

# Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 116

Mit 75 Abbildungen, 20 Tabellen, 9 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1988

Geol. Jb. Hessen	116	342 S.	75 Abb.	20 Tab.	9 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1988
------------------	-----	--------	---------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

# Geologisches Jahrbuch Hessen

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

Band 116

Mit 75 Abbildungen, 20 Tabellen, 9 Tafeln und 1 Bild

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1988

Geol. Jb. Hessen	<b>116</b>	342 S.	75 Abb.	20 Tab.	9 Taf.	1 Bild	Wiesbaden 1988
------------------	------------	--------	---------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4027

### **Schriftleitung**

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, HARTMUT POSCHWITZ

Hessisches Landesamt für Bodenforschung  
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

### **Hinweis für Autoren**

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

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

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

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1988

Printed in Germany

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

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

Herstellung: Hans Meister KG, Kassel

## Inhaltsverzeichnis

BARGON, E.:	Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1987 (1. 1.-31. 12. 1987) . . . . .	325
BECKER, G.:	<i>Tricorninidae</i> (Ostracoda) aus der Wocklum-Stufe (hohes Oberdevon; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln . . . . .	5
BECKER, R. E., & LAEMMLEN, M.:	Geologische Verhältnisse im Altmorschen-Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen. Mit Detailprofilen aus Muschelkalk und Keuper. Mit 4 Abbildungen, 3 Tabellen und 3 Tafeln . . . . .	45
BEST, G.:	Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland und in der südlichen deutschen Nordsee nach Bohrlochmessungen (Gamma-Ray- und Sonic-Log). Mit 1 Abbildung. . . . .	19
BRÜNING, U.:	Die Zechstein/Buntsandstein-Grenze in Niedersachsen und Hessen – Schwermineraluntersuchungen als Beitrag zur Geologie des Bröckelschiefers. Mit 3 Abbildungen und 6 Tabellen . . . . .	23
HOTTENROTT, M.:	Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. Mit 20 Abbildungen . . . . .	113
KELTSCH, H.:	PAUL PFEFFER †. Mit 1 Bild . . . . .	317
LUKAS V., WENZEL, B., & RÖSING, F.:	Sedimentologisches Modell einer Rinne im Unteren Muschelkalk (Trias) Nordhessens. Mit 3 Abbildungen . . . . .	253
NESBOR, D., & FLICK, H.:	Das Schalsteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 9 Abbildungen . . . . .	189
POSCHWITZ, H., & HERZBERG, A.:	Hessisches Geologisches Schrifttum 1986 mit Nachträgen aus den Jahren 1975–1985 . . . . .	307
PRINZ, H.:	Ein Beitrag zur Kinematik der saxonischen Tektonik anhand der Tunnelaufschlüsse an der DB-Neubaustrecke in Ost- und Nordhessen. Mit 9 Abbildungen . . . . .	169
QUADFLIEG, A., & LANGGUTH, H.-R.:	Erste Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen in der Umgebung von Ibb (Arabische Republik Jemen). Mit 9 Abbildungen und 4 Tabellen . . . . .	273
REITZ, E.:	Palynostratigraphie des Buntsandsteins in Mitteleuropa. Mit 1 Tabelle . . . . .	105
RIBBERT, K.-H., & ZIMMERLE, W.:	Vulkanoklastische Grauwacken des Unterkarbons III der Söse-Mulde (Westharz). Mit 6 Abbildungen, 4 Tabellen und 4 Tafeln. . . . .	207
SCHRAFT, A.:	Beeinflussung der Wassergüte durch den Tunnelbau bei der Spritzbetonbauweise. Mit 4 Abbildungen . . . . .	261

ZEPP, H.:

Wasserbilanz und Bodenwasserbewegung an einem Rebstandort im Rheingau. Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle. . . . .	293
Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (G. HÜHNER). Mit 1 Tabelle . .	339

## **Tricorninidae (Ostracoda) aus der Wocklum-Stufe (hohes Oberdevon; Rechtsrheinisches Schiefergebirge)**

Von

GERHARD BECKER\*

**Kurzfassung:** Erstmals nach RABIEN (1954) werden aus der Wocklum-Stufe (Oberdevon VI) des Rechtsrheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet und mittleres Sauerland) wieder Arten der Ostracoden-Gattung *Tricornina* BOUČEK 1936 beschrieben. Erstmals für dieses Gebiet ist der gesicherte Nachweis von *T. (Tricornina) communis* BLUMENSTENGEL 1965 und *T. (Bohemina) paragracilis* (BLUMENSTENGEL 1965). Bei der zuletzt genannten Art wird die Möglichkeit eines ornamentalen (adventralen) Sexualdimorphismus diskutiert. Neu beschrieben wird *T. (Bohemina) ziegleri* n. sp., womit jetzt mindestens vier Arten der Gattung *Tricornina* s.l. rechtsrheinisch bekannt sind. – Paläökologische und biostratigraphische Erörterungen schließen sich an.

[Tricorninidae (Ostracoda) from the *Wocklumeria* Stage (late Upper Devonian, Rechtsrheinisches Schiefergebirge).]

**Abstract:** For the first time after RABIEN (1954), species of the ostracod genus *Tricornina* BOUČEK 1936 are described from the *Wocklumeria* Stage (late Upper Devonian) of the Rechtsrheinische Schiefergebirge (Lahn-Dill Region and middle part of Sauerland Area). Now, the first certain reports from this areal are given for *T. (Tricornina) communis* BLUMENSTENGEL 1965 and *T. (Bohemina) paragracilis* (BLUMENSTENGEL 1965). A presumable ornamental (adventral) sexual dimorphism is discussed for the latter species. The new taxon *T. (Bohemina) ziegleri* n. sp. is proposed. Which that, at least four species of the genus *Tricornina* s.l. are known from the Rechtsrheinische Schiefergebirge. – Paleