter Wasserwegsamkeit. Kennwerte für die Gebirgsdurchlässigkeit sollten über Pumpversuche gewonnen werden. Bei Vorliegen einer repräsentativen Anzahl von WD-Tests für eine Schichtenfolge kann auch über statistische Methoden ein k_f -Wert abgeschätzt werden. Neigungsverhältnisse der Grundwasseroberfläche und Grundwasserspiegelschwankungen sollten nur zusammen mit anderen Methoden für die Ermittlung eines Wertes für die Gebirgsdurchlässigkeit herangezogen werden.
- Zur Ermittlung eines repräsentativen Wertes für die Gebirgsdurchlässigkeit empfiehlt sich die Anwendung mehrerer Methoden. Ihre Ergebnisse sind unter Hinzunahme geologisch-tektonischer sowie lokaler hydrogeologischer Informationen gegeneinander abzuwägen und zu interpretieren.

[Comparative Investigations of the Permeability of fractured Aquifers in the Bunter Formation (Buntsandstein) of East-Hesse]

Abstract: The results of pumping tests, water pressure tests, the gradient of the phreatic surface, and fluctuations of the groundwater level in boreholes were analyzed by statistical methods as to the hydraulic conductivity, compared among one another, and tested for their transferability:

- 58% of the values of the permeability of fractured aquifers (total permeability) from the Lower Bunter and 74% of the Middle Bunter, determined by pumping tests in water boreholes near the Federal Railways High-Speed line Hannover–Würzburg, lay within the coefficient of the hydraulic conductivity (k_f) of $1 \cdot 10^{-6}$ and $1 \cdot 10^{-5}$ m/s. The frequency distribution of the k_f -values of the Lower Bunter is characterized by a main maximum between $1,0 \cdot 10^{-6}$ and $1,8 \cdot 10^{-6}$ m/s and a secondary maximum between $1,0 \cdot 10^{-5}$ and $1,8 \cdot 10^{-5}$ m/s, the main maximum in the Middle Bunter being situated between $1,8 \cdot 10^{-6}$ and $3,2 \cdot 10^{-6}$ m/s, a second and a third maximum not being representative.

* Dr. A. SCHRAFT, Dr. D. RAMBOW, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

- A statistical analysis of the coefficients of the hydraulic conductivity, investigated by water pressure tests, supports these results by showing their actual maximum at a comparable position.
- Single water pressure tests are only appropriate for the spatial definition of zones with increasing percolation behaviour. Coefficients of the total permeability of the aquifer should be obtained by pumping tests. If a representative number of water pressure tests for a stratigraphic unit is available, a coefficient for the hydraulic conductivity can be estimated with statistical methods. The gradient of the phreatic surface and fluctuations of the groundwater level in boreholes should only be considered in combination with other methods for the evaluation of a coefficient of the total permeability.
- The determination of a representative value of the total permeability of the Bunter is only possible by using different methods. Their results must be compared and interpreted by considering local geological and tectonical informations.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einführung	236
2.	Die Gebirgsdurchlässigkeit von Unterem und Mittlerem Buntsandstein	238
2.1	Auswertung von Pumpversuchsergebnissen aus Brunnenbohrungen	239
2.1.1.	Rechnerische Abschätzung eines Wertes für die Gebirgsdurchlässigkeit	239
2.1.2.	Methodik der Auswertung	240
2.1.3.	Die Häufigkeitsverteilung der Durchlässigkeitsbeiwerte der untersuchten Brunnen	241
2.1.4.	Beziehung zwischen der Gebirgsdurchlässigkeit und dem Leistungsquotienten	244
2.1.5.	Beziehung zwischen der Gebirgsdurchlässigkeit und der Neigung der Grundwasser- seroberfläche	245
2.2.	Auswertung von hydrogeologischen Bohrlochversuchen aus der Haupterkundungsphase für die DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg	246
2.2.1.	Auswertung der Pump- und Schluckversuche	246
2.2.2.	Auswertung der WD-Testergebnisse	249
2.3.	Vergleich von Durchlässigkeitsuntersuchungen	254
3.	Schriftenverzeichnis	261

1. Einführung

Die inzwischen schon an vielen Stellen im Bau befindliche Neubaustrecke (NBS) der Deutschen Bundesbahn von Hannover nach Würzburg (WEBER, ENGELS & MAAK 1979 und Abb. 1) führt in Osthessen durch das morphologisch stark gegliederte osthessische Bergland. Die starren Trassenelemente der NBS mit Radien von 7 km und Gradienten von höchstens 12,5‰ führen hier deshalb zu einem Anteil an Tunnelbauwerken von knapp 50%. Dies bedingt abschnittsweise erhebliche Eingriffe in den Grundwasserhaushalt, die sowohl aus bautechnischer (Wasserdruckhöhen und Wasseranfall) als auch aus wasserwirtschaftlicher Sicht (Reichweite von Grundwasserabsenkungen sowie qualitative und quantitative Beeinträchtigungen bestehender Grundwasserfassungsanlagen) von Bedeutung sind.

Eine Quantifizierung dieser Auswirkungen kann nur bei bestmöglicher Kenntnis der maßgebenden hydraulischen Parameter wie Durchlässigkeitsbeiwert und Transmissivität erfolgen. Deshalb wurden schon vorlaufend zur hydrogeologischen Haupterkundung Pumpversuchsergebnisse von Brunnenbohrungen aus Archivunterlagen des HLfB ausgewertet, die nun mit den neu gewonnenen Erkenntnissen zu einer repräsentativen Aussage verknüpft werden können.

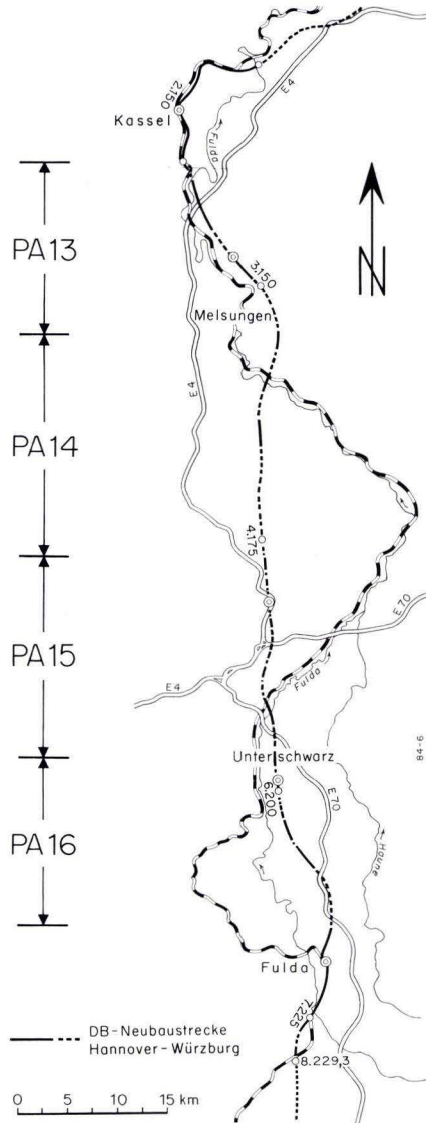


Abb. 1. DB-Neubaustrecke Hannover-Würzburg zwischen Kassel und Fulda.

Diese Publikation wurde ermöglicht durch das freundliche Entgegenkommen der Bundesbahndirektion Frankfurt/M., Projektgruppe H/W Mitte der Bahnbauzentrale; ein besonderer Dank gilt Herrn Abteilungspräsidenten Dipl.-Ing. ENGELS und Herr Bundesbahnberrater Dipl.-Ing. GOEBEL.

Die in den nachfolgenden Ausführungen ausgewerteten Pumpversuchsergebnisse aus Archivunterlagen des HLFb beziehen sich auf den Streckenabschnitt zwischen Melsungen und Fulda [Planungsabschnitt (PA) 13–16; Abb. 1], die mitgeteilten Ergebnisse aus der

Haupterkundungsphase lediglich auf den Bereich zwischen Melsungen und Unterschwarz (PA 14 und PA 15). Die anderen Versuchsergebnisse (PA 13 und PA 16) eigneten sich weniger für eine solche Auswertung. Es erwies sich als zweckmäßig, die Einzelergebnisse auf die stratigraphischen Einheiten der Buntsandsteinabfolge zu beziehen, die das einzige ordnende Element in der petrologisch recht eintönigen Schichtenfolge des Buntsandsteins sind.

Bei den untersuchten Gesteinen handelt es sich um Sandsteine und Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins. Von S nach N werden immer ältere Gesteine im Trassenniveau angetroffen. Während die Trasse im Bereich des PA 16 überwiegend in der Detfurth-Folge verläuft, taucht sie im PA 15 in die Volpriehausen-Folge ein, im PA 14 treten im Trassenniveau fast nur noch Gesteine des Unteren Buntsandsteins, im PA 13 wiederum jüngere Schichtglieder des Mittleren Buntsandsteins auf. In schmalen tektonischen Bruchzonen, vorwiegend hercynischer und rheinischer bis steil erzgebirgischer Richtung, sind Gesteine des Oberen Buntsandsteins, des Muschelkalkes und des Keupers eingebrochen.

Der Buntsandstein stellt im Bereich der Neubaustrecke einen meist einheitlichen Kluffgrundwasserleiter dar, ohne Unterteilung in größere Grundwasserstockwerke. Allerdings konnte bei Bohrarbeiten auch beobachtet werden, daß vor allem in der Volpriehausen-Wechselfolge das Grundwasserstockwerk aus einer Vielzahl von grundwasserleitenden und grundwasserhemmenden Abschnitten besteht, die eine Grundwasserbewegung in vertikaler Richtung, trotz größerer Klüfte und seitlicher Verzahnung, behindern.

2. Die Gebirgsdurchlässigkeit von Unterem und Mittlerem Buntsandstein

Nach DUPUIT sind bei hydrogeologischen Berechnungen für Grundwasserleiter mit freier Grundwasseroberfläche folgende vereinfachende Annahmen zu treffen:

- der Grundwasserleiter ist praktisch unendlich weit ausgedehnt
- es muß ein homogener isotroper Grundwasserleiter gleichbleibender Mächtigkeit über einem horizontalen stauenden Horizont vorliegen
- die Grundwasseroberfläche ist horizontal
- der Brunnen ist vollkommen
- durch jeden zur Brunnenachse zentrisch gedachten Hohlzylinder fließt die gleiche Wassermenge
- der Absenktrichter ist kreisrund
- der Brunnendurchmesser muß klein sein im Vergleich zum beeinflussten Bereich
- der Grundwasserkörper darf nicht mit einem Oberflächengewässer kommunizieren

Es liegt in der Natur der Sache, daß diese für die DUPUITschen Ergiebigkeitsgleichung erforderlichen Randbedingungen, zumindest in Festgesteinsgrundwasserleitern, nur näherungsweise gegeben sind. Dabei ist die Frage, ob gespanntes oder ungespanntes Grundwasser auftritt oder ob vollkommene oder unvollkommene Brunnen vorliegen, meist von untergeordneter Bedeutung, um eine Übersicht über die Größenordnung der Gebirgsdurchlässigkeit zu erhalten (vgl. auch GRIMM & HOFBAUER 1967).

Die größere Inhomogenität des Kluffgrundwasserkörpers gegenüber dem Porengrundwasserleiter bedingt, bei Anwendung der DUPUITschen Annahmen auf den Kluffgrundwasserkörper des Buntsandsteins, bei Einzelwerten eine geringere Aussagewahrscheinlichkeit für den k_f -Wert. Um eine Übertragung der hydraulischen Annahmen der für Lockerge-

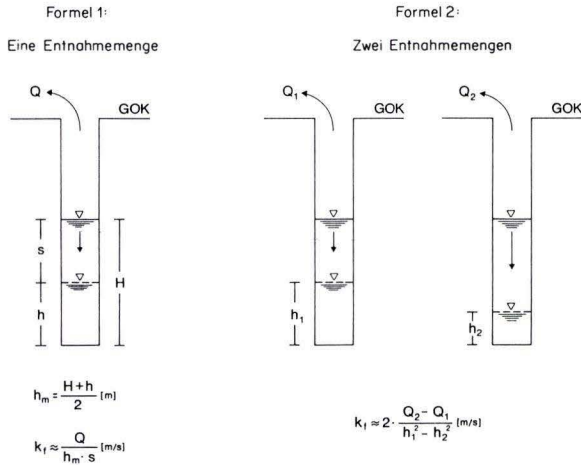


Abb. 2. Bestimmung des k_f -Wertes in Brunnen ohne Beobachtungsbrunnen.

steinsgrundwasserkörper aufgestellten Formeln auf Festgesteine zu rechtfertigen, bedarf es daher einer größeren Anzahl von Versuchsergebnissen sowie deren statistischer Auswertung.

2.1. Auswertung von Pumpversuchsergebnissen aus Brunnenbohrungen

Als Untersuchungsgrundlage dienten Pumpversuchsdaten aus dem Archiv des HLfB, die aus Brunnenbohrungen in der weiteren Umgebung der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg zwischen Melsungen und Fulda, größenordnungsmäßig bis 10–15 km seitlich, gewonnen wurden.

2.1.1. Rechnerische Abschätzung eines Wertes für die Gebirgsdurchlässigkeit

Näherungsweise kann der Beiwert für die Gebirgsdurchlässigkeit (k_f -Wert) bei freier Grundwasseroberfläche ohne Beobachtungsbrunnen und mit nur einer einzigen Entnahmemenge in einem vollkommenen Brunnen ermittelt werden über die Beziehung (BIESKE 1956: 39 sowie Abb. 2; Vereinfachung von Formel 5):

$$k_f \approx \frac{Q}{h_m \cdot s} \text{ [m/s]} \quad (1)$$

- Q = Entnahme bei quasistationärem Zustand [m³/s]
- H = ruhender Wasserstand über Grundwassersohle [m]
- h = abgesenkter Wasserstand über Grundwassersohle [m]
- $h_m = \frac{H+h}{2}$ [m]
- s = Absenkbetrag [m]

Die rechnerische Abschätzung des k_f -Wertes kann auch über die Näherungsformel für einen teilweise gespannten, vollkommenen Brunnen ohne Beobachtungsbrunnen bei verschiedenen Leistungen erfolgen (vgl. BRILLANT in DÜRBAUM 1957 und Abb. 2):

$$k_f \approx 2 \cdot \frac{Q_2 - Q_1}{h_1^2 - h_2^2} \text{ [m/s]} \quad (2)$$

2.1.2. Methodik der Auswertung

Die rechnerisch abgeschätzten k_f -Werte wurden einer statistischen Auswertung unterzogen. Dazu wurden sie zuerst, getrennt nach Brunnen im Unteren und Mittleren Buntsandstein, auf halblogarithmischem Papier in Histogramm- und Summenpolygonform aufgetragen. Die Anzahl der Klassen (z) wurde über die Beziehung $z = \sqrt{n}$ mit n als Stichprobenumfang festgelegt, die Intervallgröße ergab sich, bedingt durch die logarithmische Achsenteilung auf der Abszisse, zu: $1 \cdot 10^{-7} - 1,8 \cdot 10^{-7}$, $1,8 \cdot 10^{-7} - 3,2 \cdot 10^{-7}$, $3,2 \cdot 10^{-7} - 5,6 \cdot 10^{-7}$, $5,6 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$, $1 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-6}$ usw. Diese Art der Darstellung ergibt äquidistante Abschnitte in den Histogrammen. Die Anteile wurden in Prozent ausgedrückt und ihre Verteilung in Säulenform dargestellt.

Diese Vorgehensweise gestattet nicht nur die einfache Untersuchung der heterogenen, sich über mehrere Zehnerpotenzen erstreckenden Variationen, sondern läßt auch relative Änderungen für kleine k_f -Werte genau so deutlich erkennen wie entsprechende relative Änderungen für große k_f -Werte. Der Nachteil dieser Darstellung ist, daß sich i. a. die Eigenschaften der Verteilung, so auch insbesondere ihre Symmetrie und somit Schiefe ändern.

Zur Klärung der Frage, mit welcher Häufigkeit die Grenze gut durchlässig/schlecht durchlässig ($k_f = 10^{-5}$ m/s, vgl. HÖLTING 1980: 97) unter- bzw. überschritten wird und in welches der in HÖLTING (1980) vorgegebenen Intervalle die meisten Werte fallen, wurde zusätzlich noch je eine Summenpolygondarstellung angefertigt. Diese kumulative Häufigkeitsverteilung erhält man durch schrittweises Aufaddieren der einfachen Häufigkeiten aufeinanderfolgender Klassen.

Entsprechend der logarithmischen Abszissenteilung mußten zur Bestimmung der statistischen Maßzahlen der Häufigkeitsverteilung die Einzelwerte der Gebirgsdurchlässigkeit logarithmiert werden.

Der Mittelwert wurde dann nach folgender Formel berechnet:

$$\lg \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg x_i \quad (3)$$

Für das arithmetische Mittel der logarithmierten Einzelwerte wurde die Standardabweichung nach der Formel

$$\lg s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \lg (x_i - \bar{x})^2} \quad (4)$$

bestimmt.

Zur weiteren Charakterisierung der jeweiligen Häufigkeitsverteilung wurden zudem noch die Varianz (s^2), der Median (Q_2), der oder die Gipfelwerte sowie die Schiefe nach PEARSON [$S = (\lg \bar{x} - \lg Q_2) / \lg s$] bestimmt.

Zur Beurteilung der Übertragbarkeit der Stichprobenmaßzahl auf die entsprechende Grundgesamtheit wurde für den Mittelwert und den Median zusätzlich noch das Konfidenzintervall auf dem 95-%- und dem 99-%-Niveau (nur für den Mittelwert) berechnet.

Des weiteren wurden über den SNEDECOR-F-Test, den STUDENT-t-Test und den χ^2 -Test die Varianzen, die Mittelwerte und die k_f -Werte-Verteilung von Unterem und Mittlerem Buntsandstein miteinander verglichen.

2.1.3. Die Häufigkeitsverteilung der Durchlässigkeitsbeiwerte der untersuchten Brunnen

Die Gebirgsdurchlässigkeit der Schichten des Unteren Buntsandsteins schwankt zwischen $1 \cdot 10^{-7}$ und $5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Ihre Häufigkeitsverteilung ist deutlich zweigipfelig. Diese Tatsache findet ihre Begründung in einer heterogenen Grundgesamtheit: Die Gebirgsdurchlässigkeit der Gelnhausen-Folge ist, wie die Auswertung von WD-Tests ergab (Kap. 2.2.2.), im Mittel um eine Zehnerpotenz höher als die der Salmünster-Folge. Entsprechend ist auch die Häufigkeitsverteilung (Abb. 3.1) zu interpretieren: Während der erste Gipfelwert zwischen $1,0 \cdot 10^{-6}$ und $1,8 \cdot 10^{-6}$ m/s wahrscheinlich mehr die Brunnen repräsentiert, bei denen vorwiegend aus den Schichten der Salmünster-Folge Wasser entnommen wurde, dürfte der um eine Zehnerpotenz höhere Gipfelwert vorwiegend die Brunnen in der Gelnhausen-Folge repräsentieren.

78% (Abb. 3.2) der ausgewerteten Pumpversuche aus dem Unteren Buntsandstein weisen einen Durchlässigkeitsbeiwert von $\leq 10^{-5}$ m/s auf, fallen also nach der in HÖLTING (1980) gegebenen Gliederung in den schlecht durchlässigen Bereich. Davon liegen wiederum 58% im Intervall zwischen $k_f = 10^{-6}$ und 10^{-5} m/s.

Obwohl die Verteilung der k_f -Werte aus dem Unteren Buntsandstein keine Normalverteilung darstellt, wurde doch versucht, über einfache statistische Verfahren die rechnerisch abgeschätzten k_f -Werte zusammenfassend auszuwerten. Berechnungsgrundlage waren 73 k_f -Werte aus dem Unteren Buntsandstein.

Der Mittelwert (\bar{x}) für die Durchlässigkeit der Gesteine des Unteren Buntsandsteins beträgt $3,2 \cdot 10^{-6}$ m/s. Dieses Mittel liegt mit einer Sicherheit von 95% zwischen den k_f -Werten $2,4 \cdot 10^{-6}$ m/s und $4,5 \cdot 10^{-6}$ m/s und mit einer Sicherheit von 99% zwischen den k_f -Werten $2,2 \cdot 10^{-6}$ und $4,8 \cdot 10^{-6}$ m/s. Die Standardabweichung ($\lg s$) beträgt 0,60, die mittlere Abweichung der k_f -Wert-Schätzung vom Erwartungswert liegt somit zwischen den Grenzen $8,0 \cdot 10^{-7}$ und $1,3 \cdot 10^{-5}$ m/s. Für den Median (Q_2) wurde ein k_f -Wert von $3,0 \cdot 10^{-6}$ m/s mit einem 95% Konfidenzintervall zwischen den k_f -Werten $2,2 \cdot 10^{-6}$ und $4,8 \cdot 10^{-6}$ m/s ermittelt, die Schiefe der Verteilung nach PEARSON beträgt 0,05.

Die Gebirgsdurchlässigkeit der Schichten des Mittleren Buntsandsteins schwankt zwischen den k_f -Werten $1 \cdot 10^{-7}$ und $3 \cdot 10^{-5}$ m/s. Die Häufigkeitsverteilung (Abb. 4.1) weist ein deutliches Maximum zwischen $k_f = 1,8 \cdot 10^{-6}$ und $3,2 \cdot 10^{-6}$ m/s auf. Kleinere, nicht signifikant ausgebildete Nebenmaxima liegen zwischen $k_f = 1,8 \cdot 10^{-7}$ und $3,2 \cdot 10^{-7}$ m/s sowie zwischen $k_f = 5,6 \cdot 10^{-6}$ und $1,0 \cdot 10^{-5}$ m/s.

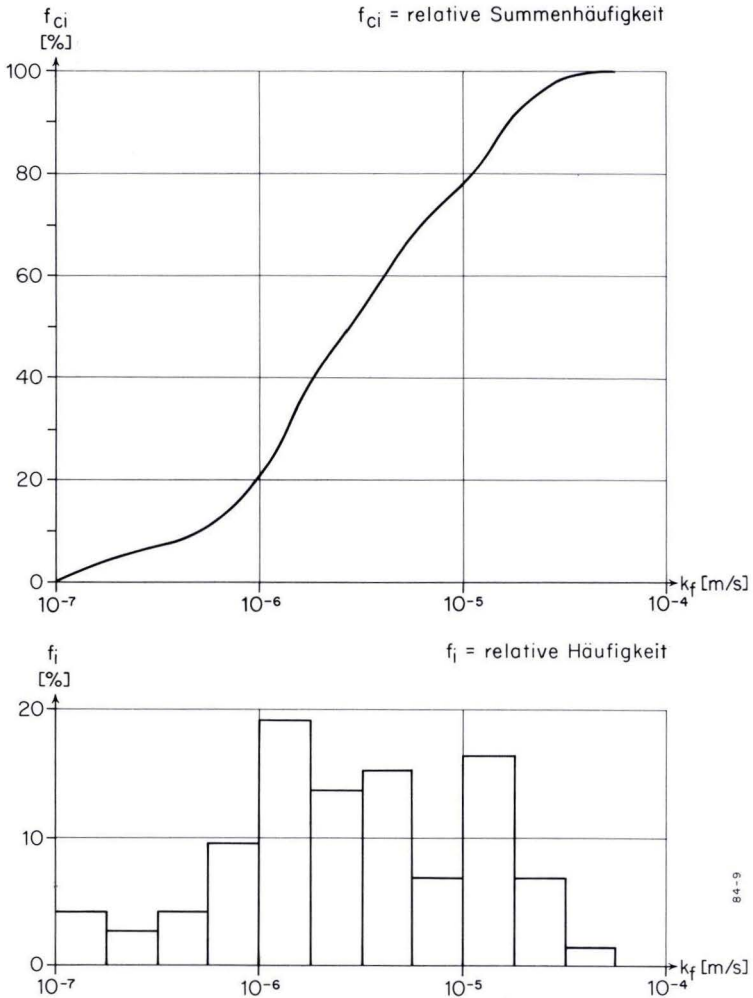


Abb. 3. Häufigkeitsverteilung (3.1, unten) und Summenpolygon (3.2, oben) der k_f -Werte, ermittelt über Pumpversuche aus dem Unteren Buntsandstein.

In der deutlichen Ausbildung des Gipfelwertes spiegelt sich der dominierende Anteil der Brunnen aus der Volpriehausen-Folge wider (mehr als 60% aller ausgewerteten Pumpversuchsergebnisse aus dem Mittleren Buntsandstein entstammen Brunnen aus der Volpriehausen-Folge). Die Gesteine der Detfurth- und Hardeggen-Folge weisen demgegenüber ein Maximum bei $k_f = 5 \cdot 10^{-6}$ m/s auf, das Maximum der Solling-Folge liegt bei $8 \cdot 10^{-6}$ m/s. Dem Einfluß der Schichtenfolge des höheren Mittleren Buntsandsteins auf die Häufigkeitsverteilung ist der Gipfelwert zwischen $k_f = 5,6 \cdot 10^{-6}$ und $1,0 \cdot 10^{-5}$ m/s zuzuschreiben.

Der Anteil der k_f -Werte, die die 10^{-5} -m/s-Grenze unterschreiten, beträgt im Mittleren Buntsandstein sogar 88% (Abb. 4.2). Allerdings fallen in das Intervall zwischen $k_f =$

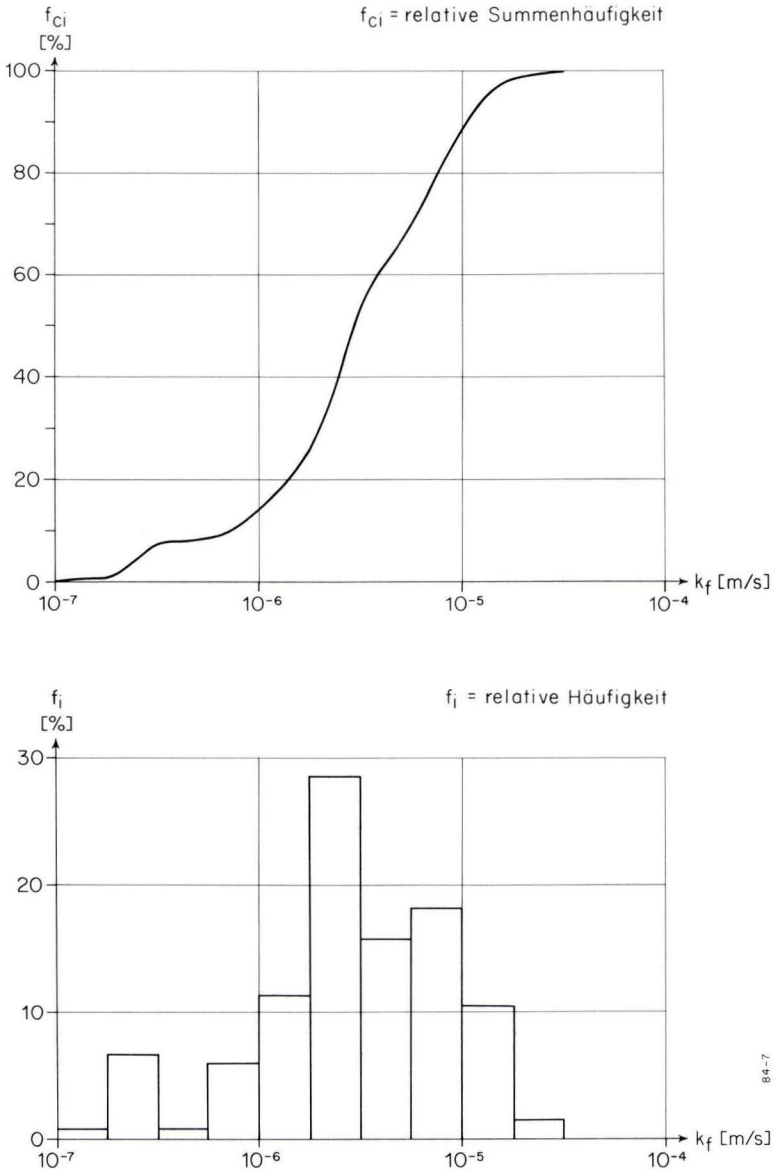


Abb. 4. Häufigkeitsverteilung (4.1, unten) und Summenpolygon (4.2, oben) der k_f -Werte, ermittelt über Pumpversuche aus dem Mittleren Buntsandstein.

$1 \cdot 10^{-6}$ und $1 \cdot 10^{-5}$ m/s 74% aller ausgewerteten Pumpversuche. Berechnungsgrundlage für die statistische Auswertung der k_f -Werte aus dem Mittleren Buntsandstein waren 133 Pumpversuche.

Der Mittelwert (\bar{x}) wurde mit $k_f = 3,3 \cdot 10^{-6}$ m/s bestimmt. Dieses Mittel liegt mit einer Sicherheit von 95% zwischen den k_f -Werten $2,8 \cdot 10^{-6}$ und $4,0 \cdot 10^{-6}$ m/s und mit einer Sicherheit von 99% zwischen den k_f -Werten $2,6 \cdot 10^{-6}$ und $4,2 \cdot 10^{-6}$ m/s. Die Standardabweichung ($\lg s$) beträgt 0,47, die mittlere Abweichung der k_f -Wert-Schätzung vom Erwartungswert liegt somit zwischen den Grenzen $1,1 \cdot 10^{-6}$ und $9,7 \cdot 10^{-6}$ m/s. Für den Median (Q_2) wurde ein k_f -Wert von $3,0 \cdot 10^{-6}$ m/s mit einem 95%-Konfidenzintervall zwischen den k_f -Werten $2,6 \cdot 10^{-6}$ und $4,2 \cdot 10^{-6}$ m/s ermittelt, die Schiefe der Verteilung nach PEARSON beträgt 0,09.

Signifikante Unterschiede zwischen den Grundgesamtheiten der k_f -Werte aus dem Unteren und dem Mittleren Buntsandstein konnten weder über den SNEDECOR-F-Test, den STUDENT-t-Test noch den χ^2 -Test aufgedeckt werden. Diese aus den Mittelwerten und den Streubereichen gewonnene Erkenntnis läßt den Schluß zu, daß die Gebirgsdurchlässigkeit weniger von den Gesteinseigenschaften bestimmt wird als vielmehr von der Wasserwegsamkeit des Trennflächengefüges. Dies stimmt mit Beobachtungen von DURBAUM, MATTHES & RAMBOW (1969) überein, die für den Buntsandstein Nordhessens für die Gesteinsdurchlässigkeit einen Wert bis zu 20% der Gebirgsdurchlässigkeit ermittelten. Ähnliche Verhältnisse von Gesteins- zu Gebirgsdurchlässigkeit teilte MÄRZ (1977) für den unter- und oberfränkischen Buntsandstein mit.

Demnach kann man also im hier betrachteten Gebiet für den Unteren und Mittleren Buntsandstein als Schwankungsbereich der Gebirgsdurchlässigkeit mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 60% das Intervall zwischen $k_f = 1 \cdot 10^{-6}$ und $1 \cdot 10^{-5}$ m/s angeben. Dies entspricht bei einer häufigen Bohrtiefe von 100 m einer Transmissivität von $T = 1 \cdot 10^{-4}$ bis $1 \cdot 10^{-3}$ m²/s. Zu einem entsprechenden Ergebnis gelangten auch EINSELE & MERKLEIN (1978) bei Betrachtung der Transmissivität des Buntsandsteins des Mittelmain- und des Regnitz-Gebietes. Etwas höhere Werte ($T = 1,1 \cdot 10^{-4}$ bis $1,5 \cdot 10^{-2}$ m²/s) errechneten UDLUFT (1971) und GEORGOTAS (1972) für den Buntsandstein des Oberen Sinntales und im Bad Kissinger Raum.

Die hier im Bereich der DB-Neubaustrecke ermittelten Werte der Gebirgsdurchlässigkeit für den Mittleren Buntsandstein sind für Nordhessen nicht repräsentativ. So sind zum Beispiel in der weiteren Umgebung von Kassel, insbesondere in der dort mächtiger ausgebildeten Hardegsen- und Solling-Folge, wesentlich höhere k_f -Werte bekannt.

2.1.4. Beziehung zwischen der Gebirgsdurchlässigkeit und dem Leistungsquotienten

Bei Vorliegen von Pumpversuchsergebnissen läßt sich der Zusammenhang zwischen der Gebirgsdurchlässigkeit und dem Leistungsquotienten (Volumenstrom je Meter Spiegelabsenkung in l/s · m) darstellen (Abb. 5). Ein deutlicher Zusammenhang – wenn auch höherer Ordnung – zwischen beiden Variablen ist erkennbar.

Bei k_f -Werten unter $1 \cdot 10^{-6}$ m/s ist die Brunnenleistung generell gering ($< 0,1$ l/s · m). Die Zunahme im Intervall zwischen $k_f = 10^{-7}$ und 10^{-6} m/s liegt unter $0,1$ l/s · m. Im Intervall zwischen $k_f = 10^{-6}$ und 10^{-5} m/s nimmt der Leistungsquotient in etwa linear bei steigendem k_f -Wert zu. Die Zunahme des Leistungsquotienten in diesem Intervall beträgt im Mittel $0,6$ l/s · m. Ab einem k_f -Wert von $> 10^{-5}$ m/s steigt der Leistungsquotient bei steigender Durchlässigkeit unverhältnismäßig stark an. Ergiebigkeitsunterschiede zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein waren nicht feststellbar.

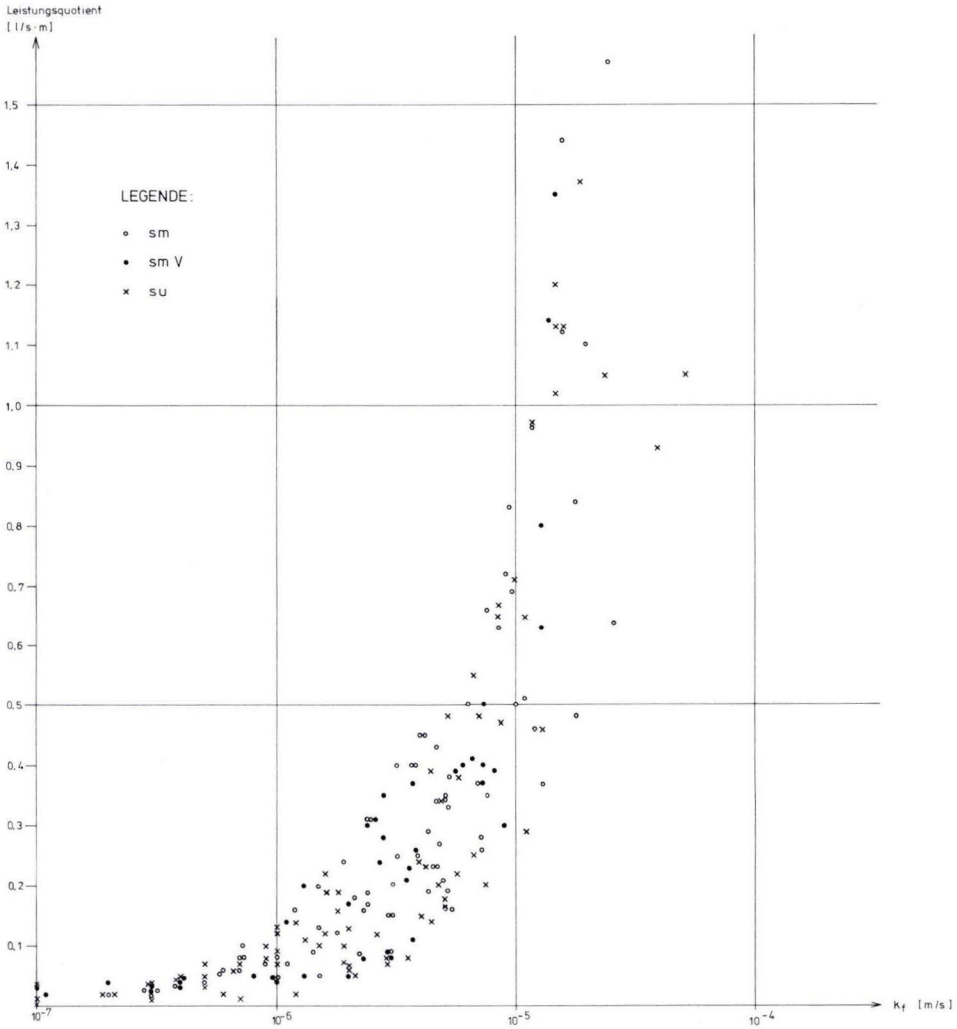


Abb. 5. Abhängigkeit der Leistungskoeffizienten vom k_f -Wert.

2.1.5. Beziehung zwischen der Gebirgsdurchlässigkeit und der Neigung der Grundwasseroberfläche

In doppellogarithmischer Darstellung läßt sich graphisch die Beziehung zwischen der Gebirgsdurchlässigkeit und der Neigung der Grundwasseroberfläche wiedergeben (Abb. 6). Dabei wurden die ermittelten Neigungsverhältnisse als Wertespannen dargestellt, die zu einer bestimmten Neigung der Grundwasseroberfläche auf der Ordinate einen Bereich für die Gebirgsdurchlässigkeit auf der Abszisse angeben. Sinnvolle Neigungswerte ergaben sich

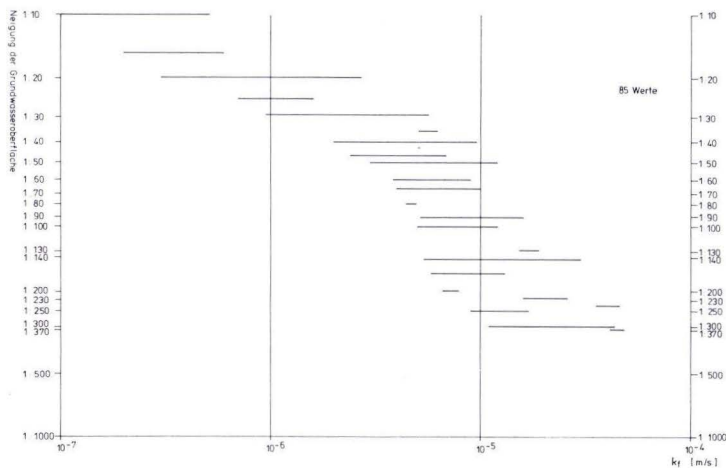


Abb. 6. Abhängigkeit der Neigung der Grundwasser Oberfläche vom k_f -Wert.

zwischen benachbarten Brunnen oder zwischen Brunnen und dazugehöriger Vorflut nur, wenn drei auf Meereshöhe beziehbare Punkte der Grundwasser Oberfläche in einem Ortskreis mit einem Radius < 1 km lagen.

Schichtfolgen mit einem Neigungsverhältnis der Grundwasser Oberfläche bis 1:25 weisen demnach einen k_f -Wert $< 1 \cdot 10^{-6}$ m/s auf, ein Neigungsverhältnis bis 1:250 spricht für k_f -Werte $< 1 \cdot 10^{-5}$ m/s, flachere Neigungsverhältnisse (bis 1:400) treten in Schichtfolgen mit einem k_f -Wert bis $5 \cdot 10^{-5}$ m/s auf.

2.2. Auswertung von hydrogeologischen Bohrlochversuchen aus der Haupterkundungsphase für die DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg

Im Rahmen der Haupterkundung für die DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg wurden in den PA 14 und 15 (zwischen Melsungen und Unterschwarz; Abb. 1) 18 Pumpversuche, 286 WD-Tests und 8 Schluckversuche ausgeführt. Des weiteren wurden die Grundwasserstände in den zu Meßstellen ausgebauten Bohrungen in den ersten 10–20 Monaten in 1wöchentlichem Rhythmus gemessen. Die Daten sind teilweise geologischen Gutachten des Geotechnischen Büros, Olpe, der IBOG und des Büros Dr. PICKEL, Fulda 1, entnommen. Eine Auswertung dieser Daten liegt den im folgenden mitgeteilten Ergebnissen zugrunde.

2.2.1. Auswertung der Pump- und Schluckversuche

In den PA 14 und 15 wurden zur Bestimmung der Gebirgsdurchlässigkeit 18 Pump- und 8 Schluckversuche (vgl. 2.2) ausgewertet. Die Pumpversuche wurden in Bohrlöchern mit einem Ausbau zwischen 125 und 178 mm i.a. über einen längeren Zeitraum bis zur Beharrung gefahren. In den meisten Fällen wurde auch der Wiederanstieg gemessen. In einigen Fällen war der Förderstrom so gering, daß der Pumpbetrieb eingestellt werden mußte.

Bei den Schluckversuchen wurde über 10 Minuten Wasser dem Bohrloch zugeführt. Diese Wassermengen schwankten zwischen 40 l/10 min und 2100 l/10 min je nach Durchlässigkeit des Gebirges.

Die Pumpversuche wurden nach 4 Methoden ausgewertet (vgl. u. a. HÖLTING 1980: 106ff.):

- stationärer Zustand, Absenkung nur im Brunnen bekannt, freie Grundwasseroberfläche (nach DUPUIT):

$$k_f \approx \frac{2,3 \cdot Q}{H^2 - h^2} \text{ [m/s]} \quad (5)$$

abgeleitet von

$$k_f = \frac{2,3 \cdot Q \cdot (\lg R - \lg r)}{\pi \cdot (H^2 - h^2)} \text{ [m/s]} \quad (6)$$

mit $R \approx 1000 \cdot r$

darin bedeuten:

- Q [m³/s] : Entnahme
- H [m] : ruhender Wasserstand über der Grundwassersohle
- h [m] : abgesenkter Wasserstand über der Grundwassersohle
- R [m] : Reichweite der Absenkung
- r [m] : wirksamer Bohrlochradius

- stationärer Zustand, Absenkung im Brunnen sowie in zwei Grundwassermeßstellen auf einer Seite und in einer Linie mit dem Brunnen bekannt, freie Grundwasseroberfläche (nach DUPUIT & THIEM):

$$k_f = \frac{2,3 \cdot Q \cdot (\lg r_2 - \lg r_1)}{\pi \cdot (h_2^2 - h_1^2)} \text{ [m/s]} \quad (7)$$

darin bedeuten:

- Q [m³/s] : Entnahme
- h₁/h₂ [m] : Standrohrspiegelhöhen in den betrachteten Grundwassermeßstellen 1 und 2
- r₁/r₂ [m] : zugehörige Entfernungen (radialer Abstand der Meßstellen 1 und 2 vom Brunnen)

- instationärer Zustand nach THEIS für die Auswertung des Wiederanstiegs im Brunnen (zit. nach KRIELE & MÄRZ 1981: 105):

$$T = 0,183 \cdot Q \cdot \frac{\Delta \lg (t/t')}{\Delta s_r} \text{ [m}^2\text{/s]} \quad (8)$$

darin bedeuten:

- T [m²/s] : Transmissivität ($T = k_f \cdot M$, wobei M die Mächtigkeit des Grundwasserleiters bzw. die Tiefe der Bohrung repräsentiert)
- Q [m³/s] : Entnahme
- s_r [m] : Restabsenkung während des Wiederanstiegs
- t/t' : Verhältnis der Zeit seit Pumpbeginn/Zeit seit Abstellen der Pumpe

– instationärer Zustand nach COOPER & JACOB (Vereinfachung des THEISSchen Verfahrens durch Vernachlässigung der Porendrängung):

$$T \approx \frac{0,183 \cdot Q}{\Delta s} [\text{m}^2/\text{s}] \quad (9)$$

darin bedeuten:

Δs [m] : Kurvensteigung

Die Schluckversuche wurden nach folgender Formel ausgewertet (SCHULER 1973):

$$k_f = \frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot L \cdot H} \cdot \ln \frac{L}{r_a} [\text{m}/\text{s}] \text{ mit } L > 10 r_a \quad (10)$$

darin bedeuten:

Q [m^3/s]: Zugaberate

L [m] : Höhe des offenen bzw. verfilterten Bohrloches

H [m] : Höhe der Wassersäule über dem natürlichen Grundwasserspiegel

r_a [m] : wirksamer Radius der Bohrung

Die k_f -Werte der ausgeführten Pumpversuche schwanken zwischen $4 \cdot 10^{-8}$ und $6 \cdot 10^{-6}$ m/s (Tab. 1). Ihre Leistungsquotienten liegen zwischen 0,0004 und 0,2 l/s · m; diese geringe Ergiebigkeit bei den Pumpversuchen hat seine Begründung auch in der Tatsache, daß so gut wie alle Bohrungen nicht oder nur unwesentlich unter das Hauptvorflutniveau abgeteufelt wurden. Die über die Bohrungen des Untersuchungsprogramms ermittelten k_f -Werte dürfen jedoch trotzdem als gültig erachtet werden, weil in fast allen Fällen auch die Auswertung des Wiederanstiegs in die mitgeteilten k_f -Werte einging. Eine Gegenüberstellung der Auswertemethoden nach DUPUIT und THEIS (Abb. 7) ergab zudem noch eine befriedigende Übereinstimmung zwischen beiden Verfahren. Die Ergebnisse unterscheiden sich um weniger als eine Größenordnung, wobei die Werte nach DUPUIT meist höher sind als die über das Verfahren nach THEIS ermittelten. Dies hängt damit zusammen, daß die Pumpversuche oftmals nicht bis zur Beharrung gefahren wurden und somit eine wesentliche Bedingung für eine Auswertung nach dem Verfahren von DUPUIT nicht erfüllt war. Den Ergebnissen der Auswertung des Wiederanstiegs dürfte deshalb der Vorzug zu geben sein.

Die Schluckversuche (nur im PA 15 durchgeführt) erbrachten k_f -Werte zwischen $8 \cdot 10^{-8}$ und $3 \cdot 10^{-6}$ m/s (Tab. 2).

Tab. 1. Mittelwerte (\bar{x}_{k_f}) der durchgeführten Pumpversuche (in Klammern: Anzahl der Pumpversuche)

GO,s – G,s	(5)	$1,5 \cdot 10^{-6}$ m/s
G,st – SA,st	(8)	$1,4 \cdot 10^{-6}$ m/s
V,st	(3)	$7,8 \cdot 10^{-7}$ m/s
H,st – S,s	(2)	$1,5 \cdot 10^{-6}$ m/s

Tab. 2. k_f -Werte bzw. ihre Mittelwerte (\bar{x}_{k_f}) der durchgeführten Schluckversuche (in Klammern: Anzahl der Schluckversuche)

SA,st – SA,ts	(1)	$1 \cdot 10^{-6}$ m/s
V,s	(1)	$1 \cdot 10^{-6}$ m/s
V,st	(5)	$9,8 \cdot 10^{-7}$ m/s
D,s – H,s	(1)	$2 \cdot 10^{-6}$ m/s

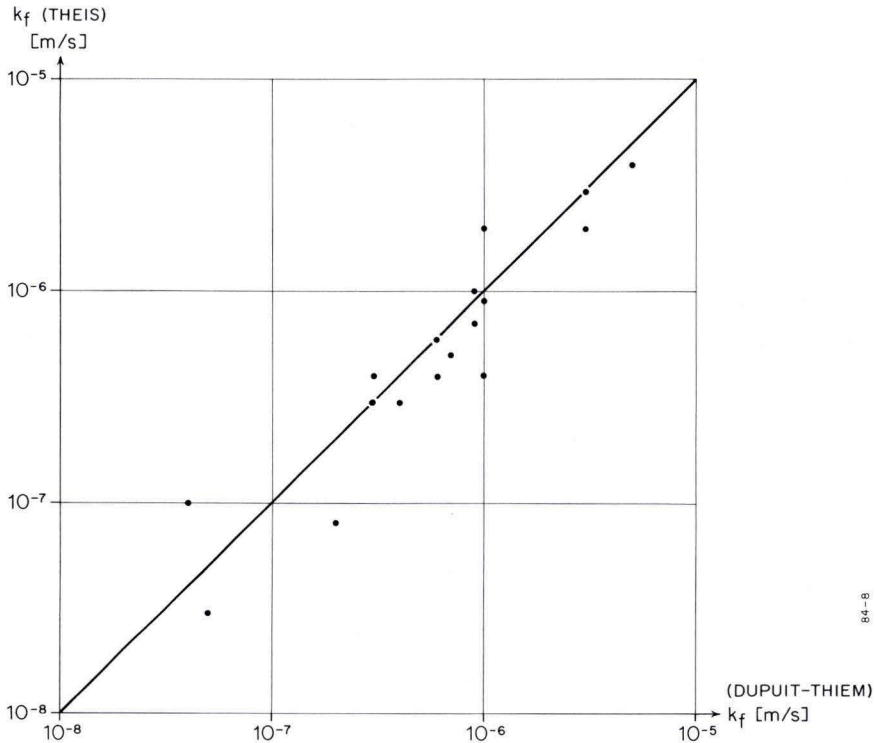
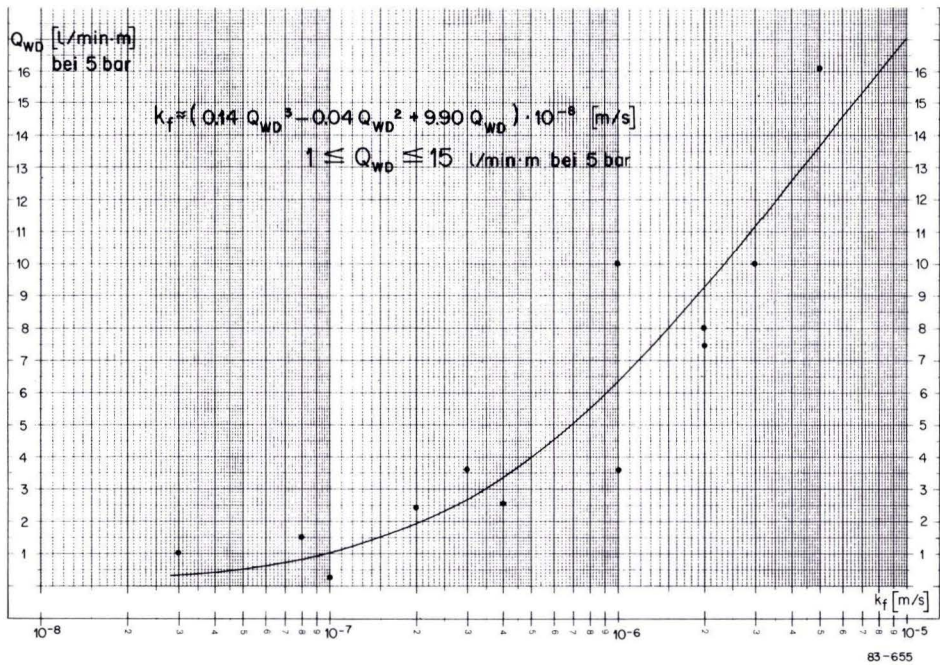


Abb. 7. Vergleich der k_f -Werte aus Pumpversuchen nach DUPUIT & THIEM und THEIS.

2.2.2. Auswertung der WD-Testergebnisse

In ausgewählten Bohrungen wurden, fortlaufend mit dem Bohrfortschritt, WD-Tests mit Einfachpackern, meist in 5-m-Strecken und Abpressungen gegen die Bohrlochsohle, durchgeführt. Dabei wurde möglichst in mehreren Druckstufen bis max. 10–12 bar abgepreßt, sowohl mit steigendem als auch mit fallendem Druck, wobei die Steigerung bzw. Minderung des Drucks möglichst in 1-bar-Stufen vorgenommen wurde. Die Druckmessungen erfolgten am Packerfuß. Für die Bestimmung der k_f -Werte wurden die Testergebnisse bei ansteigendem Druck zugrunde gelegt.

Die für die k_f -Wert-Bestimmung wichtige Festlegung eines maßgebenden WD-Wertes ist schwierig (HEITFELD 1979, EWERT 1979). Noch schwieriger jedoch ist die Angabe eines repräsentativen Wertes für die Gebirgsdurchlässigkeit aufgrund der Ergebnisse der WD-Tests in Klüftgrundwasserleitern. Ähnlich wie bei der Auswertung der Pumpversuche zur Abschätzung der Gebirgsdurchlässigkeit wurde auch für eine Auswertung der WD-Tests der Versuch unternommen, den lockergesteinsspezifischen k_f -Wert auf das Festgestein zu übertragen, obwohl die hydraulischen Voraussetzungen (Kap. 2) nur ungenügend oder teilweise auch nicht erfüllt sind. So sind im Verhältnis zur Versuchsfläche die Wasserwege z. T. so weitständig, so weit geöffnet oder aber auch so unregelmäßig im Gestein verteilt,

Abb. 8. Q_{WD} - k_f -Beziehung.

daß sich ihre Ungleichförmigkeiten erheblich auf das Versuchsergebnis auswirken. In einer Bohrung wird erst in einem größeren Gebirgsabschnitt – je nach Kluftabständen umfaßt er mehrere 10 bis 100 m – diese Heterogenität aufgehoben. Bei einem WD-Versuch wird deshalb Gleichförmigkeit praktisch nicht angetroffen.

HEITFELD (1965) hat deshalb versucht, auf der Grundlage seiner Arbeitsergebnisse an den Talsperren des Sauerlandes, empirisch von den Mittelwerten der Aufnahmemengen der WD-Versuche auf den k_f -Wert zu schließen. Nach EWERT (1979) ist die von HEITFELD erstellte Kurve aber nur mit Vorbehalt auf andere Gebirgsbedingungen übertragbar. Anhand der im Rahmen der Untersuchungsarbeiten für die DB-Neubaustrecke durchgeführten Pumpversuche und den daraus ermittelten Werten für die Gebirgsdurchlässigkeit wurde die Kurve nach HEITFELD für den osthessischen Buntsandstein modifiziert (Abb. 8). Dabei hat sich gezeigt, daß bis zu einer Aufnahmemenge von 5 l/min·m (bei 5 bar) die HEITFELD-Kurve die im Untersuchungsgebiet vorgefundene Q_{WD} - k_f -Beziehung in brauchbarer Form widerspiegelt. Bei hohen Aufnahmemengen allerdings scheint ihr Verlauf etwas zu flach zu werden. Deshalb wurden die rechnerisch abgeschätzten k_f -Werte mit dieser Kurve verglichen und gegebenenfalls geringfügig korrigiert.

Die Ergebnisse der auswertbaren WD-Versuche (170 Tests $\hat{=}$ ca. 60% aller im Buntsandstein durchgeführten Tests, Abb. 9) sind Abb. 10 (für PA 14) und Abb. 11 (für PA 15) zu entnehmen. Bei 28 WD-Tests ($\hat{=}$ ca. 10%) in dichtem Gebirge fand keine Wasseraufnahme statt, bei 88 WD-Tests ($\hat{=}$ ca. 30%) war die Durchlässigkeit so hoch, daß kein Druckaufbau erzielt werden konnte (Abb. 9).

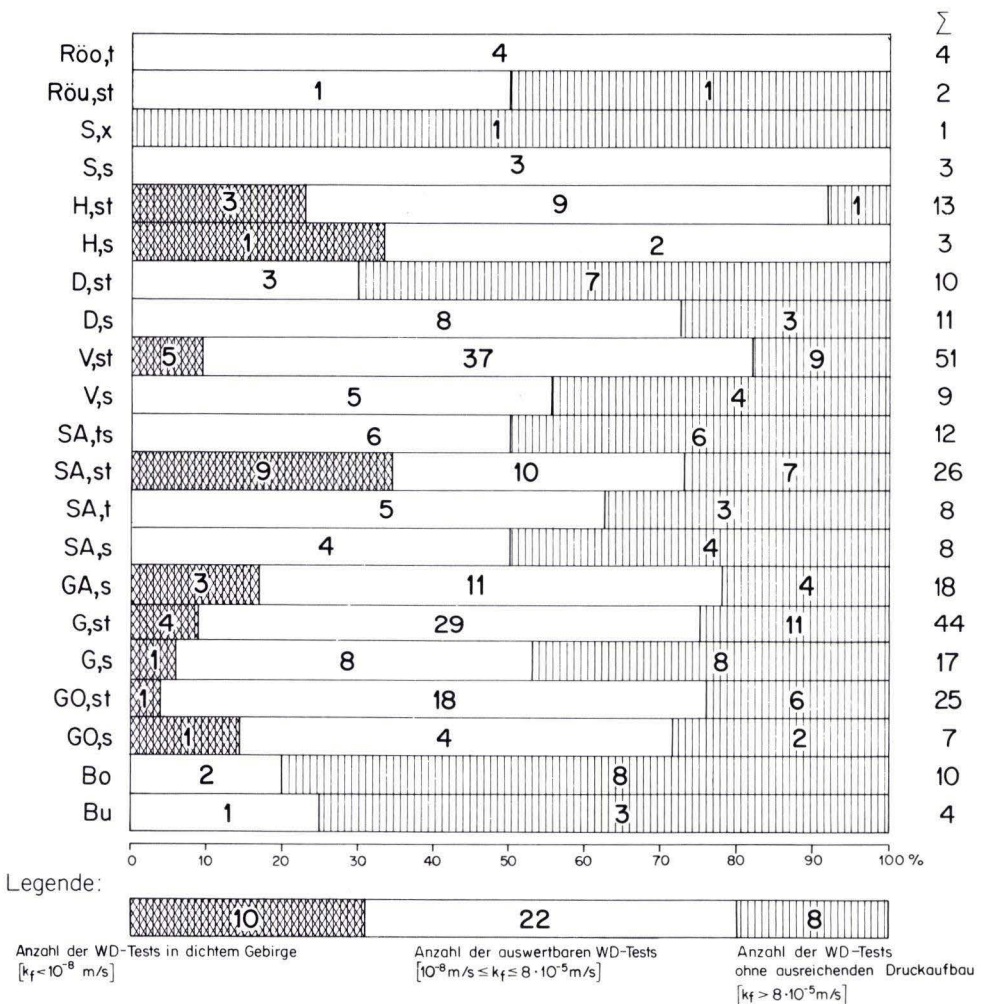


Abb. 9. Überblick über die Auswertbarkeit der durchgeführten WD-Versuche.

Einen summarischen Überblick über sämtliche ausgeführten WD-Versuche in beiden Planungsabschnitten, geordnet nach stratigraphischen Folgen, gibt Abb. 12. In allen Fällen mit einem besonders ausgeprägten Durchlässigkeitsmaximum für eine Folge wurden zudem noch die Häufigkeitsverteilungen wiedergegeben (Abb. 13 und Abb. 14).

Alle Schichtglieder der Gelnhausen-Folge (Abb. 12) weisen eine relativ einheitliche mittlere Durchlässigkeit zwischen $1 \cdot 10^{-6}$ und $3 \cdot 10^{-6}$ m/s auf. Dichte Versuchsstrecken und solche ohne Druckaufbau sind in jeder Schichtenfolge vorhanden und sichern durch ihre Verteilung (Abb. 9) den oben genannten Mittelwert ab. Geringere Durchlässigkeit sowie eine breitere Fächerung des k_f -Wertes weisen die stratigraphischen Einheiten der Salmünster-Folge auf. Die weißroten sandigen Schichten (SA, st) fallen besonders durch

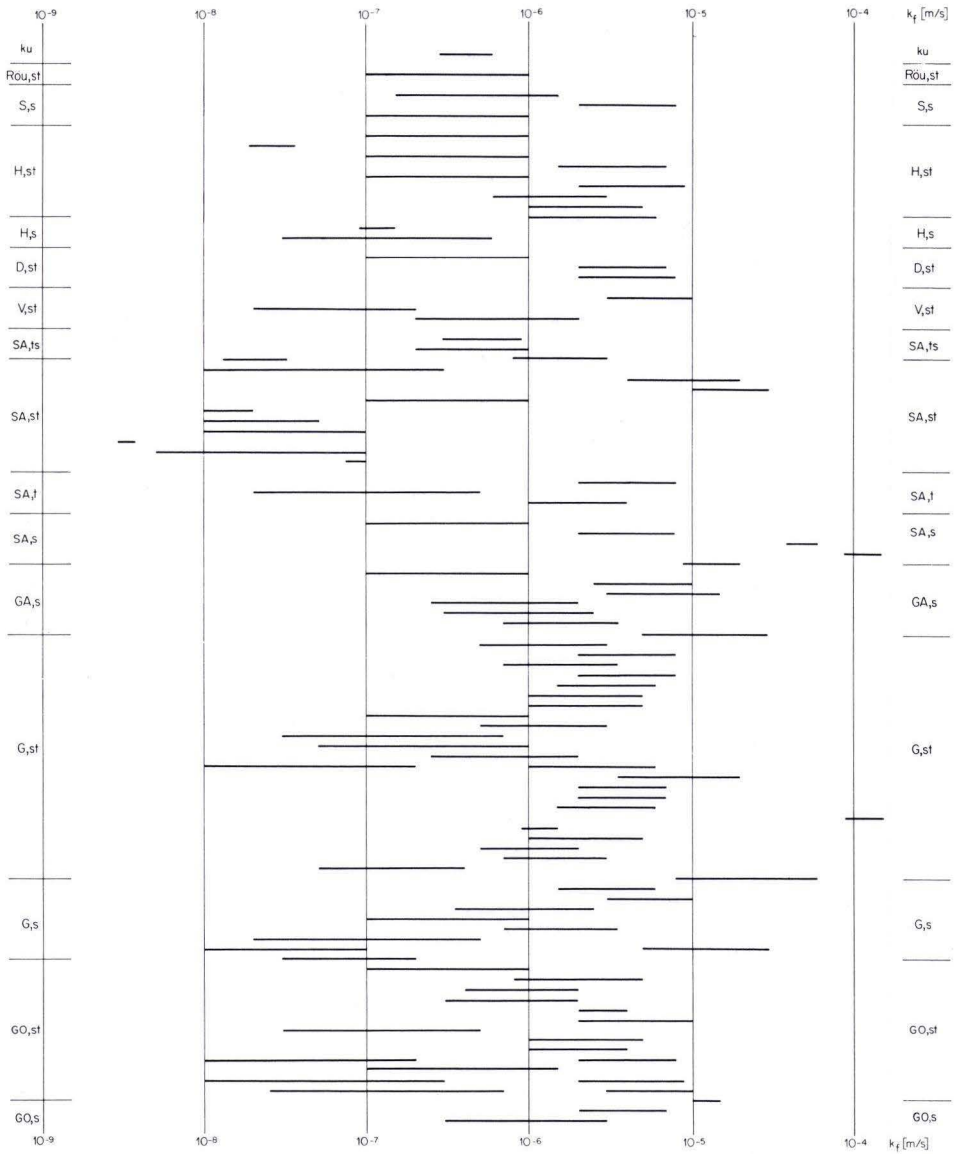


Abb. 10. WD-Versuche im Planungsabschnitt 14.

ihre sehr geringe Durchlässigkeit ($3 \cdot 10^{-8}$ bis $3 \cdot 10^{-7}$ m/s) auf, aber auch die anderen Einheiten der Salmünster-Folge weisen mit einer mittleren Durchlässigkeit von z. T. wesentlich weniger als 10^{-6} m/s auf die sehr geringe Wasserwegsamkeit dieser Folge hin. Die Anzahl der dichten Versuchsstrecken ist in den weißroten sandigen Schichten (SA, st) auch besonders hoch (Abb. 9). Die mitgeteilten engeren Bereiche für die aus WD-

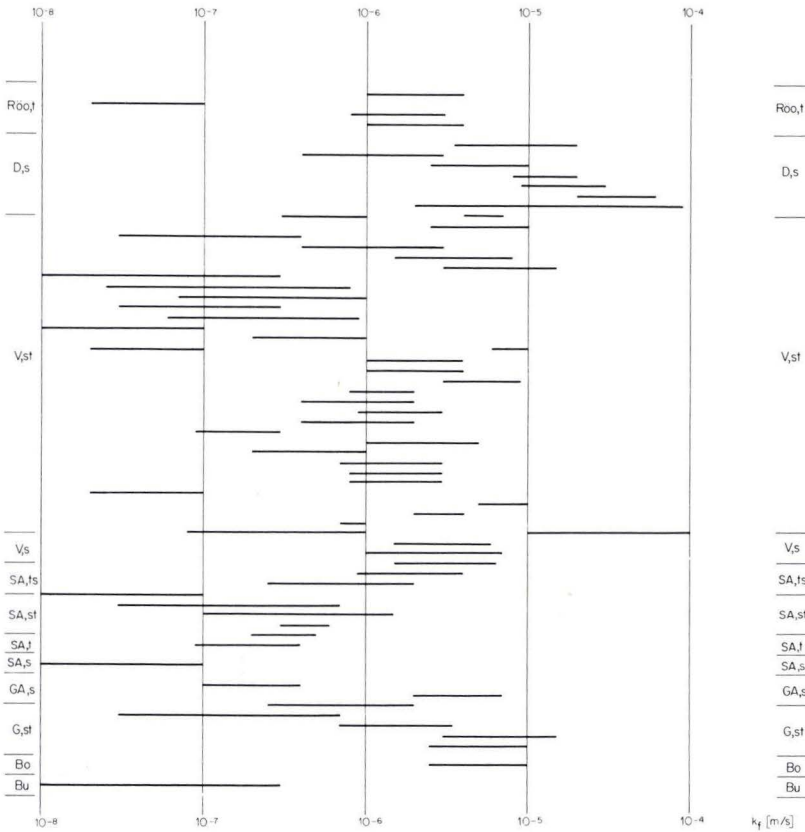


Abb. 11. WD-Versuche im Planungsabschnitt 15.

Versuchen ermittelte Gebirgsdurchlässigkeit (Abb. 12) sind in den anderen Schichtgliedern der Salmünster-Folge aufgrund der teilweise erhöhten Anzahl von Versuchsstrecken ohne Druckaufbau eher in Richtung auf höhere Durchlässigkeit zu korrigieren.

Die Wechselfolgen des Mittleren Buntsandsteins weisen mit einer mittleren Durchlässigkeit von $1 \cdot 10^{-6}$ bis $4 \cdot 10^{-6}$ m/s in sich als auch mit den Wechselfolgen der Gelnhausen-Folge eine gute Übereinstimmung auf. In der Detfurther Wechselfolge ist die Zahl der Versuchsstrecken ohne Druckaufbau jedoch besonders hoch (Abb. 9). Deutlich höher scheint dagegen die Durchlässigkeit der Basissandsteine dieser Folgen zu sein (z. B. D,s : $6 \cdot 10^{-6}$ bis $3 \cdot 10^{-5}$ m/s). Im V,s, H,s und im S,s wurden für eine gesicherte Aussage allerdings zu wenige Versuche gefahren. Bei der Wertung der mitgeteilten Mittelwerte muß jedoch immer beachtet werden, daß das Gebirge grundsätzlich eine kleinere Durchlässigkeit aufweist als die Mittelwerte kleinerer Homogenbereiche (HEITFELD & KOPPELBERG 1981 : 658).

— — — Bandbreite, ————— engerer Bereich der Durchlässigkeiten
Zahlen in Klammer geben die Anzahl der WD-Versuche wieder

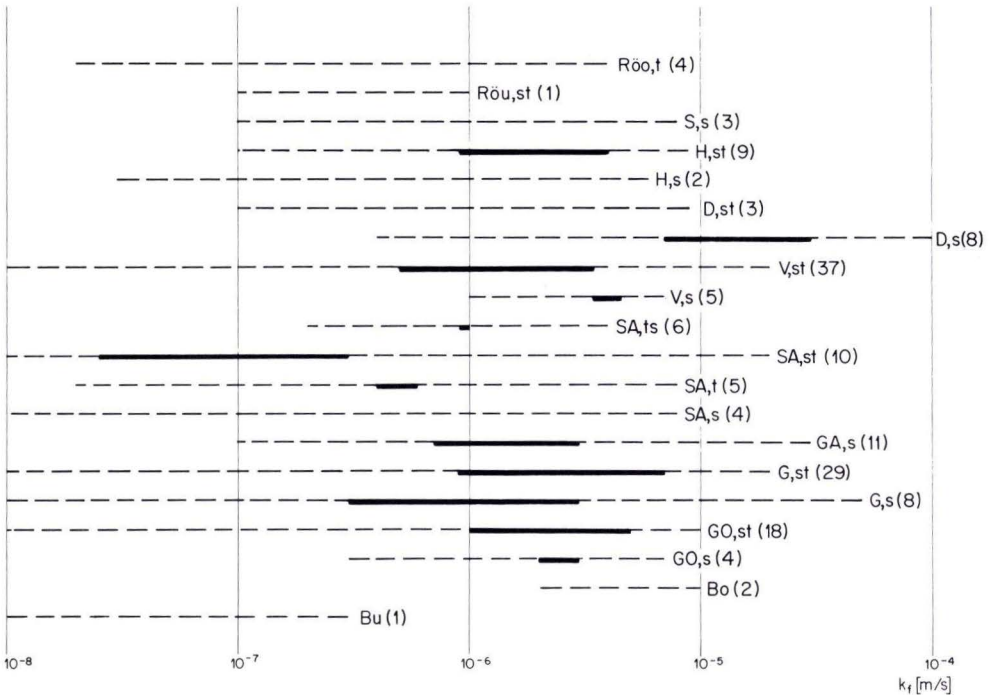


Abb. 12. Überblick über die Durchlässigkeit der Folgen des osthessischen Buntsandsteins nach WD-Versuchen.

Abb. 15 gibt die Beziehung von Q_{WD} zur jeweiligen Bohrtiefe wieder. Zur besseren Überschaubarkeit des Diagramms wurden für je 10 Meter Tiefenstufe der Mittel-, der Median- und der Modalwert berechnet und jeweils als Linie dargestellt. Ein Rückgang der Wasseraufnahme mit der Bohrtiefe ist vor allem in der Modalwertlinie dokumentiert, aber auch die Mittelwertlinie zeigt eine Abnahme von Q_{WD} mit der Tiefe an.

2.3. Vergleich von Durchlässigkeitsuntersuchungen

Durch die Bestimmung eines Wertes für die Gebirgsdurchlässigkeit nach unterschiedlichen Methoden sollte untersucht werden, inwieweit ihre Ergebnisse repräsentativ sind, welche Methode sich am besten für eine zuverlässige Bestimmung eignet bzw. in welchem Umfang durch einfache, unkomplizierte Verfahren erste Näherungswerte für die Gebirgsdurchlässigkeit gewonnen werden können. Dabei war die Frage von Bedeutung, wie sich die unterschiedlichen hydraulischen Annahmen zwischen Pump- oder Schluckversuch und WD-Tests auf das Versuchsergebnis auswirken.

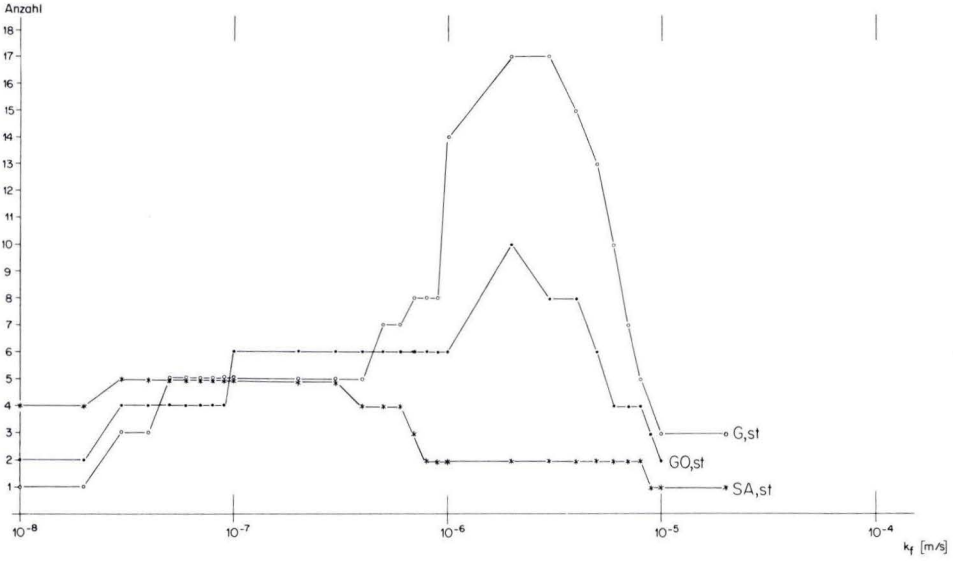


Abb. 13. Verteilung der k_f -Werte im Unteren Buntsandstein (PA 14 und 15), ermittelt über WD-Versuche.

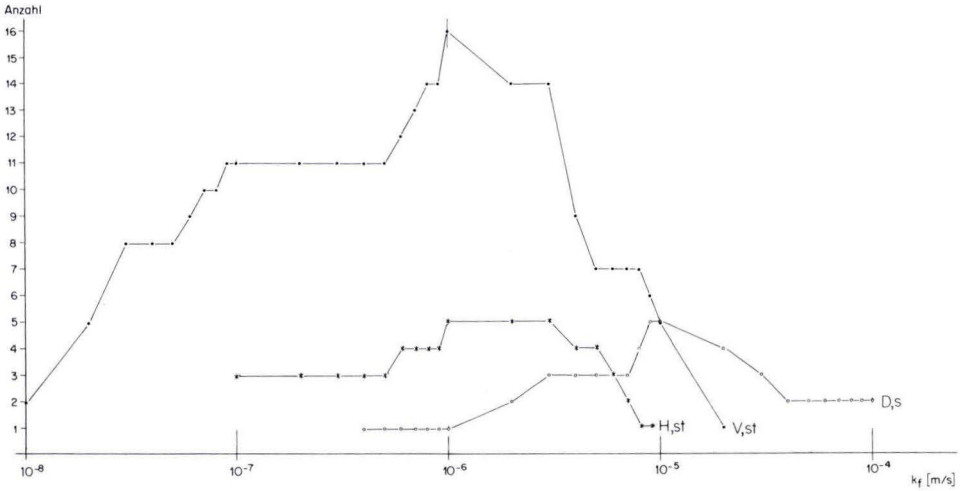


Abb. 14. Verteilung der k_f -Werte im Mittleren Buntsandstein (PA 14 und 15), ermittelt über WD-Versuche.

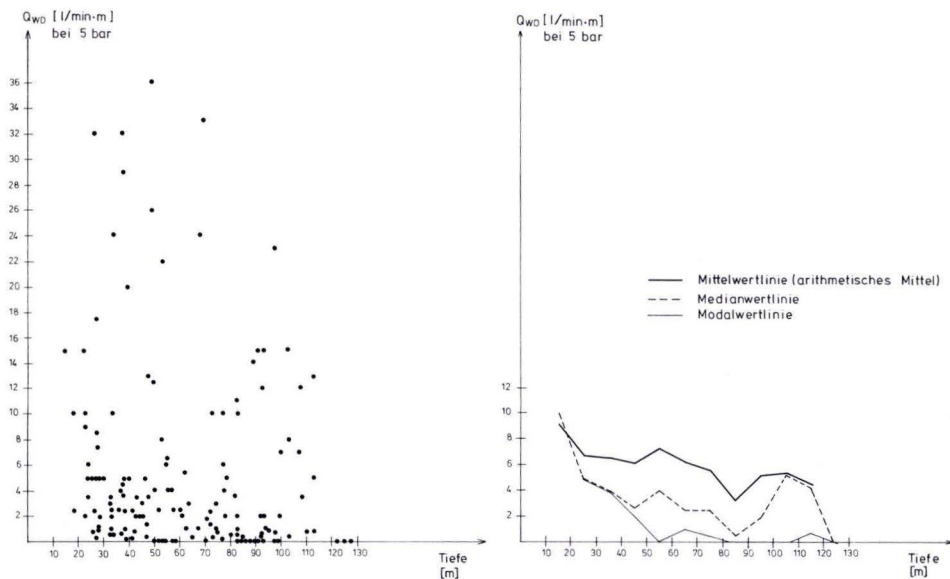


Abb. 15. Abhängigkeit der Wasseraufnahme Q_{WD} von der Tiefe unter Gelände.

Wie zu Anfang dargestellt, erscheinen bei den Pumpversuchen, wo i. a. eine Bohrlochstrecke von mehreren 10er Metern eine größere Anzahl von Trennflächen beim Pumpvorgang dräniert, die hydraulischen Randbedingungen meist näherungsweise verwirklicht. Diese Annahme läßt sich zudem noch an dem Verlauf der Absenkungs- bzw. Wiederanstiegskurve überprüfen. Bei Wasserdruckversuchen hingegen ist die Versuchsstrecke i. a. kleiner als oder gleich 5 m. Hier können die Trennflächenabstände in der Größenordnung der Versuchsstrecke liegen. Dies bewirkt, daß bei WD-Tests in verschiedenen Tiefen eines Bohrloches innerhalb einer stratigraphischen Einheit Unterschiede in den Wasseraufnahmemengen von einem Mehrfachen von $10 \text{ l/min} \cdot \text{m}$ auftreten können. Läßt man bei einer statistischen Auswertung die Extremfälle außer acht, so ergeben sich trotzdem zu den aus Pumpversuchen ermittelten k_f -Werten recht gut vergleichbare Ergebnisse (Abb. 16). In dieser Darstellung fällt auf, daß die aus den WD-Tests bestimmten k_f -Werte oftmals größer sind, als die über den Pumpversuch ermittelten. Letztere repräsentieren einen Mittelwert über die gesamte wassererfüllte Bohrlochstrecke, auch über Bereiche, die geohydraulisch als dicht anzusehen sind und somit den k_f -Wert des Gebirges verringern. WD-Versuche in diesen hydraulisch weitgehend dichten Bereichen sind aber durch eine ungenügende Wasseraufnahme, die keine Durchlässigkeitsbetrachtung ermöglicht, gekennzeichnet und gehen somit nicht in die Mittelwertbetrachtung ein (Abb. 9).

Bei einem Vergleich der Häufigkeitsverteilung der k_f -Werte aus dem Unteren und Mittleren Buntsandstein, ermittelt über Pumpversuche in Brunnenbohrungen aus dem Archiv des HlFB (Abb. 3 und 4) und den im Rahmen der Haupterkundung für die DB-Neubaustrecke ausgeführten WD-Versuche (Abb. 17), beeindruckt vor allem die vergleichbare Lage des jeweiligen Gipfelwertes. Der arithmetische Mittel- wie auch der Medianwert

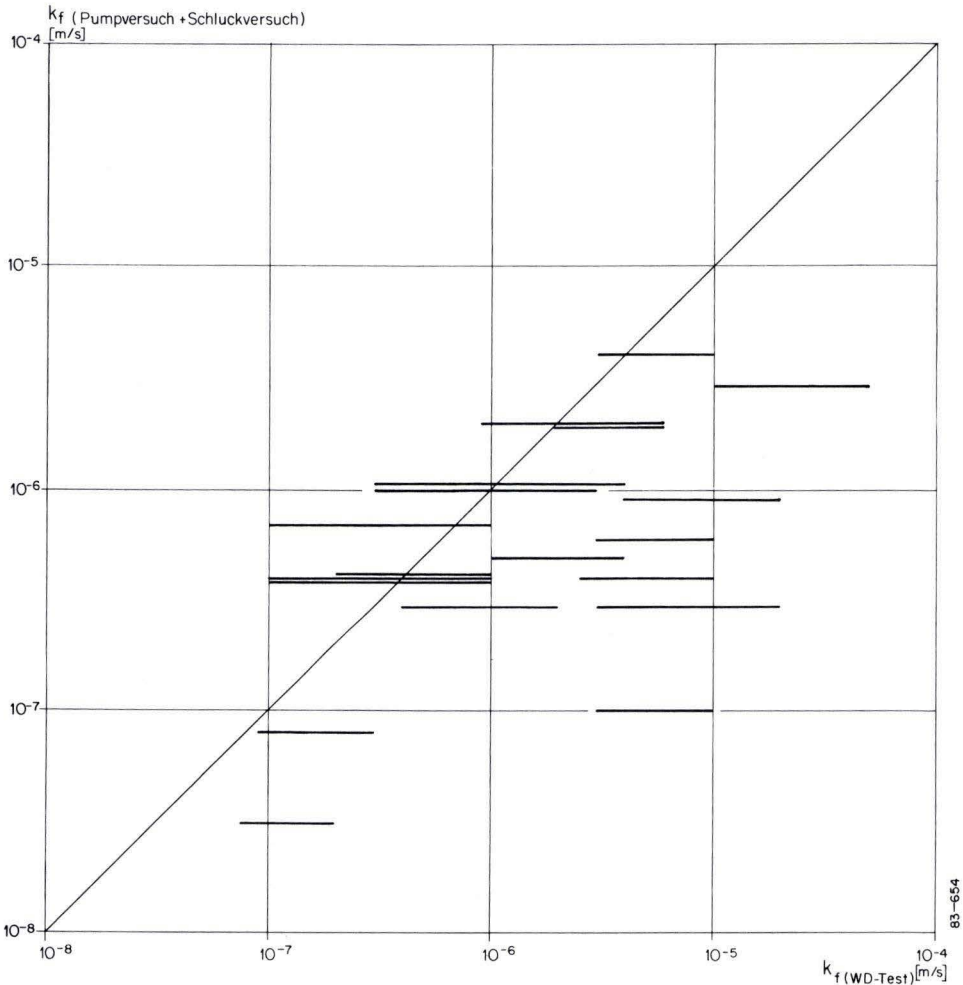


Abb. 16. Vergleich der k_f -Werte aus Pumpversuchen und WD-Tests.

sind allerdings bei den Häufigkeitsverteilungen der WD-Tests in beiden Fällen um etwa eine halbe Zehnerpotenz geringer. Diese sehr flachgipfeligen Verteilungen sind durch eine höhere Standardabweichung und somit einen höheren Streubereich als die entsprechenden, anhand der Pumpversuche erstellten Verteilungskurven gekennzeichnet (Tab. 3). Während bei den Häufigkeitsverteilungen aus Pumpversuchen der Median unter dem arithmetischen Mittel lag (positive Schiefe), wurde bei den Verteilungskurven der k_f -Werte aus WD-Tests der umgekehrte Fall (negative Schiefe) festgestellt.

In Abb. 8 sind die Q_{WD} -Werte den über Pumpversuchen aus der Erkundungsphase für die DB-Neubaustrecke bestimmten k_f -Werten gegenübergestellt. Dazu wurde aus den

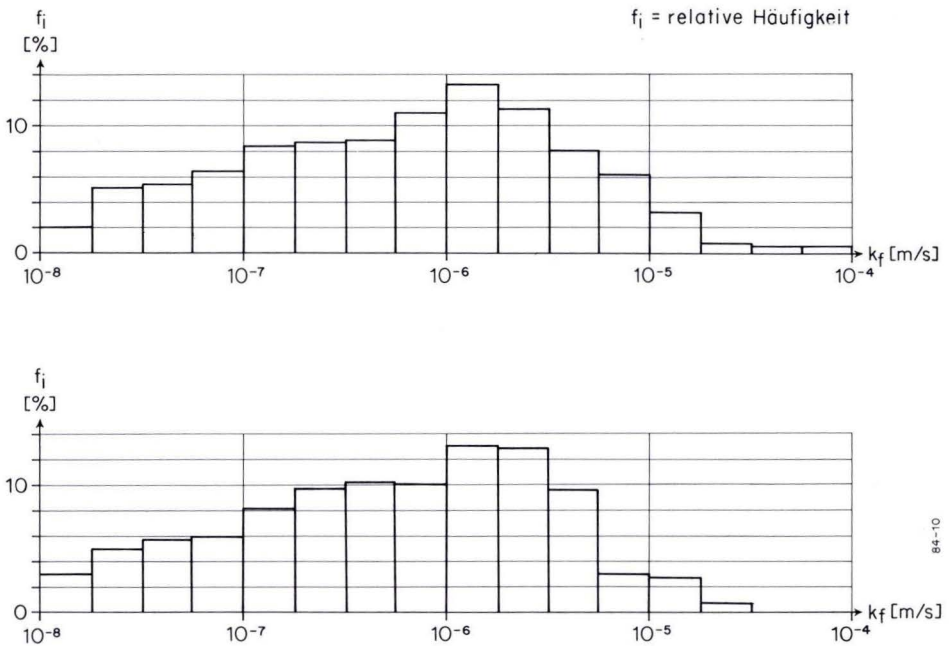


Abb. 17. Häufigkeitsverteilung der k_f -Werte, ermittelt über WD-Tests aus dem Unteren (17.1, unten) und aus dem Mittleren Buntsandstein (17.2, oben).

abschnittsweise ermittelten WD-Werten einer Bohrung durch Integration über die getestete Bohrlochstrecke ein mittlerer WD-Wert bestimmt und mit dem über den Pumpversuch abgeschätzten Wert für die Gebirgsdurchlässigkeit im selben Bohrloch korreliert.

Die Datenpunkte scharen sich relativ eng um eine Ausgleichskurve mit der mathematischen Beziehung:

$$k_f \approx (0,14 \cdot Q_{WD}^3 - 0,04 \cdot Q_{WD}^2 + 9,90 \cdot Q_{WD}) \cdot 10^{-8} \text{ [m/s]}$$

Diese Kurve ist gültig für $1 \leq Q_{WD} \leq 15 \text{ l/min} \cdot \text{m}$ bei 5 bar und sollte zumindest für die Buntsandsteingebiete in Nord- und Osthessen verallgemeinert werden können.

Abschließend wurde noch versucht, die Wasserspiegelschwankungen (Zeitraum etwa 1 Jahr) in den Grundwassermeßstellen, in denen zuvor ein Pumpversuch gefahren wurde, mit den ermittelten k_f -Werten in Verbindung zu setzen (Abb. 18). Über den festgestellten Zusammenhang lassen sich durch Messungen des Grundwasserspiegels in entsprechend ausgebauten Bohrungen erste Aussagen zum k_f -Wert ableiten.

Somit läßt sich feststellen: WD-Versuche eignen sich, ebenso wie Neigungsverhältnisse der Grundwasseroberfläche und Grundwasserspiegelschwankungen, nur zur räumlichen Abgrenzung von Zonen mit erhöhter Wasserwegsamkeit. Bei Vorliegen einer repräsentativen Anzahl von Meßergebnissen kann jedoch auch aus diesen Versuchsdaten über eine statistische Auswertung ein Näherungswert für die Gebirgsdurchlässigkeit gewonnen

Tab. 3. Auswertung der Häufigkeitsverteilungen (su = Unterer Buntsandstein, sm = Mittlerer Buntsandstein)

	Mittelwert [m/s]			lg s	Mittlere Abweichung der k_f -Schätzung vom Erwartungswert [m/s]		Medianwert [m/s]			Gipfel- wert [m/s]	Schiefe
	\bar{x}	$I_{95\%}$	$I_{99\%}$		$\bar{x} - s$	$\bar{x} + s$	Q_2	$I_{95\%}$	$I_{99\%}$		
k_f -Werte aus Pumpversuchen im su	$3,2 \cdot 10^{-6}$	$2,4-4,5 \cdot 10^{-6}$	$2,2-4,8 \cdot 10^{-6}$	0,60	$8,0 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$2,2-4,8 \cdot 10^{-6}$	$1,9-5,5 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	0,05
k_f -Werte aus WD-Tests im su	$5,3 \cdot 10^{-7}$	$4,6-6,1 \cdot 10^{-7}$	$4,4-6,3 \cdot 10^{-7}$	0,77	$8,9 \cdot 10^{-8}$	$3,1 \cdot 10^{-6}$	$6,4 \cdot 10^{-7}$	$5,4-7,7 \cdot 10^{-7}$	$5,1-8,1 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	-0,11
k_f -Werte aus Pumpversuchen im sm	$3,3 \cdot 10^{-6}$	$2,8-4,0 \cdot 10^{-6}$	$2,6-4,2 \cdot 10^{-6}$	0,47	$1,1 \cdot 10^{-6}$	$9,7 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$2,6-4,2 \cdot 10^{-6}$	$2,5-4,5 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	0,09
k_f -Werte aus WD-Tests im sm	$6,1 \cdot 10^{-7}$	$5,3-7,1 \cdot 10^{-7}$	$5,0-7,4 \cdot 10^{-7}$	0,81	$9,4 \cdot 10^{-8}$	$3,9 \cdot 10^{-6}$	$7,4 \cdot 10^{-7}$	$6,2-8,9 \cdot 10^{-7}$	$5,8-9,4 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	-0,10

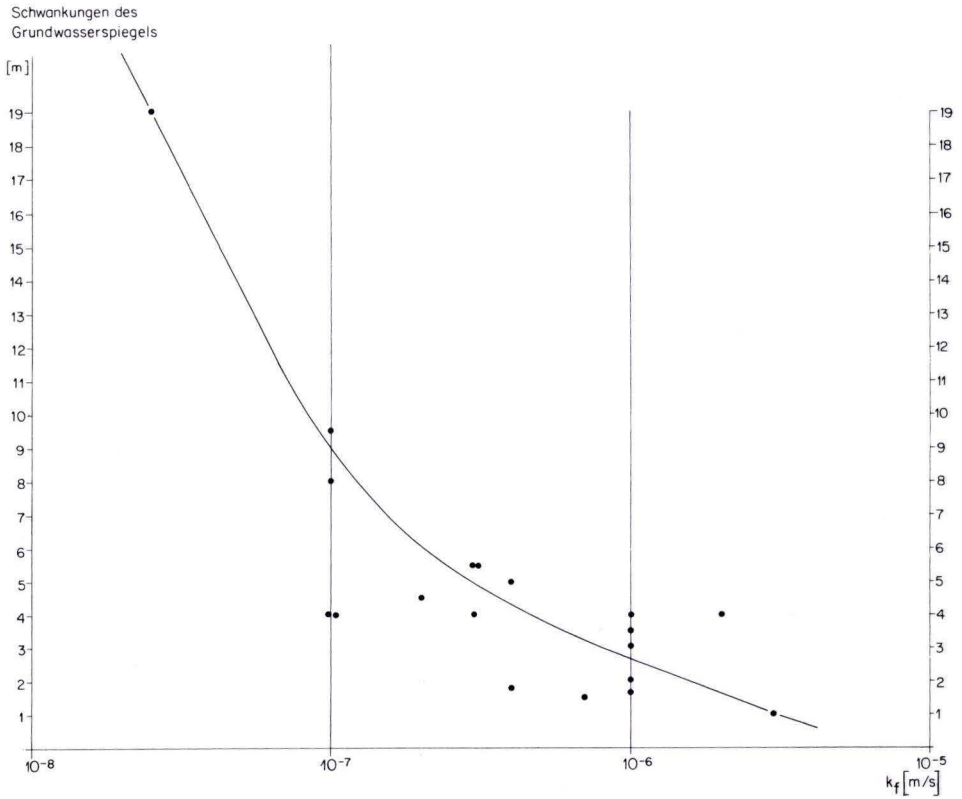


Abb. 18. Zusammenhang zwischen den Schwankungen des Grundwasserspiegels und den über Pump- und Schluckversuche ermittelten k_f -Werten.

werden. Ansonsten empfiehlt es sich, Kennwerte für die Gebirgsdurchlässigkeit über Pumpversuche, möglichst durch Auswertung des Wiederanstiegs nach THEIS, zu gewinnen.

Folgende Diagramme zur näherungsweise Bestimmung des k_f -Wertes sind anwendbar:

- a) bei Vorliegen eines Pumpversuchsergebnisses:
„Abhängigkeit der Leistungsquotienten von der Gebirgsdurchlässigkeit“ (Abb. 5),
- b) bei bekannter Neigung der Grundwasseroberfläche:
„Abhängigkeit der Neigung der Grundwasseroberfläche von der Gebirgsdurchlässigkeit“ (Abb. 6),
- c) nach durchgeführten WD-Tests:
„ Q_{WD} - k_f -Beziehung“ (Abb. 8),
- d) bei Vorliegen von längeren Meßreihen von Grundwasserständen:
„Zusammenhang zwischen den Schwankungen des Grundwasserspiegels und den über Pump- und Schluckversuche ermittelten Werten für die Gebirgsdurchlässigkeit“ (Abb. 18).

3. Schriftenverzeichnis

- BIESKE, E. (1956): Grundwasserkunde, Geräte, Baustoffe. – Handbuch des Brunnenbaus, **1**, 18 + 448 S., 392 Abb., 71 Tab.; Berlin-Konradshöhe (R. Schmidt).
- DÜRBAUM, H.-J. (1957): Über das Darcysche Gesetz. – Dt. gewässerkd. Mitt., **1**: 76–82, 3 Abb.; Koblenz.
- MATTHESS, G., & RAMBOW, D. (1969): Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. – Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., **97**: 258–274, 10 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- EINSELE, G., & MERKLEIN, I. (1978): Aquiferdaten von Fest- und Lockergesteinen im Gebiet des Mittelmains und der Regnitz. In: Das Mainprojekt. – Schr.-R. bayer. L.-Amt Wasserwirtsch., **7**: 240–250, 4 Abb., 1 Tab.; München.
- EWERT, F.-K. (1979): Untersuchungen zu Felsinjektionen, Teil 1: Fallstudien, WD-Versuche, spezifische Durchlässigkeitskennwerte. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **49**: 292 S., 131 Abb., 11 Tab.; Münster.
- GEORGOTAS, N. (1976): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Bad Kissinger Raum. – Wasser u. Boden, **1**: 11–13, 1 Abb., 1 Tab.; Hamburg.
- GRIMM, W.-D., & HOFBAUER, J. (1967): Die Grundwasserkarte von Bayern 1:25 000. – Dt. gewässerkd. Mitt., S.-H. 1967: 113–118, 5 Abb., 7 Anl.; Koblenz.
- HEITFELD, K.-H. (1965): Hydro- und baueologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. – Geol. Mitt., **5** (1–2): 210 S., 71 Abb., 18 Tab., 4 Taf.; Aachen.
- (1979): Durchlässigkeitsuntersuchungen im Festgestein mittels WD-Testen. – Mitt. Ing. u. Hydrogeol., **9**: 175–218, 20 Abb., 1 Tab.; Aachen.
- & KOPPELBERG, W. (1981): Bericht angewandte Geologie: Durchlässigkeitsuntersuchungen mittels WD-Versuchen. – Zbl. Geol. Paläont., Tl. I, **1981** (5/6): 634–661, 11 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1980): Hydrogeologie. – 340 S., 103 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Enke).
- KRIELE, W., & MÄRZ, K. (1981): Durchlässigkeitsuntersuchungen und ihre Vergleichbarkeit im Buntsandstein von Rhön und Spessart. – Ber. 3. nat. Tag. Ing.-Geol.: 101–108, 10 Abb.; Ansbach.
- MÄRZ, K. (1977): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Buntsandstein und Muschelkalk Nordbayerns (Unterlauf der fränkischen Saale/Ufr. und Gebiet Kronach und Lautertal/Ofr.). – Hydrochem. hydrogeol. Mitt., **2**: VII + 170 S., 26 Abb., 27 Tab.; München.
- SCHULER, G. (1973): Über Durchlässigkeitsbestimmungen durch hydraulische Bohrlochversuche und ihre Ergebnisse in tertiären Flinsanden (Obere Süßwassermolasse) Süddeutschlands. – bbr, **24** (8): 291–299, 6 Abb., 5 Tab.; Köln.
- UDLUFT, P. (1971): Hydrogeologie des Oberen Sinntales. – Geol. Bav., **64**: 365–384, 10 Abb., 4 Tab.; München.
- WEBER, H., ENGELS, W., & MAAK, H. (1979): Die Neubaustrecke Hannover–Würzburg. – Eisenbahntechn. Rdsch., **28**: 725–734, 3 Abb.; Darmstadt.

Manuskript eingegangen am 20. 1. 1984

Kalkaggressive Kohlensäure in Grundwässern aus dem Buntsandstein Ost Hessens

Von

ARNOLD QUADFLIEG und ADALBERT SCHRIFT*

Kurzfassung: Das im Archiv des HLFB vorhandene Datenmaterial über kalkaggressive Kohlensäure aus dem Bereich der Blätter 4823 Melsungen, 4923 Altmorschen, 5023 Ludwigseck, 5123 Niederaula, 5223 Queck, 5323 Schlitz und 5324 Hünfeld wurde, getrennt nach Stratigraphie, Art der Probenahmestelle und geographischer Lage, über statistische Methoden ausgewertet.

Die Gehalte der kalkaggressiven Kohlensäure in den Quellen aus dem Unteren Buntsandstein des gesamten untersuchten Gebietes schwanken um einen Gipfelwert zwischen 10 und 15 mg/l (arithmetisches Mittel $\bar{x} = 21$ mg/l), im Mittleren Buntsandstein umfaßt der entsprechende Gipfelwert das Intervall zwischen 25 und 30 mg/l ($\bar{x} = 32$ mg/l). Die Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein weisen einen Gipfelwert an kalkaggressiver Kohlensäure zwischen 30 und 35 mg/l auf ($\bar{x} = 31$ mg/l). Gehalte an kalkaggressiver Kohlensäure über 60 mg/l kommen im Unteren Buntsandstein praktisch nicht vor; im Mittleren Buntsandstein liegt die Überschreitungswahrscheinlichkeit dieses Wertes im Mittel von Brunnen und Quellen bei 4%.

Das als Vergleichswert bestimmte arithmetische Mittel der freien Kohlensäure in den Wässern von Quellen aus dem Unteren Buntsandstein liegt bei 26 mg/l, bei Quellen aus dem Mittleren Buntsandstein bei 36 mg/l. Die Brunnen des Mittleren Buntsandsteins weisen im Schnitt Gehalte an freier Kohlensäure um 43 mg/l auf.

Der jahreszeitliche Gang der freien Kohlensäure wurde untersucht. Maxima der kalkaggressiven Kohlensäure konnten i. a. im Frühjahr und im Herbst festgestellt werden, Minima traten vor allem in den Sommermonaten auf. Zwischen den Extremwerten von Quellen und Brunnen scheint eine Phasenverschiebung vorzuliegen.

[Lime-aggressive Carbonic Acids in the Groundwater of the Bunter Formation (Buntsandstein) in East-Hesse]

Abstract: The available data in the archives of the Geological Survey of Hesse on aggressive carbonic acid were evaluated by statistical methods, according to locality, geographical position, and stratigraphy.

The content of lime-aggressive carbonic acid groups in the springs of the Lower Bunter (Unterer Buntsandstein) around a peak value of 10 and 15 mg/l (arithmetical mean: $\bar{x} = 21$ mg/l). In the springs within the Middle Bunter (Mittlerer Buntsandstein) the corresponding peak value embraces an interval of 25 to 30 mg/l ($\bar{x} = 32$ mg/l), whereas in the wells and groundwater observation wells of the same horizon a peak value lying between 30 and 35 mg/l was registered ($\bar{x} = 31$ mg/l). Lime-aggressive carbonic acids above 60 mg/l are virtually non-occurrent in the Lower Bunter. The possibility of transgressing the afore-mentioned value lies at 4% within the wells and springs of the Middle Bunter.

* Dipl.-Geol. A. QUADFLIEG, Dr. A. SCHRIFT, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

The arithmetical mean of free carbonic acid amounts to 26 mg/l and 36 mg/l within the spring water of the Lower and Middle Bunter respectively. Free carbonic acid averages 43 mg/l within the wells of the Middle Bunter.

The seasonal variation of the free carbonic acid was examined. Maximum values of lime-aggressive carbonic acids generally occur in spring and autumn, minimum values mainly within the summer months. A phase shift between the extreme values of springs and wells seems to be existent.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	264
2. Datenerfassung und -aufbereitung	265
3. Statistische Auswertung und Interpretation: kalkaggressive Kohlensäure	267
3.1. Planungsabschnitt 13 (Bl. 4823 Melsungen)	269
3.1.1. Quellen im Unteren Buntsandstein	269
3.1.2. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein	269
3.1.3. Quellen im Mittleren Buntsandstein	269
3.2. Planungsabschnitt 14 (Bl. 4923 Altmorschen, 5023 Ludwigseck)	271
3.2.1. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Unteren Buntsandstein	271
3.2.2. Quellen im Unteren Buntsandstein	271
3.2.3. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein	271
3.2.4. Quellen im Mittleren Buntsandstein	273
3.3. Planungsabschnitt 15 (Bl. 5123 Niederaula, 5223 Queck)	273
3.3.1. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Unteren Buntsandstein	273
3.3.2. Quellen im Unteren Buntsandstein	273
3.3.3. Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein	275
3.3.4. Brunnen im Mittleren Buntsandstein	275
3.3.5. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein	277
3.3.6. Quellen im Mittleren Buntsandstein	277
3.4. Planungsabschnitt 16 (Bl. 5323 Schlitz, 5324 Hünfeld)	279
3.4.1. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein	279
3.4.2. Quellen im Mittleren Buntsandstein	279
4. Die Gehalte an kalkaggressiver Kohlensäure in den Wässern des Unteren und des Mittleren Buntsandsteins in den Planungsabschnitten 13–16	279
4.1. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Unteren Buntsandstein	281
4.2. Quellen im Unteren Buntsandstein	281
4.3. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein	281
4.4. Quellen im Mittleren Buntsandstein	282
4.5. Kalkaggressive Kohlensäure im Unteren und Mittleren Buntsandstein	282
5. Statistische Auswertung und Interpretation: freie Kohlensäure	282
5.1. Die freie Kohlensäure in Wässern aus dem Unteren und Mittleren Buntsandstein	283
6. Jahreszeitliche Schwankungen der kalkaggressiven Kohlensäure	285
7. Schriftenverzeichnis	288

1. Einführung

Zwischen Hannover und Würzburg baut die Deutsche Bundesbahn z. Zt. eine rund 310 km lange Neubaustrecke (NBS) (Abb. 1). Um die angestrebten hohen Geschwindigkeiten (200 bzw. 250 km/h in zwei Betriebsstufen) zu erreichen, mußten bei der Planung starre Trassenelemente (Halbmesser von 7 km und Gradienten von höchstens 12,5‰) vorgegeben werden. Dies führte in Hessen aufgrund der bewegten Morphologie des osthessischen Berglandes zu einem Anteil an Tunnel- und Brückenbauwerken von knapp 60%. Mehr als

90% davon werden in Gesteinen (Sandsteine und Sandstein-Ton-Schluffstein-Wechselfolgen) des Buntsandsteins aufgefahren bzw. gegründet.

Die dem Grundwasser aus der Atmosphäre über Niederschläge bzw. aus organischen Abbauprodukten der belebten Bodenzone sowie durch pflanzliche Zellatmung deszendente zugeführte und in ihm gelöste Kohlensäure [eine ascendente Kohlensäurezufuhr in Form von postvulkanischen Exhalationen oder als Abbauprodukt biogener Sedimente (COLOMBO et al. 1968) dürfte im Bereich der NBS die Ausnahme darstellen] wirkt auf die in den Grundwasserleitern enthaltenen Carbonate ebenso wie auf den Beton der Kunstbauwerke ein. In welchem Maße diese Reaktion erfolgt, hängt vom Carbonat-(Kalk-)Gehalt der Gesteine bzw. des Betons, dem Kohlensäuregehalt des Grundwassers, dem Verhältnis von aggr. CO_2 zur Härte (AXT 1961: 213) sowie der Strömungsgeschwindigkeit des Grundwassers ab. Da jedoch der Gehalt an carbonatischen Bestandteilen im Grundwasserleiter, besonders im Mittleren Buntsandstein, sehr gering ist, wird das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht meist nicht erreicht. Die Wässer des Buntsandsteins weisen Säureeigenschaften auf, d. h. sie sind kalkaggressiv nach DIN 4030.

Die vorliegende Arbeit will vergleichende Aussagen über das regionale Auftreten kalkaggressiver Kohlensäure (nachfolgend **aggr. CO_2**) in den Wässern des Buntsandsteins liefern. Bautechnisch bedeutsam ist in der z. Zt. noch gültigen Fassung der DIN 4030 der Grenzwert von 60 mg/l aggr. CO_2 . Danach kann einem Angriff von kalklösender Kohlensäure bis zu 60 mg/l mit betontechnologischen Maßnahmen ausreichend begegnet werden. Bei höheren Gehalten ist der Beton vor Zutritt des aggressiven Grundwassers zu schützen (u. a. mit Folien oder Schutzanstrichen).

In die vorliegende Untersuchung einbezogen wurde der hessische Abschnitt der NBS zwischen Kassel und Fulda [Planungsabschnitte (PA) 13–16]. Den einzelnen Abschnitten lassen sich etwa folgende Blätter der TK 25 zuordnen:

- PA 13 Bl. 4823 Melsungen
- PA 14 Bl. 4923 Altmorschen und 5023 Ludwigseck
- PA 15 Bl. 5123 Niederaula und 5223 Queck
- PA 16 Bl. 5323 Schlitz und 5324 Hünfeld

Die den Untersuchungen zugrundeliegenden chemischen Analysen wurden von folgenden Institutionen gefertigt: Staatliches Medizinaluntersuchungsamt in Fulda, Staatliches Chemisches Untersuchungsamt in Kassel, Hessische Landwirtschaftliche Versuchsanstalt – Landw. Untersuchungsamt – in Kassel-Harleshäusen, Hessisches Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden und Geologisches und Ingenieurbüro Dr. PICKEL in Fulda 1.

Angeregt wurde diese Untersuchung von der Bundesbahndirektion Frankfurt a. M., Projektgruppe H/W Mitte der Bahnbauzentrale; ein besonderer Dank für die Zustimmung zur Publikation unserer Untersuchungen gilt Herrn Abteilungspräsidenten Dipl.-Ing. ENGELS und Herrn Bundesbahnoberrat Dipl.-Ing. GOEBEL. Herrn Dr. RAMBOW, HLfB, danken wir für Hinweise bei der Manuskriptabfassung.

2. Datenerfassung und -aufbereitung

Für die vorliegende Untersuchung wurden Analysendaten (im wesentlichen Kontrollanalysen aus Trinkwassergewinnungsanlagen) aus dem Archiv des HLfB aus einem Streifen von ca. 6–10 km beiderseits der NBS ausgewertet. Die im Rahmen der Haupterkundung für die NBS angefertigten bauchemischen Analysen nach DIN 4030 sowie weitere Analysen in Trassennähe gingen ebenfalls in die Ausarbeitung ein.

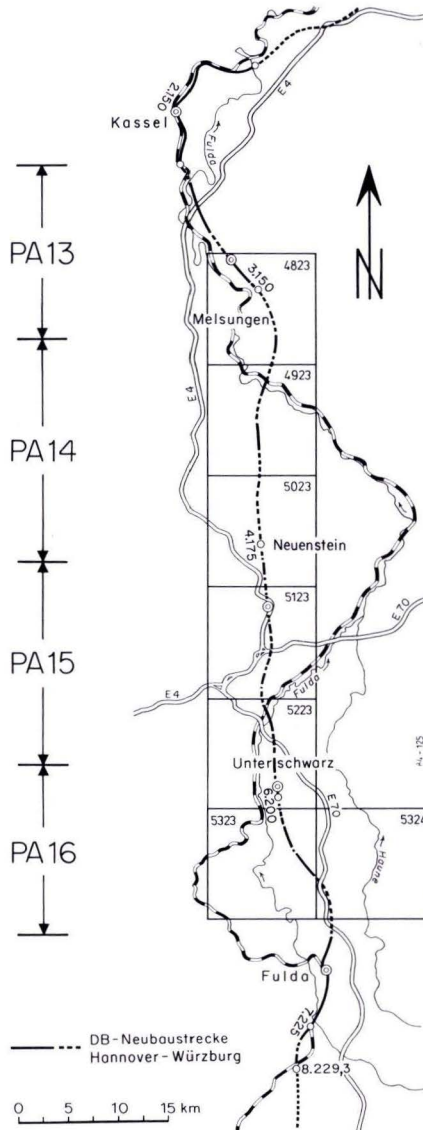


Abb. 1. DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg zwischen Kassel und Fulda.

Bei der Bewertung der Qualität der mitgeteilten Werte für die freie und die aggr. CO_2 aus den Analysen der Trinkwasserversorgungsanlagen ist zu beachten, daß aus technischer Sicht weniger der max. Kohlensäure-Gehalt im Grundwasserleiter von Bedeutung ist, als vielmehr der aktuelle an der Probenahmestelle (meist Auslauf der Fassungsanlage oder Zapfhahn). Diese durch die Entgasung infolge von Druckentlastung und gegebenenfalls

auch Temperaturerhöhung bedingte Verminderung des Gehaltes an Kohlensäure an der Austrittsstelle ist analytisch nicht erfaßbar. Die ermittelten Kohlensäuregehalte sind deshalb immer etwas geringer als die im Grundwasserleiter vorhandenen. Bei geringen und mittleren Gehalten an aggr. CO_2 (bis 40 oder 50 mg/l) ist jedoch i. a. der Fehler nicht allzu groß. Die Bestimmung der aggr. CO_2 erfolgte nach DIN 4030 (Marmorlösungsversuch nach HEYER). Der temperierte Marmorlösungsversuch kam nicht zur Ausführung.

Die Analysenintervalle für die Kontrollanalysen in den Trinkwassergewinnungsanlagen waren unterschiedlich lang, oftmals über ein Jahr. Ferner ist der Zeitraum der Meßreihen der einzelnen Entnahmestellen unterschiedlich lang. Die längste Meßreihe umfaßt 13 Jahre. Oftmals lag von einem Probenahmepunkt nur eine Analyse vor, bzw. mehrere, für die die Proben in kurzen Abständen entnommen worden waren (z. B. aus den Erkundungsbohrungen für die NBS).

Die Ergebnisse für aggr. und freie CO_2 wurden einer statistischen Auswertung unterzogen. Für die Analysendaten der aggr. CO_2 wurden, getrennt nach Brunnen (und Grundwassermeßstellen) und Quellen, Unterem und Mittlerem Buntsandstein sowie den einzelnen Planungsabschnitten, Histogramme und Summenpolygone angefertigt. Des weiteren wurde eine die Planungsabschnitte übergreifende Auswertung unter Beibehaltung derselben Trennungskriterien durchgeführt. Die Anzahl der Klassen(i) ergab sich über die Beziehung $i = \sqrt{n}$ mit n als Stichprobenumfang. In den Histogrammen wurden auf den rechten Ordinaten die absoluten Häufigkeiten (f_i) angetragen, auf den linken die relativen Häufigkeiten (h_i in %) mit $h_i = f_i \cdot 100/n$. In den Summenpolygondarstellungen wurden entsprechend an den rechten Ordinaten die absoluten Summenhäufigkeiten (f_{ci}) – ermittelt durch kumulatives Aufaddieren der absoluten Häufigkeiten (f_i) – und auf den linken die relativen Summenhäufigkeiten (h_{ci} in %) mit $h_{ci} = f_{ci} \cdot 100/n$ angetragen.

Die Histogramme wurden analysiert, die Mittelwerte, die Standardabweichungen und die Streubereiche berechnet. Aus den Summenpolygonen wurden die Überschreitungswahrscheinlichkeiten des Wertes von 60 mg/l aggr. CO_2 geschätzt. Zusätzlich wurde noch der höchste beobachtete Wert der betreffenden Stichprobe angegeben.

Die statistischen Untersuchungen zur freien Kohlensäure wurden nur zu Vergleichszwecken vorgenommen und umfaßten die Ermittlung und den Vergleich der Häufigkeitsverteilungen, der Summenpolygone sowie der statistischen Maßzahlen (arithmetisches Mittel, Standardabweichung und Streubereich) der jeweiligen Stichprobe. Die letztgenannten Bestimmungen erfolgten sowohl für die einzelnen Planungsabschnitte als auch die Planungsabschnitte übergreifend. Sofern genügend Daten vorhanden waren, wurde zusätzlich wieder zwischen Analysendaten aus dem Unteren und dem Mittleren Buntsandstein sowie zwischen Brunnen und Quellen unterschieden.

3. Statistische Auswertung und Interpretation: kalkaggressive Kohlensäure

Die statistische Beschreibung der Datenkollektive erfolgte anhand von Histogrammen und Summenpolygonen. Sofern näherungsweise eine GAUSSsche Normalverteilung vorlag, werden arithmetischer Mittelwert (\bar{x}) und Standardabweichung (s) berechnet. Zur Beurteilung der normalverteilten Datenkollektive wird der Streubereich ($\bar{x} \pm s$), der etwa 68%

Tab. 1. Übersicht über die statistische Auswertung: aggressive Kohlensäure (Angaben in mg/l)

Planungsabschnitt und Stratigraphie	Brunnen (1)* GWM (2)* Quellen (3)*		Anzahl der Werte	arithmet. Mittel \bar{x} **	Standard- abweichung s **	$\bar{x} - s$ **	$\bar{x} + s$ **	% aggr. CO ₂ über		Maximalwert an aggr. CO ₂ (absolut höchster Wert)
	30 mg/l	60 mg/l								
PA 13, Unterer Buntsandstein	1 + 2	[1]	1	—	—	—	—	—	—	5
	3	[7]	25	23	9	14	32	—	—	45
Mittlerer Buntsandstein	1 + 2	[50]	131	(24)	(16)	(8)	(40)	34	<5	90
	3	[40]	78	29	11	18	40	45	—	60
PA 14, Unterer Buntsandstein	1 + 2	[11]	58	(16)	(10)	(6)	(26)	7	—	45
	3	[8]	38	17	9	8	26	14	—	40
Mittlerer Buntsandstein	1 + 2	[14]	56	37	15	22	52	59	9	70
	3	[40]	129	35	14	21	49	54	6	75
PA 15, Unterer Buntsandstein	1 + 2	[12]	37	(24)	(16)	(8)	(40)	33	—	55
	3	[14]	27	26	10	16	36	32	—	45
Mittlerer Buntsandstein	1	[11]	38	31	12	19	43	57	5	70
	2	[23]	37	45	21	24	66	78	25	90
	1 + 2	[34]	89	36	19	17	55	64	13	90
	3	[36]	140	32	17	15	49	44	1	65
PA 16, Mittlerer Buntsandstein	1 + 2	[33]	102	(32)	(14)	(18)	(46)	60	3	70
	3	[18]	43	39	13	26	52	77	—	60
PA 14—PA 15, Unt. Buntsandst.	1 + 2	[23]	95	(18)	(13)	(5)	(31)	17	—	55
PA 13—PA 15, Unt. Buntsandst.	3	[29]	90	21	10	11	31	20	—	45
PA 13—PA 16, Mittl. Buntsandst.	1 + 2	[131]	378	31	16	15	47	52	5	90
PA 13—PA 16, Mittl. Buntsandst.	3	[134]	390	32	13	19	45	52	3	75

* Die Angaben in den eckigen Klammern geben die Anzahl der Brunnen, der Grundwassermeßstellen (GWM) und der Quellen wieder.

** Die Werte in den runden Klammern sind statistisch nur bedingt aussagekräftig (stärkere Abweichung von der Normalverteilung).

aller Analysenwerte umfaßt, angegeben. Aus der Summenpolygondarstellung wird die Überschreitungswahrscheinlichkeit des Wertes von 60 mg/l aggr. CO₂, der Grenze zwischen stark und sehr stark angreifend nach DIN 4030, abgelesen (Tab. 1).

3.1. Planungsabschnitt 13 (Bl. 4823 Melsungen)

3.1.1. Quellen im Unteren Buntsandstein

Die Häufigkeitsverteilung der Werte an aggr. CO₂ weist zwischen 20 und 25 mg/l ein Maximum auf. Aufgrund der relativ geringen Anzahl der Meßwerte (25) kann dieser Wert allerdings nicht als gesichert gelten. Da die Klassen unterhalb des Maximums stärker belegt sind, als diejenigen oberhalb, scheint die Aussage gerechtfertigt, daß sich die Lage des Maximums bei Erhöhung der Datenzahl eher zu kleineren Werten verschieben wird.

Die Kennwerte dieser Stichprobe sind:

- | | |
|-------------------------|--|
| – arithmetisches Mittel | $\bar{x} = 23 \text{ mg/l aggr. CO}_2$ |
| – Standardabweichung | $s = 9 \text{ mg/l aggr. CO}_2$ |

Der Streubereich ($\bar{x} \pm s$) liegt somit zwischen 14 und 32 mg/l aggr. CO₂. Werte über 45 mg/l aggr. CO₂ konnten in den Quellen des Unteren Buntsandsteins nicht beobachtet werden.

3.1.2. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 2)

Die Häufigkeitsverteilung ist mehrgipfelig. Dies deutet auf unterschiedliche hydrochemische Bedingungen im Einzugsgebiet hin. Ein Blick auf die geologische Karte liefert eine Erklärung: Während in den Einzugsgebieten der Brunnen W der Trasse der Mittlere Buntsandstein von Löß überdeckt ist, fehlt er meist in den Einzugsgebieten E der Trasse. Kalklösung im Löß durch das Sickerwasser in der ungesättigten Bodenzone führte zu einer Reduzierung der aggr. CO₂ in den Wässern dieser Brunnen. Die beiden Maxima von 0–5 und 10–15 mg/l aggr. CO₂ sind auf diese partielle Neutralisation durch Kalklösung zurückzuführen. In den lößfreien Buntsandsteingebieten ist mit einem mittleren Gehalt an aggr. CO₂ von 40–45 mg/l zu rechnen.

Eine Angabe von statistischen Kennwerten ist, bedingt durch die starke Abweichung von der Normalverteilung, nicht möglich. Der Anteil der Werte über 60 mg/l aggr. CO₂ dürfte 5% nicht überschreiten. Der höchste beobachtete Wert betrug 90 mg/l aggr. CO₂.

3.1.3. Quellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 3)

Eine zweigipfelige Häufigkeitsverteilung mit Gipfelwerten zwischen 25 und 30 mg/l (Hauptmaximum) und 35 und 40 mg/l (Nebenmaximum) kennzeichnet die Verteilung der Gehalte an aggr. CO₂. Der hohe Anteil an Werten unter 20 mg/l aggr. CO₂, der bei der Häufigkeitsverteilung der Analysendaten der Brunnen aus dem Mittleren Buntsandstein die starke Abweichung von der Normalverteilung bedingte und zu interpretieren ist als partielle Neutralisation durch Kalklösung in den W der Trasse gelegenen Brunnen mit lößüberdeckten Einzugsgebieten, ist bei der Häufigkeitsverteilung der Quellwässer nicht zu erwarten, da der Großteil der Quellen E der Trasse in lößfreien Gebieten austritt.

Histogramme und Summenpolygone der Gehalte aggr. CO₂.

fi = absolute Häufigkeit (≙ Zahl der Werte pro Klasse) hi = relative Häufigkeit; $hi = \frac{fi}{\text{Stichprobenumfang } [n]}$
 fci = absolute Summenhäufigkeit hci = relative Summenhäufigkeit

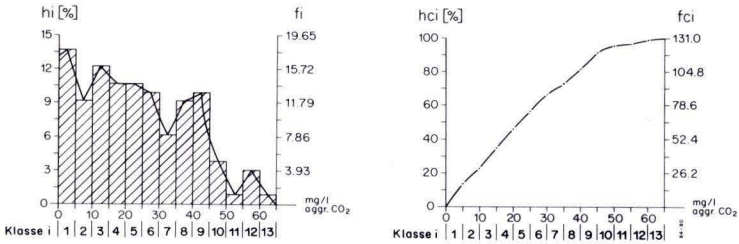


Abb. 2. PA 13, Brunnen und Grundwassermeßstellen, Mittlerer Buntsandstein.

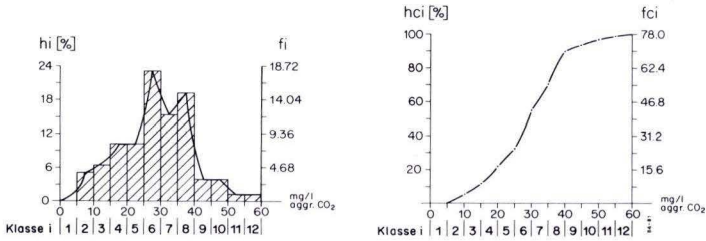


Abb. 3. PA 13, Quellen, Mittlerer Buntsandstein.

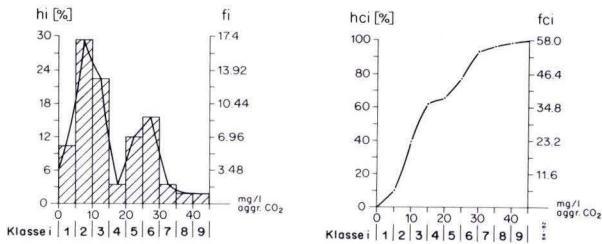


Abb. 4. PA 14, Brunnen und Grundwassermeßstellen, Unterer Buntsandstein.

Die statistischen Kennwerte lauten:

– Anzahl der Werte	$n = 78$
– arithmetisches Mittel	$\bar{x} = 29 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
– Standardabweichung	$s = 11 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Etwa 70% aller Analysendaten ($\bar{x} \pm s$) liegen demnach zwischen den Grenzen 18 und 40 mg/l aggr. CO₂. Der höchste beobachtete Wert an aggr. CO₂ betrug 60 mg/l.

3.2. Planungsabschnitt 14 (Bl. 4923 Altmorschen, 5023 Ludwigseck)

3.2.1. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Unteren Buntsandstein (Abb. 4).

Die deutlich zweigipfelige Häufigkeitsverteilung ist ohne eingehende Untersuchungen kaum zu interpretieren. Es kann lediglich festgestellt werden, daß das Vorhandensein eines zweiten Gipfelwertes in dieser Häufigkeitsverteilung auf das Einwirken von mindestens zwei unterschiedlichen Einflüssen auf den CO₂-Gehalt zurückzuführen ist. Besagte Maxima liegen zwischen 5 und 10 mg/l aggr. CO₂ (Hauptmaximum) und zwischen 25 und 30 mg/l aggr. CO₂ (Nebenmaximum). Das Hauptmaximum repräsentiert ca. 30% aller Meßwerte, das Nebenmaximum ca. 16%. Der höchste festgestellte Meßwert betrug 45 mg/l aggr. CO₂.

3.2.2. Quellen im Unteren Buntsandstein (Abb. 5)

Eine relativ klare Aussage ergibt sich aus den fast normal verteilten Analysendaten des Histogramms der Quellen aus dem Unteren Buntsandstein. Der Gipfelwert liegt zwischen 10 und 15 mg/l aggr. CO₂, die statistischen Kennwerte der Stichprobe lauten:

– Anzahl der Werte	$n = 38$
– arithmetisches Mittel	$\bar{x} = 17 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
– Standardabweichung	$s = 9 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Ihr Streubereich wird durch die Wertespanne 8–26 mg/l aggr. CO₂ definiert. Der Maximalwert an aggr. CO₂ betrug 40 mg/l.

3.2.3. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 6)

Die Häufigkeitsverteilung der Gehalte an aggr. CO₂ in den Wässern aus Brunnen und Grundwassermeßstellen aus dem Mittleren Buntsandstein ist durch ein Fehlen von Werten unter 10 mg/l und einen steilen Anstieg zum Gipfelwert im Intervall zwischen 20 und 30 mg/l aggr. CO₂ gekennzeichnet. Der hohe Anteil an Gehalten über 40 mg/l (ca. 39%) hat eine positive Schiefe der Häufigkeitsverteilung zur Folge. Der Gipfelwert der Verteilung ist jedoch durch 28,5% aller Werte ausreichend abgesichert.

Zur Beurteilung der Häufigkeitsverteilung dienen ihre statistischen Kennwerte:

– Anzahl der Werte	$n = 56$
– arithmetisches Mittel	$\bar{x} = 37 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
– Standardabweichung	$s = 15 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Die Klassen 3–5 umfassen in etwa das Intervall des Streubereichs (22–52 mg/l aggr. CO₂). Die Überschreitungswahrscheinlichkeit des Wertes von 60 mg/l aggr. CO₂ wird auf 9% geschätzt. Der höchste beobachtete Wert an aggr. CO₂ betrug 70 mg/l.

Histogramme und Summenpolygone der Gehalte aggr. CO₂.

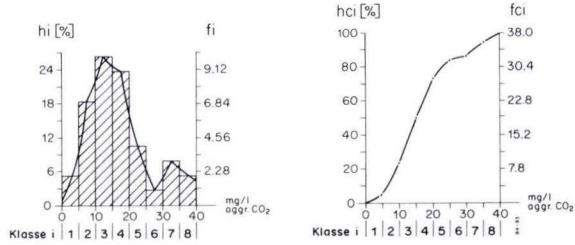


Abb. 5. PA 14, Quellen, Unterer Buntsandstein.

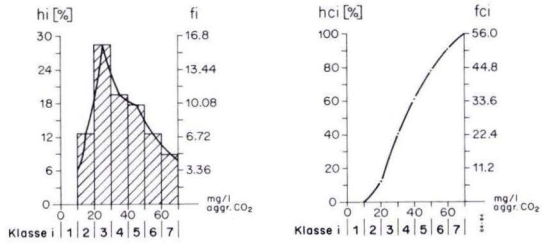


Abb. 6. PA 14, Brunnen und Grundwassermessstellen, Mittlerer Buntsandstein.

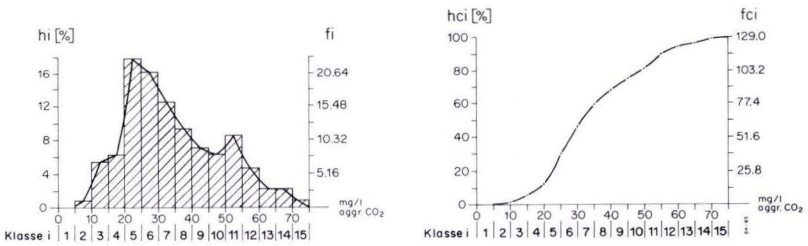


Abb. 7. PA 14, Quellen, Mittlerer Buntsandstein.

3.2.4. Quellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 7)

Die Häufigkeitsverteilung der Werte an aggr. CO₂ der Quellen aus dem Mittleren Buntsandstein weist zwischen 20 und 25 mg/l aggr. CO₂ ein deutliches Maximum auf. Die leicht schiefe Verteilung – Schiefe nach PEARSON $s=0,1$ – sowie die Andeutung eines zweiten, kleineren Maximums zwischen 50 und 55 mg/l aggr. CO₂ sprechen auch hier für eine unterschiedliche Kohlensäureherkunft oder für eine Abpufferung durch Carbonatlösung.

Die statistischen Kennwerte sind:

– Anzahl der Werte	$n = 129$
– arithmetisches Mittel	$\bar{x} = 35 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
– Standardabweichung	$s = 14 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Der Streubereich liegt demnach zwischen den Werten 21 und 49 mg/l aggr. CO₂. 6% aller Analysenwerte liegen über 60 mg/l aggr. CO₂. Der höchste beobachtete Wert an aggr. CO₂ betrug 75 mg/l.

3.3. Planungsabschnitt 15 (Bl. 5123 Niederaula, 5223 Queck)

3.3.1. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Unteren Buntsandstein (Abb. 8)

Die statistische Verteilung dieses Datenkollektivs stellt sich als mehrgipfelige Häufigkeitsverteilung dar. Dieser Verlauf der Verteilungskurve weist auf sehr starke heterogene hydrogeologische und hydrochemische Bedingungen im Einzugsgebiet der Brunnen und Grundwassermeßstellen hin (Verteilung und Kalkgehalt der Lößlehmfächen, Anteil des carbonatischen Bindemittels, CO₂-Produktions- und Diffusionsraten). Dabei kann die Einflußnahme jedes einzelnen Faktors auf die Höhe der Konzentration der aggr. CO₂ in den verschiedenen Bereichen recht unterschiedlich sein.

Die Häufigkeitsverteilung unterscheidet sich signifikant von der Normalverteilung und erinnert ihrem Aussehen nach an eine Kastenverteilung, bei der die Klassen 1–4 (Gehalte an aggr. CO₂ bis 40 mg/l) quasi miteinander korrespondieren. Diese Art der Verteilung könnte Ausdruck eines Austauschvorganges zwischen Bereichen höherer und solchen geringerer CO₂-Konzentration sein. Der beobachtete Maximalwert an aggr. CO₂ betrug 55 mg/l.

3.3.2. Quellen im Unteren Buntsandstein (Abb. 9)

Die Häufigkeitsverteilung der Gehalte an aggr. CO₂ in den Quellwässern aus dem Unteren Buntsandstein des PA 15 ist durch eine in etwa auch gleich starke Belegung der einzelnen Klassen – die Kastenverteilung kommt aufgrund des geringeren Stichprobenumfanges nicht so klar zum Ausdruck – ähnlich schwierig zu interpretieren wie die der Brunnen und Grundwassermeßstellen aus dem Unteren Buntsandstein. Die Ursachen dürften denen im Abschn. 3.3.1 beschriebenen vergleichbar sein, etwas besser interpretierbar ist die Verteilungsform wohl nur aufgrund des stärker dominierenden Einflusses der aus dem Stoffwechsel der Pflanzen in diese oberflächennahen Grundwasserhorizonte zugeführten Kohlensäure. Wegen des geringen Stichprobenumfanges (Anzahl der Messungen: 27) sind die Ergebnisse nur mit starker Einschränkung anwendbar.

Histogramme und Summenpolygone der Gehalte agr. CO₂.

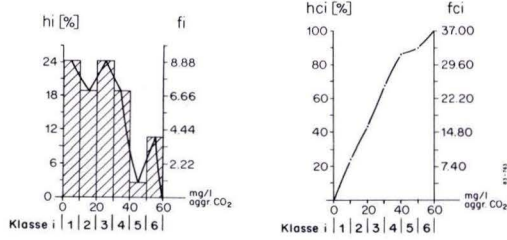


Abb. 8. PA 15, Brunnen und Grundwassermessstellen, Unterer Buntsandstein.

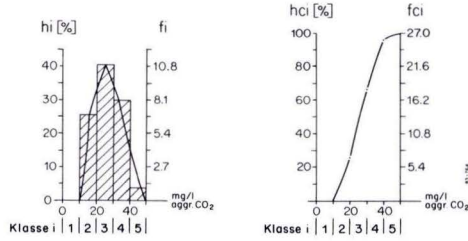


Abb. 9. PA 15, Quellen, Unterer Buntsandstein.

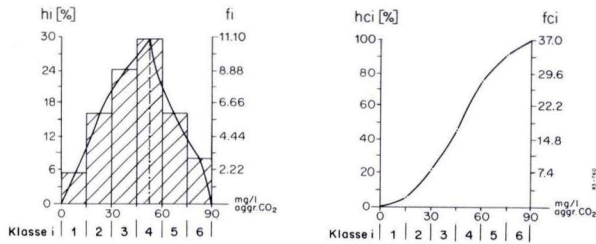


Abb. 10. PA 15, Grundwassermessstellen, Mittlerer Buntsandstein.

Statistische Maßzahlen:

- arithmetisches Mittel $\bar{x} = 26 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
- Standardabweichung $s = 10 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Der mögliche Streubereich (ca. 70% aller Meßwerte) der Gehalte an aggr. CO₂ kann durch die Grenzen 16 und 36 mg/l aggr. CO₂ angegeben werden. Nahezu 95% aller Meßwerte liegen in dem Intervall 10–40 mg/l aggr. CO₂. Der höchste festgestellte Wert an aggr. CO₂ betrug 45 mg/l.

3.3.3. Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 10)

Durch Verbinden der Klassenmitten des Histogramms erhält man eine eingipfelige, fast normalverteilte Häufigkeitskurve mit leicht negativer Schiefe. Dieser Kurvenverlauf ist bedingt durch ein gehäuftes Auftreten von Werten der aggr. CO₂ unter 45 mg/l und spiegelt den dominierenden Einfluß eines CO₂-Lieferanten wider und spricht, bei deszendenter Kohlensäure-Zufuhr, möglicherweise für ein Verwischen der primär unterschiedlich starken Faktoren durch partielle Neutralisation infolge von Kalklösung entlang der Sickerstrecke.

Die Kennwerte dieser Stichprobe sind:

- Anzahl der Werte $n = 37$
- arithmetisches Mittel $\bar{x} = 45 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
- Standardabweichung $s = 21 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Der für die Beurteilung von normalverteilten Datenkollektiven relevante Streubereich umfaßt das Intervall 24–66 mg/l aggr. CO₂. Ungefähr 25% der Meßwerte liegen über 60 mg/l aggr. CO₂, die Spitzenwerte lagen bei 90 mg/l aggr. CO₂.

3.3.4. Brunnen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 11)

Eine ähnlich strukturierte Verteilung wie bei den Grundwassermeßstellen, – die CO₂-Lieferanten sind die gleichen – aber insgesamt niedrigere CO₂-Gehalte ergeben sich bei der statistischen Betrachtung der Werte für die aggr. CO₂ aus den Tiefbrunnen des Mittleren Buntsandsteins im PA 15. Die im Vergleich zu Abb. 10 etwas stärkere Abweichung von der Normalverteilung sowie die Häufung der Werte bei geringeren Konzentrationen erklären sich möglicherweise aus der längeren Sickerstrecke – bedingt durch die größere Tiefe der Brunnen gegenüber den Grundwassermeßstellen – und der damit verbundenen erhöhten CO₂-Zehrung infolge partieller Neutralisation der aggr. CO₂ durch Kalklösung. Bei der Häufigkeitsverteilung fallen die steilgipfelige Verteilungskurve und die unterschiedlich stark ausgeprägte Steigung der Klassen auf (allein Klasse 4 umfaßt ungefähr 42% des gesamten Stichprobenumfangs).

Die statistischen Kennwerte des Datenkollektivs lauten:

- Anzahl der Werte $n = 38$
- arithmetisches Mittel $\bar{x} = 31 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
- Standardabweichung $s = 12 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Der Streubereich beträgt 19–43 mg/l aggr. CO₂. 5% der Meßwerte liegen über dem Wert von 60 mg/l aggr. CO₂. Über 70 mg/l aggr. CO₂ wurden keine Werte erfaßt.

Histogramme und Summenpolygone der Gehalte aggr. CO₂.

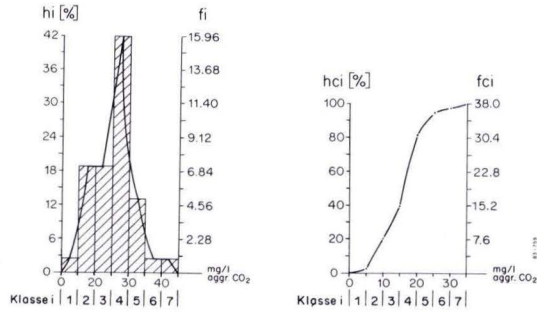


Abb. 11. PA 15, Brunnen, Mittlerer Buntsandstein.

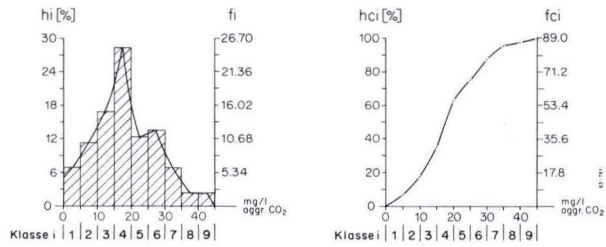


Abb. 12. PA 15, Brunnen und Grundwassermeßstellen, Mittlerer Buntsandstein.

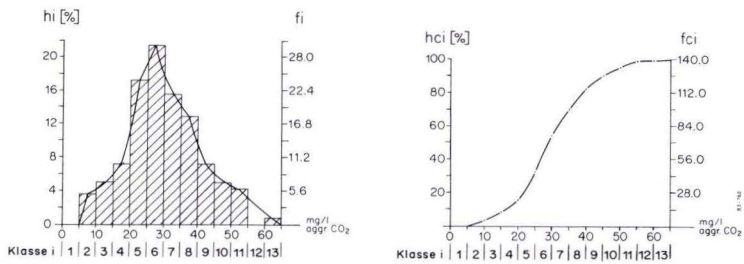


Abb. 13. PA 15, Quellen, Mittlerer Buntsandstein.

3.3.5. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 12)

Die Häufigkeitsverteilung der Brunnen und Grundwassermeßstellen aus dem Mittleren Buntsandstein des PA 15 stellt sich als eine fast normalverteilte Kurve mit leicht positiver Schiefe sowie der Andeutung eines zweiten Gipfelwertes dar. Neben dem Maximum zwischen 30 und 40 mg/l aggr. CO₂ deutet sich in dem Intervall zwischen 50 und 60 mg/l aggr. CO₂ ein Nebenmaximum an. Hierin paust sich das Maximum aus der Häufigkeitsverteilung der Grundwassermeßstellen durch. Aufgrund der insgesamt jedoch geringen Abweichung von der Normalverteilung kann die Stichprobe als repräsentativ angesehen werden. Sie läßt sich beschreiben durch ihre statistischen Kennwerte mit:

– Anzahl der Werte	n = 89
– arithmetisches Mittel	\bar{x} = 36 mg/l aggr. CO ₂
– Standardabweichung	s = 19 mg/l aggr. CO ₂

Der Streubereich schließt das Intervall 17–55 mg/l aggr. CO₂ ein. Der Anteil der Analysen mit Gehalten an aggr. CO₂ über 60 mg/l liegt bei etwa 13%. Mit Werten über 90 mg/l aggr. CO₂ ist nicht zu rechnen.

Die getrennte statistische Untersuchung der beiden Datenkollektive (Grundwassermeßstellen und Brunnen aus dem Mittleren Buntsandstein) zeigte, daß die Gehalte an aggr. CO₂ in den gegenüber den Brunnen flacheren Grundwassermeßstellen um ca. 15–20 mg/l höher sind als in den Brunnen. Dies dürfte seine Begründung primär in der Abnahme der biogen zugeführten Kohlensäure mit der Tiefe infolge partieller Neutralisation der aggr. CO₂ durch Kalklösung haben (Abschn. 3.3.4). Aber auch unterschiedliche Probenahmebedingungen – die Grundwasserentnahme für die chemische Analyse aus den Grundwassermeßstellen wurde gezielt auf die Bestimmung der aggr. CO₂ ausgerichtet – und abweichende hydraulische Voraussetzungen bei der Probenahme aus Grundwassermeßstellen und Brunnen (Wasserspiegelsenkung im Entnahmebereich der Brunnen) sind denkbar.

3.3.6. Quellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 13)

Annähernd normal verteilt sind die Gehalte an aggr. CO₂ in den beprobten Quellen des Mittleren Buntsandsteins. In dieser Verteilungsform dokumentiert sich wiederum der dominierende Einfluß eines Kohlensäure-Lieferanten, vermutlich der der biogenen Zufuhr.

Die Verteilung ist charakterisiert durch:

– Anzahl der Werte	n = 140
– arithmetisches Mittel	\bar{x} = 32 mg/l aggr. CO ₂
– Standardabweichung	s = 17 mg/l aggr. CO ₂

Etwa 70% der untersuchten Wässer (Streubereich) besitzen Werte der aggr. CO₂ zwischen 15 und 49 mg/l. Etwa 99% aller Werte weisen Gehalte an aggr. CO₂ unter 60 mg/l auf. Werte an aggr. CO₂ über 65 mg/l wurden nicht bestimmt.

Die Differenz des arithmetischen Mittelwertes zum Gipfelwert (25–30 mg/l aggr. CO₂) weist auf die geringfügige Abweichung der Verteilungskurve von der Normalverteilung hin. Die gute Approximation an die GAUSSsche Normalverteilung wird hier durch den großen Stichprobenumfang begünstigt. Es machte sich weiterhin positiv bemerkbar, daß die Probenahme und die Analyse von ein und derselben Institution (in diesem Fall vom Medizinaluntersuchungsamt in Fulda) durchgeführt wurden.

Histogramme und Summenpolygone der Gehalte aggr. CO₂.

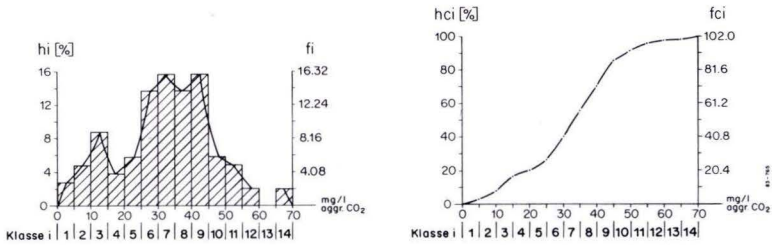


Abb. 14. PA 16, Grundwassermessstellen und Brunnen, Mittlerer Buntsandstein.

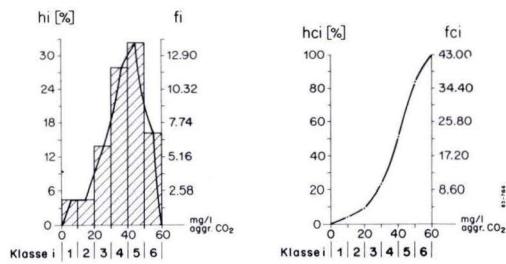


Abb. 15. PA 16, Quellen, Mittlerer Buntsandstein.

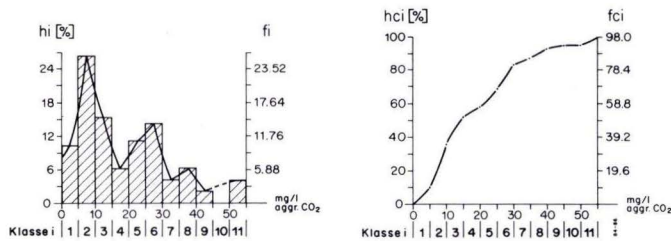


Abb. 16. PA 14 u. 15, Grundwassermessstellen und Brunnen, Unterer Buntsandstein.

3.4. Planungsabschnitt 16 (Bl. 5323 Schlitz, 5324 Hünfeld)

3.4.1. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 14)

Die Verteilung der Gehalte an aggr. CO_2 im Mittleren Buntsandstein des PA 16 ist deutlich mehrgipfelig; Maxima liegen zwischen 10 und 15 mg/l, 30 und 35 mg/l sowie 40 und 45 mg/l aggr. CO_2 . Diese Mehrgipfeligkeit ist wiederum auf das Einwirken von mehreren Faktoren zurückzuführen, die in verschiedenen Bereichen recht unterschiedlich und jeweils verschieden stark sein können. Es wird vermutet, daß hydrochemisch ähnliche Bedingungen wie in den Wässern aus Brunnen und Grundwassermeßstellen des PA 15 vorliegen.

In der Häufigkeitsverteilung sind die mittleren Klassen (25–45 mg/l aggr. CO_2) mit etwa 60% aller Werte stark betont. Die Verteilungskurve dehnt sich dabei sowohl zu den höheren (bis 70 mg/l aggr. CO_2) als auch zu den niedrigeren Werten gleichermaßen weit aus; die kleineren Werte (0–25 mg/l aggr. CO_2) sind jedoch häufiger, was zusätzlich durch das lokale Maximum zwischen 10 und 15 mg/l aggr. CO_2 herausgehoben wird.

Die Überschreitungswahrscheinlichkeit des Grenzwertes von 60 mg/l aggr. CO_2 kann auf 3% geschätzt werden. Der max. höchste Wert an aggr. CO_2 betrug 70 mg/l.

3.4.2. Quellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 15)

Histogramm und Verteilungskurve zeigen eine eingipfelige Verteilung mit negativer Schiefe, deren Asymmetrie und Schiefe auf das Fehlen von Analysenwerten über 60 mg/l aggr. CO_2 zurückzuführen ist. Die eingipfelige Häufigkeitsverteilung spiegelt den bei der Untersuchung der aggr. CO_2 -Gehalte aus Quellen anderer Planungsabschnitte beobachteten Einfluß eines dominierenden CO_2 -Lieferanten (vermutlich der Vegetation) wider. Das steile Abfallen der Häufigkeitskurve bei 60 mg/l aggr. CO_2 allerdings muß auf systematische Fehler (z. B. bei Probenahme) zurückgeführt werden.

Zahlenmäßig schwanken die Gehalte an aggr. CO_2 aller untersuchten Buntsandsteinquellen des PA 16 (Anzahl der Werte: 43) um das

– arithmetische Mittel und die	$\bar{x} = 39 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
– Standardabweichung	$s = 13 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Der Streubereich umschließt somit das Intervall von 26–52 mg/l aggr. CO_2 . Der höchste bestimmte Wert belief sich auf 60 mg/l aggr. CO_2 . Aus dem Verlauf der Summenpolygon-darstellung kann erwartet werden, daß aber auch Werte über 60 mg/l aggr. CO_2 auftreten können.

4. Die Gehalte an kalkaggressiver Kohlensäure in den Wässern des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in den Planungsabschnitten 13–16

Für eine Gesamtanalyse über die Gehalte der aggr. CO_2 in Quellen und Brunnen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins entlang der Neubaustrecke wurden die Planungsabschnitte übergreifende Auswertungen in Form von Histogrammen und Summenpolygonen gefertigt. Anhand ihrer statistischen Kennwerte wurden Vergleiche angestellt.

Histogramme und Summenpolygone der Gehalte aggr. CO₂.

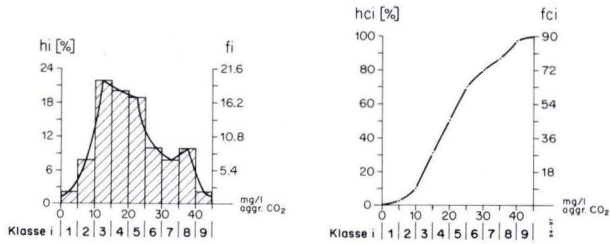


Abb. 17. PA 13 bis 15, Quellen, Unterer Buntsandstein.

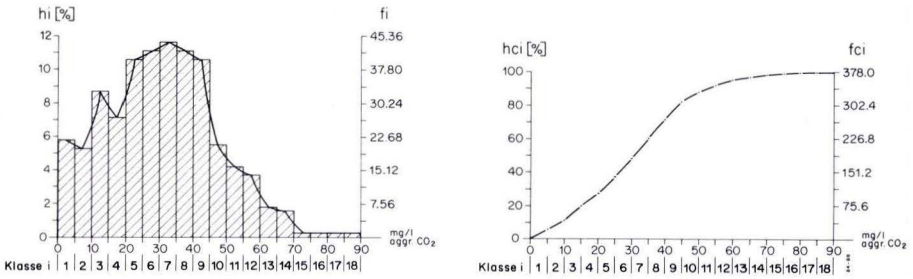


Abb. 18. PA 13 bis 16, Grundwassermessstellen und Brunnen, Mittlerer Buntsandstein.

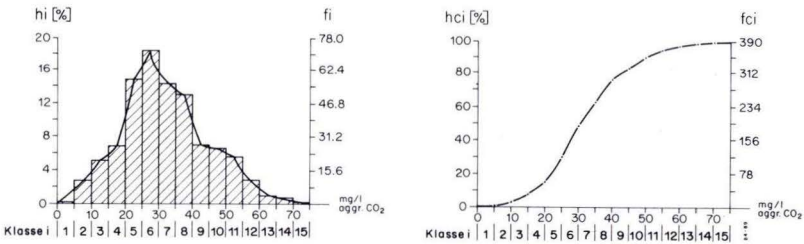


Abb. 19. PA 13 bis 16, Quellen, Mittlerer Buntsandstein.

4.1. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Unteren Buntsandstein (Abb. 16)

In dem Histogramm der Werte der aggr. CO₂ aller Brunnen im Unteren Buntsandstein entlang der Neubaustrecke (PA 14 und PA 15) paust sich die Mehrgipfeligkeit der Einzelstichproben durch. Maxima liegen zwischen 5 und 10 mg/l, 25 und 30 mg/l sowie 35 und 40 mg/l. Die sehr starke Abweichung von der Normalverteilung ist auf das Einwirken mehrerer unterschiedlicher CO₂-Lieferanten bzw. partieller Neutralisation durch Kalklösung zurückzuführen. Eine Angabe von statistischen Kennwerten sowie deren Interpretation erscheint nicht gerechtfertigt.

4.2. Quellen im Unteren Buntsandstein (Abb. 17)

Eine sehr breitgipfelige Häufigkeitsverteilung mit dem Hauptmaximum zwischen 10 und 15 mg/l und der Andeutung eines Nebenmaximums zwischen 35 und 40 mg/l aggr. CO₂ ergab sich aus der zusammenfassenden Betrachtung der Quellen aus dem Unteren Buntsandstein. Diese breite Ausbildung des Hauptmaximums hat seine Ursache in der unterschiedlichen Lage der Gipfelwerte in den Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Planungsabschnitte (PA 14 zwischen 10 und 15 mg/l aggr. CO₂ und PA 15 zwischen 20 und 30 mg/l). In diesen miteinander verglichenen Häufigkeitsverteilungen spiegeln sich unterschiedlich starke Einflüsse verschiedener, den CO₂-Gehalt beeinflussender Faktoren in den PA 14 und 15 wider.

Das Datenkollektiv läßt sich statistisch beschreiben durch:

– Anzahl der Werte	$n = 90$
– arithmetisches Mittel	$\bar{x} = 21 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
– Standardabweichung	$s = 10 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

4.3. Brunnen und Grundwassermeßstellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 18)

Ein symmetrisches Hauptmaximum im Intervall 20 bis 45 mg/l mit einem Gipfelwert zwischen 30 und 35 mg/l aggr. CO₂ und ein Nebenmaximum zwischen 10 und 15 mg/l aggr. CO₂ kennzeichnet die zusammenfassende Darstellung der Werte für die aggr. CO₂ der Brunnen und Grundwassermeßstellen aus dem Mittleren Buntsandstein. Die Ausdehnung des Hauptmaximums über 5 Klassen ist durch eine, wenn auch nur geringfügig andere Lage der einzelnen Maxima der verschiedenen Planungsabschnitte zu erklären (u. a. PA 14 zwischen 20 und 30 mg/l, PA 15 zwischen 30 und 40 mg/l und PA 16 zwischen 30 und 35 sowie 40 und 45 mg/l aggr. CO₂).

Auch bei der Betrachtung der Brunnen und Grundwassermeßstellen aus dem Mittleren Buntsandstein gilt, daß die breite Ausdehnung des Maximums durch den unterschiedlich starken Einfluß verschiedener, den CO₂-Gehalt beeinflussender Faktoren in den einzelnen Planungsabschnitten zustande kommt.

Die statistischen Kennwerte dieser Stichprobe wurden berechnet zu:

– Anzahl der Werte	$n = 378$
– arithmetisches Mittel	$\bar{x} = 31 \text{ mg/l aggr. CO}_2$
– Standardabweichung	$s = 16 \text{ mg/l aggr. CO}_2$

Die Überschreitungswahrscheinlichkeit des Grenzwertes von 60 mg/l aggr. CO₂ nach DIN 4030 kann mit 5% angegeben werden.

4.4. Quellen im Mittleren Buntsandstein (Abb. 19)

Die zusammengefaßte Häufigkeitsverteilung der Quellen aus dem Mittleren Buntsandstein weist nahezu eine Glockenform mit einem Gipfelwert zwischen 25 und 30 mg/l aggr. CO₂ auf. Die geringfügigen Abweichungen von der Normalverteilung sind durch Werte an aggr. CO₂ über 55 mg/l bedingt. Sie läßt sich durch die statistischen Kennwerte

- | | |
|-------------------------|---|
| – Anzahl der Werte | n = 390 |
| – arithmetisches Mittel | \bar{x} = 32 mg/l aggr. CO ₂ |
| – Standardabweichung | s = 13 mg/l aggr. CO ₂ |

beschreiben. 3% aller Werte liegen über 60 mg/l aggr. CO₂.

Mit der Verteilung der aggr. CO₂ in Quellen aus dem PA 15 weist die zusammengefaßte Darstellung eine sehr große Übereinstimmung sowohl in der Lage des Gipfelwertes als auch in ihren statistischen Kennwerten auf. Aber auch die entsprechenden Verteilungen aus den PA 13 und 14 zeigen trotz gewisser Unterschiede – im PA 13 wurde eine zweigipfelige Verteilung mit Gipfelwerten zwischen 25 und 30 sowie 35 und 40 mg/l aggr. CO₂ festgestellt, im PA 14 liegt der Gipfelwert bei einer der zusammengefaßten Darstellung vergleichbaren Form der Verteilung zwischen 20 und 25 mg/l aggr. CO₂ – durch ihre statistischen Parameter eine sehr große Übereinstimmung. Lediglich im PA 16 ist der Gipfelwert (zwischen 40 und 50 mg/l aggr. CO₂) zu höheren Werten verschoben. Diese im wesentlichen vergleichbare Lage der Gipfelwerte von Verteilungskurven der einzelnen Planungsabschnitte sowie ähnliche statistische Parameter weisen auf einen einheitlichen CO₂-Produzenten bzw. -Lieferanten hin und sprechen gegen eine dominierende Einflußnahme weiterer Randbedingungen (z. B. partielle Neutralisation infolge von Kalklösung, weitere CO₂-Quellen).

4.5. Kalkaggressive Kohlensäure im Unteren und Mittleren Buntsandstein (Abb. 20)

Über einen Vergleich der Häufigkeitsverteilungen und der Summenpolygone sowie der statistischen Maßzahlen läßt sich feststellen:

- Die Gehalte an aggr. CO₂ sind im Unteren Buntsandstein generell geringer als im Mittleren Buntsandstein. Werte über 60 mg/l aggr. CO₂ treten im Unteren Buntsandstein nicht auf.
- Die Quellen weisen im Unteren Buntsandstein höhere Gehalte an aggr. CO₂ auf als die Brunnen. Im Mittleren Buntsandstein ist diese Tendenz nicht erkennbar; die kürzere Fließzeit bei den Quellen ist hier ohne Bedeutung, da fast kein Kalk im Grundwasserleiter zur Verfügung steht.
- Statistisch signifikante Unterschiede in den Gehalten an aggr. CO₂ von Brunnen und Quellen in den einzelnen Planungsabschnitten waren weder im Unteren noch im Mittleren Buntsandstein erkennbar.
- Die Standardabweichungen und somit die Streubereiche bei den Quellen sind immer geringer als bei den Brunnen.
- Die Häufigkeitsverteilungen der aggr. CO₂ von Quellwasseranalysen nähern sich der Normalverteilung an.
- Die ähnliche Verteilung der Werte für die aggr. CO₂ auf die vorgegebenen Klassen bei den Brunnen und Quellen sowohl im Unteren als auch im Mittleren Buntsandstein kommt in den Summenpolygonen durch einen vergleichbaren Kurvenverlauf zum Ausdruck.

5. Statistische Auswertung und Interpretation: freie Kohlensäure (Abb. 21)

Die statistische Auswertung der Stichproben der freien Kohlensäure (im folgenden freie CO₂) umfaßte die Ermittlung und den Vergleich der Häufigkeitsverteilungen, der Summen-

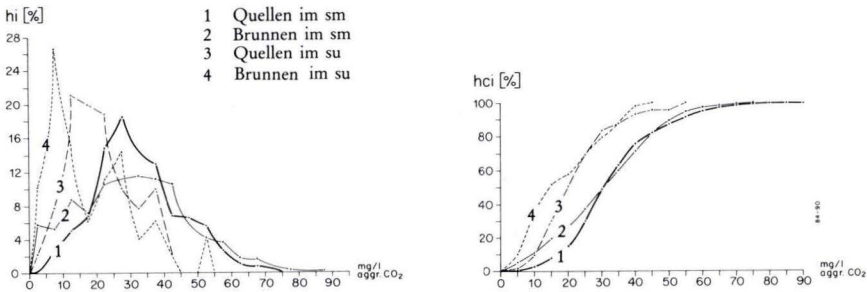


Abb. 20. Häufigkeits- und Summenlinien der Gehalte an aggr. CO_2 für den Bereich PA 13 bis 16.

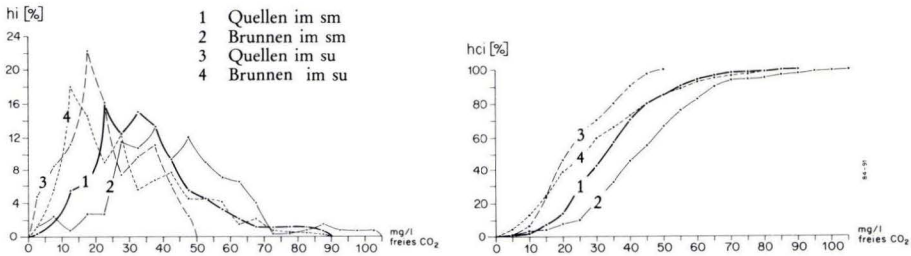


Abb. 21. Häufigkeits- und Summenlinien der Gehalte an freier CO_2 für den Bereich PA 13 bis 16.

polygone sowie der arithmetischen Mittelwerte, der Standardabweichungen und der Streubereiche ($\bar{x} \pm s$). Als trennende Variablen bei der Bildung der Datenkollektive wurden wiederum die Stratigraphie (Unterer und Mittlerer Buntsandstein), die Austrittsart des Grundwassers (Brunnen oder Quelle) sowie bei den statistischen Kennwerten die Planungsabschnitte zugrunde gelegt. Eine die Planungsabschnitte übergreifende Auswertung rundet die mitgeteilten Ergebnisse ab.

5.1. Die freie Kohlensäure in Wässern aus dem Unteren und Mittleren Buntsandstein (Tab. 2)

Die Häufigkeitsverteilungen der freien CO_2 von Brunnen und Quellen sowohl aus dem Unteren als auch dem Mittleren Buntsandstein sind sämtlich mehrgipfelig und somit statistisch nur mit Vorbehalt auswertbar (Maßzahlen in Tab. 2). Ursachen dieser Mehrgipfeligkeit sind die in Kap. 4 angesprochenen Faktoren sowie deren unterschiedlich starke Einflüsse auf den Gesamtgehalt an freier CO_2 .

Im Unteren Buntsandstein weist die Häufigkeitsverteilung der Brunnen (PA 14 und 15) zwischen 10 und 15 mg/l freie CO_2 ihr Hauptmaximum auf, zwei Nebenmaxima liegen zwischen 25 und 30 sowie zwischen 40 und 45 mg/l freie CO_2 . Das arithmetische Mittel aus

Tab. 2. Übersicht über die statistische Auswertung: freie Kohlensäure (Angaben in mg/l)

Planungsabschnitt und Stratigraphie	Brunnen (1) Quellen (2)	Anzahl der Werte [n]	arithmet. Mittel [\bar{x}]	Standard- abweichung [s]	$\bar{x} - s$	$\bar{x} + s$
PA 13, Unterer Buntsandstein	1	—	—	—	—	—
	2	25	27	12	15	39
Mittlerer Buntsandstein	1	116	43	26	17	69
	2	68	35	12	23	47
PA 14, Unterer Buntsandstein	1	54	30	20	10	50
	2	45	22	10	12	32
Mittlerer Buntsandstein	1	42	39	17	22	56
	2	129	38	17	21	55
PA 15, Unterer Buntsandstein	1	21	28	16	12	44
	2	24	28	8	20	36
Mittlerer Buntsandstein	1	46	45	15	30	60
	2	106	35	13	22	48
PA 16, Unterer Buntsandstein	1	—	—	—	—	—
	2	—	—	—	—	—
Mittlerer Buntsandstein	1	50	44	11	33	55
	2	43	37	12	25	49
PA 13—PA 15, Unt. Buntsandst.	1	75	29	18	11	47
	2	94	26	10	16	36
PA 13—PA 16, Mittl. Buntsandst.	1	254	43	18	25	61
	2	346	36	14	22	50

75 Meßwerten (PA 14: 30 mg/l, PA 15: 28 mg/l) liegt bei 29 mg/l freie CO₂. Bei einer Standardabweichung von 18 mg/l läßt sich der Streubereich durch das Intervall von 11–47 mg/l freie CO₂ angeben. Der höchste beobachtete Wert betrug 90 mg/l freie CO₂.

Ein Hauptmaximum im Intervall zwischen 15 und 20 mg/l freie CO₂ und nur ein Nebenmaximum zwischen 35 und 40 mg/l kennzeichnen die Häufigkeitsverteilung der freien CO₂ in den Quellwässern aus dem Unteren Buntsandstein. Das arithmetische Mittel aus allen Analysen (PA 13: 27 mg/l, PA 14: 22 mg/l, PA 15: 28 mg/l; insgesamt 94 Meßwerte) ist etwas geringer (26 mg/l freie CO₂) als das bei den Brunnen. Die Standardabweichung beträgt hier nur 10 mg/l freie CO₂, der Streubereich ist somit enger faßbar geworden (16–36 mg/l freie CO₂). Werte an freier CO₂ über 50 mg/l wurden nicht festgestellt.

Die Häufigkeitsverteilungen der freien CO₂ aus Brunnen und Quellen im Mittleren Buntsandstein weisen ein jeweils sehr breites, mehrgipfeliges Maximum mit etwa gleicher Wertigkeit der Einzelgipfel auf (die Brunnen in den Intervallen zwischen 25 und 30, 35 und 40 sowie 45 und 50 mg/l, die Quellen zwischen 20 und 25 sowie 30 und 35 mg/l freie CO₂).

Die Gehalte an freier CO₂ aus Brunnen im Mittleren Buntsandstein schwanken in allen Planungsabschnitten um einen Mittelwert (aus 254 Werten) in der Größenordnung von 43 mg/l; bei einer Standardabweichung von 18 mg/l kann der Streubereich mit 25–61 mg/l freie CO₂ angegeben werden.

Bei Betrachtung der Quellen aus dem Mittleren Buntsandstein gruppieren sich die Stichprobenmittelwerte für die freie CO_2 aus allen Planungsabschnitten um ein arithmetisches Mittel aus 346 Werten bei 36 mg/l. Die Standardabweichung ist mit 14 mg/l freie CO_2 auch bei den Quellen des Mittleren Buntsandsteins geringer als bei den Brunnen aus derselben Schichtenfolge. Als Grenzen für den Streubereich können somit die Werte 22 und 50 mg/l freie CO_2 gelten.

Der beobachtete Maximalwert an freier CO_2 beträgt bei den Brunnen 105 mg/l, bei den Quellen 90 mg/l freie CO_2 .

Aus einem Vergleich der statistischen Auswertungen ergibt sich:

- Die Gehalte an freier CO_2 sind im Unteren Buntsandstein immer geringer als im Mittleren Buntsandstein.
- Die Quellen weisen im Mittleren Buntsandstein geringere Gehalte (Mittel- und Gipfelwert) an freier CO_2 auf als die Brunnen.
- Eine statistisch erfaßbare räumliche Differenzierung (nach Planungsabschnitten) der Gehalte an freier CO_2 ist nicht erkennbar.
- Die Standardabweichung – und somit der Streubereich – bei den Quellen ist immer geringer als bei den Brunnen.
- Die Häufigkeitsverteilungen sowie ihre statistischen Maßzahlen (Tab. 2) sind nur mit Vorbehalt interpretierbar.

6. Jahreszeitliche Schwankungen der kalkaggressiven Kohlensäure

Jahreszeitliche Schwankungen der aggr. CO_2 waren sowohl in Brunnen als auch in Quellen zu erkennen. In den graphischen Darstellungen des Jahresganges (Abb. 22–24) zeigte sich, daß nach der Winterruhe des Bodens [November bis Februar (März)] in den Frühjahrsmonaten ein Maximum der Gehalte an aggr. CO_2 (Frühjahrsmaximum) folgt. So zeigten vor allem die Quellen Binsförth und Ellingshausen 2 sowie die Quelle bei Melsungen einen steilen Konzentrationsanstieg der Gehalte an aggr. CO_2 in den Monaten März bis Mai. Dies hat seine Ursache in der im Frühjahr stark ansteigenden pflanzlichen Kohlensäureproduktion in der Bodenzone, welche durch Temperaturerhöhung und anhaltende Niederschläge begünstigt wird.

Die Tiefbrunnen weisen bis April noch einen abnehmenden Gehalt an aggr. CO_2 auf; hier beginnt die markante Zunahme im Gehalt an aggr. CO_2 (Frühjahrsmaximum) erst in den Monaten (April) Mai–Juli (Tiefbrunnen Langenschwarz, Oberrombach, Rengshausen). Möglicherweise ist dieser Anstieg in den Gehalten der aggr. CO_2 demjenigen in den Monaten März/April bei den Quellen vergleichbar und setzt nur, bedingt durch die längere Sickerstrecke bis zur Entnahme, phasenverschoben ein.

In den Sommermonaten Juni–August (September) fällt der Gehalt an aggr. CO_2 in den Quellen i. a. wieder ab (Quelle bei Melsungen, Quellen Ellingshausen 1 und 2), der entsprechende Konzentrationsrückgang bei den Brunnen findet in den Monaten August und September statt (Tiefbrunnen Langenschwarz, Oberrombach und Rengshausen; Sommerminimum).

Biogene Abbauvorgänge in der Humus- und der Bodenzone führen, bei den Quellen besonders deutlich ausgeprägt, in den Monaten September und Oktober zu einem deutlich ausgeprägten Wiederanstieg (Herbstmaximum) in den Gehalten an aggr. CO_2 . Im Jahresgang der aggr. CO_2 der Brunnen ist das Herbstmaximum etwas verschwommener und nicht

Jahreszeitliche Schwankungen der Gehalte aggr. CO₂.

- 1 Quelle bei Melsungen
Bl. 4823 Melsungen
- 2 Tiefbrunnen Melgershäuser Wiese
Bl. 4823 Melsungen
- 3 Brunnen Stadtwald Melsungen
Bl. 4823 Melsungen
- 4 Tiefbrunnen Gutenbornsgraben
Bl. 4823 Melsungen

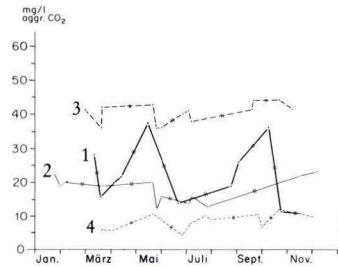


Abb. 22. Einige ausgewählte Tiefbrunnen und Quellen, PA 13.

- 1 Quelle Binsförth
Bl. 4923 Altmorschen
- 2 Quelle 1, Ellingshausen
Bl. 4923 Altmorschen
- 3 Quelle 2, Ellingshausen
Bl. 4923 Altmorschen
- 4 Tiefbrunnen Rengshausen
Bl. 4923 Altmorschen

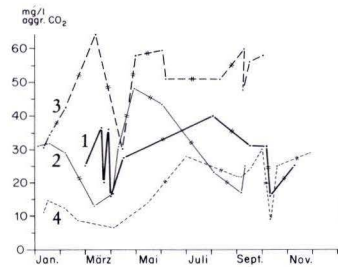


Abb. 23. Einige ausgewählte Quellen und Tiefbrunnen, PA 14.

- 1 Tiefbrunnen Kirchheim
Bl. 5123 Niederaula
- 2 Tiefbrunnen Kerspenhausen
Bl. 5123 Niederaula
- 3 Tiefbrunnen Langenschwarz
Bl. 5223 Queck
- 4 Tiefbrunnen Hattenbach
Bl. 5123 Niederaula
- 5 Tiefbrunnen Oberrombach
Bl. 5324 Hünfeld

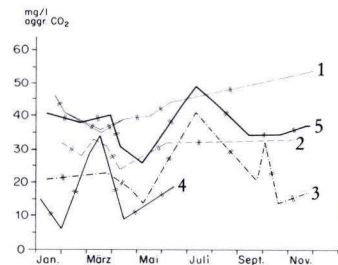


Abb. 24. Einige ausgewählte Tiefbrunnen, PA 15 und 16.
(|| = Zeitintervalle zwischen den einzelnen Analysen sind zu groß! Siehe Kap. 6.)

Tab. 3. Extremwerte der kalkaggressiven Kohlensäure in ausgesuchten Brunnen und Quellen

	Tiefbrunnen / Quellen	Minimum [mg/l aggr. CO ₂]	Maximum [mg/l aggr. CO ₂]	größte Variation [mg/l aggr. CO ₂]
PA 13	Quelle bei Melsungen, Blatt 4823 Melsungen	11,0	38,0	27,0
	Tiefbrunnen Melgershäuser Wiese, Blatt 4823 Melsungen	12,0	23,0	11,0
	Brunnen Stadtwald, Blatt 4823 Melsungen	26,0	45,0	19,0
	Tiefbrunnen Gutenbornsgraben, Blatt 4823 Melsungen	5,0	12,0	7,0
PA 14	Quelle Binsförth, Blatt 4923 Altmorschen	15,5	48,0	32,5
	Quelle 1, Ellingshausen, Blatt 4923 Altmorschen	12,5	40,0	27,5
	Quelle 2, Ellingshausen, Blatt 4923 Altmorschen	30,0	64,0	34,0
	Tiefbrunnen Rengshausen, Blatt 4923 Altmorschen	7,0	30,0	23,0
PA 15 und PA 16	Tiefbrunnen Kirchheim, Blatt 5123 Niederaula	35,5	54,0	18,5
	Tiefbrunnen Kerspenhausen, Blatt 5123 Niederaula	6,5	34,0	27,5
	Tiefbrunnen Langenschwarz, Blatt 5223 Queck	14,5	41,0	26,5
	Tiefbrunnen Hattenbach, Blatt 5123 Niederaula	24,0	34,0	10,0
	Tiefbrunnen Oberrombach, Blatt 5324 Hünfeld	26,0	48,5	22,5

so deutlich zu erkennen. Ein Maximum an aggr. CO₂ ist auch in Analysen aus den Tiefbrunnen Langenschwarz und Rengshausen im Oktober angedeutet. Die winterliche Abnahme des CO₂-Gehaltes hält, bedingt durch die Phasenverschiebung wegen der längeren Sickerstrecke, bis in den April an, bis zu einer Zeit also, in der in den Analysen der Quellwässer schon wieder die Zunahme durch pflanzliche Stoffwechselfvorgänge einsetzt.

Die Tiefbrunnen im PA 13 weisen nur geringe jahreszeitliche Schwankungen in ihren Gehalten an aggr. CO₂ auf. Dies hat (Abschn. 3.1.2) seine Ursache in der flächigen Lößüberdeckung der Einzugsgebiete dieser Brunnen und der damit verbundenen partiellen Neutralisation der biogenen Kohlensäure durch Kalklösung. Durch ein Überangebot an Carbonat können somit erhöhte CO₂-Gehalte weggepuffert und dem Grundwasser entzogen werden.

Die i.a. gute Übereinstimmung des Jahresganges der aggr. CO₂ mit den Vegetationszyklen demonstriert den starken Einfluß der biogenen Kohlensäurezufuhr im Grundwasser. Ihr

Einfluß wird auch deutlich bei Betrachtung der Differenzen zwischen den min. und max. Gehalten an aggr. CO₂ in den untersuchten Quellen und Brunnen (Tab. 3). Während bei den Quellen Unterschiede zwischen beiden Extremwerten von 27–34 mg/l festgestellt wurden, lagen die Variationen im Gehalt der aggr. CO₂ in den Brunnen zwischen 7 und 26 mg/l.

7. Schriftenverzeichnis

- AXT, G. (1961): Die Kohlensäure-Gleichgewichte in Theorie und Praxis. – Vom Wasser, **28**: 208–226, 5 Abb.; Weinheim (Bergstraße).
- COLOMBO, U., GAZZARINI, R., KNEUPER, G., TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1968): Das Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope von Steinkohlen und kohlenbütigem Methan in Nordwestdeutschland. – Z. angew. Geol., **14**,5: 257–264, 17 Abb.; Berlin.
- DIN 4030 (1969): Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase. – 6 S., 3 Tab.; Berlin, Köln.

Manuskript eingegangen am 17. 2. 1984

Geol. Jb. Hessen	112	S. 289–312	3 Abb.	1 Taf.	Wiesbaden 1984
------------------	-----	------------	--------	--------	----------------

Zur Kenntnis der Ursachen der Waldschäden 1976 im Schwanheimer Wald (Stadtwald Frankfurt a. M.)

Von

LOTHAR LEHMANN*

Kurzfassung: Die Ursachen der katastrophalen Waldschäden 1976 im Schwanheimer Wald (Bl. 5917 Kelsterbach) sind bis heute umstritten. Eine Hypothese, die vorwiegend natürliche und landeskulturelle Einwirkungen und also hauptsächlich Dürreschäden als Ursache annimmt und sich im wesentlichen auf historische Quellen stützt, wird überprüft. Die überprüften, vervollständigten, kritisch interpretierten sowie zusätzliche Quellen-Zitate liefern jedoch der Auffassung stärkere Unterstützung, daß katastrophale und irreversible Trocknissschäden im Schwanheimer Wald erst seit Beginn der Grundwasserentnahmen auftreten.

Aus der Analyse der Grundwassersituation vor Beginn der Grundwasserentnahmen und der Entnahmestrategie der Stadtwaldwasserwerke geht hervor, daß die starken Grundwasserschwankungen im Schwanheimer Wald nicht klimatisch oder landeskulturell, sondern entnahmebedingt sind. Das Ausmaß der Grundwassereingriffe gibt sich aus dem Vergleich einer ungestörten Grundwasserganglinie (Meßstelle 527/038), der an diese Ganglinie nach einem neuen Verfahren angepaßte Kurve der klimatischen Bodenwasserbilanz (Klimastation Frankfurt/Stadt) und der Ganglinie des Beobachtungsbrunnens an der Unterschweinstiege (507/014) zu erkennen. Danach sind 4 m der 5 m tiefen Absenkung 1976/77 an der Unterschweinstiege durch Grundwasserentnahmen verursacht. Da der Schwanheimer Wald noch dichter an den Entnahmegalerien der Stadtwaldwasserwerke liegt, muß er von den Entnahmen stärker betroffen werden als die Unterschweinstiege.

Die Trocknissschäden im Schwanheimer Wald sind überwiegend durch die Grundwasserentnahmen verursacht. Nur der kleinere Schadens-Anteil ist „normale Mortalität“, deren Anteil in intakten Grundwassergebieten der Hessischen Rhein-Main-Ebene nachgewiesen und prozentual ermittelt ist.

Den Beständen des Schwanheimer Waldes wird besonders in Trockenjahren das Grundwasser durch Entnahmen rasch aus ihrem Wurzelraum entzogen. Da durch gedrosselte Eigengewinnung, klimatisch und durch Uferfiltratzustrom verursachte Auffüllungen der Entnahmetrichter aber immer wieder einen mehr oder weniger starken Grundwasseranschluß herstellen, bleibt die Gefährdung der Bestände im westlichen Schwanheimer Wald in Trockenperioden auch in Zukunft bestehen.

Abstract: The causes of the catastrophical forest-damages in the „Schwanheimer Wald“ near Frankfurt (Untermainebene, Hessen) in 1976 are still controversially discussed.

A hypothesis which supposes mainly natural and meliorational reasons for the damages and which is based essentially on historical sources, was checked.

Critically checked and interpreted quotations however, strongly support the interpretation that catastrophic and irreversible damages in the „Schwanheimer Wald“ occur only since the beginning of the groundwater extraction.

From the analysis of the groundwater-situation before the beginning of the groundwater-extraction and the extraction-strategy of the waterworks „Stadtwald Frankfurt“ it can clearly be seen, that the

* Dipl.-Geogr. L. LEHMANN, Institut für Geographie der TU Berlin, Budapester Straße 44/46, 1000 Berlin 30.

marked changes of the groundwater-level in the „Schwanheimer Wald“ are not caused by climate or by melioration, but by groundwater-extraction.

Comparing the graphs of the undisturbed groundwater level (gauging station 527/038), the climatic soil-waterbalance – adapted to the groundwatergraph by a new method –, and the groundwater level at „Unterschweinstiege“ (507/014) shows the dimension of groundwater manipulations.

Thus 4 m of a total groundwater depletion of 5 m are caused by extraction. As the „Schwanheimer Wald“ is situated closer to the waterworks in „Stadtwald Frankfurt“ the effects of water-extraction there will certainly be stronger than at the „Unterschweinstiege“.

The damages in the „Schwanheimer Wald“ were mainly caused by groundwater-extraction. Only a small proportion of the damage is due to „normal mortality“, the share of which in undisturbed groundwater-Regions of the „Hess.-Rhein-Main-Ebene“ is proved and expressed as a percentage.

In the stands of the „Schwanheimer Wald“ the groundwater is extracted rapidly from the root-areas – especially in very dry periods. A more or less strong groundwater-contact is produced periodically by filling up the groundwater-funnels, caused by „Stadtwald Frankfurt“ waterworks' reduced extraction, by climate and by induced recharge from the River Main.

That's why the risk in dry-periods will remain for stands in the western „Schwanheimer Wald“ in the future as well.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	290
2. Diskussion der Auswirkungen der Grundwasserentnahmen im historischen Abriß	291
3. Vorstellung und Diskussion der Hypothese klimatisch und landeskulturell bedingter Trocknissschäden	294
3.1. Vorstellung	294
3.2. Diskussion	295
3.2.1. Auswirkungen von Entwässerungsmaßnahmen auf die Grundwasseroberfläche	295
3.2.2. Reaktion von Erlen auf Grundwassereingriffe	296
3.2.3. Historische Interpretation der Klagen über Bodenaustrocknung	296
3.2.4. Dürreschäden in früheren Trockenperioden	297
4. Die Grundwasser-Ausgangssituation im Frankfurter Stadtwald	298
4.1. Die Grundwassersituation vor Beginn der Grundwasserentnahmen	298
4.2. Der ungestörte Gang der Grundwasseroberfläche	301
5. Die Grundwasserentnahmen und ihre Folgen	302
5.1. Die Entnahmestrategie der Stadtwaldwasserwerke	302
5.2. Die entnahmegestörte Ganglinie an der Unterschweinstiege und daraus zu ziehende Schlußfolgerungen für den Schwanheimer Wald	303
5.3. Die Auswirkungen der Entnahmen auf den Grundwasserkörper	306
5.4. Das Verhalten der Grundwasseroberfläche im Schwanheimer Wald und Schlußfolgerungen für die Waldbestände	307
6. Schlußbemerkungen	308
7. Schriftenverzeichnis	309

1. Einleitung

Die Beurteilung der Ursachen, der im Trockenjahr 1976 in – nach Einschätzung der Frankfurter Forstverwaltung – katastrophalem Ausmaß in Erscheinung getretenen Schäden in den Beständen des Schwanheimer Waldes, verläuft bis heute kontrovers und widersprüchlich.

LANGER (1978: 17) führt die Ausfälle im wesentlichen auf den abgesunkenen Grundwasserspiegel zurück. Im Gegensatz dazu nimmt ASTHALTER (1981: 71) vorwiegend natürliche und landeskulturelle Einwirkungen als Ursachen der Dürreschäden an.

Beide Auffassungen kamen ohne genügende Kenntnis, vor allem der Grundwassersituation, zustande und führten dazu, die Ursachen der Trocknis „komplex“ aufzufassen. Diese „komplexen“ Ursachen sind ein Gemisch richtiger und falscher Vorstellungen, die es den Grundwasserentnehmern bis heute erlauben, eine Mitverursachung von sich zu weisen.

Treffen auf Grundwasserstandorten künstliche, durch Entnahmen bewirkte Grundwasserabsenkungen und mehrere mehrjährige natürliche und außergewöhnliche Trockenperioden zusammen und kommt es zum Absterben von Beständen, so muß tatsächlich mit komplexen oder besser kombinierten Ursachen gerechnet werden. Unter solchen Umständen können die Bestandesschäden, wie das EBERT (1981: 1111) für Entschädigungszahlungen als notwendig erachtet, niemals eindeutig einem Verursacher zugeordnet werden. Doch schon die „vortreffliche Untersuchung“ (KOEHNE 1948: 223) von HARTMANN (1941) hat gezeigt, daß es möglich ist, den Anteil der Einzelursachen am Gesamtschaden zu ermitteln.

Dieser Beitrag soll jedoch nur zeigen, daß bereits die Auswertung allgemein zugänglicher Literaturquellen eine ungefähre Abschätzung der Anteile der Einzelursachen erlaubt und vorhandene, aber unzugängliche langjährige Grundwasserganglinien aus dem Schadgebiet dazu nicht unbedingt erforderlich sind.

Einer kritischen Auseinandersetzung mit den bestehenden Auffassungen folgt eine Beschreibung und Analyse der Grundwassersituation unter dem Frankfurter Stadtwald vor und nach Beginn der Grundwasserentnahmen. Dabei wird ein Verfahren kurz vorgestellt, das Kurven der klimatischen Bodenwasserbilanz an ungestörte Grundwasserganglinien „anpaßt“. Das Verfahren ermöglicht u. a., das Ausmaß anthropogener Grundwassereingriffe auch für Zeiträume zu beurteilen, in denen in ungestörten Grundwasserbereichen noch keine Grundwasserstände gemessen wurden.

Zur Standortsituation sei auf ABO-RADY (1980), LEHMANN & ASTHALTER (1981) und PLASS (1972) verwiesen. Einen repräsentativen Relief- und Substrat-Querschnitt durch den westlichen Schwanheimer Wald gibt die Abb. 3.

Die These der allein klimatisch und landeskulturell bedingten Trocknissschäden im Schwanheimer Wald kann danach nicht länger aufrecht erhalten werden.

2. Diskussion der Auswirkungen der Grundwasserentnahmen im historischen Abriß

Die Diskussion um die möglichen Auswirkungen der Grundwasserentnahmen im Frankfurter Stadtwald setzt bereits um die Jahrhundertwende ein. Von forstlicher Seite wurden damals schon Schädigungen des Waldes „infolge der bisherigen größeren Wasserentziehung befürchtet . . . Die Nachteile, die der Fortskultur in der Nähe der Entnahmestellen entstehen können“ sollten jedoch in Kauf genommen werden, wenn „die Vorteile, die den Wasserwerken aus der vollen Ausnutzung des Grundwasserstromes erwachsen . . . wesentlich überwiegen“ (Städt. Tiefbauamt 1912: 2–12).

So schrieb z. B. BUDDÉ (1908: 672–674), der damalige Revierleiter des Schwanheimer Waldes: „Die in der Nähe der Stadt Frankfurt a. M. liegenden Wälder sind durch die auftretende Trocknis am meisten in Mitleidenschaft gezogen und hier ist jedenfalls der starke Rückgang des Grundwassers eine Hauptursache.“ Er ist jedoch der Auffassung, daß es den Forstverwaltungen nicht möglich ist „gegen das Übel des Grundwasserrückgangs Abhilfe zu schaffen, da gegen eine so gebieterische Notwendigkeit, die Großstadt mit Wasser zu versorgen, absolut nichts zu machen ist . . . Befremdlich kommen mir

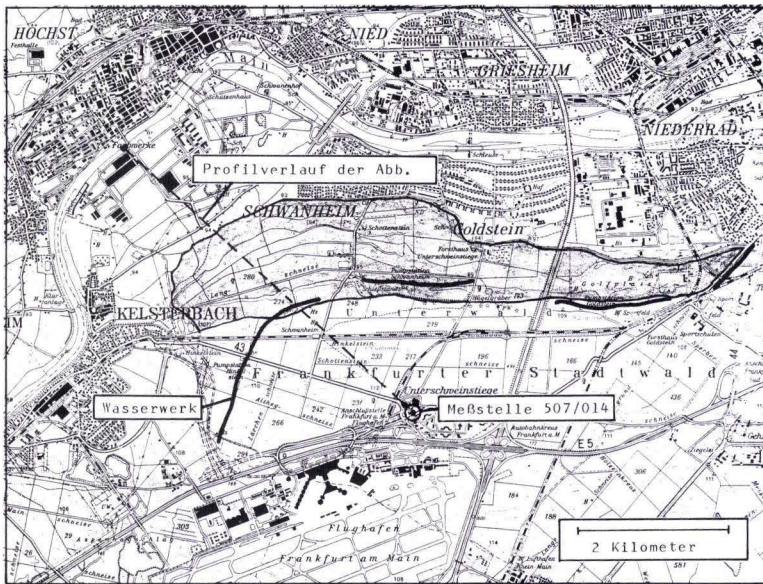


Abb. 1. Lage des Schwanheimer Waldes, der Wasserwerke, des Profilverlaufs der Abb. 3 und der Meßstelle 507/014.

hierbei nur die Behauptungen der beteiligten Stadtverwaltungen und selbst einiger Geologen vor, daß die Senkung des Grundwasserspiegels in keinem Zusammenhang mit dem Herauspumpen des unterirdisch fließenden Grundwassers stehe . . . Wenn auch die Fachleute sagen, daß nur unterirdisches Wasser abgefangen wird, welches mit dem Tagwasser in keiner Verbindung steht, so kann man sich nicht versagen, hierauf zu erwidern, daß, wo eine solche Menge . . . Wasser aus dem Boden herausgepumpt wird, eine Leere entsteht und das Grundwasser in Verbindung mit dem Tagwasser unbedingt nach den einfachsten Naturgesetzen das Bestreben hat, dieses wieder aufzufüllen.“

Der Forstmeister der Oberförsterei Kelsterbach sah sogar – wie wir heute wissen fälschlicherweise – die durch Hitze und Dürre des Jahres 1911 verursachten Waldschäden der grundwasserfernen Standorte auf der Kelsterbacher Terrasse teilweise durch die „Frankfurter Wasserleitung“ verursacht. Er war der Ansicht, „daß das Tagwasser um so schneller in der Tiefe verschwindet, je mehr der Grundwasserspiegel gesenkt wird.“

Er machte aber auch die folgende Beobachtung: „. . . die Kelster, ein Bach, der früher immer Wasser führte und den durchflossenen Wiesengrund vollständig sumpfig machte, ist seit der Frankfurter Pumperei im Sommer ganz versiegt und der ganze Wiesengrund ist jetzt trocken. Außerdem hat sich die Menge des jährlichen Dürholztes außerordentlich gesteigert“ (SCHMITTBURG 1913: 91).

Auch BUDDE (1908: 672) berichtet Ähnliches: „Der Rückgang des Grundwassers beträgt in den Wäldern bis zu 4 m. Ein Bestand, der unter hohen Grundwasserverhältnissen erwachsen ist, kann einen solchen Rückgang nicht ohne Schaden ertragen. Besonders ist dieses im Schwanheimer Wald der Fall, welcher hier in der Hauptsache in Frage kommt, weil hier der Wasserstand früher so hoch war, daß die Kiefern nur in den höher gelegenen Distrikten Pfahlwurzeln treiben konnten, dagegen in den sogenannten Bruchdistrikten sich mit einer verkrüppelten Herzwurzel begnügen mußten“.

KOBELT (1912: 157) hielt die Trockenheit und die starken Trocknisschäden 1911 im Schwanheimer Wald für allein durch klimatische Einwirkungen hervorgerufen: „Die Gräben sind selbst im Winter trocken, der Wald ist in allen Teilen betretbar, die charakteristische Wasservegetation hat sich nur in wenigen Arten im Rodsee, der tiefsten Stelle des Urwaldes, erhalten. Ich gehe nicht zu weit, wenn ich sage, daß im Sommer 1911 nicht soviel Wasser im Schwanheimer Wald zu finden war, daß ein Vogel seinen Durst darin löschen konnte“.

An anderer Stelle schreibt KOBELT (1912: 75) jedoch, daß die Gräben im unteren Teil der Schwanheimer Gemarkung „auch in der gegenwärtigen abnormen Trockenperiode noch Wasser führen“.

Bei Kenntnis der bodenkundlichen und hydrogeologischen Situation des Schwanheimer Waldes, ist diese Beobachtung nur so zu erklären, daß allein der W-Teil des Schwanheimer Waldes von einer mehr als grabentiefen Absenkung durch die Entnahme- und Absenkungstrichter der Stadtwald-Wasserwerke verschont blieb. Selbst im extremen Trockenjahr 1911 hätten also alle Gräben noch Wasser geführt und die Grundwasseroberfläche hätte sich bei etwa 1 m unter Flur aufgehalten.

Um seine Auffassung zu untermauern fährt KOBELT fort: „Um die Erklärung der abnormen Trockenheit sind die Schwanheimer nicht verlegen: Die Frankfurter Pumpstation am Hinkelstein ist Schuld an der Austrocknung des Waldes. Wenn man aber dann fragt, ob das Wasserwerk auch die Ursache sei, weshalb der Main seit der großen Flut von 1882 kein Hochwasser mehr gehabt und außer im Frühjahr 1909 kaum jeweils sein Bett verlassen habe, zucken sie die Achseln; aber belehren lassen sie sich kaum.“

Bei seinen Belehrungen hat KOBELT u. a. übersehen, daß der Main von 1883–1886 kanalisiert worden war. Dadurch verlor er weitgehend seinen Flußcharakter und wurde hydrographisch in eine Kette von Stauseen verwandelt (KLAUSEWITZ 1972: 92). Auftretende Hochwasserspitzen sind oder wären dadurch gekappt worden.

Noch 1931 beschreibt DIETZ den Schwanheimer Wald als Schwanheimer Sumpf, in dem sich neben dem Krotzenburger Moor noch die reinsten Erlenbestände fänden. Zu jener Zeit allgemein, und auch im Bereich der Stadtwaldwasserwerke, hoher Grundwasserstände war der Eindruck eines Sumpfes für den Schwanheimer Wald sicher wieder zutreffend. So zeigt auch eine Bestandskarte aus dem Jahr 1931, daß Esche und vor allem aber Erle damals noch sehr viel weiter und auch im E-Teil des Schwanheimer Waldes verbreitet waren als heute (z. B. Hauptbaumart in der Abt. 276a und in der S-Hälfte von Abt. 277).

LANGER (1978: 17) beschreibt Ursachen und Auswirkungen der Trocknisschäden im Schwanheimer Wald folgendermaßen: „Seit etwa 30 Jahren wurde durch eine Entnahme von Trink- und Brauchwasser und die schnelle Abführung jeglichen Oberflächenwassers von Hoch- und Tiefbauten (Kanalisation) ein Absinken des Wasserspiegels beobachtet. Die Baumarten des Niederungswaldes konnten sich an diese neuen Gegebenheiten nicht gewöhnen, kränkelten und wiesen sehr starke Zopftrocknis auf. Das Trockenjahr 1976 brachte dann einen Großteil der Wurzeln zum Absterben, worauf der Ausfall ganzer Bestände erfolgte.“

Dieser Vorgang ist aber nicht erst seit 30, sondern bereits seit über 80–90 Jahren im Gange.

Die Folge der Nutzungen und Nutzungskonflikte ab 1883/85 zwischen Forst- und Wasserwirtschaft war und ist eine langsam aber kontinuierlich von E nach W vorgedrungene und fortschreitende ökologische Verarmung des Schwanheimer Waldes, die seinen ursprünglichen Kontrast zu den Wäldern der Kelsterbacher Terrasse stark vermindert hat.

3. Vorstellung und Diskussion der Hypothese klimatisch und landeskulturell bedingter Trocknis­schäden

3.1. Vorstellung

Nach ASTHALTER (1981: 82) besagen historische Quellen, „daß Dürreschäden bzw. Trocknis bereits im 19. Jahrhundert beklagt wurden, und zwar erstmals nach tiefgreifenden Entwässerungsmaßnahmen.“ Die Quellen, auf die sich diese forstökologische Aussage stützt, sind Zitate aus dem Betriebswerk des Schwanheimer Waldes (1927):

Die Anlage der Entwässerungsgräben, die vor 1840 erfolgte, führte „in verhältnismäßig kurzer Zeit zu einer so starken Absenkung des Grundwasserspiegels, daß bereits im Betriebswerk von 1883 (Original nach Auskunft des Stadtforstamtes Frankfurt im 2. Weltkrieg vernichtet) über Bodenaus-trocknung geklagt wird . . . Die Trocknis ist der größte Feind des Schwanheimer Waldes und hat manche Bestände stark gelichtet“ (ASTHALTER 1982: 622).

Die meist nicht angeführte Fortsetzung dieses Zitates lautet: „Diese tritt erst seit der Senkung des Grundwasserspiegels in stärkerem Maße auf . . . Die Senkung des Grundwasserspiegels machte in den folgenden Jahren weitere Fortschritte. Es besteht die Vermutung, daß die Pumpstationen der Frankfurter Wasserleitung nicht unbeteiligt sind, die dem Wald große Wassermengen entziehen.“

Zur Stützung seiner Hypothese der klimatisch und landeskulturell bedingten Trocknis-schäden zieht ASTHALTER (1982) ein weiteres Zitat heran:

„. . . durch die Entwässerungsarbeiten (beginnend 1925) wurden größere Gebiete des Rieds trockengelegt, in anderen der Grundwasserspiegel so stark gesenkt, daß der Anbau der Erle keine Berechtigung mehr hatte . . .“

Auch dieses Zitat soll hier vervollständigt werden: „. . . da das Holz der Erle an Güte dem der vorher besprochenen Holzarten stark nachsteht. Als zweiter Grund wäre anzuführen, daß nach Mitteilung verschiedener Forstämter der Absatz dieser Holzart heute nicht mehr so günstig ist“ (MÜLLER 1933: 46).

Eine weitere Absicherung der Hypothese wird in einem Zitat von KOBELT (1912) gesehen: „Es ist ja nicht zum erstenmal, daß das Untermaingebiet solche Trockenperioden durchmacht . . . Auch von einigen Waldwiesen meldet die Gemeindechronik, daß sie lange dauernder Trockenheit und Waldbrän-den ihre Entstehung verdanken. Aber immer hat sich der Wald wieder erholt.“

Schon die vollständige Darstellung der Zitate nimmt ihnen viel von der ihnen zugedachten Stützkraft. Zum einen könnten sie nämlich die Vorstellung stützen, als seien durch Entwässerungsgräben flächenhafte und tiefgreifende Absenkungen der Grundwasserober-fläche möglich. Dagegen fand HERZBERG (1962: 139), daß die „. . . wasserwirtschaftlichen und kulturtechnischen Maßnahmen gegenüber den natürlichen Faktoren keinen entschei-denden Einfluß auf den nachgewiesenen Grundwasserspiegelgang im Hessischen Ried ausgeübt haben . . . Nur die Grundwasserentnahmen haben größere Folgewirkungen.“

Zum andern könnte der Eindruck entstehen, Erlenbestände seien, wenn Entwässerungs-maßnahmen von Trockenperioden wie 1970/71–1976/77 gefolgt werden, von Natur aus zum flächenhaften Absterben verurteilt. Somit sei auch die Trocknis im Schwanheimer Wald ein höchst natürliches Ereignis, das sich in gleicher Weise auch ohne die Grundwasserent-nahmen ereignet hätte.

3.2. Diskussion

3.2.1. Auswirkungen von Entwässerungsmaßnahmen auf die Grundwasseroberfläche

„So wurde seit Anfang dieses Jahrhunderts . . . der Schwanheimer Wald durch ein durchgreifendes Grabensystem entwässert und allerdings aus dem früheren Sumpfboden ein culturfähiges Areal gewonnen“ (SCHOTTENSTEIN 1877: 35). Die Entwässerungen haben, zumindest im Bereich der durchweg nährstoffreichen Hochflutablagerungen, den Bestand des von den Schwanheimern als Plenterwald „stark in Anspruch genommenen . . . alten Naturwaldes“ (KOBELT 1913: 236) nicht gefährdet. Sie sollten vielmehr den Sumpf „zwecks Aufforstung entwässern“ (Betriebswerk 1927). Der Wald sollte nun kein Erlen-Brennholz mehr liefern, sondern schnellwüchsiges und industriell gut zu verarbeitendes Stammholz. Das Grabensystem ist auf einer „Karte von dem Grossherzogthume Hessen“ (etwa 1840) bereits eingezeichnet.

Der in Abt. 280 bei etwa 2 m unter Flur beginnende Go-Horizont (vgl. S. 307) läßt keinesfalls den Schluß zu, „daß bereits um die Mitte des vorigen Jahrhunderts hier eine um 2 m reichende Grundwasserabsenkung gewesen sein muß“ (ASTHALTER 1981: 76). Da die Go/Gr-Grenze bei etwas über 3 m unter Flur anzutreffen ist (ABO-RADY et al. 1980: 16), hätte demzufolge die Grabenentwässerung einen mittleren Grundwasserstand von etwa 2,5 m erzeugt. Mit ursprünglich etwas über 1 m tiefen Gräben (Kelsterbach in Abt. 280) kann das Grundwasser nicht um über 2 m abgesenkt worden sein. D. h. eine Grundwasserabsenkung um 2 m in der Mitte des vorigen Jahrhunderts, die ASTHALTER mit „für das Absterben der Erle in dem Zeitraum von 1850 bis 1865 sowie für den nachfolgenden Anbau der Kiefer im Jahre 1870“ verantwortlich macht, hat es nicht gegeben. Die Erle wurde, vermutlich ohne geschädigt zu sein, im Zuge der Maßnahmen der aufkommenden rationellen Forstwirtschaft durch Kiefer ersetzt.

PLASS (in GOLWER & SEMMEL 1980: 128, 129) vermochte die „Fragen nach den Ursachen der tiefen Grundwasserabsenkung . . . anhand der bisherigen bodenkundlichen Untersuchungen im Schwanheimer Wald nicht zu beantworten.“ Beobachtungen an Jahresringen von Rotbuchen und Messungen von Mainhochwässern waren für ihn jedoch Indizien zu der Vermutung, daß „der Beginn einer einschneidenden Absenkung des Grundwassers . . . demzufolge in Übereinstimmung mit den Bodenbefunden in die Jahre ab 1882 gelegt werden“ kann.

Das deckt sich mit der Beobachtung von KOBELT, daß selbst im sehr trockenen Sommer 1869 die „Gräben reichlich mit Wasser versehen waren“.

In vergleichbaren Relief- und quartärgeologischen Positionen am Niederrhein haben WOHLRAB & BAHR (1970: 28) festgestellt, daß Entwässerungsmaßnahmen zwar eine geringe Absenkung bewirkt, die Schwankung der Grundwasserstände aber nicht verändert haben: „Sie ist nach wie vor außergewöhnlich gering.“

Auch in der Oberrheinebene betragen Absenkungen als Folge von Meliorationen meist nur wenige Dezimeter. „Die Anlage von Entwässerungsgräben bewirkt . . . in erster Linie einen Ausgleich der extremen Grundwasserstände“ (HERZBERG 1962: 134, 135).

3.2.2. Reaktion von Erlen auf Grundwassereingriffe

Im Schwanheimer Wald wurden in der abnormen Trockenperiode von 1970 – 1977 neben der Erle auch fast alle anderen Baumarten geschädigt.

Im Hess. Ried ist kein Fall bekanntgeworden, daß Erlen auf grabenentwässerten Grundwasserstandorten bei nur klimatisch beeinflusstem Grundwassergang flächenhaft abgestorben sind. Bei Erle auf intakten Grundwasserstandorten war selbst die „normale Mortalität“ in dieser extrem niederschlagsarmen Periode gegenüber Normaljahren nicht erhöht. Damals abgestorbene Erlenbestände können geradezu als Indikator für rasche und tiefe entnahmebedingte Grundwasserabsenkungen gewertet werden (RIEBELING, frdl. mündl. Mitt.).

Tief unter den Grundwasserspiegel reichende Wurzeln gewährleisteten der Erle selbst in extremen Trockenzeiten eine ausreichende Wasserversorgung. Erlen besitzen also eine relativ starke Anpassungsfähigkeit an die Grundwasserverhältnisse und Bodentiefe (GÜNTHER 1970: 100, LEIBUNDGUT 1981: 299).

Auch am Niederrhein trat nach den vergleichbaren Trockenjahren 1947 und 1959 ein Erlensterben nur nach 1959 ein. Da 1956/57 das Grundwasser abgesenkt worden war, bestand für GÜNTHER (1970: 108) „an dem ursächlichen Zusammenhang des Erlensterbens mit der Grundwasserabsenkung . . . kein Zweifel.“

Die im Schwanheimer Wald geschädigten Bestände stockten z. T. auch auf Böden mit sehr hoher nutzbarer Wasserspeicherung.

Grundwasserabhängige Waldgesellschaften, denen normale Trockenperioden wenig anhaben können, werden, wenn ihnen der Grundwasseranschluß durch zu rasche Absenkung verlorengelht, bereits in weniger extrem trockenen Jahren auch auf Böden relativ hoher Speicherleistung flächenhaft geschädigt.

Hätten die Standorte mit hohem Wasserspeichervermögen im Schwanheimer Wald nie Grundwasseranschluß gehabt, hätte ihnen selbst die extreme Trockenperiode wenig anhaben können. Buchenbestockte Standorte vergleichbarer Speicherleistung und Nährstoffversorgung haben im hygrisch-subkontinental getönten Teil der Unteren Buchen-Mischwald-Zone des Westlichen Vogelsbergs, mit durchschnittlich ebenfalls angespannter Wasserhaushalts-Situation, das dort vergleichbar außergewöhnlich trockene Jahr 1976 ohne größere Bestandesschäden überstanden (ASTHALTER & LEHMANN 1979: 1031). Die Bestände des Schwanheimer Waldes aber konnten das stärker gebundene Mittelporenwasser nicht nutzen, da sie durch das Grundwasser zeitweise und vor allem auch in den Jahren unmittelbar vor der extremen Trockenperiode an Wasseraufnahme im niedrigen Spannungsbereich gewöhnt waren.

3.2.3. Historische Interpretation der Klagen über Bodenaustrocknung

Entgegen der Aussage von ASTHALTER (1981: 82) kann eine Korrelation zwischen klimatisch bedingten Dürreschäden, die im 19. Jahrhundert im Schwanheimer Wald erstmals beklagt worden sein sollen, und Entwässerungsmaßnahmen aus den historischen Quellen nicht abgeleitet werden. Den historischen Quellen ist lediglich ein Klagen über Bodenaustrocknung nach der Grundwasserspiegelabsenkung durch Entwässerungsgräben zu entnehmen.

Zu jener Zeit hat die Frage der Auswirkungen der „umfänglichen“ Entwässerungen und Entwaldungen auf das Klima und die Bodenfeuchtigkeit einer Gegend die forstliche Fachwelt stark bewegt. Man hatte überall die Beobachtung gemacht, „daß namentlich in dem Stande der Bodenfeuchtigkeit, nicht minder aber auch in manchen Witterungserscheinungen Änderungen eingetreten sind“ (GREBE 1876: 108).

ANONYM (1871: 364) erklärt sich in der wohl ältesten Standortsbeschreibung des Frankfurter Stadtwaldes „die Abnahme der Bodenfeuchtigkeit und Bodenfrische in dem Bereiche der Rhein-Main-Waldungen“ wie folgt:

„Durch die stattgehabte Entwässerung früherer sumpfiger Stellen, wobei man nur an die Entfernung des Sumpfes, nicht aber an die umliegenden höheren und trockneren Stellen dachte . . . ist man offenbar zu weit gegangen, und hat viel mehr geschadet als genützt, indem man nicht blos dem Sumpf das überflüssige Wasser, sondern auch den höher gelegenen Stellen einen Theil der so nöthigen Bodenfeuchtigkeit entzogen hat“.

Der damalige Leiter des Frankfurter Stadtforstamtes kam ebenfalls zu dem Schluß, daß durch die Entwässerung des Schwanheimer Waldes der „angrenzende und höher gelegene Stadtwalddistrict Unterwald“ trockener geworden sei (SCHOTTENSTEIN 1877: 35). Die gleiche Auffassung findet sich auch noch in der Dissertation von FELLNER (1895). Über Schäden durch Entwässerungen im Schwanheimer Wald wird damals nicht berichtet.

Klagen über Bodenaustrocknung waren damals also auf der Tagesordnung (das Thema stand z. B. im Mittelpunkt der Tagung des Deutschen Forstvereins 1876), hatten häufig falsche bodenphysikalische Vorstellungen zur Grundlage und waren nicht – wie meist angenommen – auf die Grabenentwässerung, sondern auf abnehmende Niederschläge (vgl. EISENHARDT 1968) zurückzuführen.

3.2.4. Dürreschäden in früheren Trockenperioden

Die Vermutung ASTHALTERS (1982: Tab.), daß der Schwanheimer Wald in der Trockenperiode 1864/65, zu Zeiten ohne Grundwasserentnahmen, von einer ähnlich flächenhaften Dürre betroffen wurde wie 1976, ist sehr wahrscheinlich nicht zutreffend. Den von ihm vermuteten und in Kombination mit der Trockenheit erst wirkenden Schadensfaktor „einer um 2 m reichenden Grundwasserabsenkung“ durch Grabenentwässerung hat es nämlich nicht gegeben. ASTHALTER vermutet für diese Jahre größere Trockenis, als für das Jahr 1911, als die Grundwasserförderung bereits seit etwa 25 Jahren aufgenommen war, obwohl KOBELT (1912: 158) dazu berichtet:

„Auch in den Jahren 1857–1868 hat der Wald unter der Trockenheit gelitten, doch bei weitem nicht in dem Maße wie gegenwärtig.“ Für die grundwasserfernen Standorte des Frankfurter Stadtwaldes wird das vom Deutschen Forstverein (1927: 11) bestätigt: „Verheerende Sommerdürren brachten die Jahre 1865, 1903, 1904, 1905 und in größerem Ausmaße die Jahre 1911 sowie 1921.“

Nach LANGNER (1978: 17) muß die auch früher gelegentlich auftretende Trockenis ganz anders beurteilt werden als die der Trockenperiode 1970/77. „Früher waren diese Schäden rein klimatisch bedingt und reversibel. Längere Trockenzeiten verursachten auch damals zahlreiche trockene Äste und Zweige in den Baumkronen (Betriebswerk von 1883), in feuchteren Perioden aber regenerierten die Bäume wieder.“

Da über frühere Trockenperioden immer in Verbindung mit Waldbränden berichtet wird, scheinen die in ihnen entstandenen Schäden in erster Linie Brandschäden gewesen zu sein. Wenn der Grundwasserspiegel im Sommer mehrere Wochen lang bei etwa 1–1,5 m unter

Flur gestanden hat, reicht bei einem Teil der im Schwanheimer Wald vorkommenden Substratformen der kapillare Aufstieg nicht mehr bis zur Oberfläche. Das haben auch eigene Beobachtungen im Forstamt Neu-Isenburg im Juli 1982 gezeigt. In der Abt. 24 – nahe der Schlackendeponie Offenbach – waren Anmoor-Horizonte über 30–40 cm lehmigen Ton pulvertrocken, obwohl das Grundwasser nur 60–70 cm unter Flur im kiesig-sandigen Terrassen-Material stand. Im Gegensatz zu den Kiefern auf vergleichbarem Standort in Abt. 280 a₂ im Schwanheimer Wald sind an den dort stockenden Kiefern in der Dürreperiode 1970/77 keine Trocknisschäden entstanden.

Die Anmoor- und Torfschichten können also selbst bei relativ hohem Grundwasserstand stark austrocknen, und es kann in ihnen – da sie leicht entzündbar und gut brennbar sind – zu mehrere Wochen andauernden Moorbränden kommen.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß die Erwähnung des Begriffs Bodenaustrocknung im Zusammenhang mit Entwässerungsmaßnahmen in alten Betriebswerken keinesfalls – wie das ASTHALTER (1982) macht – unbedingt auf gravierende Trocknisschäden am Ort der Entwässerung schließen läßt. Die Behauptung – der bei Entschädigungs- und Schuldfragen eine große Bedeutung zukäme –, daß die Trocknisschäden 1976 im Schwanheimer Wald auch ohne die Entnahmen der Wasserwerke als Folge kurzperiodischer Klimaschwankungen in ähnlichem Umfang auch auf natürliche Weise entstanden wären und somit periodische Trocknisschäden seien, läßt sich m. E. aus den historischen Quellen nicht ableiten. Wie die bisherigen Ausführungen zeigen, führen die vervollständigten und zusätzliche historische Quellen viel leichter zu der Auffassung, daß katastrophale und irreversible Trocknisschäden im Schwanheimer Wald erst seit Beginn der Grundwasserentnahmen auftreten.

4. Die Grundwasser-Ausgangssituation im Frankfurter Stadtwald

4.1. Die Grundwassersituation vor Beginn der Grundwasserentnahmen

Die ungestörten Grundwasserverhältnisse der Ausgangssituation zeigt Abb. 2. Von diesem Grundwassergleichenplan aus dem Jahr 1884 (LINDLEY 1908) nimmt GOLWER (in GOLWER & SEMMEL 1980: 97) an, daß er mittlere Grundwasserverhältnisse darstellt. Bei GOLWER & SEMMEL (1980: Beibl. 2) enden die Grundwassergleichen des Jahres 1884 an der Stufe der Kelsterbacher Terrasse, also am S-Rand des Schwanheimer Waldes, obwohl sie auf der Originalkarte bis zum Main reichen.

Bei ansonsten kongruentem Verhalten laufen – im Vergleich Originalkarte/Beibl. 2 – die Grundwassergleichen auf etwa dem letzten Kilometer vor Erreichen des Schwanheimer Waldes scherenförmig auseinander. Verlängert man den auf Beibl. 2 angedeuteten Trend in den Bereich des Schwanheimer Waldes, so stand dort nach dieser Karte das Grundwasser etwa 1 m tiefer als auf der Originalkarte.

Im Schwanheimer Wald – unterhalb der Stufe der Kelsterbacher Terrasse – ist der Durchflußquerschnitt des pleistozänen Grundwasserleiters sprunghaft um 10–17 m reduziert, und Grundwasser- und Geländeoberfläche konvergieren (Abb. 3). Ganglinien von ungestörten Brunnen in ähnlicher hydrogeologischer Situation am Rhein bei Karlsruhe oder am Niederrhein (BLEINES 1955: 4–6, SPÄTH 1976: 108) zeigen, daß das Grundwasser am Fuß solcher Terrassenkanten durch den Zufluß aus dem Bereich mächtiger Terrassenkörper

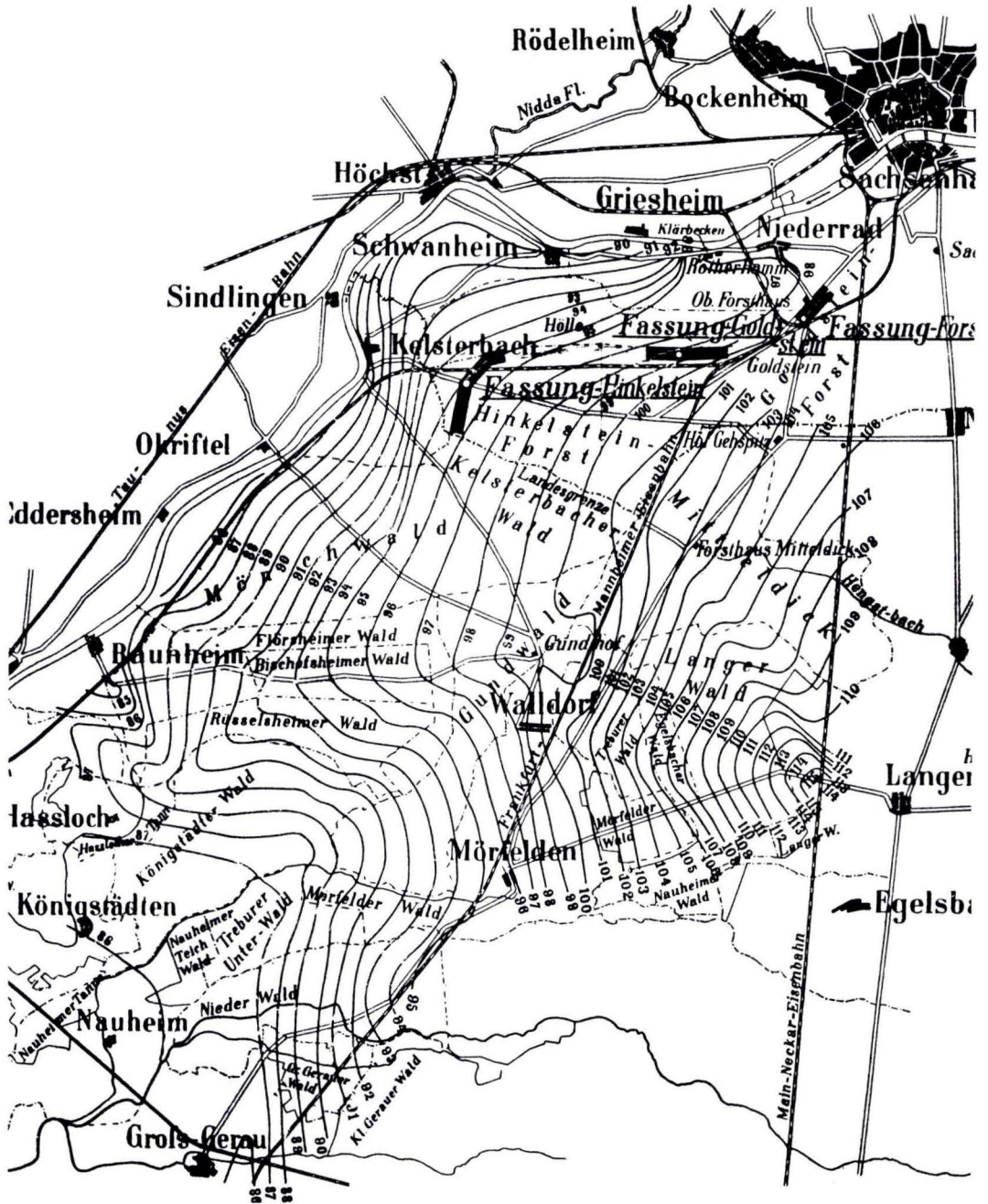


Abb. 2. Grundwasserstände im Südwesten der Stadt Frankfurt a. M. im Jahr 1884 (aus LINDLEY 1908).

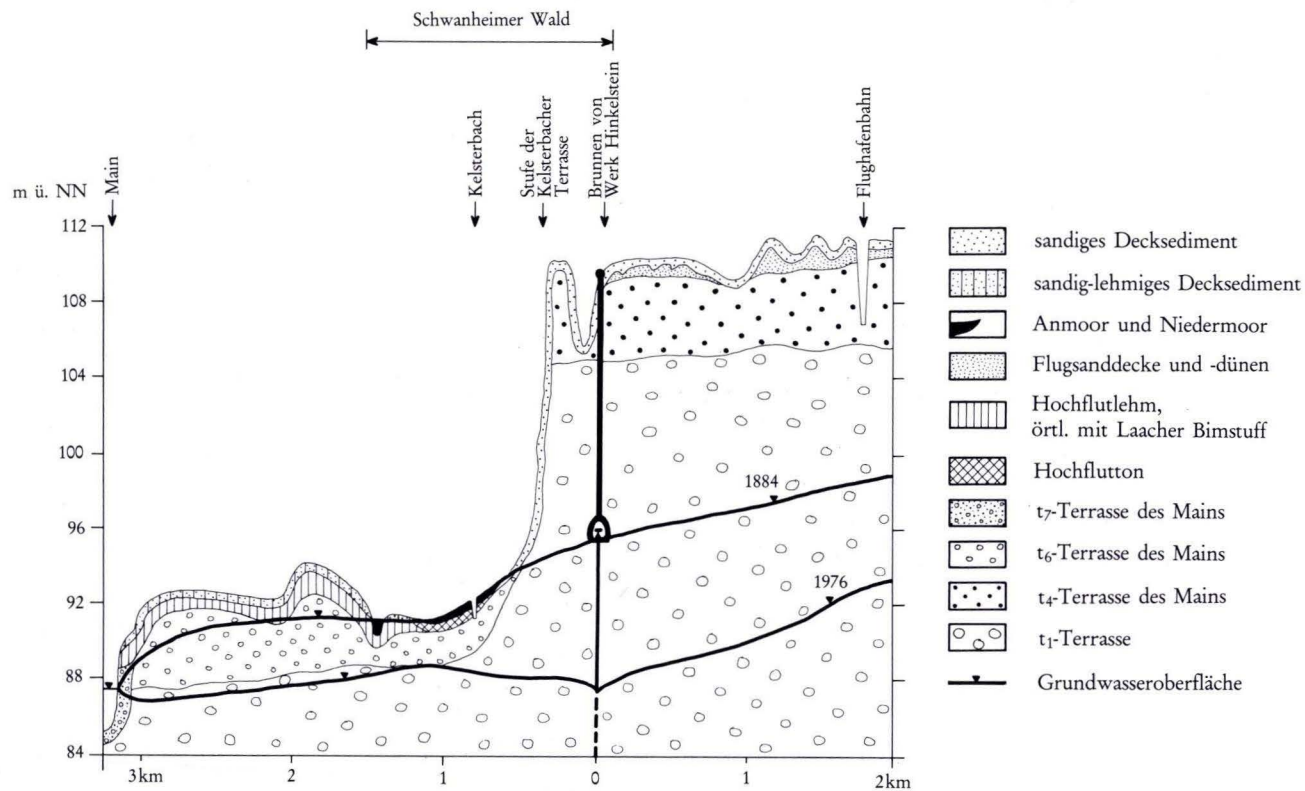


Abb. 3. Querschnitt durch den Schwanheimer Wald mit Grundwasserspiegeln.

laufend gespeist wird, daher vergleichsweise geringe Schwankungen vollzieht und stets dicht unter, zeit- und stellenweise sogar über der Geländeoberfläche steht (WOHLRAB & BAHR 1970: 24).

Nach Auswertung aller bis dahin aus dem Hess. Ried vorliegenden Grundwasserstandsmessungen kam auch schon HERZBERG (1962: 100) zu dem Schluß:

„Dort, wo der Grundwasserspiegel von vornherein nur wenige Dezimeter unter der Erdoberfläche steht, sinkt er auch in Trockenzeiten nur geringfügig ab, so daß der Flurabstand hier meist nicht größer als 1,50 m wird.“

Daß das Grundwasser im Schwanheimer Wald vor dem Bau der Stadtwaldwasserwerke auch nur eine geringe Amplitude besaß und in extremen Trockenperioden nicht unter 1,5 m sank, die ungestörte Grundwassersituation demnach bei LINDLEY (1908) richtig dargestellt ist, beweisen die im Schwanheimer Wald verbreiteten Böden. Die von PLASS (1972) großflächig kartierten, inzwischen reliktschen Naß-, Anmoor- und Niedermoorgleye konnten nur bei den geschilderten Grundwasserverhältnissen entstehen. Die ehemals flächenhaften Vernässungen und Vermoorungen im Schwanheimer Wald sind also auf ähnliche Weise entstanden wie die heute noch existierenden des Zellerbruches in der Hanau-Seligenstädter Senke. Solche flächenhaften Nässestellen sind für Porengrundwasserleiter charakteristisch (THEWS in KÜMMERLE & SEMMEL 1969: 123).

Alte Beschreibungen des Schwanheimer Waldes bestätigen die heute noch aus den Bodenprofilen ablesbaren, ehemals nassen Standortverhältnisse (KOBELT 1912: 256–259):

Einen großen Teil des Waldes konnte man trotz der „Anlage des neuen Systems der Entwässerungsgräben, das mit der Einführung der rationellen Forstwirtschaft an die Stelle der alten, unregelmäßigen und versumpften Wasserläufe getreten war nur nach längerer Trockenheit im Hochsommer und im Herbst betreten. Die zahlreichen bruchigen und sumpfigen Partien verloren aber selbst im Hochsommer ihren Charakter nicht . . . Im Winter stand fast überall, den Kiesboden ausgenommen, das Wasser zwischen den auf kleinen Erhöhungen stehenden Bäumen . . . Vor Anlage der Gräben muß es noch viel schlimmer gewesen sein.“ Selbst im Trockenjahr 1869 waren die Entwässerungsgräben des Waldes „während des ganzen Jahres, auch im Sommer, reichlich mit Wasser versehen.“ Hechte kamen in ihnen bis zur Schwanheimer Bahnstraße herauf, Stichlinge und Frösche fanden sich dort massenhaft.

Durch die „neuen“ Entwässerungsgräben wurde der Schwanheimer Wald „überhaupt erst betretbar gemacht“ (Verein zur Förderung des öffentlichen Verkehrslebens 1873: 12).

4.2. Der ungestörte Gang der Grundwasseroberfläche

In der geologischen und hydrogeologischen Literatur findet sich kein Hinweis darauf, daß im Bereich der Stadtwaldwasserwerke mit einer hydrogeologischen Spezialsituation zu rechnen wäre, die eine vom übrigen nördlichen Oberrheingraben (außerhalb des Einflußbereichs der großen Vorfluter) abweichendes Verhalten der Grundwasseroberfläche hervorrufen könnte. Ähnlich wie im Hess. Ried sind demnach „die durch klimatische Faktoren verursachten Schwankungen der Grundwasseroberfläche . . . in den Lockersedimenten des Bl. Kelsterbach in der Regel < 2 m“ (GOLWER in GOLWER & SEMMEL 1980: 97).

Nach WOHLRAB & BAHR (1970: 30, 31) nimmt in solch mächtigen Grundwasserkörpern „die Grundwasserspiegelamplitude mit den Flurabständen in Richtung zur Wasserscheide zu.“ Diese Zunahme bewegt sich jedoch im dm-Bereich, so daß eine Amplitude von 2 m auf Bl. Kelsterbach von Grundwasserbereichen mit Flurabständen über 10 m und in großer Entfernung vom Vorfluter Main erzielt wird.

Durch Äußerungen, wie: „Die normalen Grundwasserstände bewegen sich zwischen 2 und 8 m, sind aber auf engem Raum wohl infolge eingelagerter Lehm- und Tonhorizonte sowie verschieden mächtiger Decksedimente aus Hochflutlehm über den anstehenden Terrassensanden recht unterschiedlich“ (EBERT 1981: 1110), geraten also sachlich falsche Vorstellungen in Umlauf.

Das Mindestmaß der durch die Grundwasserentnahmen bedingten Absenkungen der Grundwasseroberfläche ist auf eine recht einfache und häufig auch vom Hess. Landesamt für Bodenforschung angewandte Methode zu ermitteln. Dazu müssen langjährige Grundwasserganglinien aus dem beeinflussten Bereich mit unbeeinflussten Ganglinien der Umgebung und in ähnlicher hydrogeologischer Situation verglichen werden.

Eine derartige diagnostische Funktion kommt der Meßstelle 527/038 am Oberen Königstädter Forsthaus (in der Nähe von Autobahnanschluß Rüsselsheim-Ost) zu. Ihre Ganglinie ist als obere Kurve in Taf. 1 seit ihrem Beobachtungsbeginn im Jahr 1920 dargestellt. Sie besitzt eine max. Amplitude von etwa 2,5 m. BURRE (1952: 232) erachtet sie als frei von fremden Einflüssen und THEWS (in KÜMMERLE & SEMMEL 1969: 126) als repräsentativ für ungestörte, klimatisch gesteuerte Grundwasserhältnisse in den Terrassenablagerungen südlich des Mains.

Gestörte Ganglinienparallelität zu solchen Vergleichsmeßstellen läßt eindeutig das Ausmaß anthropogener Grundwasser-Beeinflussung erkennen.

5. Die Grundwasserentnahmen und ihre Folgen

5.1. Die Entnahmestrategie der Stadtwaldwasserwerke

Die Hinweise der Stadtwerke Frankfurt „auf die flexiblen Fördermengen (Reduzierung bei großem Niederschlagsdefizit)“ (EBERT 1981: 1110) stehen im Gegensatz zu Aussagen an anderer Stelle:

„Im Stadtwald wird auch in Zukunft daran festzuhalten sein, daß die durchschnittliche Beanspruchung in mäßigen Grenzen gehalten wird. Die durch die Schonung entstehende Hebung des Grundwasserstandes ermöglicht es jedoch, zu Zeiten großer Hitze die Förderleistung der Pumpen in erheblichem Maße zu steigern“ (Städtisches Tiefbauamt 1911: 7).

In heißen und trockenen Sommern werden also die Reserven der „eigenen Wassergewinnungsanlagen, für Frankfurt sind das insbesondere die Wasserwerke im Stadtwald, für die Deckung des Spitzenbedarfs herangezogen“ (MÜLLER 1965: 1049).

Neben der Vorratshaltung für heiße Tage gibt es weitere Gründe für die Stadtwerke, die Grundlast durch Fremdbezug zu decken und die eigenen Reserven zu schonen: Das Wasser aus dem Stadtwald ist eisen- und manganhaltig und enthält aggressive Kohlensäure, und außerdem soll es für Notzeiten oder beim Ausfall von Fernleitungen zur Verfügung stehen (Stadtwerke Frankfurt 1969: 58). Diese Strategie wurde auch in jüngster Zeit beibehalten, wie man HEIKE & WIRTH (1974: 87) entnehmen kann:

„Die Deckung des zukünftigen Spitzenbedarfs verbleibt den z. T. längst abgeschriebenen örtlichen Gewinnungsanlagen, deren Kapazität nach Aufnahme des Fremdbezuges dann infolge der zwangsläufig gedrosselten Eigengewinnung dafür teilweise zur Verfügung steht.“

Die von 1970–1976 durch den Anschluß weiterer Umlandgemeinden und Lieferungen bis ins Usinger Becken von 85 auf 97 Mio.m³/a gesteigerte Trinkwassergewinnung mußte, da

der Fremdbezug konstant blieb, durch die eigenen Wassergewinnungsanlagen besorgt werden. Nachdem die Grundwasser-Eigengewinnung 1969 mit etwa 22 Mio. m³ den niedrigsten Wert seit Kriegsende angenommen hatte, stieg sie bis 1976 wieder kontinuierlich auf 38,4 Mio. m³ an (Statistisches Amt und Wahlamt Frankfurt a. M. 1968–1980). Der höchste Spitzenverbrauch (Sommerspitze) wird meist im Juli erreicht (WIRTH 1972: 372).

Durch Kapazitätsausbau und Ausrüstung mit einer neuen Wasseraufbereitungsanlage wurde das Werk Hinkelstein 1976 zur größten Wassergewinnungsanlage der Stadtwerke Frankfurt a. M. (BREDE 1976: 10). Neben der Belieferung der südlichen Stadtbereiche hat es die volle Versorgung des Rhein-Main-Flughafens übernommen. Die Spitzeneigengewinnung der Monate Juni–August 1976 (4,4, 4,3 und 4,1 Mio. m³) und die hohe Eigenförderung der Monate Januar (4,0 Mio. m³) und März (4,2 Mio. m³) des Jahres 1977 sind zu einem großen Teil vom Wasserwerk Hinkelstein getragen worden. Die „erhöhten Grundwasserentnahmen zur Deckung des Wasserbedarfs im extrem warmen Sommer 1976“ (GOLWER in GOLWER & SEMMEL 1980: 98) müssen nicht dazu geführt haben, daß im Frankfurter Stadtwald mehr Wasser gefördert wurde als in normalen Jahren. Die hohen Spitzenentnahmen müssen also nicht zur Erhöhung der Jahresentnahmemenge führen. Sie haben aber zur Folge, daß sich in diesen heißen Sommermonaten um die Wasserwerke tiefe Entnahmetrichter ausbilden. „Das Grundwasser füllt sich dann in der übrigen Zeit wieder auf. Auf diese Weise steht das Wasser immer dann zur Verfügung, wenn es tatsächlich gebraucht wird“ (Stadtwerke 1969: 59).

Das von den Stadtwerken Frankfurt zur Entlastung vorgebrachte Argument, im Zeitraum 1970/71–1976/77 sei im Stadtwald nicht mehr Wasser gefördert worden als in normalen Jahren (ASTHALTER 1981: 82), beweist gerade im Gegenteil, daß das starke Absinken der Grundwasseroberfläche durch die Entnahmen verursacht sein muß. Da in Trockenjahren wenig Grundwasser neugebildet wird, greifen Entnahmen wie in Normaljahren dann tief in den Vorrat ein (wie z. B. auch 1921). Eine Ähnlichkeit zwischen beeinflussten und unbeeinflussten Ganglinien ist kaum noch zu erkennen. Das Absinken stark entnahmebeeinflusster Kurven vollzieht sich so schnell und intensiv, daß die charakteristische Jahresamplitude nicht mehr zur Ausbildung kommen kann.

Diese Beobachtung – die Verstärkung und Glättung des natürlichen Grundwassertrends als Einfluß der Wasserwerke auf die Grundwasserspiegelgänge – hat bereits HERZBERG (1962: 191) bei der Analyse der Grundwasserganglinien im Hess. Ried gemacht.

5.2. Die entnahmegestörte Ganglinie an der Unterschweinstiege und daraus zu ziehende Schlußfolgerungen für den Schwanheimer Wald

Die untere, kräftig ausgedruckte Kurve der Taf. 1 zeigt die Ganglinie der Meßstelle 507/014 an der Unterschweinstiege. Ihre max. Amplitude beträgt rund 7 m. – Die cm-Skalierung gibt nicht die tatsächlichen Flurabstände der Ganglinien an, sondern einen relativen Abstand der Ganglinien zueinander, der zur graphischen Veranschaulichung zweckmäßiger erschien. – Die mittlere, dünne Linie ist keine Grundwasserganglinie. Bei ihr handelt es sich um die Darstellung der klimatischen Bodenwasserbilanz der Klimahauptstation Frankfurt/Main seit 1880. Die klimatische Wasserbilanz wurde aus Niederschlag, Temperatur und Dampfdruck (MOLLWO 1958, Deutscher Wetterdienst 1957–1979) nach dem Berechnungsverfahren von HAUDE (1954) erstellt. Als Bodenkennwert ging ein Wert der nutzbaren Wasserspeicherung in das z. B. bei HERRMANN (1977) dargestellte Verfahren der Berechnung des Bodenfeuchtegangs ein.

Die große Ähnlichkeit zwischen der Kurve der klimatischen Bodenwasserbilanz und der Grundwasserganglinie der Meßstelle 527/038 waren Anlaß, die Ähnlichkeit mit Hilfe eines in Applesoft-Basic geschriebenen und auf Apple II gerechneten Computer-Programms zu optimieren. Dies geschah mit einer Phasenverschiebung von 4 Monaten und mehreren, auf Jahres-, Halbjahres- und Quartals-Summen der Wasserbilanzwerte bezogenen und plausiblen if-then-Bedingungen, deren Erfolg mit der Summe der Abweichungsquadrate und dem Korrelations-Koeffizienten kontrolliert wurde.

Diese an die Grundwasserganglinie 527/038 angepaßte Kurve der klimatischen Bodenwasserbilanz ist in Taf. 1 auf dem Niveau der Meßstellen-Ganglinie 507/014 (Unterschweinstiege) eingezeichnet, während die Ganglinie 527/038 aus Übersichtsgründen auf einem etwa 1 m höheren Niveau verläuft. Für die Jahre von 1920 bis heute geben sich anthropogene Eingriffe in das Grundwasser im Bereich der Unterschweinstiege aus dem Vergleich der beiden oberen Kurven mit der unteren Kurve zu erkennen.

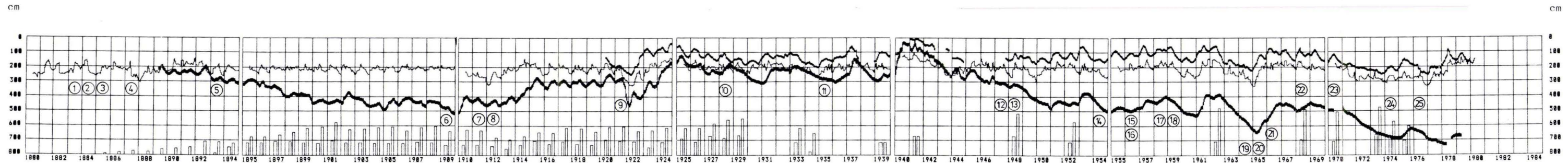
Mit dem entwickelten Verfahren können jedoch auch Grundwasser-Eingriffe seit 1889 festgestellt werden. Das war bisher kaum möglich, da aus dieser Zeit nur 2 Grundwasserganglinien aus dem Stadtbereich Frankfurt (Gutleutstraße) vorliegen, die der Physikalische Verein von 1869–1912 beobachtet hat. Sie stimmen mit der klimatischen Wasserbilanzkurve gut überein, d. h. sie halten sich in der Zeit von etwa 1890–1912 auf einem gleichbleibenden Niveau und zeigen nur sehr geringe Amplituden.

Auch ein ungestörter Brunnen aus der Nähe des Wasserwerks Darmstadt (Griesheimer Eichwäldchen) zeigt, ähnlich wie die Kurve der klimatischen Wasserbilanz in Taf. 1, in den Jahren 1880–1909 eine max. Amplitude von etwa 120–150 cm (STEUER 1911: Taf. II).

Bis Ende der sechziger Jahre hätten die Grundwasserganglinien im Frankfurter Stadtwald ohne Störungen durch Entnahme einen ähnlichen Verlauf genommen wie die in großen Teilen des bis dahin noch nicht so stark entnahmebeanspruchten Hess. Rieds außerhalb des Rheineinflußbereichs. Bis zum heutigen Tag könnte ohne Entnahme an den Meßstellen im Frankfurter Unterwald Ganglinienparallelität zu den heute noch fast einzigen ungestörten Grundwassergebieten im nördlichen Oberrheingraben – des Mönchbruch-Bereichs (z. B. Meßstelle 527/038) und des Bauschheimer Wasserberges (Meßstelle 527/055) – festgestellt werden.

Große Ähnlichkeit in Form und Amplitude besteht zwischen den Grundwasserganglinien der genannten ungestörten Grundwasserbereiche und den meisten Ganglinien aus dem ebenfalls durch Entnahmen nicht gestörten Bereich des „Monte Scherbelino“ (im Frankfurter Oberwald, nahe beim Autobahnkreuz Offenbach). Die Ähnlichkeit besteht, obwohl diese Brunnen in dem eigenständigen, wesentlich geringmächtigeren Grundwasserkörper der Neu-Isenburger Quersenke sitzen. Dieser ist aufgrund der tektonischen Situation von den Stadtwaldwasserwerken und den Neu-Isenburger Tiefbrunnen nicht beeinflussbar. Die Ganglinien für die Jahre 1967–1973 sind bei GOLWER et al. (1976) abgebildet.

Korrespondieren in einem relativ einheitlichen Klimaraum zwei weiter voneinander entfernt und in unterschiedlichen Grundwasserkörpern liegende Ganglinien (Entfernung „Monte Scherbelino“/Oberes Königstädter Forsthaus etwa 20 km) besser als dichter beieinander liegende Ganglinien im gleichen Grundwasserkörper (Distanz Oberes Königstädter Forsthaus/Unterschweinstiege etwa 11 km), so kann auch das als Indiz für die Entnahmebeeinflussung der Vergleichsganglinie (507/014) gelten.



① Stadtbaurat LINDLEY läßt vorläufige Untersuchungen zur Erschließung der Grundwasserreserven im Südwesten der Stadt Frankfurt anstellen, und "constatiert einen mächtigen Grundwasserstrom."

② Unter dem Eindruck der in Europa grasierenden Cholera-Epidemien erfolgt ein rascher Bau der Stadtwaldwasserwerke. Die geplante weitere Erschließung des Vogelsberg-Quellwassers verliert die Priorität (LINDLEY 1884: 3).

③ Beginn der Entnahmen am Wasserwerk Oberforsthaus

④ Beginn der Entnahmen am Wasserwerk Goldstein

⑤ Beginn der Entnahmen am Wasserwerk Hinkelstein

⑥ In betriebnahme von Wasserwerk Hattersheim

⑦ Beginnender Bezug von Inheiden (Vogelsberg)

⑧ "Ermäßigung der Entnahme auf die Hälfte" (STÄDTISCHES TIEFBAU-AMT 1912: 7).

⑨ Die ständig wachsende Bevölkerung macht im extremen Trockenjahr den Eingriff in die Reserve für heiße Tage erforderlich.

⑩ Eingemeindung von Höchst, Nidd, Griesheim, Sossenheim, Unterliederbach, Zellheim, Sindlingen, Schwanheim, Fechenheim.

⑪ Anlage des Rollfeldes des Frankfurter Flughafens: Damals größte Baustelle in Hessen mit eigener Brunnenanlage (ERNST 1982: 264).

⑫ Starker Anstieg des Wasserbedarfs besonders 1947-1949, der zu ersten Versorgungsschwierigkeiten führte. Erhöhung der Leistungsfähigkeit der Werke, aber auch Wasserwerksneubauten.

⑬ Beginn der Entnahmen am Wasserwerk Schwanheim mit 10 Tiefbrunnen.

⑭ Bis 1954/55 Deckung des nach dem Krieg ständig ansteigenden Verbrauchs durch Grundwassereigengewinnung.

⑮ Bau von 3 Saugbrunnen an der Staustufe Griesheim

⑯ Von 1956-1959 Projekt Grundwasseranreicherung im Frankfurter Stadtwald verwirklicht.

⑰ Von 1958-1964 Bau der 8 Tiefbrunnen des Pumpwerks Niederrad.

⑱ Versorgungsschwierigkeiten, da Trinkwasserbeschaffung mit starker Bedarfssteigerung kaum Schritt halten konnte (WIRTH 1972: 375/376).

⑲ Auch 1964 Versorgungsschwierigkeiten. Die Stadtwaldwasserwerke mußten zur Deckung des Spitzenbedarfs herangezogen werden (MÜLLER 1965: 1049). Bau von 2 Tiefbrunnen Goldstein, 8 Tiefbrunnen Hinkelstein und 1 Tiefbrunnen Schwanheim.

⑳ Bezug von den Ried-Werken setzt in vollem Umfang ein.

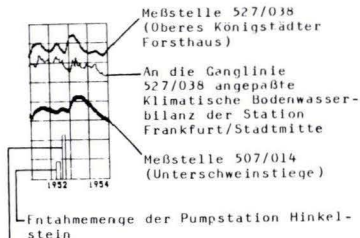
㉑ Stagnierender Bedarf, z.T. wegen wirtschaftlicher Rezession 1966/67 und Wasserpreiserhöhung. Großabnehmer schränken Wasserbezug ein und weichen stärker auf Eigengewinnung aus (WIRTH 1972: 376).

㉒ Drastische Senkung der Eigengewinnung durch Bezug vom Wasserbeschaffungsverband Riedgruppe Ost.

㉓ Bis 1976 Anschluß weiterer Umlandgemeinden und Lieferungen bis ins Usinger Becken. Die dadurch gesteigerte Grundwassergewinnung erfolgte durch die Wasserwerke der Stadt Frankfurt, da der Fremdbezug konstant blieb.

㉔ Bau von 1 Tiefbrunnen am Werk Schwanheim

㉕ "Erhöhte Grundwasserentnahmen zur Deckung des Wasserbedarfs im extrem warmen Sommer 1976" (COLWER & SEMMEL 1980: 98). Das Werk Hinkelstein wird 1976 zur größten Wassergewinnungsanlage der Stadtwerke Frankfurt (BREDE 1976: 10).



Gesamtentnahmemenge der 4 Stadtwaldwasserwerke (Hinkelstein, Schwanheim, Goldstein und Oberforsthaus), 1974 und 1975 ohne Schwanheim, 1939 und 1941 nur Hinkelstein.

1 Kästchen entspricht etwa einer Entnahmemenge von 4,4 Mio.m³

Die von den Stadtwerken im Oberstrom der Stadtwaldwasserwerke versickerten Wassermengen sind nicht dargestellt

Für die Jahre mit fehlender Darstellung der Entnahmemengen konnten keine Unterlagen beschafft werden

Die entnahmegestörte Grundwasserganglinie an der Unterschweinstiege (Meßstelle 507/014) und ihren Verlauf steuernde Faktoren im Vergleich zur ungestörten Grundwasserganglinie am Oberen Königstädter Forsthaus (Meßstelle 527/038) und einer an diese angepaßte Kurve der klimatischen Bodenwasserbilanz (errechnet aus Monatsmittel- bzw. Monatssummen-Werten der Klimahauptstation Frankfurt/Stadt).

Die bereits bei SOLLE (1951: Taf. 52) abgebildete Ganglinie des Brunnens an der Unterschweinstiege gibt sich in Taf. 1 als Spiegelbild der bevölkerungs- und wirtschaftspolitischen Entwicklung der Stadt Frankfurt am Main zu erkennen. Die Ansicht SOLLES (1951: 161), der die Ganglinie an der Unterschweinstiege für „nicht oder nur ganz geringfügig und dann gleichmäßig beeinflusst“ hält, trifft also nicht zu. Im Bereich der Meßstelle 507/014 (Unterschweinstiege) war durch die Entnahmemengen der Stadtwaldwasserwerke die Grundwasseroberfläche von 1893–1920 um 1–2 m, zeitweise sogar um 3 m abgesenkt worden. Von 1920–1945 hatte sich die Grundwasseroberfläche wieder bis auf ihr Ausgangsniveau der Jahre vor den Grundwasserentnahmen gehoben. In diesem Zeitabschnitt sinkt sie nur in Jahren mit befristetem Eingriff in den Vorrat, d. h. in Jahren mit überdurchschnittlicher Bevölkerungszunahme (1929/30), während des Baues des Frankfurter Flughafens (1935/36) oder in Trockenjahren (1921) unter die ungestörte Vergleichskurve. Die nach solchen Absenkungen erfolgenden Aufwärtsbewegungen sind meist die Folge starker Trichterauffüllungen nasser Jahre und/oder die gedrosselter Entnahmen zur Schonung der eigenen Vorräte. Die starken Absenkungen machen z. B. 1921 „die Akkumulation von 2 oder mehr Jahren zur starken Erhöhung eines niedrigen Grundwasserstandes erforderlich“ (SOLLE 1951: 161).

Für die Zeit nach dem 2. Weltkrieg verdeutlicht Taf. 1, daß die unter dem Frankfurter Stadtwald entzogenen Wassermengen nicht nur die laufende Grundwasserneubildung erfassen. Das geförderte Grundwasser hat einen erheblichen Teil des im Untergrund gespeicherten Vorrats aufgebraucht. Die seit 1950 bleibende Absenkung von etwa 2 m ist ein echter Vorrats-Abbau, so daß bereits GRAHMANN (1958) die Grundwässer unter dem Stadtwald zurecht als „gestört durch große Entnahmen“ bezeichnet.

Die Meßstelle 507/014 (Unterschweinstiege) liegt etwa 1,6–2 km im Oberstrom der Stadtwaldwasserwerke Schwanheim bzw. Hinkelstein. Vom Wasserwerk Goldstein ist sie etwa 2,5 km entfernt (Abb. 1). Die Auswirkungen der Grundwasserentnahmen auf die Grundwasseroberfläche müssen im Schwanheimer Wald mindestens genauso stark und örtlich wesentlich stärker sein als an der Unterschweinstiege. Er liegt nämlich max. etwa 1,6 km (Abt. 296 in der NW-Ecke) im Unterstrom von Entnahmefrühen der Stadtwaldwasserwerke entfernt. Das bestätigt folgendes Zitat aus einem Exkursionsführer der Hess. Forsteinrichtungs- und Versuchsanstalt (1955):

„In dem kurzen Zeitraum von 1940 bis 1949 fällt der Grundwasserspiegel erstmalig so stark, daß er überall tiefer als 1 m unter der Bodenoberfläche steht. Dieser Rückgang geht auch aus Pegelmessungen des Wasserwerks hervor, nach denen in den Abteilungen 200, 206, 268 und 280 von 1940–1949 das Grundwasser um 3–4 m gefallen ist.“

Die Abt. 280 im Schwanheimer Wald liegt max. 800 m von Entnahmefrühen des Wasserwerks Hinkelstein entfernt und wurde in der Trockenperiode 1970/77 von starken Trocknisschäden betroffen. Hier stand das Grundwasser noch im September 1979 3,25 m und – 100–150 m weiter südlich in Richtung Entnahmefrühen Hinkelstein – 3,70 m unter Geländeoberfläche (ABO-RADY et al. 1980: 22, 27).

Tiefbrunnenbau und Grundwasseranreicherung wurden notwendig, da „die im langjährigen Mittel zulässige Jahresentnahme von rund 24 Mio.m³ wahrscheinlich schon bald nach dem zweiten Weltkrieg, infolge der steigenden Entnahmen, vor allem auch im Oberstrom der Frankfurter Stadtwaldwerke, überschritten wurde. Der dadurch fühlbar abgesunkene Grundwasserspiegel hatte eine Leistungsverminderung der alten Sauganlagen zur Folge“ (MEVIUS & WIRTH 1973: 56).

Nach Taf. 1 hätte das klimatisch bedingte Absinken der Grundwasseroberfläche an der Unterschweinstiege in den Jahren 1976/77 etwa 80–100 cm unter den mittleren Grundwasserstand betragen. Tatsächlich lag sie aber 5 m unter dem mittleren Grundwasserstand der Jahre vor 1970. Das bedeutet, daß etwa 4 m der Absenkung an der Unterschweinstiege durch Grundwasserentnahmen verursacht sind.

5.3. Die Auswirkungen der Entnahmen auf den Grundwasserkörper

KOEHNE (1948) berichtet in seinem Lehrbuch der Grundwasserkunde, daß „als zu Beginn des 20. Jahrhunderts die Fördermengen gewaltig answollen, ausgedehnte Absenkungen eintraten, welche die Wasserwerksverwaltungen zuerst abzuleugnen versuchten“. Ferner bestand die Neigung, die Dichtigkeit von Erdschichten zu über-, die Entnahmebreite jedoch zu unterschätzen und zu übersehen, „daß das von der Absenkung betroffene Gebiete über die Grenzen des Zuflußgebietes hinausreicht . . . Oft ist die Wirkung eines Wasserwerks auf die Grundwasserstände deswegen unterschätzt worden, weil die Begriffe Entnahmetrichter und Senkungstrichter nicht unterschieden wurden . . . Die Wasserwerke wurden in der Regel so betrieben, daß die Absenkung in Trockenzeiten, wenn die natürlichen Grundwasserstände am tiefsten lagen, am größten war.“

BURRE (1952: 246, 248) errechnet als W–E-Durchmesser der Absenkungszone um das Wasserwerk Schönauer Hof bei Rüsselsheim bei einer Jahresfördersumme von 5,3 Mio. m³ im Juli 1930 einen Betrag von 4,5 km. Nach ALTHERR (1969: 221, 222) beträgt die Reichweite des Absenkungstrichters der Entnahmegalerie im Karlsruher Hardtwald bei einer Jahresfördermenge von 6–7 Mio. m³ (Hinkelstein 1973: 6,2 Mio. m³; Gesamtentnahmemenge der Stadtwaldwasserwerke 1973: 14,5 Mio. m³) etwa 4–4,5 km bzw. er besitzt einen Durchmesser von 8–9 km. ALTHERR (1969: 218) konnte auch zeigen, daß die Grundwasseroberfläche auf plötzliche Entnahmesteigerungen sehr fein und mit sehr starkem und anhaltendem Absinken reagiert. Die von ALTHERR gefundenen Beziehungen wurden unter vergleichbaren hydrogeologischen Verhältnissen gewonnen und sind daher auf den Bereich der Frankfurter Stadtwaldwasserwerke übertragbar.

Wie sehr sich die Grundwasserverhältnisse unter dem Frankfurter Stadtwald bereits bis 1902 verändert hatten, zeigt ein Grundwassergleichenplan des Städtischen Tiefbauamtes von 1903/1909.

Während sich die Grundwassergleichen zwischen Flörsheim/Okriftel und Walldorf überhaupt nicht oder doch weniger als 1 km nach E verlagert hatten, beträgt der Wanderungsbetrag im Oberstrom von Hinkelstein über 1 km. Die 97-m-Grundwassergleiche – 1884 nahe beim Pumpwerk gelegen – war bis 1902 sogar 2 km nach E vorgerückt. Neben dieser tiefgreifenden Grundwasserspiegeländerung durch einen sehr weit streichenden, allgemeinen Absenkungstrichter, hat sich um die Brunnengalerie von Hinkelstein zusätzlich ein steiler und tiefer Entnahmetrichter gebildet. Er ist an den stark ostwärts gekrümmten 90,5-m- bis 92,0-m-Grundwassergleichen zu erkennen. Sein N-Rand reicht bis in die Abt. 280 im Schwanheimer Wald.

Da sich die Grundwassergleichen von 1902 im Vergleich zu 1884 auf dem dargestellten Kartenausschnitt außerhalb des Entnahmetrichters sehr unterschiedlich weit nach E verschoben hatten, kann das Sinken der Grundwasseroberfläche nicht Ausdruck eines allgemeinen Niederschlagsmangels sein. In diesem Fall hätten sich die Grundwassergleichen mehr oder weniger parallel nach E verschieben müssen.

Im Jahr 1884 betrug das Gefälle des Grundwasserspiegels „im allgemeinen 2 pro Mille“ (LINDLEY 1908: 10). Im Oktober 1976 hatte sich das Gefälle im Bereich der Unterschwein-

stiege auf 0,9‰ abgeflacht. Die 93-m-Grundwassergleiche, die 1884 noch an der Langschneise im Schwanheimer Wald lag, war 1976 2,5 km weiter im SE an der Unterschweinstiege zu finden. Die 1884 nur 500 m im Oberstrom von Hinkelstein gelegene 96-m-Grundwasser-Isohypse war 1976 gar 5,5 km nach SE zum Gehspitzweiher verschoben (GOLWER & SEMMEL 1980: Beibl. 2).

5.4. Das Verhalten der Grundwasseroberfläche im Schwanheimer Wald und Schlußfolgerungen für die Waldbestände

Auf der Grundwassergleichenkarte des Jahres 1902 und auch allen anderen vorliegenden Grundwassergleichenplänen (1933: VIESOHN 1933; 1947: PILGER 1949; 1951: ZIMMERMANN 1956; 1964: Hess. Landesanstalt für Umwelt 1964; 1975: SALAY & TOUSSAINT 1977; 1976: GOLWER in GOLWER & SEMMEL 1980; 1977, 1979: Hess. Landesanstalt für Umwelt 1977, 1979) ist zu erkennen, daß selbst in relativ nassen Jahren der Entnahmetrichter von Wasserwerk Hinkelstein in den SW-Teil des Schwanheimer Waldes hineinreicht. In der Abt. 280 herrscht also eine ständige Grundwasserabsenkung, die das Grundwasser kaum jemals wieder über 90,5 m über NN (1933) – die Geländeoberfläche liegt bei etwa 92 m über NN – ansteigen ließ. Das deckt sich mit den bodenkundlichen Befunden von PLASS (in GOLWER & SEMMEL 1980: 128). Die in den Bodenprofilen der Abt. 280 vorkommenden Rostflecken unterhalb von 2 m unter Flur und die bis 2,7 m tief reichende Bänderung können nur nach einer raschen, tiefen und dauerhaften Grundwasserabsenkung entstanden sein. Die Entstehung solcher Bänder in der Grundwasserzone ist nicht denkbar.

Der Grundwasserspiegel im Schwanheimer Wald verhält sich, je nach seiner Lage zu den Entnahmetrichtern der verschiedenen Wasserwerke, sehr unterschiedlich, so daß Grundwasserstandsmessungen nur für relativ kleine Flächen, ja fast nur für den betreffenden Meßpunkt gültig sind. Die Ganglinien der etwa 200–300 m nördlich von Abt. 280 gelegenen Meßstellen (ABO-RADY et al. 1980: 42) können daher nicht in den Bereich des ständigen Entnahmetrichters in Abt. 280 übertragen werden. Im Bereich dieser Meßstellen spielen nicht nur klimatisch bedingte Trichterauffüllungen eine Rolle, sondern in starkem Maß auch – das zeigen die Grundwassergleichenkarten – der Zustrom von Uferfiltrat aus dem Abstrom vom Oberwasser zum Unterwasser an der Staustufe Griesheim. Nach GOLWER (in GOLWER & SEMMEL 1980: 91) „wurden durch die Ausdehnung der Entnahmetrichter bis zum Flußbett die hydraulischen Voraussetzungen für das Versickern von Mainwasser geschaffen . . . Die Wassermenge die der Main in Niederrad an den Untergrund abgibt ist . . . erheblich.“

So erklärt sich auch der von ASTHALTER (1981: 77) festgestellte Widerspruch zwischen Jahringbildern und Höhenbonität der Kiefer und Eiche in Abt. 280 und den Grundwasserständen der N gelegenen Meßstellen, wonach „tiefwurzelnde Baumarten bis 1970 noch Grundwasser gehabt haben müssen“: Während die Bestände des Schwanheimer Waldes W der Schwanheimer Bahnstraße (auf alten Karten bezeichnenderweise auch Wasserweg genannt) im Bereich N und W der Schwanheimer Wiesen noch häufiger Grundwasseranschluß erlangen, kommt das S der Wiesen nur noch selten vor. Durch den Beginn des Fremdbezugs aus dem Hess. Ried, nach einer Reihe von Naßjahren und durch gedrosselte Eigengewinnung könnte das Grundwasser in der Abt. 280 in den Jahren 1968/69 oberhalb 2 m unter Flur gestanden haben. Am N-Rand der Wiesen stand es damals bei etwa 50 cm

unter Flur. Auch am 10. 3. 1982 hielt es sich am N-Rand der Abt. 280 bei 1,5 m unter Flur auf. Nur 100–150 m weiter S war es jedoch – bei etwa gleicher Geländehöhe – mit einem 2-m-Bohrstock nicht mehr zu erreichen. N und W der Wiesen war es gleichzeitig – bei ebenfalls etwa gleicher Geländehöhe – aber bereits bei 90–120 cm unter Flur anzutreffen. Die Ried-Wiese war überflutet und der Rod-See erweckte den Eindruck eines intakten und winterlich überfluteten Erlenbruchwaldes.

Der E der Schwanheimer Bahnstraße gelegene Teil des Schwanheimer Waldes (zwischen 95 und 100 m über NN) wird, da die Grundwasseroberfläche am Wasserwerk Schwanheim wohl kaum jemals wieder wesentlich höher als 91 m über NN steigen dürfte, auch in Zukunft ohne nennenswerten Grundwassereinfluß auf die Bestände bleiben.

Das völlig uneinheitliche Jahrringbild von 20 untersuchten Kiefern aus Abt. 280a₂ deutet darauf hin, daß ein Teil der Kiefern nach Beginn der Absenkungen den Kontakt zum Grundwasser verlor und ihn auch nicht mehr aufnahm. Andere verloren ihn zwar auch von Anfang an, erlangten ihn jedoch zwischenzeitlich für einige Jahre wieder, um ihn später erneut zu verlieren. Wieder andere konnten der absinkenden Grundwasseroberfläche zunächst folgen und verloren erst später den Anschluß.

Aufgrund des von ihm vermeintlich festgestellten Widerspruchs sieht ASTHALTER (1981: 78) Anlaß zu der sich selbst interpretierenden Mahnung „wie gewagt hydrologische Schlußfolgerungen sein können, wenn sie nicht vegetations- und ertragskundlich d. h. pflanzenökologisch abgesichert sind.“

Da den Beständen des Schwanheimer Waldes W der Schwanheimer Bahnstraße besonders in Trockenjahren das Grundwasser durch Entnahmen aus ihrem Wurzelraum rasch entzogen wird, andererseits klimatisch und durch Uferfiltratzustrom bedingte Auffüllungen des Entnahmetrichters wieder einen mehr oder weniger starken Grundwasseranschluß herstellen, bleibt die Gefährdung der Bestände bestehen. Unter solch wechselhaften, anthropogen gesteuerten Grundwasserverhältnissen, an die sich Waldbestände nicht anpassen können, ist mit einer ähnlich starken Gefährdung auch zukünftiger Waldgenerationen zu rechnen. Die Folgerung „nach Möglichkeit nur relativ dürreresistente Herkünfte standortsgemäßer Laubbaumarten“ zu verwenden (ASTHALTER 1982: 623) hätte wahrscheinlich nur Erfolg, wenn das Grundwasser ständig und überall unter den Wurzelraum der Bäume abgesenkt würde.

6. Schlußbemerkungen

Die Analyse von Klima, Grundwasserständen und den Bedarf und die Gewinnung von Grundwasser bestimmenden Ereignissen zeigt, daß eine sichere Korrelation zwischen der abhängigen Variablen „Grundwasserstand“ und den sie hauptsächlich bestimmenden unabhängigen Variablen „Klima“ und „Bedarf/Gewinnung“ möglich ist (Taf. 1).

Die starken Schwankungen des Grundwasserspiegels im Schwanheimer Wald, die sich W der Schwanheimer Bahnstraße im Wurzelraum der Bäume abspielen, sind eindeutig durch Grundwasserentnahmen der Wasserwerke verursacht. Ohne sie hätte das Grundwasser – ähnlich wie in den Anmoor- und Niedermoorböden des Mönchbruchs oder auch in der Nähe des Gemeindewaldes Büttelborn – bis 1971 zwischen der Oberfläche und etwa 1 m unter Flur geschwankt. 1973 wäre es wahrscheinlich auf etwa 1,3 m abgesunken und 1976 hätte es zwischen 1,5 und 2,0 m unter Geländeoberfläche gestanden – vermutlich aber dichter bei

1,5 m. Die Trocknisschäden 1976 hätten das durchschnittliche Ausmaß extremer Trockenjahre angenommen. Solche geringeren Bestandesschäden sind in von Grundwasserentnahmen unbeeinflussten Gebieten der Hess. Rhein-Main-Ebene von der Hess. Forsteinrichtungsanstalt nachgewiesen und für die einzelnen Baumarten prozentual ermittelt (RIEBELING, frdl. mündl. Mitt.). Bei eventuellen Schadensberechnungen muß ihr Umfang daher in Rechnung gestellt werden (HARTMANN 1941: 156). Im Schwanheimer Wald entstand jedoch das auch aus dem Hess. Ried bekannte katastrophale Ausmaß an Trocknisschäden, das aus dem zeitlichen Zusammentreffen extremer Trockenjahre und starker Grundwasserentnahmen resultiert.

7. Schriftenverzeichnis

- ABO-RADY & ASTHALTER & EBERT & HARRACH & KNAPP & LEHMANN & MOLL & PLASS & PREUSSE & RIEBELING & TRIBUTH & WERNER & WOURTSAKIS (1980): Die Auswirkungen von Grundwasserabsenkungen auf Standort und Vegetation. Exkursionsführer zur Exkursion in das Stadtforstamt Frankfurt. – Deutscher Forstverein; Wiesbaden.
- ALTHERR, E. (1969): Das Karlsruher Wasserwerk „Hardtwald“ aus forstlicher Sicht. Teil II: Entwicklung der Grundwasserstände bis 1968. – Allg. Forst- u. J.-Ztg., **140** (10): 213–226; Frankfurt a. M.
- & ZUNDEL, R. (1966): Das Karlsruher Wasserwerk „Hardtwald“ aus forstlicher Sicht. Teil I: Allgemeine Verhältnisse – Veränderungen der Grundwasserstände – Ertragskundliches Programm. – Allg. Forst- u. J.-Ztg., **137** (10 u. 11): 237–261; Frankfurt a. M.
- ANONYM (1871): Über die geognostischen, meteorologischen und forstwirtschaftlichen Verhältnisse der in der Main-Ebene gelegenen Frankfurter Stadtwaldungen. – Mschr. Forst- u. Jagdwesen, **15**: 361–384; Stuttgart.
- ASTHALTER, K. (1982a): Die Wasserversorgung grundwassernaher Waldgesellschaften in der Hessischen Rhein-Main-Ebene. – Allgem. Forstz., **21**: 622–623; München.
- (1982b): Standortkundliche und historische Begründung periodischer Trocknisschäden im Schwanheimer Wald. – Unveröff. FEA-Manuskript, 4 S.; Gießen.
- (1981), mit Beiträgen von LEHMANN, L.: Über Ursachen und Wirkungen periodischer Dürreschäden in Grundwasserabsenkungsgebieten des Stadtwaldes Frankfurt. – Vortr. Tag. Arge. forstl. Standorts- u. Vegetationskde., 8. Folge: 64–86; Recklinghausen.
- & LEHMANN, L. (1979): Ergebnisse einer ökologischen Untersuchung von Trocknisschäden 1976 an Buche in Hessen. – Allgem. Forstz., **38**: 1029–1033; München.
- BARGON, E., & FICKEL, W. (1979): Bodenübersichtskarte Frankfurt a. M. 1:25 000. – Magistrat der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.
- Betriebswerk des Schwanheimer Waldes. – Stadtforstamt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M. 1927.
- BLEINES, W. (1955): Besonderheiten des Grundwasserabflusses in der Oberrheinebene. – Besondere Mitt. dt. gewässerkd. Jb., **12**: 1–16; Koblenz.
- BREDE, H. (1976): Wasser für Frankfurt und das Umland. – Stadtwerker, **6**: 8–11; Frankfurt a. M.
- BUDDE (1908): Trocknis und Käferfraß. – Dt. Forstztg., **23** (32): 672–674; Neudamm.
- BURRE, O. (1952): Die Ursachen der Grundwasserentwicklung im nordwestlichen Teile des Kreises Groß-Gerau in Hessen (Mainspitze) in den Jahren 1927–1950. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**: 199–250; Wiesbaden.
- Deutscher Forstverein (1927): Stadtwald Frankfurt a. M. – 24. Mitglieder-Versamml. in Frankfurt am Main vom 21. bis 29. August 1927, Führer zu den Lehrausflügen: 7–32; Frankfurt a. M.
- Deutscher Wetterdienst (1957–1979): Klimadaten der Klimahauptstation Frankfurt a. M. – Dt. meteorol. Jb.; Offenbach.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Ergänzungshefte Land Hessen. Abflußjahre 1957–1979; Wiesbaden (Hess. L.-Anst. f. Umwelt).
- DIETZ, M. (1931): Die Auewaldungen und ihr Werdeprozeß im Untermain. – 7. Jber. 1930/31 Vereinig. Vogel- u. Naturschutz; Fechenheim.

- EBERT, W. (1981): Trinkwasser aus dem Frankfurter Stadtwald und forstliche Konsequenzen. – Allgem. Forstz., **1981**: 1110–1112; München.
- EISENHARDT, T. (1968): Klimaschwankungen im Rhein-Main-Gebiet seit 1880. – Forsch. dt. Landeskd., **187**: 1–87; Bad Godesberg.
- ERNST, E. (1981): Im Flughafenstreit weht ein eisiger Wind. – Geogr. Rdsch., **7**: 262–274; Braunschweig.
- FELLNER, R. (1895): Beitrag zur Geschichte des Stadtwaldes von Frankfurt am Main. – Diss. Kgl. Ludwig-Maximilians-Univ.; München.
- GOLWER, A., KNOLL, K.-H., MATTHES, G., SCHNEIDER, W., & WALLHÄUSER, K. H. (1976): Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **73**, 131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- & SEMMEL, A. (1980), mit Beitr. v. ANDERLE, H.-J., MÜLLER, K. H., PLASS, W., PLAUMANN, S., REUL, K., & ULRICH, H. J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5917 Kelsterbach, 3. Aufl., 221 S., 17 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- GRAHMANN, R. (1958): Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde; Remagen.
- GREBE (1877): Bedeutung des Waldes für die Wasserwirtschaft. – Ber. V. Vers. dt. Forstmänner zu Eisenach vom 3. bis 6. September 1876: 107–135; Berlin.
- GÜNTHER, K.-H. (1970): Auswirkungen einer Grundwasserabsenkung auf die Schwarzerle (*Alnus glutinosa* L.). – Forsch. u. Beratung, (C) **17**: 83–117.
- HARTMANN, F. K. (1941): Über den Waldbaulichen Wert des Grundwassers II. Schädigungen von Laubwaldbeständen und -standorten durch Grundwasserentzug und -absenkung in den Woltorfer Wäldern bei Peine in Hann. – Mitt. Forstwirtschaft u. Forstwiss., **12**: 91–219.
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. – Mitt. dt. Wetterdienst, **8**: 1–22; Offenbach a. M.
- HEIKE, H., & WIRTH, H. (1974): „Wasser-Management“ am Beispiel eines Wasserverbandes. – Gas- u. Wasserf., **115** (2): 87–88; München, Berlin.
- HERRMANN, R. (1977): Einführung in die Hydrologie. – Teubners Studienbücher Geographie: 151 S.; Stuttgart.
- Hessische Forsteinrichtungs- und Versuchsanstalt (1955): Hessisches Forsteinrichtungsverfahren und Allgemeine Daten für den Frankfurter Stadtwald, aufgestellt für die Exkursion am 21. Juli 1955. – Unveröff. Manuskript; Gießen.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt: Grundwassergleichenkarten des Hess. Rieds und der Untermainebene aus den Jahren 1964, 1977 und 1979. – Unveröff. Manuskriptkarten; Wiesbaden.
- HERZBERG, A. (1962): Ursachen und Auswirkungen der Veränderungen im Wasserhaushalt des Hessischen Rieds. – Diss. Univ. Frankfurt: 211 S.; Frankfurt a. M.
- KIRWALD, E. (1951): Forstlicher Wasserhaushalt und Forstschutz gegen Wasserschäden (einschließlich Wildbachverbauung). – 160 S., 35 Abb.; Stuttgart.
- KLAUSEWITZ, W. (1972): Zustandsbilder des Untermaines. I. Der natürliche und der kanalisierte Fluß. – Natur u. Mus., **102**: 81–116; Frankfurt a. M.
- KOBELT, W. (1912): Der Schwanheimer Wald. I. Topographisches und geschichtliches: 72–96. II. Die Tierwelt: 156–188. III. Die Pflanzenwelt: 255–286. – Ber. senckenb. naturforsch. Ges., **43**; Frankfurt a. M.
- (1913): Der Schwanheimer Wald. IV. Landschaftliches. – Ber. senckenb. naturforsch. Ges., **44**: 236–265; Frankfurt a. M.
- KOEHNE, W. (1948): Grundwasserkunde. – 2. Aufl., 307 S., 128 Abb.; Stuttgart.
- KÜMMERLE, E., & SEMMEL, A. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5916 Hochheim am Main, 3. Neubearb. Aufl., 209 S., 19 Abb., 17 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LANGER, R. (1978): Waldlehrpfad Schwanheim. – 68 S.; Stadt Frankfurt a. M. (Dezernat für Kultur und Freizeit).
- LEHMANN, L., & ASTHALTER, K. (1981): Standortstypenkarte und forstökologische Grundlagen des Frankfurter Stadtwaldes. – Betriebswerk des Stadforstamtes Frankfurt a. M.
- RIEBELING, R., & ASTHALTER, K. (1981): Zur Beurteilung von Standortveränderungen infolge Grundwasserentnahmen im Waldbereich. – Allgem. Forstz., **16**: 374–377; München.

- LEIBUNDGUT, H. (1981): Untersuchungen über das Verhalten von Jungpflanzen einiger Baumarten bei verschiedenem Grundwasserstand. – *Schweiz. Z. Forstwesen*, **132** (5): 291–318.
- LINDLEY, W. H. (1884): Bericht über die Ausdehnung der Wasserversorgung für Frankfurt am Main. – 11 S.; Druckerei des Frankfurter Intelligenz-Blattes.
- (1908): Auffindung von Bezugsquellen für die Wasserversorgung größerer Städte auf wissenschaftlicher Grundlage. – Sonderabdruck J. Gasbeleuchtung u. Wasserversorgung Nr. 32 vom 8. Aug., Nr. 34 vom 22. Aug. u. Nr. 37 vom 12. Sept.; München.
- MEVIUS, W., & WIRTH, H. (1973): Grundwasseranreicherung im Frankfurter Stadtwald. – *Wasser u. Boden*, **3**: 56–58; Hamburg, Berlin.
- MOLLWO, H. (1958): Klimawerte von Frankfurt Main 1857–1956. – *Ber. dt. Wetterdienst*, **43** (6): 1–60, 45 Tab.; Offenbach.
- MÜLLER, E. (1933): Die natürlichen und wirtschaftlichen Grundlagen des im nördlichen und westlichen Starkenburg bestehenden Waldbildes. – *Arb. Anst. hess. Landesforsch. Univ. Gießen, Geogr. R.*, **12**; Gießen.
- MÜLLER, R. (1965): Wasserversorgung der Stadt Frankfurt am Main. – *Gas- u. Wasserf.*, **106** (38): 1047–1050; München, Berlin.
- (1969): Probleme der Wasserversorgung einer Groß-Stadt aufgezeigt am Beispiel von Frankfurt am Main. – *Wirtschaftsr. Staatsanz. Land Hessen*: 36–39; Wiesbaden.
- MÜLLER, T., OBERDORFER, E., & PHILIPPI, G. (1974): Die potentielle natürliche Vegetation von Baden-Württemberg. – *Beih. Veröff. L.-St. Naturschutz u. Landschaftspflege Baden-Württemberg*, **6**: 1–46; Ludwigsburg.
- Physikalischer Verein (1883): Tabelle der Grundwasserschwankungen in Frankfurt am Main 1882. – *Jber. physikal. Ver.* 1881–82: 42–43. (Dazu die jährlichen Berichte der vorhergehenden und folgenden Jahre); Frankfurt a. M.
- PILGER, H. (1949): Die Trinkwasserversorgung der Stadt Frankfurt a/Main mit besonderer Berücksichtigung der geographischen Grundlagen. – *Diss. Univ. Frankfurt a. M.*
- PLASS, W. (1972): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5917 Kelsterbach; Wiesbaden.
- (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5917 Kelsterbach, 206 S., 40 Tab., 41 Prof.; Wiesbaden.
- RIECKE, F. (1960): Forstgeschichtlich-vegetationskundliche Untersuchungen im Stadforst Berlin-Spandau. – *Verh. bot. Ver. Prov. Brandenburg*, **98–100**: 50–112.
- SALAY, G., & TOUSSAINI, B. (1977): Der Bodenfeuchte-, Lysimeter- und Grundwasser-Meßdienst des Landes Hessen. – *Dt. gewässerkd. Mitt.*, **21** (3): 45–52; Koblenz.
- SCHMITTBURG, S. v. (1913): Die Wirkungen der Hitze des Sommers 1911 und ihre Folgen für Wald und Wirtschaft. – *Ber. 13. Hauptvers. dt. Forstver. Nürnberg* 26.–31. 8. 1912: 8792; Neudamm.
- SCHOTTENSTEIN, S. v. (1877): Beantwortung des Themas über den Einfluß von Waldrodungen, Entwässerungen auf das Clima in der Umgebung von Frankfurt a. M. – *Forstl. Beil. Z. Ver. nassauischer Land- u. Fortswirthe*, **4**: 25–37.
- SINZ (1915): Einfluß der Grundwasserentziehung auf den Wald und seine Bewirtschaftung. – *Int. Z. Wasser-Versorgung*, **2** (7 u. 8): 57–59 u. 65–68; Leipzig.
- SOLLE, G. (1951): Geologie, Paläomorphologie und Hydrologie der Main Ebene östlich von Frankfurt am Main. – *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, **485**: 121–220; Frankfurt a. M.
- SPÄTH, H.-J. (1976): *Geoökologisches Praktikum*. – UTB 607: 1–190; (Ferdinand Schöningh).
- Stadtgemeinde Frankfurt (1903, Nachtrag 1909): *Die Wasserversorgung von Frankfurt a. M.* – Herausgegeben vom Städtischen Tiefbauamt; Frankfurt a. M.
- (1905): *Die Wasser- und Hafengebäude in Frankfurt a. M.* – Herausgegeben vom Städtischen Tiefbauamt; Frankfurt a. M.
- Stadtwerke Frankfurt am Main (1969): *Stadtwerke Frankfurt am Main – 100 Jahre im Dienste der Allgemeinheit*. – Bücherr. „Internationale Industriebibliothek“, **104** (199); (Länderdienst Verlag Berlin-West und Basel).
- Städtisches Tiefbauamt II (1911/1912): *Denkschrift über die zukünftige Gestaltung der Wasserversorgung von Frankfurt a. M.* – Zum Magistratsbeschluß vom 10. 2. 1911; J. No. 1508; Frankfurt a. M.
- Städtisches statistisches Amt Frankfurt a. M. (1885–1934): *Statistische Jahresübersichten der Stadt Frankfurt a. M.* – Herausgegeben im Auftrag des Oberbürgermeisters; Frankfurt a. M.

- Statistisches Amt und Wahlamt Frankfurt a. M. (1968–1980): Frankfurt am Main. Statistische Monatsberichte; Frankfurt a. M.
– (1968–1980): Statistisches Jahrbuch Frankfurt am Main; Frankfurt a. M.
- STEUER, A. (1911): Über den Wert ständiger Bodenwasser-Beobachtungen für wissenschaftliche und praktische Zwecke und die Einrichtung eines ständigen Beobachtungsdienstes im Großherzogtum Hessen. – Abh. grossherzoglich hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, **5** (2): 143–190; Darmstadt.
- VIESOHN, G. (1933): Die Wasserversorgung der Stadt Frankfurt am Main. – Z. dt. geol. Ges., **85** (7): 523–529, 4 Taf.; Berlin.
- WIRTH, H. (1972a): Temperatur und Wasserverbrauch in Frankfurt am Main. – Gesundheits-Ing., **12**: 372; München, Leipzig.
– (1972b): Schwankungen des Trinkwasserverbrauchs in Frankfurt a. M. – Gas- u. Wasserf., **113** (8): 371–377; München, Berlin.
– (1974): Strukturanalyse des Wasserverbrauchs 1972 in Frankfurt am Main. – Gesundheits-Ing., **9** (5/4): 106–110; München, Leipzig.
- WOHLRAB, B., & BAHR, R. (1970): Das Grundwasser als leistungsbegrenzender und leistungsfördernder Standortfaktor für die landwirtschaftliche Bodennutzung. – Forsch. u. Beratung, (C) **17**: 5–81.
- ZIMMERMANN, H. (1956): Die Waldstandorte im Wuchsbezirk Rhein-Main-Ebene. – Unveröff. Manuskript.

Manuskript eingegangen am 15. 2. 1984

Hessisches Geologisches Schrifttum 1982 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1981

Bearbeitet von

ANNELIES HERZBERG*

Nachtrag aus dem Jahre 1973

GIES, T. (1973): Die Oberflächengestalt des schwarzen Moores. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **5/6**: 3–28, 11 Abb.; Fulda.

Nachtrag aus dem Jahre 1974

JOST, O. (1974): Das Naturdenkmal „Zeller Loch“ – Naturidyll und Forschungsstätte. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **7/8**: 5–20, 4 Abb.; Fulda.

Nachtrag aus dem Jahre 1975

BIBUS, E. (1975): Ausgewählte Probleme zur Reliefentwicklung im Mittelgebirgsraum am Beispiel von Taunus, Vogelsberg und Wetterau. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 100–101; Frankfurt a. M.

JACOBY, W., PUDEWILS, A., & SEIDLER, E. (1975): Rheinischer Schild: Struktur von Kruste und oberem Mantel, Isostasie. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 92; Frankfurt a. M.

KOWALCZYK, G. (1975): Das Rotliegende in Süd-Hessen, Geotraverse Rhenohertzynikum. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 17–18; Frankfurt a. M.

KURZ, M. (1975): Zum Halogenidgehalt oberflächennaher Grundwässer. Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen in der Umgebung von Büdingen (Oberhessen) (Kurzfassung). – Diss., 4 S., 1 Abb.; Frankfurt a. M.

MATTHES, G., MURAWSKI, H., KEIWANLUNEJAD, E., SCHUBUTH, H., & GANGEL, L. (1975): Maintalprojekt. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 31–32; Frankfurt a. M.

MURAWSKI, H., KOWALCZYK, G., PRÜFERT, J., JOHANNING, H., KRUMM, H., & MEISSNER, R. (1975): Geotraverse Rhenohertzynikum. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 23–24; Frankfurt a. M.

NEUGEBAUER, H. J., & BRANER, B. (1975): Kontinentale Gräben. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 98; Frankfurt a. M. [Oberrheintal]

PRÜFERT, J. (1975): Palaeogeographische und strukturelle Entwicklung des Geotraversenabschnittes zwischen Bad Nauheim und Spessart. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 37; Frankfurt a. M.

SEMME, A., SCHEER, H. D., GIESSUEBEL, J., WERNER, R., SEIDENSCHWAN, G., & HOFMANN, R. (1975): Physisch-geographische Umweltfragen im Rhein-Main-Gebiet. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 106; Frankfurt a. M.

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

- WINTER, J., & WERNER, R. (1975): Tephrostratigraphische Korrelation im Devon Mittel- und Westeuropas. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 47; Frankfurt a. M.
- WINTER, K. P. (1975): Untersuchungen zur Stratigraphie und Sedimentologie im Quartär der Niederrheinischen Bucht und des Rhein-Main-Raumes. – Forsch.-Ber. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt, Fachber. Geowiss., **2**: 49; Frankfurt a. M.

Nachtrag aus dem Jahre 1976

- DENEKE, E. M. (1976): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). – Diss., 95 S., 16 Abb., 5 Tab.; Hannover (TU).
- HILGER-ALEXANDROU, S. (1976): Der Tonmineralbestand der Lockerbraunerden des Vogelsberges, ein Beitrag zu ihrer Genese. – Diss., 94 S., 9 Abb., 22 Tab.; Gießen.
- RITZKOWSKI, S., & FAUPEL, M. (1976): Projekt 124: the NW-European tertiary basin. Stratigraphic studies of ostracoda from the oligocene of the southern part of the northwest german tertiary basin. – In: Internat. Geol. Correlation Programme, Mainz 1976, Nr. 1: 66–68, 1 Tab.
- Trinkwasser aus dem Vogelsberg. – In: Komm. Wassergewinnung im Vogelsberg: 1–48, 28 Abb., 2 Tab.; Darmstadt 1976.

Nachtrag aus dem Jahre 1977

- BAEUMERTH, K., GREIN, G. J., & NEUSEL, M. (1977): Langen und seine Ziegeleien. – 48 S., Langen (Magistrat d. Stadt Langen Hrsg.).
- FAHLBUSCH, K. (1977), mit Beitr. v. SCHMIDT, R. H.: Versuch einer geologischen Deutung der Karten prähistorischer Funde im Raum Darmstadt. – Ober-Ramstädter Hefte, **4**: 334–349, 3 Kt.; Ober-Ramstadt.
- MAASS, R. (1977): Ein Beitrag zum Problem der Rheingrabenbildung. – Ber. naturforsch. Ges., **67**: 161–174; Freiburg i. Br.
- SCHROTH, H. E. (1977): Die Errichtung einer Großhalde unter umweltschützenden Bedingungen. – Kali- u. Steinsalz, **7** (4): 147–154, 15 Abb.; Essen. [Hess. Senke]
- Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1977. – 87 S., 23 Abb., 20 Tab.; Wiesbaden (Hess. Oberbergamt) 1977.

Nachtrag aus dem Jahre 1978

- BARTH, S. (1978): Planung und Ausführung von drei kleineren Talsperren in der Bundesrepublik Deutschland. – Wasserwirtsch., **68** (11): 317–325, 13 Abb., 2 Tab.; Stuttgart. [Hess. Senke]
- BECKER, G. (1978): Taxonomie, Paläökologie und Biochronologie paläozoischer Ostracoden Mittel- und Westeuropas. – Forsch.-Ber. 1977–1978, Geol.-Paläont. Inst. Uni. Frankfurt a. M.: 10–17, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- FÖRSTER, H. (1978): Die Viskosität von Schmelzen aus deutschen Basalten. – Fortschr. Mineral., **56** (Beih. 1): 26–27; Stuttgart. [Vorkommen auch in Hessen]
- FRANKE, W., & PAUL, J. (1978): Rot-sedimente im Devon des Rhenoherynikums. – Nachr. dt. geol. Ges., **19**: 16–17; Hannover.
- HESSMANN, W., & RICHTER, E. (1978): Zu den strukturgeologisch-tektonischen Verhältnissen des Werra-Kaligebietes der DDR. – Z. angew. Geol., **24** (7/8): 292–296, 4 Abb.; Berlin.
- KRAMER, E. (1978): Die Abfolge von vulkanischen Serien, ihren Laven und Gängen nach der Struktur der Gesteine. – Nachr. dt. geol. Ges., **19**: 26–27, 1 Abb.; Hannover. [Vogelsberg]
- MURAWSKI, H. (1978): Geotraverse Rhenoherynikum. – Forsch.-Ber. 1977–1978 Geol. Paläont. Inst., Univ. Frankfurt a. M.: 32–34, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- PICKEL, H. J., & SCHAEFER, D. (1978): Quantitative Interpretation einer Mineralschadenssanierung. – Brunnenbau-Bau von Wasserwerken-Rohrleitungsbau, **29** (4): 125–129, 5 Abb.; Köln. [Kassel, Fuldahafen]
- POETSCH, T. (1978): Mikromorphologische Untersuchungen zum Problem der Basaltverwitterung (Kurzfassung). – Mitt. dt. Bodenk. Ges., **27**: 331–332; Göttingen. [Vogelsberg, Rhön]
- ROESLER, H. J., & WERNER, C. D. (1978): Variszische Initialmagmatite Mitteleuropas. – Geod. Geophys. Veröff., III, Nr. 39: 42–43; Berlin.

- SCHROEDER, E. (1978): Probleme der Entwicklung und des Baues der Varisziden in Mitteleuropa und im Gebiet der UdSSR. – Geod. Geophys. Veröff., III, Nr. 39: 17–19; Berlin.
- SCHROEDER, H. (1978): Rekultivierung bei der Grube Altenburg der Preussischen Elektrizitäts-AG, Abteilung Borken. – Braunkohle, **30** (4): 91–99, 9 Abb., 1 Tab.; Düsseldorf.
- (1978): 400 Jahre Braunkohlenbergbau in Hessen. – Braunkohle, **30** (7): 191–197, 9 Abb.; Düsseldorf.
- SCHROEDER, L. (1978): Die Erdöl- und Erdgasexploration in der Bundesrepublik Deutschland 1977. – Erdöl-Erdgas-Z., **94** (7): 233–243, 15 Abb., 1 Tab.; Hamburg–Wien.
- SOMERS, Y., & STREEL, M. (1978): Spores du sommet du Dévonien à Langenaubach (synclinal de la Dill, RFA). Relations entre la conservation des spores, le pouvoir réflecteur de la vitrinité et des intrusions diabasiques. – Ann. Mines Belg., **7–8**: 147–154, 2 Abb., 1 Taf.; Brüssel.
- UHLENBECKER, F. W. (1978): Neuere Forschungsergebnisse in der Gebirgsmechanik im Hinblick auf den Abbau von carnallitischen Kaliflößen. – Schr.-R. Lagerstättenerf. u. -darstellung, Bodenbewegung u. Bergschäden, Ingenieurvermessung, **8**: 145–168, 13 Beil.; Clausthal-Zellerfeld. [Werragebiet]
- WITTKKE, W., PIERAU, B., & PLISCHKE, B. (1978): Erfahrung mit Zementpasten bei Injektionsarbeiten in klüftigem Fels. – Veröff. Inst. Grundbau, Bodenmech., Felsmech., **7**: 75–166, 59 Abb., 1 Tab.; Aachen. [Betr. auch Hessen]
- ZOETL, J. G. (1978): Tiefengrundwasser-Nutzung und Beherrschung. – Österr. Wasserwirtsch., **30**: (3/4): 46–52, 2 Abb., 1 Tab.; Wien. [Hess. Senke]
- Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1978. – 92 S., 18 Abb., 18 Tab.; Wiesbaden (Hess. Oberbergamt) 1978.
- Sichere Untertage-Deponie in Herfa-Neurode. – Umweltschutz-Dienst, **8** (24): 11–12; Düsseldorf 1978.

Nachtrag aus dem Jahre 1979

- BASKAYA, H. S. (1979): Eine vergleichende Untersuchung über die organischen Stickstoff-Bindungsformen in türkischen Krasnosems bzw. deutschen Basalt- und Lockerbraunerden. – Mitt. dt. bodenk. Ges., **29** (1): 309–314, 2 Abb., 1 Tab., 30 Anal.; Göttingen. [Hess. Senke]
- BORNEMANN, O. (1979): Das Gefügeinventar nordwestdeutscher Salzstrukturen in Abhängigkeit von ihrer halokinetischen Stellung. – Diss., 119 S., 31 Abb., 5 Tab., 9 Beil.; Braunschweig. [Werra-Kalirevier]
- BROD, H. G., & PREUSSE, H. U. (1979): Auswirkungen von Auftausalzen auf Böden entlang von Bundesautobahnen. – Mitt. dt. bodenk. Ges., **29** (2): 519–524, 3 Abb.; Göttingen. [Rhein. Schiefergebirge]
- BUCHNER, F., STUCKE, W., & WIESSNER, W. (1979): Ausgewählte Kapitel zur Oberrheingraben-Tektogenese. – Beitr. naturk. Forsch. Südwestdt., **38**: 17–51, 29 Abb.; Karlsruhe.
- CHAPPE, B., MICHAELIS, W., ALBRECHT, P., & OURISSON, G. (1979): Fossil evidence for a novel series of archaeobacterial lipids. – Naturwiss., **66**: (10): 522–523.; Berlin–Göttingen–Heidelberg. [Messel]
- EL-NASHARTY, F. (1979): Luftbild- und Satelliten-geologische Untersuchungen in der Wetterau und im Rheinischen Schiefergebirge. – Diss., 105 S., 11 Abb., 2 Tab., 1 Beil.; Frankfurt a. M.
- EWERT, F. K. (1979): Zur Vergleichbarkeit von Wasseraufnahmen in WD-Versuchen mit der späteren Gebirgsdurchlässigkeit unter Einstaubedingungen bei Talsperren. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **49**: 81–106, 19 Abb.; Münster i. W. [Antrift-Talsperre]
- FRICTHI, G., NEUMAYR, V., & SCHINZ, V. (1979): Tetrachlorethylen und Trichlorethylen im Trink- und Grundwasser. – Wasser- Boden- Luft-Bericht, Inst. f. Wasser- Boden- u. Lufthygiene des Bundesgesundheitsamtes, **1**: 1–36, 7 Tab., 211 Anal., 6 Beil.; Berlin. [Frankfurt a. M.]
- GAMINTCHI, A. (1979): Eine vergleichende Untersuchung zur Kohlenwasserstoffgenese im Rheintalgraben (SW-Deutschland), im Moghanbecken (NW-Iran) und im Sarakhs-Gebiet (NE-Iran). – Diss., 291 S., 71 Abb., 29 Tab.; Aachen.
- HEIN, G. W., & KISTERMANN, R. (1979): Geodetic Precise Levellings in the Seismic Active Zones of the Upper Rhinegraben and Rhenish Shield. – In: Progress in Earthquake Prediction Research, **1**: 301–312, 4 Abb., 3 Tab.; Braunschweig–Wiesbaden (Vieweg & Sohn).

- LEHMANN, E. (1979): Is the assumption of a „keratophyre-splite facies“ justified? – N. Jb. Mineral., Mh., **1979** (7): 329–335; Stuttgart. [Lahn-Mulde]
- SOBOTH, A. (1979): Der Raum um Frankenberg (Eder). Grenzraum am Schiefergebirge – Grenzraum zwischen Franken und Sachsen. – 86 S., 40 Abb., 4 Taf.; Frankenberg (Eder) (Kahm GmbH).
- Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1979. – 89 S., 17 Abb., 17 Beil.; Wiesbaden (Hess. Oberbergamt) 1979.

Nachtrag aus dem Jahre 1980

- AUTH, R. (1980): Zur Entstehungsursache der Schlitzer Kauten, eine dritte Möglichkeit. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **16**: 49–57, 4 Abb.; Fulda.
- BLIND, H. (1980): Ernstbachtalsperre – eine Trinkwassertalsperre für die Rhein-Main-Taunus-Region. – Schr.-R. dt. Verb. Wasserwirtsch. u. Kulturbau (DVWK), **43**: 181–213, 18 Abb.; Hamburg – Berlin.
- HELING, D. (1980): Tonmineraldiagnoses und Paläotemperaturen im gebleichten mittleren Buntsandstein am Westrand des Rheingrabens. – N. Jb. Mineral., Mh., **1980**: 1–10; Stuttgart.
- JUNG, L., & BRECHTEL, R. (1980): Messungen von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden der Bundesrepublik Deutschland. Ergebnisse von 1956–1968. – Schr.-R. dt. Verb. Wasserwirtsch. u. Kulturbau (DVWK), **48**: 1–139, 29.; Hamburg–Berlin. [Betr. auch Hessen]
- LÜTTIG, G. W. et al. (1980): General Geology of the Federal Republic of Germany (with two excursions to industrial mineral rocks and environmental research). – 96 S., 65 Abb., 8 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart). [Grube Messel]
- MOHR, H. D., & HARRACH, T. (1980): Durchwurzelung von Lößboden unterschiedlichen Erosionsgrades. – Z. Acker- u. Pflanzenbau, **149** (1): 75–87, 4 Abb., 3 Tab.; Berlin–Hamburg (Parey). [Hess. Senke]
- SCHNEIDER, H. (1980): Hydrologische Vorarbeiten und Grundwasserbewirtschaftung. – Brunnenbau – Bau von Wasserwerken – Rohrleitungsbau, **31** (9): 387–392, 8 Abb.; Köln. [Oberrheintal]
- SOBOTH, E. (1980): Grundwasser im Eichsfeld. Landschaft und Grundwasserbereiche in einem Beispielraum Südniedersachsens. 50 S., 20 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Herzberg (Harz).
- (1980): Remarques concernant les cartes hydrogéologiques et tectoniques. – In: Implications de l'Hydrogéologie dans les autres sciences de la Terre, Univ. des Sci. et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, Meeting: Sept. 11–16, 1978: 701; Montpellier. [Beispiele aus Nordhessen]
- SPOERER, H. (1980): Lithologische Veränderungen in den jungquartären Ablagerungen entlang dem Main. – Diss., 130 S., 36 Abb.; Köln.
- SPRINGHORN, R. (1980): *Paroodectes feisti*, der erste Miacide (Carnivora, Mammalia) aus dem Mittel-Eozän von Messel. – Paläont. Z., **54** (1/2): 171–198, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- WITTKÉ, W. (1980): Zusammenwirken zwischen Fels und Staumauer. – Schr.-R. dt. Verb. Wasserwirtsch. u. Kulturbau (DVWK), **43**: 235–277, 27 Abb.; Hamburg–Berlin. [Ernstbachtalsperre]

Nachtrag aus dem Jahre 1981

- CANCRINUS, L. F. (1981): Beschreibung der vorzüglichsten Bergwerke in Hessen, in den Waldekkischen, an dem Harz, in dem Mansfeldischen, in Chursachsen, und in dem Saalfeldischen. – Unveränderter Nachdruck der Originalausgabe 1767, 436 S., 11 Taf.; Kassel (Hamecher).
- KNAPP, G. (1981): Entwicklung und Datierung von frühpleistozänen Werkzeugen aus dem Taunus. – Oberhess. naturwiss. Z., **46**: 81–98, 1 Tab., 6 Taf.; Gießen.
- LELEK, A. (1981): Das Fischvorkommen in den unteren 20 km des Nidda-Flusses. – Ber. Stadtentwässerungsamt Frankfurt a. M.: 1–27; Frankfurt a. M.
- SHELLMANN, T. (1981): Zu den Anfängen der Tertiärforschung im Mainzer Becken. – Jber. wetterau. Ges. Naturkde., **131–132**: 29–59, 5 Abb.; Hanau.
- SMITH, J. D., & STORCH, G. (1981): New Middle Eocene bats from „Grube Messel“ near Darmstadt, W-Germany (Mammalia: Chiroptera). Fossilfundstelle Messel, Nr. 24. – Senckenbergiana biol., **61** (3/4): 153–167; Frankfurt a. M.

- SOBOTH, E. (1981): Geologischer Aufbau und geologische Geschichte des Landes um den Alheimer. – Rund um den Alheimer, **3**: 3–7, 3 Abb.; Bebra (Riehm & Co.).
- WEIMER, E. (1981): Chronik der Gemeinde Elz. – 288 S., Abb., Tab.; Elz.

1982

- ALBERTI, G. K. B. (1982): Dacryoconarida from the Lower and Middle Devonian of the Rhenish Schiefergebirge. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 325–332, 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1982): Dacryoconarids and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds between the Eifel area and the Hartz-Rhenish Slate Mountains-Bohemia-North Africa-areas. – Newsl. Stratigr., **11** (1): 17–21, 1 Abb.; Berlin–Stuttgart. [Bl. 5215 Dillenburg, Haiger Hütte]
- (1982): Nowakiidae (Dacryoconarida) aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach (Rheinisches Schiefergebirge). – Senckenbergiana lethaea, **63** (5/6): 451–463, 6 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- ANDERS, W. (1982): Das Tuffvorkommen im Kiesbachtal auf Blatt Schaumburg und seine Beziehung zu den quartären Hauptterrassen-Niveaus der Lahn. – Mainzer geowiss. Mitt., **11**, 7–14, 6 Abb.; Mainz.
- BAHLO, E., & TOBIEN, H. (1982): Bestandsaufnahme der Säugetiere im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 131–157, 1 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- BARGON, E. (1982): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1981 (1. 1.–31. 12. 1981). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 281–297; Wiesbaden.
- BERNERH, H. (1982): Ökologische Untersuchungen im Kühlwassersystem eines konventionellen Großkraftwerks am Untermain unter besonderer Berücksichtigung der Ciliaten (Protozoa). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **57**: 1–246, 106 Abb., 16 Tab.; Frankfurt a. M.
- & TOBIAS, W. (1982): Limnologische Untersuchung und Qualitätsbewertung der unteren Nidda und ihrer Altwasser. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **51**: 1–112, 56 Abb., 9 Tab.; Frankfurt a. M.
- BEYER, F. (1982): Strukturanalyse verwitterter Silt-, Sand- und Kalksteine des Rheinischen Schiefergebirges sowie Verwitterbarkeit. – Nachr. dt. geol. Ges., **27**: 36; Hannover.
- BJÖRNSEN, G. (1982): Meß- und Überwachungsprogramm einer Stauanlage im Buntsandstein bei begrenzter Untergrundabdichtung am Beispiel der Twistetalsperre. – Wasserwirtsch., **72** (3): 135–139, 6 Abb.; Stuttgart.
- BLUM, R. (1982): Erdbeben in Hessen. Entstehung – Wirkung – Verbreitung. – 10 S.; Wiesbaden Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- BOENIGK, W. (1982): Der Einfluß des Rheingraben-Systems auf die Flußgeschichte des Rheins. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **42**: 167–175, 5 Abb.; Berlin–Stuttgart.
- BOSSE, H.-R., BRINKMANN, K., LORENZ, W., & ROTH, W., unter Mitarb. v. BARTH, W., PAULY, E., STEIN, V., STEPHAN, W., & VOGLER, H. (1982): Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:100 000, Gebiet mit oberflächennahen mineralischen Rohstoffen, Erläuterungen. – 19 S., 2 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- BOTTKE, H. (1982): Geologie der Lagerstätten. – In: Der Dünsberg und das Biebertal: 90–145, 17 Abb., 15 Tab.; Biebertal.
- & POLYSOS, N. (1982): Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Abh. Hessen, **82**, 50 S., 21 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- & TEBBE, W. (1982): Die geologische Entwicklung. – In: Der Dünsberg und das Biebertal: 1–34, 14 Abb., 5 Tab.; Biebertal.
- BRENDEL, K., BRÜCKNER, G., KNITZSCHKE, G., SCHWANDT, A., & SPILKER, M. (1982): Montanhydrologische Aspekte zur Gewährleistung der Bergbausicherheit beim Abbau zechsteinzeitlicher Lagerstätten. – Z. geol. Wiss., **10** (1): 7–31, 13 Abb.; Berlin.
- BRENDOW, V., & KULICK, J. (1982): Ausgrabungen auf dem Johanneskirchenkopf bei Züschen. – Waldeckische Geschichtsbl. 1982: 5–24, 15 Abb.; Arolsen–Korbach.
- BUNTEBARTH, G. (1982): Geothermal History estimated from the coalification of organic matter. – Tectonophysics, **83**: 101–108, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam–Oxford–New York. [Oberrheingraben]
- ČERMÁK, V. (1982): Crustal temperature and mantle heat flow in Europe. – Tectonophysics, **83**: 123–142, 6 Abb., 1 Tab.; Amsterdam–Oxford–New York.

- COLLINSON, M. E. (1982): A Preliminary report on the Senckenberg-Museum Collection of Fruits and seeds from Messel bei Darmstadt. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **56**: 49–57, 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- DEMATHEU, G. (1982): Archosaurier-Fährtenfaunen der Trias: Die Bedeutung ihrer Ähnlichkeiten und ihrer Verschiedenheiten; ihre mögliche Verwendung im Rahmen der Stratigraphie der Trias. – Geol. Rdsch., **71**: 741–746, 1 Abb.; Stuttgart.
- DIETRICH, H. (1982): Das Devon-Profil vom locus typicus des Ballersbacher Kalkes (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 27–35, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- DÖRR, W. & PREISS, R. (1982): Die Geologie des Nauborner Kopfes und seiner Umgebung (Blatt Nr. 5416 Braunfels und Blatt Nr. 5417 Wetzlar). – Gießener geol. Schr., **31**: 224 S., 56 Abb., 5 Kt.; Gießen.
- DREESEN, R. (1982): A propos des niveaux d'oolithes ferrugineuses de l'Ardenne et du volcanisme synsédimentaire dans le Massif Ardenno-Rhénan au Dévonien Supérieur Essai de corrélation stratigraphique. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1982** (1): 1–11, 1 Abb.; Stuttgart.
- Dünsberg-Verein Biebental (Hrsg.) (1982): Der Dünsberg und das Biebental. – 456 S., Abb., Tab., Bilder; Biebental.
- ECKERT, R. (1982): Die Geschichte des Orber Heilbades. – Heilbad u. Kurort, **34** (10): 301–305, 3 Abb.; Gütersloh.
- EDER, W., & FRANKE, W. (1982): Death of Devonian reefs. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **163** (2): 241–243; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H. (1982), mit Beitr. v. BARTH, W., BLUM, R., DIEDERICH, G., FICKEL, W., HELBIG, P., HOLTZ, S., KULICK, J., MENDE, G., MENDE, R., REUL, K., & STRECKER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5622 Steinau a. d. Str., 2. Aufl., 199 S., 19 Abb., 18 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- ELLENBERG, J. (1982): Die Subrosion im Werra-Kaligebiet der DDR, quartärgeologische, geomorphologische und tektonische Aspekte. – Z. geol. Wiss., **10** (1): 61–71, 6 Abb.; Berlin.
- ENGEL, A. (1982): Bad Orb als Heilbad – Entwicklung und Ausblick. – Heilbad u. Kurort, **34** (10): 306–311, 2 Abb.; Gütersloh.
- FELDHOFF, S., & KOSS, K.-D. (1982): Zur Problematik des Nitrats im Trinkwasser. – Forum Städte-Hygiene, **33** (2): 96–102, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover. [Nitratgehalt des Trinkwassers in der Bundesrepublik Deutschland]
- FETTEL, M. (1982): Silver and Associated Minerals in the Northwestern Odenwald, Germany. – In: Ore Genesis, The State of the Art, Special Publication No. 2 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits: 573–581, 1 Abb.; Berlin–Heidelberg–New York.
- FICKEL, W. (1982): Die Bedeutung der Bodenkarte für planerische Arbeiten in kommunalen Zentren der Ballungsgebiete, dargestellt an der Bodenübersichtskarte der Stadt Frankfurt am Main. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **33**: 265–267; Göttingen.
- FRANZEN, J. L., WEFER, J., & WUTTKE, M. (1982): Senckenberg-Grabungen in der Grube Messel bei Darmstadt. 3. Ergebnisse 1979–1981. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **54**: 1–118, 99 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- GERHARDT, K. (1982): Hessen. Arbeitsberichte über die abgeschlossenen und laufenden Tätigkeiten der Landesanstalten/Ämter für Naturschutz und Landschaftspflege (1981). – Natur u. Landsch., **57** (5): 169–170; Köln.
- GOLWER, A. (1982): Erfahrungen mit der Trinkwasser-Verordnung aus der Sicht des Hydrogeologen. – Forum Städte-Hygiene, **33** (2): 79–83, 2 Tab.; Hannover.
- (1982): Versickerungsverhalten und Ausbreiten von Mineralölen und Chemikalien im Untergrund. – Umweltschutz/Gesundheitstechnik, **3**: 50–56, 4 Abb., 3 Tab.; Zürich. [Beispiele aus Hessen]
- & SCHNEIDER, W. (1982): Belastung des Grundwassers mit organischen Stoffen im Gebiet von Straßen. – Gas- und Wasserf., **123** (7): 329–342, 2 Abb., 10 Tab.; München. [Untermaingebiet]
- GRÖTICKE, W. (1982): Betriebserfahrungen bei der Reinigung von Sickerwasser der Abfalldeponie des Landkreises Waldeck-Frankenberg/Hessen. – Müll u. Abfall, (2): 42–46, 5 Abb.; Berlin.
- GRONEMEIER, K., FRESSEL, W., PEKDEGER, A., SCHENK, D., & WINKLER, A. (1982): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen der Verwitterungsvorgänge in Tonsteinen der Oberen Röt-Folge (Rhön). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 117–135, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

- HABERMEHL, G., & SPRINGER, G. (1982): Porphyrine im Messeler Ölschiefer. – *Naturwiss.*, **69** (11): 543–544, 1 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- HAENEL, R. (1982): Energie aus dem Innern der Erde. Experimente zur Nutzung der Erdwärme in Deutschland. – *Umschau*, **82** (2): 50–55, 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- HAGELÜKEN, M. (1982): Braunkohlenbergbau in der Welt 1981 – Braunkohlenförderung erreichte erstmalig 1 Milliarde t. – *Braunkohle*, **34** (10): 315–324, 8 Tab.; Düsseldorf. [Hessen]
- HAHN, A. & PUCHER, R. (1982): Die magnetischen Anomalien des Oberrheingrabens. – *Geol. Jb.*, **E 23**: 81–96, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- HANAUER, B. (1982): Hydrogeologische und geohydraulische Untersuchungen im oberen Niddatal (Hessen) unter besonderer Anwendung statistischer Methoden. – *Gießener geol. Schr.*, **32**, 176 S., 67 Abb., 8 Kt.; Gießen.
- HAUBOLD, H. (1982): Zur Stellung der Wirbeltierfauna des Geiseltals, insbesondere der Mammalier, im europäischen Miozän. – *Z. geol. Wiss.*, **10** (12): 1539–1551, 2 Abb., 3 Tab.; Berlin. [Betr. auch Vorkommen von Messel]
- HAUDE, R. (1982): Ophiuren (Echinodermata) aus dem Karbon des Rheinischen Schiefergebirges. – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 5–26, 6 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- HAUS, R. (1982): Eisengewinnung und -verarbeitung am Dünsberg und im Biebental. – In: *Der Dünsberg und das Biebental*: 164–177, 5 Abb.; Biebental.
- (1982): Rot- und Brauneisensteingruben im süd-westlichen Vorfeld des Dünsberges. – In: *Der Dünsberg und das Biebental*: 178–217, 36 Abb.; Biebental.
- HEDEMANN, H.-A. (1982): Die Erdöl- und Erdgasexploration in der Bundesrepublik Deutschland 1981. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **98** (8): 271–285, 11 Abb., 3 Tab.; Hamburg–Wien.
- HEITFELD, K.-H., HESSE, K.-H., & DÜLLMANN, H. (1982): Ingenieurgeologische Untersuchungen im Festgestein des Rheinischen Schiefergebirges. – *Mitt. Ing.- u. Hydrogeol.*, **12**: 84–128, 15 Abb.; Aachen.
- HELING, D., & STEIN, M. (1982): Petrographische Beobachtungen – insbesondere an vulkanogenen Bestandteilen – in Sand- und Siltsteinen des Oberrheingraben-Tertiärs. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **31**: 1–17, 10 Abb.; Karlsruhe.
- HELLMANN, K. N., LIPPOLT, H. J., & TODT, W. (1982): Interpretation der Kalium-Argon-Alter eines Odenwälder Granodioritporphyritganges und seiner Nebengesteine. – *Aufschluß*, **33** (4): 155–164, 6 Abb.; Heidelberg.
- HENNINGSSEN, D., & RABIEN, A. (1982): Die hochoberdevonischen Feldspat-Sandsteine (Dasberg- bis Wocklum-Stufe) der mittleren Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. 5216 Oberscheld). – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 67–90, 9 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- HERZBERG, A. (1982): Hessisches Geologisches Schrifttum 1980 mit Nachträgen aus den Jahren 1966–1979. – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 267–280; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1982): Geogene Konzentrationen von Spurenstoffen, insbesondere Schwermetallen, in Grundwässern ausgewählter Gebiete Hessens und vergleichende Auswertungen mit Grund- (Mineral-)Wässern anderer Gebiete. – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 137–214, 26 Abb., 17 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1982): Wasser, unser Lebensnerv. Die hydrogeologische Situation des Kreises Waldeck-Frankenberg. – In: *Land an Eder und Diemel*: 69–74, 2 Kt.; Korbach (Bing).
- KANZ, W., & SCHULZ, H. D. (1982): Geohydrochemie im Buntsandstein der Bundesrepublik Deutschland. Statistische Auswertung von Grundwasseranalysen. – In: *Auswertung hydrochemischer Daten*, Schr.-R. DVWK, **54**: 92–193, 33 Bilder; Bonn-Bad Godesberg.
- HOFFMANN, A. (1982): Das öffentliche Abwasserwesen in Hessen im Wandel zweier Jahrhunderte. – *Wasser u. Boden*, **34** (5): 182–186, 4 Abb.; Hamburg–Berlin.
- HOLTZ, S. (1982): Grundlagen der ingenieurgeologischen Untersuchungsmethodik zur Felsdurchlässigkeit bei Talsperrenbauten. – *Wasser u. Boden*, **34** (10): 438–444, 7 Abb.; Hamburg–Berlin.
- & SCHOPPE, J. (1982): Das Hochwasserrückhaltebecken Ulfa, Vogelsberg (Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 239–256, 8 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- HORN, M. (1982): mit Beitr. v. BERNHARD, H., BLUM, R., BRACHT, K., BUSSE, E., EHRENBERG, K.-H., HÖLTING, B., & REICHMANN, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 4520 Warburg. 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.

- HÜLBUSCH, K. H., KNITTEL, J., PIETSCH, H., & SCHEKAHN, A. (1982): Pflanzengesellschaften der Gemarkung Riede (Emstal, Nordhessen) unter besonderer Berücksichtigung des Grünlandes und der Trockenrasen. – *Philippina*, **V** (1): 49–72, 2 Abb., 15 Tab.; Kassel.
- HURTIG, E., GROSSER, H., KNOLL, P., & NEUNHÖFER, H. (1982): Seismologische und geomechanische Untersuchungen des seismischen Ereignisses vom 23. 06. 1975 im Werragebiet bei Sünna (DDR). – *Gerlands Beitr. Geophysik*, **91** (1): 45–61, 12 Abb., 1 Tab.; Leipzig.
- ILLIES, J. H., & BAUMANN, H. (1982): Crustal dynamics and morphodynamics of the Western European Rift System. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **42**: 135–165, 13 Abb., 1 Tab., 4 Fotos; Berlin–Stuttgart.
- Institut für Forsthydrologie (1982): Forsthydrologisch-ökologische Beweissicherung. – In: Hessische Forstliche Versuchsanstalt, Jahresbericht 1981: 25–34, 2 Abb., 1 Tab., Hann. Münden. [Forschungsgebiete Frankfurt, Krofedorf, Reinhardswald; Niederschlagsmeßdienst]
- Institut für Naturschutz und Tierökologie (1982): Statistik der Naturschutzgebiete in der Bundesrepublik Deutschland. – *Natur- u. Landsch.*, **57** (5): 177; Köln.
- IRION, G. (1982): Sedimentdatierung durch anthropogene Schwermetalle. – *Natur u. Mus.*, **112** (6): 183–189, 4 Abb.; Frankfurt a. M. [Schusterwörther Altrhein]
- JUVIGNÉ, E. (1982): Tephrostratigraphie und Reliefgenese in West- und Mitteleuropa. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.* **42**: 195–200, 3 Abb.; Berlin–Stuttgart.
- KÄBEL, H. (1982): Zur Hydrodynamik der Grundwasserstockwerke in salinaren Becken der DDR. – *Z. geol. Wiss.*, **10** (1): 53–60, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- KLEIN-REESINK, J., RIEGEL, W., & SCHAUB, K. (1982): Zur petrographischen Konstitution alt- und jungtertiärer Braunkohlen Niederhessens. – *Z. dt. geol. Ges.*, **133** (2): 309–337, 8 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- & SCHULZ, K.-H. (1982): Tertiäre Braunkohlen und Kupferschiefer in Niederhessen. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **56**: 111–132, 12 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- KOCH, G., & OETTEL, S. (1982): Zu einigen hydrogeologischen Ergebnissen bei der Untersuchung von Salzlösungszuflüssen in den Gruben des VEB Kalibetrieb „Werra“ und daraus abzuleitende Schlußfolgerungen für die Methodik der Bekämpfungsarbeiten. – *Z. geol. Wiss.*, **10** (1): 133–140, 7 Abb.; Berlin.
- KOENIGSWALD, W. v. (1982): Die erste Beutelratte aus dem mitteleozänen Ölschiefer von Messel bei Darmstadt. – *Natur u. Mus.*, **112** (2): 41–48, 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- & LÖSCHER, M. (1982): Jungpleistozäne *Hippopotamus*-Funde aus der Oberrheinebene und ihre biogeographische Bedeutung. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **163** (3): 331–348, 7 Abb.; Stuttgart.
- KRAJEWSKI, Ch. (1982): Rheinchronik 1981. – *Beitr. Rheinkde.*, **34**: 67–72, 4 Abb.; Koblenz.
- KÜHNE, W. G. (1982): Ein Amerikaner im Eozän von Messel. – *Aufschluß*, **33** (5): 203–206; Heidelberg.
- KÜMMERLE, E. (1982): Beobachtungen zur Tektonik im Rheingau. – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 101–115, 1 Abb.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1982): Aufbau und Inhalt eines Töpfereiabwurfhügels an der Fulda bei Gottsbüren. – In: Töpferei des Rheinhardswaldes vom 17. bis zum 20. Jahrhundert: 128–142, 9 Abb.; Kassel.
- (1982): Berge und Gold. – In: Land an Eder und Diemel: 58–68, 6 Abb.; Korbach (Bing).
- KUPFAHL, H.-G. (1982): Der Mittlere Buntsandstein auf Blatt 4822 Gudensberg (Nordhessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 91–100, 1 Taf.; Wiesbaden.
- KUSTER-WENDENBURG, E. (1982): Bestandsaufnahme der Gastropoden im „prä-aquitänen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **10**: 83–130, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- LANGENSTRASSEN, F., & MÜLLER, H. (1982): The Lower/Middle Devonian boundary in the Sauerland (Latrop Anticline and Wittgenstein Syncline, eastern Rheinisches Schiefergebirge). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 337–344, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- LANGER, M. (1982): Anapait aus der Rhön. – *Aufschluß*, **33** (3): 91–95, 3 Abb.; Heidelberg.
- LEEDER, O., WEBER, W., & BAUMANN, L. (1982): Kontinentale Riftprozesse und ihre minerogenetische Bedeutung im postvariszischen Mitteleuropa. – *Z. geol. Wiss.*, **10** (4): 501–510, 3 Abb.; Berlin.
- LEHMANN, W. (1982): Der Formenschatz der Lößerosion im Weschnitzbecken (Kristalliner Odenwald). – *Heidelberger geogr. Arb.*, **75**: 206–237, 11 Abb., 2 Kt.; Heidelberg.

- LELEK, A., & TOBIAS, W. (1982): Ergebnisse einer limnologisch-fischereibiologischen Exkursion auf dem Main unterhalb des Frankfurter Stadtgebietes. – Natur u. Mus., **112** (3): 87–93, 4 Abb.; Frankfurt a. M.
- LIPPOLT, H. J. (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europe. – Geol. Jb., **D 52**: 113–135, 3 Abb.; Hannover.
- MADER, D. (1982): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins. Entwicklungsgeschichte einer kontinentalen Rotformation. – Naturwiss., **69** (7): 311–325, 10 Abb., 3 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- MARTINI, E. (1982): Bestandsaufnahme des Nannoplankton im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 29–36, 1 Tab.; Mainz.
- MASSONNE, H.-J., & RIEDEL, D. (1982): Vorkommen und Chemismus von Chlorit-Glimmer-„Mixed Layer“-Mineralen in verwitternden Siltsteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Nachr. dt. geol. Ges., **27**: 31–32; Hannover.
- MATTHIAS, U., & MEINEL, W. (1982): Zur anthropogenen Gewässerversauerung im Kaufunger Wald. – Philippia **V** (1): 76–86, 4 Abb., 3 Tab.; Kassel.
- MECHIE, J., PRODEHL, C., FUCHS, K., KAMINSKI, W., FLICK, J., HIRN, A., ANSORGE, J., & KING, R. (1982): Progress report on Rhenish Massif seismic experiment. – Tectonophysics, **90**: 215–230, 8 Abb., 1 Tab.; Amsterdam–Oxford–New York.
- MEDENBACH, O., & ELGORESY, A. (1982): Ulvöspinel in Native Iron-Bearing Assemblages and the Origin of These Assemblages in Basalts from Oviyak, Greenland, and Bühl, Federal Republic of Germany. – Contrib. Mineral. Petrol., **80**: 358–366, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- MEHLHORN, H. (1982): Der Einsatz der geoelektrischen Potentialmethoden zur Erkundung von Salzlösungsvorkommen im Kalibergbau. – Z. geol. Wiss., **10** (1): 113–121, 8 Abb.; Berlin.
- MEINEL, W., & MATTHIAS, U. (1982): Chemisch-physikalische und faunistische Untersuchungen an einem Mittelgebirgsbach (Nieste, Naturpark Kaufunger Wald, Nordhessen). – Philippia, **V** (1): 11–32, 9 Abb., 3 Tab.; Kassel.
- MEISL, S., ANDERLE, H.-J., & STRECKER, G. (1982): Niedrigtemperierte Metamorphose im Taunus und im Soonwald. – Fortschr. Mineral., **60**, Beih. 2: 43–69; Stuttgart.
- LIPPERT, H.-J., & STRECKER, G. (1982): Geosynklinalvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. – Fortschr. Mineral., **60**, Beih. 2: 3–15; Stuttgart.
- & PÖSCHL, W. (1982): Radioactive Disequilibrium Studies in Uranium Occurrences of the Odenwald, West Germany. – In: Ore Genesis, The State of the Art, Special Publication No. 2 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits: 590–597, 7 Abb.; Berlin–Heidelberg–New York.
- MENK, H. (1982): Wasser- und Bodernverbände im Dienste des Umweltschutzes. – Wasserwirtsch., **72** (4): 173–176, 2 Abb.; Stuttgart. [Hessen]
- MEYER, H. (1982): Spezielle Probleme des Wasserschutzes im Salinarbergbau. – Z. geol. Wiss., **10** (1): 122–132, 2 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- MITTMEYER, H.-G. (1982): Rhenish Lower Devonian Biostratigraphy. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 257–270, 2 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- MÜLLER, E. † (1982): Die nacheiszeitliche Bodenentwicklung in den Trockengebieten Nordrhein-Westfalens und der Oberrheinischen Tiefebene und die Eigenschaften tiefhumoser, auch aufgefüllter Böden. – Geol. Jb., **F 11**: 9–31, 1 Tab.; Hannover.
- MÜLLER, W. E. G., ZAHN, R. K., & MAIDHOF, A. (1982): *Spongilla gutenbergiana* n. sp., ein Süßwasserschwamm aus dem Mittel-Eozän von Messel. – Senckenbergiana lethaea, **63** (5/6): 465–472, 8 Abb.; Frankfurt a. M.
- PAUL, J. (1982): Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. – Geol. Rdsch., **71**: 795–811, 13 Abb.; Stuttgart.
- (1982): Zur Rand- und Schwellen-Fazies des Kupferschiefers. – Z. dt. geol. Ges., **133** (3): 571–605, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- PAULY, E. (1982): Mineralische Rohstoffe in Nordhessen. – In: Nordhessen – Kurhessen und Waldeck: 56; Oldenburg (Verl. Kommunikation u. Wirtschaft).
- PFLUG, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. – X + 145 S., 43 Abb., 2 Tab.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).

- PŁODOWSKI, G., & WERNER, R. (1982): 11. Sitzung der „Subkommission für Devon-Stratigraphie“. – Natur und Mus., **112** (6): 195–196; Frankfurt a. M.
- ROTHER, K.-H. (1982): Ausgleich der Hochwasserverschärfung infolge des Oberrheinausbaus. – Wasser u. Boden, **34** (12): 542–546, 5 Abb., 4 Taf.; Hamburg–Berlin.
- SACHWITZ, G., SOMMER, H., LERCH, K., GERHARD, H., & KILLE, K. (1982): Die Hochwasserereignisse von 1982/83 am Rhein in Hessen und die Hochwasserschutzmaßnahmen der Gegenwart. – Wasser u. Boden, **34** (12): 534–542, 16 Abb.; Hamburg–Berlin.
- SCHAARSCHMIDT, F. (1982): Bestandsaufnahme der Makroflora im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 19–28, 1 Abb.; Mainz.
- (1982): Präparation und Untersuchung der eoänen Pflanzenfossilien von Messel bei Darmstadt. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **56**: 59–77, 8 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- SCHAUMBERG, G. (1982): *Hopleacanthus richelsdorfensis* n. g. n. sp., ein Euselachier aus dem permischen Kupferschiefer von Hessen (W-Deutschland). – Paläont. Z., **56** (3/4): 235–257, 16 Abb.; Stuttgart.
- (1982): Paläozoische Reptilien in Nordhessen. – Philippia, **V** (1): 3–10, 5 Abb.; Kassel.
- SCHMEISKY, H. (1982): Begrünungsversuche auf Abraumhalden im nordhessischen Braunkohlenbergbaugebiet. – Braunkohle, **34** (7): 219–224, 4 Abb.; Düsseldorf.
- SCHMIEDL, H.-D., RUNGE, A., JORDAN, H., KOCH, K., PILOT, J., & ELERT, K.-H. (1982): Die Deuterium- und Sauerstoff-18-Isotopenanalyse – ein modernes Verfahren zur Bewertung untertägiger Salzlösungsvorkommen in Kali- und Steinsalzgruben. – Z. geol. Wiss., **10** (1): 73–85, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- SCHNEDLER, W. (1982): Sind aufgelassene Steinbrüche Landschaftsschäden? – Natur u. Landschaft, **57** (2): 62–63; Köln. [Gladenbacher Bergland]
- SCHNELLBÄCHER, K. (1982): Silber vom Reichenbacher Barytquarz im Odenwald. – Aufschluß, **33** (11): 417–420, 2 Abb.; Heidelberg.
- SCHRAFT, A. (1982): Ein FORTRAN IV-Programm zur Konstruktion von THIESEN-Polygonen. – Geol. Jb. Hessen, **110**: 257–266, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRÖDER, B. (1982): Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. – Geol. Rdsch., **71**: 783–794, 5 Abb.; Stuttgart.
- SCHRÖDER, H. (1982): Aufschluß, Entwicklung und Rekultivierung des Braunkohlentagebaus Altenburg 4 der Preußischen Elektrizitäts-AG, Abt. Borken. – Braunkohle, **34** (7): 215–218, 6 Abb.; Düsseldorf.
- SITZ, P., HÄFNER, F., & LANGE, W. (1982): Möglichkeiten der Zuflußbekämpfung im Kalibergbau und Hinweise zur Verwahrung von untertägigen Grubenbauen. – Z. geol. Wiss., **10** (1): 141–151, 4 Abb.; Berlin.
- SOBOTH, E. (1982): Apports de la géologie structurale à l'indification des zones de circulation des eaux souterraines en milieu fissure. – In: Colloque national Orléans la source, 16–17 novembre 1982: 431–432; Orléans.
- (1982): Grundwassernutzung seit 5000 Jahren. – Z. Wirtschaftsgeogr., (8): 249–253, 9 Abb.; Hagen. [Beispiele aus Hessen]
- SONNE, V. (1982): Bestandsaufnahme der Foraminiferen und Ostrakoden im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 37–82, 2 Tab.; Mainz.
- (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? – Mainzer geowiss. Mitt., **11**: 217–219, 1 Abb.; Mainz.
- SPEETZEN, E., STREBIN, M., & BISCHOFF, L. (1982): Der Nensten-Quarzit, ein turbiditisches Beckensediment im oberen Mitteldevon des Ostsauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 37–65, 7 Abb.; 1 Tab.; 1 Taf.; Wiesbaden.
- SPOERER, H. (1982): Petrographische Untersuchungen entlang dem Rhein-Lauf zwischen Main-Mündung und Bonn. – Mainzer naturwiss. Arch., **20**: 177–184, 3 Abb.; Mainz.
- SPRINGHORN, R. (1982): Neue Raubtiere (Mammalia: Creodonta et Carnivora) aus dem Lutetium der Grube Messel (Deutschland). – Palaeontographica, Abt. A, **179** (4–6): 105–141, 9 Abb., 5 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- STRÜBEL, G. (1982): Mineralogie der Lagerstätten. – In: Der Dünsberg und das Biebental: 146–163, 34 Abb., Biebental.

- (1982): Zur Mineralogie des Dünsberges. – In: Der Dünsberg und das Biebental: 35–45, 15 Abb.; Biebental.
- STRUVE, W. (1982): The great gap in the record of marine Middle Devonian. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 433–448, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- STÜRMER, W. (1982): Fossilien im Röntgenbild. Faszinierende Aufnahmen öffnen der Paläontologie neue Erkenntnisse. – Umschau, **82** (24): 756–758, 8 Abb.; Frankfurt a. M. [Messel u. Rheinisches Schiefergebirge]
- SÜSS, H., & MÜLLER-STOLL, W. R. (1982): Ein Rosacee-Holz, *Pruninium kracuselii* (E. SCHÖNFELD) comb. nov. aus dem miozänen Ton von Lauterbach. – Z. geol. Wiss., **10** (12): 1553–1563, 2 Taf.; Berlin.
- TIETZE, K.-W. (1982): Zur Geometrie einiger Flüsse im Mittleren Buntsandstein (Trias). – Geol. Rdsch., **71**: 813–828, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- TOBIEN, H. (1982): Einführung zur Bestandsaufnahme der Flora und Fauna im „prä-aquitänen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 7–11, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- TOUSSAINT, B. (1982): Zur Infiltration der Modau im Bereich ihres Schuttfächers (hessisches Oberrheingebiet). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 215–237, 9 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- WALTHER, H. W. (1982): Die varistische Lagerstättenbildung im westlichen Mitteleuropa. – Z. dt. geol. Ges., **133** (3): 667–698, 4 Abb.; Hannover.
- (1982): On the Alpidic Mineralization in Western Central Europe Outside the Alps. – In: Ore Genesis, The State of the Art, Special Publication No. 2 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits: 598–606, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- (1982): Zur Bildung von Erz- und Minerallagerstätten in der Trias von Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **71**: 835–855, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- WASSERBAUER, K. (1982): Farbmessungen im Mittleren und Oberen Buntsandstein Süddeutschlands. – Geol. Rdsch., **71**: 829–834, 4 Abb.; Stuttgart.
- WEBER, J. & HOFMANN, U. (1982): Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. – Geol. Abh. Hessen, **83**, 58 S., 3 Taf.; Wiesbaden.
- WEDEPOHL, K. H. (1982): K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Vulkaniten der nördlichen Hessischen Senke und ihr Beitrag zur Diskussion der Magmengenese. – N. Jb. Mineral., Abh., **144** (2): 172–196, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- WEILER, H. (1982): Bestandsaufnahme des Phytoplanktons (Dinoflagellaten-Zysten, Prasinophyceae und Calciodinelloideen) im „prä-aquitänen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 13–17, 1 Tab.; Mainz.
- WINTER, U. (1982): Ein Beitrag zur Ausbreitung elektromagnetischer Wellen in Salinargesteinen im Hinblick auf die geophysikalische Erkundung von Salzlösungen führenden Horizonten. – Z. geol. Wiss., **10** (1): 97–112, 10 Abb.; Berlin.
- WINTLE, A. G., & BRUNNACKER, K. (1982): Ages of Volcanic Tuff in Rheinhessen. Obtained by Thermoluminescence Dating of Loess. – Naturwiss., **69** (4): 181–183, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- WOLLERSEN, T. W. (1982): Zur Boden- und Sedimententwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehm von Rhein und Neckar im nördlichen Oberrheintalgraben. – Diss., 260 S., 53 Abb., 8 Tab., 19 Prof.; Bonn.
- WUTZLER, B. (1982): Uranprospektion und Uranvorkommen in der Bundesrepublik Deutschland. – Braunkohle, **34** (8): 249–255, 5 Tab.; Düsseldorf.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Faulting and graben formation in western and central Europe. – Phil. Trans. R. Soc. Lond., A **305**: 113–143, 14 Abb.; London.
- (1982): Triassic Rifts and Facies Patterns in Western and Central Europe. – Geol. Rdsch., **71**: 747–772, 6 Abb.; Stuttgart.
- ZIEGLER, W., & KLAPPER, G. (1982): The *disparilis* Conodont Zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 463–492, 3 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a. M. [Prof. Giebringhausen]
- & WERNER, R. (Hrsg.) (1982): On Devonian Stratigraphy and Palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian Matters. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**, 498 S., Abb., Taf.; Frankfurt a. M.

- Abfallbeseitigungsplan, Teilplan 1: Hausmüll und hausmüllähnliche Abfälle. – Umweltschutz in Hessen, 101 S., Abfallkatalog; Wiesbaden (Hess. Min. Landesentwickl., Umwelt, Landwirtsch. u. Forsten) 1982.
- Der aktuelle Stand der Durchführung des Rhein-Chemievertrages. – Gas- u. Wasserf., **123** (3): 139; München 1982.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil I, Hoch- und Oberrhein. Abflußjahr 1976. – 184 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1982.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet Teil I, Hoch- und Oberrhein. Abflußjahr 1977. – 186 S., 1 Kt.; Karlsruhe (L.-Anst. Umweltschutz Baden-Württemberg, Inst. Wasser- u. Abfallwirtsch.) 1982.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil II: Main (mit einem Anhang Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1978. – 153 S., 1 Kt.; München (Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.) 1982.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III (Mittel- und Niederrhein mit Ijsselgebiet). Abflußjahr 1977. – 316 S., 1 Kt.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.) 1982.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III (Mittel- und Niederrhein mit Ijsselgebiet). Abflußjahr 1978. – 316 S., 1 Kt.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.) 1982.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet, Abflußjahr 1981. – 294 S., 1 Kt.; Hannover (L.-Stelle Gewässerkd.) 1982.
- Die Entwicklung des Salzproblems am Rhein in den 60er und 70er Jahren. – Gas- und Wasserf., **123** (5): 263–264; München 1982.
- Hessen. Jahresbericht der Wasserwirtschaft, Haushaltjahr 1981. – Wasser u. Boden, **34** (6/7): 286–288, 2 Abb.; Hamburg–Berlin 1982.
- Keine Rheinsanierung ohne die Lösung des Salzproblems. – Wasserwirtsch., **72** (2): 72–73, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart 1982.
- Naturparke in der Bundesrepublik Deutschland. – Natur- u. Landsch., **57** (2): 46–50, 1 Abb., 4 Tab.; Köln 1982.
- Rana meriani* H. v. MEYER – eine Froschlarve aus dem Obermiozän von Beuern/Gießen. – Aufschluß **33** (5): 207–208, 1 Abb.; Heidelberg 1982.
- Trinkwasser am Rhein durch Schwermetalle nicht gefährdet. – Gas- u. Wasserf., **123** (3): 156; München 1982.
- Verzeichnis der Trinkwasser- und Heilquellenschutzgebiete in Hessen. Stand: Juni 1982. – 69 S., 1 Kt.; Wiesbaden (Hess. L.-Anst. Umwelt) 1982.

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1983 (1. 1.–31. 12. 1983)

Am 1. Juli 1983 wurde das ehemalige Straßenmeisterdienstgehöft in Limbach, Gemeinde Hünstetten, Rheingau-Taunus-Kreis, vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung als Bohrkernlager übernommen. Die Inbetriebnahme des neuen Bohrkernlagers wird nach den notwendigen Umbauten voraussichtlich im Jahre 1984 erfolgen.

I. Geologische Landesaufnahme

I 1. Geologische Kartierung

Geologische Karte 1:25 000

Blatt-Nr. u. -Name	Ausgeführte Arbeit	Blatt-Nr. u. -Name	Ausgeführte Arbeit
4521 Liebenau	Herausgabe	5320 Burg-Gemünden	Druckvorbereitung
4819 Fürstenberg	Feldaufnahme	5325 Spahl	Arbeiten unterbrochen
4821 Fritzlar	Arbeiten unterbrochen	5326 Tann	Arbeiten unterbrochen
4925 Sontra	Druckvorbereitung	5616 Grävenwiesbach	Herausgabe
5018 Wetter (Hessen)	Druckvorbereitung	5619 Staden	Feldaufnahme
5023 Ludwigseck	Feldaufnahme	5817 Frankfurt a.M. West	Feldaufnahme
5216 Oberscheld	Arbeiten unterbrochen	5818 Frankfurt a.M. Ost	Feldaufnahme

Herausgegeben wurden die Blätter der Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 mit Erläuterungen

4521 Liebenau und 5616 Grävenwiesbach (2., ergänzte Auflage).

Damit verbleiben in Hessen noch 14 unveröffentlichte Blätter. Die Kartierarbeiten blieben auch im Berichtsjahr durch den Einsatz von Mitarbeitern für objektbezogene Arbeiten, insbesondere für das Bundesbohrprogramm, Unterprojekt Kupferschiefer, sowie für DB-Neubaustrecken, eingeschränkt. Die Mitarbeit in der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften wurde fortgesetzt, ebenso wie die Zusammenarbeit mit einzelnen Hochschulinstituten bei der Betreuung für Diplomkartierungen. Außerdem wurden mehrere Hochschulinstitute zur Ausführung von Spezialuntersuchungen an Bohrkernen von Bohrungen angeregt, die im Bohrkernlager des HLFB eingelagert sind.

Biostratigraphie, Paläontologie

Bei der Untersuchung von Bohrungen und anderen wichtigen Neuaufschlüssen und im Zuge der geologischen Landesaufnahme wurden Gesteinsproben entnommen, um mit Hilfe der aus ihnen gewonnenen Fossilien das Alter der Schichten zu bestimmen und ihre Lagerungsverhältnisse zu klären. Das im Berichtsjahr aufgesammelte und größtenteils bearbeitete Material stammt aus folgenden Gesteinsschichten und Blattgebieten:

- 81 Kalkstein- und Tonschieferproben aus paläozoischen Gesteinsfolgen (Devon, Unterkarbon) der Bl. 4718 Goddelsheim, 5018 Wetter (Hessen), 5215 Dillenburg und 5216 Oberscheld;
- 7 Kalkstein- und Tonproben aus mesozoischen Gesteinsfolgen (Trias, Jura) des Bl. 4520 Warburg;
- 448 Mergel-, Ton- und Sandproben aus känozoischen Gesteinsfolgen (Tertiär) der Bl. 4422 Trendelburg, 4722 Kassel-Niederzwehren, 4823 Melsungen, 4921 Borken (Hessen), 5018 Wetter (Hessen), 5120 Neustadt (Hessen), 5221 Alsfeld, 5222 Grebenau, 5523 Neuhof, 5718 Ilbenstadt, 5818 Frankfurt a. M. Ost, 5819 Hanau, 5914 Eltville am Rhein, 5915 Wiesbaden und 5918 Neu-Isenburg.

Die paläontologisch-biostratigraphische Untersuchung von Proben der Bl. 4520 Warburg, 4718 Goddelsheim, 5018 Wetter (Hessen), 5216 Oberscheld, 5222 Grebenau, 5718 Ilbenstadt, 5818 Frankfurt a. M. Ost und 5918 Neu-Isenburg wurde vor allem für die geologische Landesaufnahme vorgenommen, um die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse in den bearbeiteten Gebieten zu klären. Die Untersuchung der Proben von den übrigen Blättern erfolgte im Zuge hydro- und ingenieurgeologischer Gutachten zur Einstufung von Wasserbohrungen, zur Erkundung von Lagerstätten und im Zusammenhang mit den Voruntersuchungen zur DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg.

Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1983 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 111, 366 S., 36 Abb., 39 Tab., 19 Taf.

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band 84, 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf.

Geologische Karte von Hessen 1:25 000:

Blatt 4521 Liebenau und Erläuterungen, 175 S., 27 Abb., 13 Tab., 2 Beibl.

Blatt 5616 Grävenwiesbach und Erläuterungen, 2., ergänzte Auflage, 94 S., 5 Abb., 5 Tab., 1 Taf.

Bodenkarte von Hessen 1:25 000:

Blatt 5519 Hungen und Erläuterungen, 122 S., 16 Tab., 16 Prof.

Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000:

Blatt Hallgarten-Süd/Oestrich

Blatt Kiedrich

Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1983 betrug 1713 Bände, 326 Sonderdrucke und 539 Karten.

Anzahl der Tauschpartner: 385.

Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 2015 Bände und 328 Karten.

Vertriebsstelle

Vom 1. Januar – 31. Dezember 1983 wurden verkauft:

1 181 Geologische Karten 1:25 000	723 Übersichtskarten
282 Bodenkarten 1:25 000	763 sonstige Veröffentlichungen (davon 262 Sonderdrucke)

I 2. Bodenkunde

Bodenkarte 1:25 000

Blatt-Nr. und -Name	Ausgeführte Arbeit	Blatt-Nr. u. -Name	Ausgeführte Arbeit
4523 Münden	Druckvorbereitung	5819 Hanau	Druckvorbereitung
4722 Kassel-Niederzwehren	Druckvorbereitung	5918 Neu-Isenburg	Druckvorbereitung
5417 Wetzlar	Druckvorbereitung	6117 Darmstadt West	Druckvorbereitung
5519 Hungen	Herausgabe	6118 Darmstadt Ost	Druckvorbereitung

Herausgegeben wurde das Blatt der Bodenkarte von Hessen 1:25 000 mit Erläuterungen

5519 Hungen

sowie die Weinbaustandortkarten Rheingau 1:5 000,

Blätter Hallgarten Süd/Oestrich und Kiedrich.

Der Schwerpunkt der bodenkundlichen Arbeiten lag auch 1983 nicht bei der Vorbereitung von Bodenkarten zur Veröffentlichung, sondern bei der bodenkundlichen Objektkartierung „Hessisches Ried“, die im Jahre 1984 abgeschlossen werden wird.

Im Rahmen des Sachverständigen-Ausschusses für die Durchführung des Weinwirtschaftsgesetzes in Hessen erfolgten bei Anträgen auf Neuanpflanzungen von Weinreben außerhalb der parzellenscharfen Abgrenzung der Rebflächen bodenkundlich-weinbauökologische Beurteilungen landwirtschaftlicher Nutzflächen. Außerdem wurden 32 bodenkundliche Gutachten erstattet. Diese Gutachten umfaßten Fragen des möglichen Einflusses einer Grundwasserabsenkung durch Tiefbauarbeiten auf den Bodenwasserhaushalt des botanischen Gartens in Darmstadt (1), die Beurteilung von Flächen für Friedhofseignung (30) sowie Beratungen zum Landschaftsplan Darmstadt-Nord (1).

Probleme der Raumordnung und Landesplanung und Probleme der Verträglichkeit der Böden in Hessen gegenüber Schwermetallen unter Berücksichtigung von Grundgehalt, geogener und pedogener Anreicherung, anthropogener Zusatzbelastung sowie Anfragen zum Rahmenbetriebsplan Braunkohletagebau Meißner der Preußenelektra wurden in 334 Fällen mit schriftlichen Stellungnahmen beantwortet.

Weitere Untersuchungen sind im Rahmen einer Überprüfung der zunehmenden Bodenversauerung im Wiesbadener Stadtwald durchgeführt und veröffentlicht worden.

Das bodenphysikalische Labor bestimmte an 115 Bodenproben die Porengrößenverteilung und an 152 Bodenproben die Wasserdurchlässigkeit im wassergesättigten Zustand.

I 3. Luftbildgeologie und Geophysik

Luftbildgeologie

Die gefügetektonische Luftbildauswertung entlang der Tunneltrassen im hessischen Anteil der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg kam zum Abschluß. Zur Unterstützung der ingenieurgeologischen Tunnelplanung wurde hierbei die Verteilung der tektonischen Trennflächen im Gebirge analytisch festgestellt und deren Bedeutung hinsichtlich der bruchtektonisch kritischen Trassenabschnitte interpretiert. Insgesamt sind bei diesem Untersuchungsprogramm 25 Tunneltrassen mit ca. 48 km Länge – vornehmlich im Maßstab 1:2 000 – bearbeitet worden, zuzüglich eine Talstrecke als Brückentrasse und eine Vergleichsstrecke.

Fotogeologische Vergleichskartierungen fanden parallel zur geologischen Kartierung auf Bl. 5619 Staden statt. Methodische Verbesserungen wurden für die Beurteilung von bruchtektonischen Homogenbereichen angestrebt. Nennenswerte Programm-Verbesserungen konnten insbesondere durch die Einführung von Maskenprogrammen und im Bereich der immer wichtiger werdenden Datenverwaltung erzielt werden, wobei Dienstleistungen für die Ingenieurgeologie, aber auch für die Hydrogeologie im Vordergrund standen.

Geophysik

Zur Unterstützung der geologischen Kartierung wurden geoelektrische und magnetische Messungen auf den Bl. 4925 Sontra, 5621 Wenings und 5320 Burg-Gemünden durchgeführt. Geoelektrische Untersuchungen kamen zur Überprüfung der Tonabdeckung der geplanten Sondermülldeponie Mainflingen und zur Erkundung von Auflockerungszonen und Störungen im Buntsandstein im Bereich der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg zum Einsatz.

Im Rahmen der Erkundung oberflächennaher Lagerstätten begann man, Bohrergebnisse mit geophysikalischen Methoden flächenhaft zu extrapolieren. Die Vorbereitung des tiefenseismischen Forschungsprojektes „Dekorp“ der DFG wurde unterstützt. Seismische Profile einer Firmengruppe sind hinsichtlich ihrer Relevanz für die Erkundung des Untergrundes überprüft worden. Die für ein reflexionsseismisches Programm zur Erkundung des tieferen Untergrundes der Hessischen Senke im Bereich des Naumberger Grabens nötigen Oberflächenkorrekturen fanden in Zusammenarbeit mit dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, statt.

Für amtliche Belange sind 50 Bohrlöcher geophysikalisch vermessen worden. Ein Meß- und Auswerteverfahren wurde für Geophonversenkmessungen in Bohrlöchern entwickelt.

II. Rohstoffgeologie und Ingenieurgeologie

II 1. Mineralische Rohstoffe

Im Rahmen des seit 1974 laufenden „Programms zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“ wurden im Jahre 1983 insgesamt 10 Bohrungen mit 375,50 m und einem Kostenaufwand von 163.054,66 DM niedergebracht. Untersuchungsobjekte waren Lagerstätten von Sand und Ton.

Im Rahmen der Lagerstättenkartierung Hessen im Maßstab 1:25 000 (LK 25) sind 1983 insgesamt 18 Blätter aufgenommen worden. Auf 6 Blättern der LK 25 fand eine Aufschluß-

beprobung statt, um im Verbreitungsgebiet von Zechsteinkalken das Ca/Mg-Verhältnis für Nutzungsmöglichkeiten der Zechsteinkalke als Düngerrohstoffe zu bestimmen. Im Rahmen der Rohstoffkarte Hessen (RK 50) sind die Geländearbeiten für die Bl. L 5718 Friedberg, L 5716 Bad Homburg v. d. Höhe, L 6318 Erbach und L 6118 Darmstadt Ost durchgeführt worden. Eine neue, hessenweit geltende Legende für die RK 50 wurde entworfen.

Die Grundlagenarbeiten zur Bewertung des Naturraumpotentials und der Bilanzierung von Rohstoffvorräten in Hessen sind weitergeführt worden (Pilotprojekt Landkreis Fulda). Die Arbeiten am hessischen Anteil einer Karte über die Gewinnungsstätten von Festgesteinen für den Straßenbau in der Bundesrepublik Deutschland kamen zum Abschluß. – Alle diese Arbeiten im Bereich der Rohstoffuntersuchungen dienen der umfassenden Auswertung der lagerstättenkundlichen Arbeitsergebnisse. Sie fließen in die wirtschaftliche Bewertung von Rohstoffvorkommen ein.

Im Rahmen der Raumordnung und Landesplanung liefen die Arbeiten an den Fortschreibungs-Karten oberflächennaher Lagerstätten (1:100 000) weiter.

Für die verschiedenen Planungsvorhaben in Hessen wurden insgesamt 1326 Stellungnahmen, außerdem 12 Gutachten bzw. gutachtliche Stellungnahmen abgegeben; Teilnahme an 32 Erörterungsterminen. Für die Befahrung von Abbauen, die Aufnahme von 13 Lagerstätten-Bohrungen und für Geländebegehungen in direktem Zusammenhang mit diesen Planungsvorgängen waren 31 Arbeitstage erforderlich.

Um die Ansatzpunkte neuer Untersuchungsarbeiten auf Erzlagerstätten besser beurteilen zu können, wurden alle seither im Rahmen der Gemeinschaftsaufgaben durchgeführten geochemischen Prospektionen größenordnungsmäßig ausgewertet. Für geplante spätere Untersuchungen von sulfidischen Ganglagerstätten im Ost-Taunus sind auf den Bl. 5616 Grävenwiesbach, 5716 Oberreifenberg, 5715 Idstein und 5615 Villmar lagerstättenwirtschaftliche Daten erarbeitet worden.

Der Abschlußbericht des Bundesbohrprogramms (Kupferschieferprogramm) wurde fertiggestellt (Kap. Kupferschiefer). Lagerstättenkundliche Daten über Kupferschiefer in Nordhessen wurden erarbeitet.

Zur Vorbereitung eines Antrages an die KFA Jülich/BMFT „Stratiforme und gangförmige Buntmetall-Mineralisation (Perm/Trias) in Hessen“ sind die dazu nötigen Grundlagenarbeiten durchgeführt worden.

Zur Information über mineralische Rohstoffe und ihre Nutzung und über die Aktivitäten des HLFB auf dem Rohstoffsektor führte es in Zusammenarbeit mit Industrie- und Handelskammern, Firmen und Verbänden Ausstellungen über mineralische Rohstoffe in Kassel, Dillenburg und Fulda durch. Zur Ausstellung in Kassel kamen etwa 10 000 Besucher.

II 2. Mineralogie und Petrologie

Im Rahmen des bis zum 30. 4. 1983 verlängerten Bundesbohrprogrammes wurde der Abschlußbericht fertiggestellt. Dazu waren einige ergänzende Untersuchungen – vornehmlich durch das Chemische Laboratorium – notwendig. Im zweiten Halbjahr wurde der Abschlußbericht zum Druck im Geol. Jahrbuch vorbereitet.

Für die geologische Landesaufnahme ist die petrologische Bearbeitung von Basaltproben von Bl. 5320 Burg-Gemünden, von Bl. 5321 Stordorf, aus Bohrkernen des Blattgebietes

5318 Allendorf, von den Bl. 5621 Wenings und 5722 Salmünster durchgeführt worden. Für das letztgenannte Blatt wurde der Erläuterungsbeitrag „Vulkanische Gesteine“ fertiggestellt. Außerdem wurden trachytische Vulkanite und Pyroklastika sowie Basalte des Vogelsberges (u. a. aus Bohrungen der OVAG) petrographisch untersucht.

Die Umstellung der ICP auf die Belange der Gesteinsanalysen (Vulkanite) erforderte das Verlassen des SAS-DPS-11 Betriebssystems und eine neue Eichung mit internationalen Standards mit dem ARLEB-Programm. Ebenso ist die Eichung für 22 Spurenelemente mit dem ARLEB-Programm fertiggestellt. Durchgeführt: 4750 Einzelbestimmungen an 107 Proben.

Mit der Mikrosonde wurden 4994 quantitative Mineral-Analysen durchgeführt und 280 SEI und Verteilungsbilder angefertigt.

Am PDP 11/34 begann man weitere Rechenprogramme zu installieren bzw. modifizieren und zur statistischen und graphischen Auswertung von Mineral- und Gesteins-Analysen anzuwenden (Basalte von Bl. 5320 Burg-Gemünden, 5722 Salmünster, 5621 Wenings, die vielfältigen und umfangreichen Analysendaten aus dem Kupferschieferprojekt/Bundesbohrprogramm, ferner zahlreiche Mineralanalysen, geliefert von der Mikrosonde und chemische Analysen von Vulkaniten verschiedener Herkunft).

Auch am PDP 11/05-Rechner der Mikrosonde kamen verschiedene neue Programme zum Einsatz. Die Erarbeitung eines neuen Korrekturverfahrens für die Röntgenfluoreszenz-Analyse lief an. Die RFA analysierte 47 Proben auf 8 Elemente (376 Einzelbestimmungen).

Von 130 Sedimentproben, vornehmlich Tone aus dem Steine-und-Erdenprogramm 1982 und von den Blattgebieten 5815 Wehen, 6019 Babenhausen und 5417 Wetzlar (geol. Landesaufnahme), sind die Tonminerale röntgenographisch halbquantitativ bestimmt, 41 Basaltproben von Bl. 5320 Burg-Gemünden röntgenographisch auf Analcim und Foidminerale überprüft worden.

II 3. Ingenieurgeologie

Im Berichtszeitraum sind 147 Gutachten, 94 Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert und 574 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen erstellt worden. Einen großen Zeitaufwand erforderte die Gutachtenerstellung für die zahlreichen US-Bauvorhaben und die geforderte laufende Betreuung der inzwischen angelaufenen US-Baumaßnahmen.

Besonders zu nennen sind die oft sehr umfangreichen Untersuchungsarbeiten für die Sanierung historischer Baudenkmäler (1983: Ehem. Fruchtmagazin Bad Hersfeld, Forstamt Bad Hersfeld, Wasserburgruine Friedewald sowie Schloß Löwenburg in Kassel, Fridericianum in Kassel, Schloß und Marstall Rotenburg a. d. F.).

Im Berichtszeitraum wurde die laufende Abnahme der Tonoberfläche in der Sohle der Industriemülldeponie Mainflingen abgeschlossen und der zugehörige Bericht fertiggestellt.

Außer 21 Gutachten für Talsperrenprojekte in Hessen fand bei folgenden Talsperren- bzw. Hochwasserrückhaltebecken eine mehr oder weniger ständige Beratung und laufende Auswertung von Meßergebnissen statt:

Ernstbach-Talsperre:	Abschluß Untersuchungsphase E, Überwachung von Rutschgebieten
Kinzig-Talsperre:	Probestau, Planung und Ausführung ergänzender Entspannungs- und Dichtungsmaßnahmen

HRB Marbach/Erbach:	Probestau, Planung und Ausführung ergänzender Entspannungsmaßnahmen
HRB Marbach/Haune:	Vorbereitung und Ausführung der Schlitzwand, Entwurf des GW-Kontrollsystems
HRB Fürth/Krumbach:	Auswertung Probestau
HRB Rimbach:	Auswertung Probestau
Gilsa-Talsperre:	Planungs- und Geländearbeiten

Bei der Planung und Ausführung der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg erfolgte eine laufende ingenieurgeologische Betreuung und Beratung.

Außerdem wurde im Berichtszeitraum das Kapitel Ingenieurgeologie in den Erläuterungen zur GK 25, Bl. 4521 Liebenau erstellt.

II 4. Zentrale Laboratorien

In den zentralen Laboratorien werden die zur Erfüllung der Aufgaben des Amtes notwendigen Boden-, Gesteins- und Wasseranalysen sowie die Bestimmung von Erdstoff- und Gesteinskennwerten ausgeführt. 1983 waren es 366 Bodenanalysen mit insgesamt 2597 Einzelbestandteilen, 383 Gesteinsanalysen mit insgesamt 4270 Einzelparametern, 219 Wasseranalysen mit insgesamt 2916 Einzelbestandteilen und 935 bodenmechanische Kennwerte.

III. Hydrogeologie und Geotechnologie

III 1. Allgemeine Hydrogeologie

Verfolg von Bohrungen

Im Berichtszeitraum wurden 159 Bohrungen im Gebiet des Landes Hessen verfolgt. Sie waren überwiegend zur Grundwassererkundung, -erschließung oder zur Einrichtung von Grundwassermeßstellen niedergebracht worden.

Grundlagentätigkeit

Die hydrogeologische Landeserkundung fand mit einer hydrogeologischen Feldkartierung auf Bl. 5621 Wenings sowie mit Abflußmessungen auf diesem Blatt und auf Bl. 4917 Battenberg (Eder) ihren Fortgang. Zur Erkundung des Grundwasserhaushalts der tertiären Gesteine auf dem Hohen Meißner erfolgten – wie im Vorjahr – mehrfach Trockenwetterabflußmessungen an Quellen und Stollenwasserabläufen.

Die hydrogeologischen Erläuterungsbeiträge zu den veröffentlichten Blättern der GK 25 wurden fertiggestellt, die Bearbeitung dieser Anteile für die zur Veröffentlichung vorgesehenen Blätter 4917 Battenberg (Eder) und 4925 Sontra begann.

Die im Bereich der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg vorliegenden Wasseranalysen wurden im Hinblick auf Gesetzmäßigkeiten im Gehalt der Grundwässer an aggressiver Kohlensäure ausgewertet; ein Abschlußbericht wurde erstellt.

Für die EDV-Datei „Geohydrochemie“ ist zur Erfassung von Grundwassermeßdaten eine Lochkarte entworfen worden. Das Zeichnen von Grundwasserganglinien mittels EDV konnte an hauseigenen Geräten erprobt und zur Berechnung der Ionenbilanzen von

Wasseranalysen auf EDV-Anlagen konnte ein FORTRAN IV-Programm entwickelt werden. In der Arbeitsgruppe „Informationssystem Wasserwirtschaft/Wasserrecht“ beim Regierungspräsidenten in Darmstadt wurde mitgearbeitet.

Für den vorgesehenen „Sonderplan Wasserversorgung Hessen“ des HEMLULF sind Übersichtskarten i. M. 1: 300 000 zur Grundwasserergiebigkeit, -beschaffenheit und -verschmutzungsempfindlichkeit einschließlich Texterläuterungen gefertigt worden. Die Bearbeitung der hydrogeologischen Karten für die Standortkarte zur Agrarstrukturellen Vorplanung ging weiter. Die Eignung der Lokation Stockstadt/Rhein für ein deutsches Hot-Dry-Rock-Projekt wurde aus geowissenschaftlicher, insbesondere hydrogeologischer und geothermischer Sicht geprüft.

In einer Reihe von Arbeitsgruppen, Fach- und Hauptausschüssen wirkten Abteilungsangehörige mit.

Archiv und Dokumentation

Der Zuwachs an Archivmaterial betrug 6 277 Stück, davon 623 Gutachten, Berichte und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert sowie 4 012 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen. Ausleihe: 1710 Archivstücke; in dieser Zahl sind die in den Archivräumen eingesehenen Archivalien nicht enthalten.

Unter Einsatz des DV-Verfahrens ABOHRKA erfolgte in Zusammenarbeit mit der HZD, Wiesbaden, die weitere Überarbeitung des Bohrchivs. Die Bl. 4724 Großalmerode, 4819 Fürstenberg, 5023 Ludwigseck, 5522 Freiensteinau, 5722 Salmünster, 5817 Frankfurt a. M. West und 5818 Frankfurt a. M. Ost mit insgesamt 6750 Bohrungen wurden revidiert sowie Listenwerke und Bohrpunktkarten verschiedener Maßstäbe erstellt. Nachträge und Umstellungen auf den inzwischen erweiterten Datensatz sind von insgesamt 2200 Bohrungen der Bl. 4520 Warburg, 4917 Battenberg (Eder), 5514 Hadamar, 5517 Cleeburg, 5617 Usingen, 5813 Nastätten und 5917 Kelsterbach vorgenommen worden. In Zusammenarbeit mit der HZD wurde das DV-Verfahren ABOHRKA zum Zwecke weitergehender Auswertungen des Bohrdatenmaterials erweitert.

An eigenen DV-Anlagen und bei der HZD erfolgte der Einsatz verschiedener Programme und Programmsysteme, so z. B. für gefügekundliche/tektonische Untersuchungen (Programmsystem GELI), für geochemische Berechnungen und Auswerteverfahren sowie für die Luftbildgefügeanalyse.

III 2. Angewandte Hydrogeologie

Die 192 erstatteten Gutachten verteilen sich folgendermaßen auf die Sachgebiete:

1. Wassererschließung	13
2. Uferfiltratgewinnung, künstliche Grundwasseranreicherung	1
3. Beurteilung vorhandener Wassergewinnungsanlagen	5
4. Wasserschutzgebiete	65
5. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in qualitativer Hinsicht	59
6. Abwasserversenkung, Gasspeicher, Grundwasserspeicher, Kavernendeponien usw.	5
7. Erlaubnisse, Bewilligungen und Genehmigungen zum Bau oder Betrieb von Wassergewinnungsanlagen	7
8. Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen und Maßnahmen in quantitativer Hinsicht	4

9. Beurteilung von Grundwasserständen und Grundwasserstandsänderungen	4
10. Heil- und Mineralquellen (Erschließungen)	2
11. Ausnahmegenehmigungen in Schutzgebieten (Heilquellen, Trinkwasser)	18
12. Talsperren, Rückhaltebecken, Staustufen	2
13. Untersuchung größerer Gebiete, Rahmen-, Sonder-, Generalpläne	2
14. Landwirtschaftlicher Wasserbau, Dränung, Bewässerung, Beregnung	2
15. Vernässung, Wasserhaltung oder Bauwerkswasserfragen	3

 192

Außerdem wurde in 281 Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert zu Fragen der angewandten Hydrogeologie Stellung genommen.

Die Arbeitsschwerpunkte der Beratungstätigkeit lagen wie in den Vorjahren bei Aufträgen zur Wassererschließung, zur Einrichtung von Wasserschutzgebieten sowie zur möglichen Grundwassergefährdung in qualitativer Hinsicht. Vermehrten Aufwand erforderten auch weiterhin die Sanierungsarbeiten an Schadensfällen mit Kohlenwasserstoffen oder chlorierten Kohlenwasserstoffen (Rüsselsheim, Raunheim, Frankfurt am Main mit Flughafen, Hanau und Kassel).

Die hydrogeologische Beratung im Bereich der DB-Neubaustrecke Hannover – Würzburg, insbesondere in den Planungsabschnitten 11–15, ging weiter. Die Grundwasserstandsmessungen und -probenahmen für das hydrogeologische Beweissicherungsprogramm zur qualitativen und quantitativen Grundwasserüberwachung auf dem Rhein-Main-Flughafen erfolgten turnusgemäß.

Für die geplanten Maßnahmen zur Grundwasserentnahme im Vogelsberg, die Grundwasseranreicherungsvorhaben im Hessischen Ried und im Landkreis Offenbach sowie die Bauarbeiten an der Sonderabfalldeponie Mainhausen-Mainflingen / Landkreis Offenbach fanden ständige Beratungen statt.

In 21 von Mitarbeitern der Abteilung angesetzten und hydrogeologisch betreuten Brunnenbohrungen wurden 398 l/s (ca. 12,6 Mio. m³/a) gewinnbaren Grundwassers nachgewiesen.

III 3. Geotechnologie und Infrastrukturgeologie

Geotechnologie

Die Salzabwasserversenkung im Werra-Kalirevier und die Haldenabwasserversenkung im Fulda-Kalirevier wurden laufend überwacht und die Daten der Versenktätigkeit erfaßt. Für das Fulda-Kalirevier ist der Beobachtungsplan zur Versenküberwachung fertiggestellt worden. Bei der Erschließung neuen Versenkraumes und bei der Verfüllung einer Schluckbrunnenbohrung wurde beratend mitgewirkt. Für das Werra-Kalirevier wurde der Jahresbericht 1982 über die Salzabwasserversenkung unter Mitbeteiligung anderer Behörden erarbeitet.

Zum Rahmenbetriebsplan und zu Einzelbetriebsplänen betreffend das Gasspeichervorhaben Eiterfeld-Reckrod erfolgten Stellungnahmen. Das künftig durchzuführende Ausmaß der Beobachtungsmaßnahmen am Gasspeicher Hähnlein der Ruhrgas AG wurde gutachtlich beraten. Vorbereitende Arbeiten begannen für ein Gutachten zur Erweiterung der Untertagedeponie Herfa-Neurode.

Infrastrukturgeologie

Im Berichtsjahr sind insgesamt 1833 Vorgänge nach infrastrukturgeologischen Gesichtspunkten federführend bearbeitet worden. Als Träger öffentlicher Belange wurden in 916 Fällen schriftliche Stellungnahmen abgegeben.

Sie verteilen sich auf: 37 Abweichungsverfahren, 1 Regionaler Raumordnungsplan, 12 Fachpläne, Landschafts(rahmen)pläne, 59 Raumordnungs-, Planfeststellungs-, Planverfahren, 123 Flächennutzungspläne (vorbereitende Bauleitpläne), 546 Bebauungspläne (verbindliche Bauleitpläne), 48 Flurbereinigungsverfahren, Agrarstrukturelle Vorplanung, 78 Naturschutzverfahren, Landschaftsschutzgebiete, Naturparks usw., 12 Verordnungen zum Schutze von Trinkwassergewinnungsanlagen.

Veröffentlichungen von Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- ABEL, H. (1983): Lagerstätten. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5616 Grävenwiesbach: 51–54; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (1983): Jungkimmerisch rotierte Kluftgefüge aus hessischen Grabenzonen. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 251–260, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- BARGON, E. (1983): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1982 (1. 1.–31. 12. 1982). – Geol. Jb. Hessen, **111**: 345–363; Wiesbaden.
- (1983): Möglichkeiten der Bodenkunde zur Lösung von Umweltproblemen. – Geoökodynamik, **4**: 1–18, 1 Abb., 2 Fig.; Darmstadt.
- et al. (1983): Weinbau-Standortkarte 1:5000, Blatt Hallgarten-Süd/Oestrich; Wiesbaden.
- BARTH, W. (1983): Nachruf FRIEDRICH AHLFELD. – Zbl. Geol. Paläont., Tl. I, H. 3/4: 187–189; Stuttgart.
- BLUM, R. (1983): Geophysik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4521 Liebenau: 114–119, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1983): Geophysik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5616 Grävenwiesbach, 2. Aufl.: 73–77, 3 Abb.; Wiesbaden.
- BÖKE, E., & DIEDERICH, G. (1983): Ursachen und Auswirkungen der Grundwasserabsenkung im Hessischen Ried. – Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau, **8**: 281–287, 4 Abb., 1 Tab.; Köln.
- DIEDERICH, G. (1983): s. BÖKE, E., & DIEDERICH, G.
- FICKEL, W. (1983): Über tropische Podsolbildungen auf Strandwällen in Malaysia und Westafrika. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **38**: 491–494; Göttingen.
- GOLWER, A. (1983): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5616 Grävenwiesbach, 2. Aufl.: 58–72, 1 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- (1983): Underground purification capacity. – Proc. Symp. Ground water in water resources Planning, UNESCO-IAH-IAHS Publ., **2**: 1063–1072, 2 Abb.; Koblenz.
- & SCHNEIDER, W. (1983): Untersuchungen über die Belastung des unterirdischen Wassers mit anorganischen toxischen Spurenstoffen im Gebiet von Straßen. Untersuchungen über die Belastung des Grundwassers mit organischen Stoffen im Bereich von Straßen. – Forschung Straßenbau und Straßenverkehrstechnik, H. 391, 47 S.; Bonn-Bad Godesberg (Hrsg. Bundesminister f. Verkehr).
- in BETZ, V., FISCHER, G., GORBAUCH, H., RUMP, H. H., SCHOLZ, B., SCHNEIDER, W., GOLWER, A., MATTHES, G., PEKDEGER, A., HERKLOTZ, K., & PESTEMER, W. (1983): Zum Verhalten von Umweltchemikalien in künstlichen Grundwassergerinnen. – Fresenius Z. anal. Chem., **315**: 464–474, 10 Abb., 6 Tab.; Berlin - Heidelberg (Springer).
- HENTSCHEL, G. (1983): Zur Morphologie der Eifel-Olivine. – Aufschluß, **34**: 391–396, 15 Abb.; Heidelberg.
- (1983): Die Mineralien der Eifelvulkane. – 152 S., 366 Abb.; München (Weise Verlag).
- DENT GLASSER, L. S., & LEE, C. K. (1983): Jasmundite, $\text{Ca}_{22}(\text{SiO}_4)_8\text{O}_4\text{S}_2$, a new mineral. – N. Jb. Mineral., Mh., **1983**: 337–342, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- in ABRAHAM, K., GEBERT, W., MEDENBACH, O., SCHREYER, W., & HENTSCHEL, G. (1983): Eifelite, $\text{KN}_3\text{Mg}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$, a new Mineral. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **82**: 252–258, 5 Abb., 5 Tab.; Berlin – Heidelberg.
- in HAMM, H.-M., & HENTSCHEL, G. (1983): Reinhardbraunsite, $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2(\text{OH},\text{F})_2$, a new mineral – the natural equivalent of synthetic „calcio-chondrodite“. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, **1983**: 119–129, 3 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- in SCHREYER, W., HENTSCHEL, G., & ABRAHAM, K. (1983): Osumilith in der Eifel und die Verwendung dieses Minerals als petrogenetischer Indikator. – *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, **31**: 215–234, 7 Abb., 2 Tab.; Wien.
- in WALENTA, K., DUNN, P., HENTSCHEL, G., & MEREITER, K. (1983): Schumacherit, ein neues Wismutmineral von Schneeberg in Sachsen. – *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, **31**: 165–173, 2 Abb., 3 Tab.; Wien.
- HERZBERG, A. (1983): Hessisches Geologisches Schrifttum 1981 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1980. – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 333–344; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. (1983): Grundwassergewinnung – Folgen für Landwirtschaft und Bebauung. – *Geoökodynamik*, **4**: 53–66, 6 Abb.; Darmstadt.
- HORN, M. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4521 Liebenau: 7–17, 61–64, 110–111, 140–168; Wiesbaden.
- (1983): Erdgeschichte zum Anschauen. – *Naturmagazin draußen*, **26** (Naturpark Hochtaunus): 39–45; Norderstedt.
- in HOFFMANN, K., & HORN, M. (1983): Zur Stratigraphie des Lias im Volkmarshener Graben. – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 165–202, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HÜHNER, G., in BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1983): Stratigraphie und Fazies des kondensierten Oberdevon-Profiles „Diana“ nördlich Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, hohes Mitteldevon bis tiefes Unterkarbon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 93–153, 10 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.
- KAUFMANN, E. (1983): Sedimentation und Tektonik im Mesozoikum und Tertiär der südöstlichen Iberischen Ketten, NE-Spanien (Deformationen und Bewegungsmechanismen im Verzahnungsbecken zweier Gebirgssysteme). – *Diss.*, 89 S.; Heidelberg.
- KÜMMERLE, E. (1983): Der „Meereskalk“ (Mitteloligozän) von Frankfurt am Main – Offenbach – Bad Vilbel. – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 203–217, 1 Taf.; Wiesbaden.
- KULICK, J., & THEUERJAHN, A.-K. (1983): Kupfererze bei Korbach, Kupfer- und Golderze bei Korbach-Goldhausen. – In: *Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung der postvaristischen Gangmineralisation in Mitteleuropa*. – *Jahrestagung GDMB 1983, Führungsheft*: 63–89, 11 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- KUPFAHL, H.-G., & ANDRES, W. (1983): Die geologische und geomorphologische Entwicklung des Burgwaldes. – *Allg. Forst-Z.*, **38**, H. 35: 876–879, 4 Abb., 1 Tab.; München.
- PAULY, E. (1983): Die Verknappung der mineralischen Rohstoffe aus oberflächennahen Lagerstätten durch Planung und administrative Maßnahmen. – *Erzmetall*, **36**, Nr. 1: 35–39; Weinheim.
- (1983): Die Verknappung der mineralischen Rohstoffe aus oberflächennahen Lagerstätten durch Planung und administrative Maßnahmen. – *Die Naturstein-Industrie 1/83*: 17–21; Baden-Baden.
- (1983): Die Möglichkeiten wirtschaftlich-gesellschaftlicher Entwicklung in Abhängigkeit von der naturräumlichen Grundausrüstung eines Gebietes. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **106**: 7–13; Wiesbaden.
- (1983): Der Nassauische Verein für Naturkunde im Jahre 1982. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **106**: 129–135; Wiesbaden.
- (1983): Verfügbarkeit mineralischer Rohstoffe aus oberflächennahen Lagerstätten. – In: *HAHN, U.: Hochschulprofessoren informierten sich über „Splittbeton“*. – *Die Naturstein-Industrie 1/83*: 10–15; Baden-Baden.
- PRINZ, H., & TIEDEMANN, J. (1983): Geologisch-ingenieurgeologische Erkundung tektonischer Strukturen für den Tunnelbau im Buntsandstein. – 4. nat. Tag. Ing.-Geol. (im Druck).
- RABIEN, A. (1983): s. HÜHNER, G., in BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G.
- RAMBOW, D. (1983): Hydrogeologie. – *Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4521 Liebenau*: 126–135, 2 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

- REICHMANN, H. (1983): Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4521 Liebenau: 119–125; Wiesbaden.
- (1983): Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5616 Grävenwiesbach, 2. Aufl.: 55–57; Wiesbaden.
- & STREITZ, H. (1983): Fortschreitende Bodenversauerung und Waldschäden im industrienahen Stadtwald Wiesbaden. – Forst- u. Holzwirt, **38**: 322–328; Hannover.
- SCHRADER, L. (1983): Schwarzerdevorkommen in Hessen. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 315–323, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1983): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5519 Hungen, Wiesbaden.
- (1983): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5519 Hungen, 122 S., 16 Tab., 16 Prof.; Wiesbaden.
- in BRECHTEL, H. M., & SCHRADER, L. (1983): Methodische Hinweise zur Neutronensonden-Kalibrierung. – Schr.-R. dt. Verb. Wasserwirtsch. Kulturbau e. V., DVWK, H. 50: 31–50, 6 Bilder; Bonn.
- SCHRAFT, A. (1983): Statistische Untersuchungen zu Stoffbestand und Genese von Grundwässern im südöstlichen Odenwald und Bauland. – Geol. Jb., **C 35**: 3–49, 17 Abb., 8 Tab.; Hannover.
- (1983): Ein FORTRAN IV-Plot-Unterprogramm zur Darstellung von PIPER-Diagrammen sowie mathematische Erläuterungen zur Konstruktion von Härte-Dreiecken. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 325–331, 1 Abb.; Wiesbaden.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1983): Geologie und Wasserversorgung im Gebiet des früheren Herzogtums Nassau. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **106**: 14–26, 1 Abb.; Wiesbaden.
- TIEDEMANN, J. (1983): s. PRINZ, H., & TIEDEMANN, J.
- THEUERJAHR, A.-K. (1983): s. KULICK, J., & THEUERJAHR, A.-K.
- THEWS, J.-D., & MITTMAYER, H.-G. (1983): Geologische Neuerkenntnisse. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5616 Grävenwiesbach, 2. Aufl.: 42–50, 1 Taf.; Wiesbaden.

Nachtrag

- FICKEL, W. (1982): Die Bedeutung der Bodenkarte für planerische Arbeiten in kommunalen Zentren der Ballungsgebiete, dargestellt an der Bodenübersichtskarte der Stadt Frankfurt am Main. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **33**: 265–267; Göttingen.
- (1982): Abschnitt „Latosole“ in: „Gliederung der wichtigsten Böden“. – AG Bodenkunde, Kartieranleitung, 3. Aufl.: 226–227; Hannover.
- SCHRADER, L., SEMMEL, A., & ZAKOSEK, H. (1982): Paläoböden in Hessen. – Geol. Jb., **F 14**: 101–128, 1 Abb.; Hannover.
- in ZAKOSEK, H., BECKER, H., FICKEL, W., & BRANDTNER, E. (1982): Weinbaustandortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Kiedrich; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1982): s. FICKEL, W., SCHRADER, L., SEMMEL, A., & ZAKOSEK, H.

Fachvorträge von Angehörigen des Landesamtes

- ANDERLE, H.-J.: Postvaristische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus – eine Übersicht. – Tagung der Fachsektion Lagerstättenforschung in der Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute, Warstein, 15. 4. 1983.
- BARGON, E.: Einführungsreferat. – Ausstellung der hessischen Steine-und-Erden-Industrie „Rohstoffgewinnung, Natürlich“ in IHK Wiesbaden, 11. 4. 1983.
- Die Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000. – Eröffnung der Ausstellung „Weinbau-Standortkarten“ in der Forschungsanstalt Geisenheim, 5. 9. 1983.
- Einführungsreferat. – Ausstellung der IHK Kassel „Mineralische Rohstoffe in Nordhessen“, Kassel, 18. 10. 1983.
- Die Bodenabhängigkeit von Süßkirschen-Schäden im Rhein-Main-Gebiet auf Grund früherer Kartierergebnisse. – Informationsveranstaltung des Obstbauvereins Wiesbaden-Frauenstein, 28. 10. 1983.
- FICKEL, W.: Über tropische Podsolböden auf Strandwällen in Malaysia und Westafrika. – Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Trier, 9. 9. 1983.

- FRIEDRICH, K.: Beitrag zur Frage der dynamischen Probelastung an Zugpfählen in bindigen Böden. – Symposium Meßtechnik im Erd- und Grundbau, München, 24. 11. 1983.
- GOLWER, A.: Beeinflussung des Grundwassers durch Schadstoffe im Untermaingebiet. – Kolloquium des Inst. f. Radiohydrometrie, München, 22. 2. 1983.
- Underground purification capacity. – Int. Sympos. „Grundwasser bei der wasserwirtschaftlichen Planung“, Koblenz, 1. 9. 1983.
 - Anthropogene Einflüsse auf die Beschaffenheit des Grundwassers. – DVWK-Fortbildungslehrgang „Hydrogeologische Aspekte zur Grundwasserchemie“, Umkirch, 27. 10. 1983.
 - Mineralölnfälle im Untermaingebiet. – DVWK-Fortbildungslehrgang „Hydrogeologische Aspekte zur Grundwasserchemie“, Umkirch, 27. 10. 1983.
- HÖLTING, B.: Graphische Darstellungen von Wasseranalysen und einfache statistische Auswertemethoden. – 5. DVWK-Fortbildungslehrgang Grundwasser „Hydrogeologische Aspekte zur Grundwasserchemie“, Umkirch, 26. 10. 1983.
- HOLTZ, S.: Grundlagen der ingenieurgeologischen Untersuchungsmethodik zur Felsdurchlässigkeit bei Talsperrenbauten. – Technische Akademie Wuppertal, 17. 3. 1983.
- KÜMMERLE, E.: Stratigraphische Besonderheiten der Frankfurter gegenüber den Mainzer Tertiärprofilen. – Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, Mainz, 10. 10. 1983.
- KULICK, J., & THEUERJAHR, A.-K.: Die Gold-Kupfervererzung am Eisenberg bei Korbach. – Jahrestagung GDMB, Warstein, 15. 4. 1983.
- & THEUERJAHR, A.-K.: Lithofazies, Rote Fäule und Buntmetallmineralisation im basalen Zechstein 1 südlich Korbach. – Exkursion anläßl. der Tagung der GDMB, Warstein, 12. 4. 1983.
 - & THEUERJAHR, A.-K.: Mineralisation am Eisenberg bei Goldhausen südwestlich Korbach. – Exkursion anläßl. der Tagung der GDMB, Warstein, 13. 4. 1983.
- LAEMMLEN, M.: Der geologische Bau des Rhöngebirges. – Vortrag anläßl. einer Exkursion des Geol.-Paläontol. Institutes der Universität Kiel, Bischofsheim, 28. 9. 1983.
- PAULY, E.: Die Rolle des Geologen im modernen Wirtschaftsablauf. – 135. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Erlangen, 3. 10. 1983.
- Erdgeschichte und Geschichte – Die Entstehung der Rohstoffe in der Wetterau und ihre Nutzung. – Wetterauische Gesellschaft für die gesamte Naturkunde, Hanau, 16. 10. 1983.
- PRINZ, H.: Neue Ergebnisse über Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes in Osthessen. – Geologisch-Lagerstättenkundliches Kolloquium RWTH Aachen, 14. 7. 1983.
- & TIEDEMANN, J.: Geologisch-ingenieurgeologische Erkundung tektonischer Strukturen für den Tunnelbau im Buntsandstein. – 4. Nat. Tagung Ingenieurgeologie, Goslar, 20.–23. 4. 1983.
- REICHMANN, H.: Referat über Trocknisschäden an Kirschbäumen in Wiesbaden-Frauenstein und die dortigen Bodenverhältnisse. – Informationsveranstaltung des Obstbauvereins Wiesbaden-Frauenstein, 28. 10. 1983.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Der Ursprung der Mineralquellen von Bad Schwalbach. – Volkshochschule des Rheingau-Taunus-Kreises, Bad Schwalbach, 18. 10. 1983.
- Die Grundwasserverhältnisse und die Wasserversorgung des Rheingaus. – SPD-OV, Walluf, 4. 11. 1983.
- TIEDEMANN, J.: s. PRINZ, H., & TIEDEMANN, J.
- THEUERJAHR, A.-K.: Lithologie, Buntmetallmineralisation und Metallfazies im basalen Zechstein 1 (Nord- und Mittelhessen). – Mineral. Inst. Univ. Heidelberg, 4.–5. 5. 1983.
- s. KULICK, J., & THEUERJAHR, A.-K.
- WEIDNER, E.: Die geogene Schwermetallbelastung der Böden in Hessen. – Wiesbaden, 11. 2. 1983.
- Die bodenkundliche Projektkartierung „Hessisches Ried“. – Wiesbaden, 11. 2. 1983.

Hochschultätigkeit

- Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung Prof. Dr. Bargon
als Honorarprofessor an der Technischen Hochschule Darmstadt (Bodenkunde)
- Dr. Becker
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz („Durchführung von geologischen Exkursionen“ und „Einführung in die tektonischen Arbeitsmethoden“)

- Geologieoberrat Dr. Bernhard
als Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel (Ingenieurgeologie)
- Geologieoberrat Dr. Golwer
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Hydrogeologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. Hölting
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Allgemeine Hydrogeologie I und Exkursionen und II)
- Geologiedirektor Prof. Dr. Meisl
als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Petrologie, Geochemie)
- Geologiedirektor Dipl.-Ing. Müller
als Lehrbeauftragter an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Baugrundgeologie)
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. Prinz
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Ingenieurgeologie III mit Übungen, IV und I)
- Ltd. Geologiedirektor Dr. Thews
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz („Geologische Arbeiten unter wirtschaftlichen Gesichtspunkten“)

ERNST BARGON

Bohrprobenlager Villmar-Aumenu

Die nachfolgende Aufstellung ergänzt die im Geologischen Jahrbuch Hessen, **104**: 321–328, **105**: 294, **106**: 460, **107**: 330, **108**: 277, **109**: 237 und **111**: 364–366 veröffentlichten Zusammenstellungen von eingelagerten Proben geologisch wichtiger Bohrungen. Erläuterung der Abkürzungen siehe Geol. Jb. Hessen, **104**: 322.

Blatt-Nr. und -Name	Bezeichnung	Lage R	Lage H	Teufe m	Stratigraphische Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A. E.
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 001 (1983)	349225	569675	123,00	Trias:suB; Perm:z; Devon:dh. KB	1993
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 002 (1983)	349262	569652	105,00	Trias:suB; Perm:z; Devon:do. KB	1993
4519 Marsberg	Heddinghausen CW 003 (1983)	349241	569631	43,00	Trias:suB; Perm:z. KB	1993
4619 Mengerinhausen	Vasbeck CK 001 (1983)	3491872	569244	30,00	Trias:suB; Perm:z. KB	1993
4619 Mengerinhausen	Vasbeck CK 002 (1983)	349187	569244	60,00	Trias:suB; Perm:z. KB	1993
4619 Mengerinhausen	Vasbeck CK 003 (1983)	349184	569255	89,00	Trias:suB; Perm:z; Karbon. KB	1993
4619 Mengerinhausen	Vasbeck CK 004 (1983)	349188	569235	83,00	Trias:suB; Perm:z; Karbon. KB	1993
4619 Mengerinhausen	Vasbeck CK 005 (1983)	349393	569100	91,50	Trias:su, suB; Perm:z; Störung; Karbon:cdKK, cdKS. KB	1993
4622 Kassel West	Menke 5/77	352584	568844	60,00	Tertiär: tolo-tolm. KB, A	1988
4821 Fritzlar	B/76–B1 (1976)	351728	566348	27,30	Quartär; Trias:m. KB	1985
4821 Fritzlar	B/76–B2 (1976)	351752	566276	35,50	Quartär; Trias:m. KB	1985
4821 Fritzlar	B/76–B11 (1976)	352445	567046	25,10	Quartär; Tertiär. KB	1985
5220 Kirtorf	A/83–B7 (1983)	351108	562910	25,50	Quartär; Tertiär; Trias:s. KB	1988
5220 Kirtorf	A/83–B9 (1983)	351040	562173	23,00	Tertiär; Trias:s. KB, A	1988
5221 Alsfeld	A/83–B5 (1983)	352183	562178	54,20	Tertiär; Trias:s. KB	1988
5221 Alsfeld	A/83–B6 (1983)	352277	561979	47,50	Tertiär; Jura? KB	1988
5221 Alsfeld	A/83–B8 (1983)	351264	562685	30,00	Tertiär; Trias:s. KB, A	1988
5222 Grebenau	A/83–B1 (1983)	352562	562842	32,80	Quartär; Trias:s. KB	1988
5222 Grebenau	A/83–B2 (1983)	352363	562561	63,00	Quartär; Tertiär; Trias:s. KB	1988
5222 Grebenau	A/83–B3 (1983)	362589	561867	30,00	Quartär; Trias:s. KB	1988
5222 Grebenau	A/83–B4 (1983)	352463	561912	36,30	Quartär; Tertiär; Trias:s. KB	1988
5619 Staden	A/81–B1a (1980)	349262	557426	36,40	Quartär; Perm:ro. KB	1985
5619 Staden	A/81–B1b (1980)	349268	557662	45,00	Quartär; ? Tertiär. KB	1985
5919 Seligenstadt	A/77–B11 (1977)	349047	554740	26,40	Quartär; ? Tertiär. KB	1985
5919 Seligenstadt	A/77–B22 (1977)	349852	554258	24,00	Quartär; Tertiär. KB	1985

Stand: 31. 12. 1983

GERNOT HÜHNER

NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG ZU WIESBADEN

VI. Folge, Heft 1, 1950: 344 S., 35 Abb., 6 Tab., 11 Taf.	17,50 DM
VI. Folge, Heft 2, 1951: 256 S., 18 Abb., 21 Taf.	16,- DM
VI. Folge, Heft 3, 1952: 476 S., 30 Abb., 24 Taf.	20,- DM
Band 81 (VI/4), 1953: 464 S., 66 Abb., 18 Taf.	20,- DM
Band 82, 1954: 411 S., 50 Abb., 10 Taf.	20,- DM
Band 83, 1955: 420 S., 58 Abb., 26 Taf.	20,- DM
Band 84, 1956: 492 S., 58 Abb., 24 Tab., 35 Taf.	20,- DM
Band 85, 1957: 555 S., 100 Abb., 55 Tab., 26 Taf., 2 Bilder	25,- DM
Band 86, 1958: 444 S., 63 Abb., 23 Tab., 20 Taf.	25,- DM
Band 87, 1959: 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf., 1 Bild	25,- DM
Band 88, 1960: 430 S., 73 Abb., 25 Tab., 23 Taf.	25,- DM
Band 89, 1961: 504 S., 97 Abb., 16 Tab., 25 Taf.	25,- DM
Band 90, 1962: 558 S., 75 Abb., 31 Tab., 36 Taf., 1 Bild	30,- DM
Band 91, 1963: 427 S., 104 Abb., 27 Tab., 27 Taf.	30,- DM
Band 92, 1964: 340 S., 63 Abb., 19 Tab., 15 Taf.	30,- DM
Band 93, 1965: 404 S., 88 Abb., 4 Diagr., 29 Tab., 21 Taf.	40,- DM
Band 94, 1966: 456 S., 86 Abb., 13 Tab., 22 Taf.	40,- DM
Band 95, 1967: 324 S., 44 Abb., 18 Diagr., 8 Tab., 11 Taf., 2 Bilder	40,- DM
Band 96, 1968: 424 S., 61 Abb., 17 Tab., 15 Taf., 1 Bild	40,- DM
Band 97, 1969: 468 S., 99 Abb., 20 Diagr., 32 Tab., 15 Taf.	40,- DM
Band 98, 1970: 348 S., 59 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 2 Bilder	40,- DM
Band 99, 1971: 444 S., 57 Abb., 34 Tab., 29 Taf.	40,- DM
Band 100, 1972: 332 S., 53 Abb., 38 Tab., 14 Taf.	40,- DM
Band 101, 1973: 426 S., 105 Abb., 29 Tab., 30 Taf.	40,- DM
Band 102, 1974: 355 S., 76 Abb., 14 Tab., 13 Taf.	74,- DM
Band 103, 1975: 400 S., 152 Abb., 19 Tab., 18 Taf., 1 Bild	81,- DM

GEOLOGISCHES JAHRBUCH HESSEN

Band 104, 1976: 328 S., 53 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 1 Bild	72,- DM
Band 105, 1977: 294 S., 47 Abb., 7 Tab., 16 Taf., 3 Bilder	65,- DM
Band 106, 1978: 460 S., 91 Abb., 57 Tab., 30 Taf.	98,- DM
Band 107, 1979: 330 S., 93 Abb., 15 Tab., 4 Taf.	88,- DM
Band 108, 1980: 277 S., 68 Abb., 22 Tab., 10 Taf.	62,- DM
Band 109, 1981: 238 S., 48 Abb., 22 Tab., 4 Taf., 1 Bild	40,- DM
Band 110, 1982: 297 S., 76 Abb., 37 Tab., 9 Taf.	50,- DM
Band 111, 1983: 366 S., 36 Abb., 39 Tab., 19 Taf.	60,- DM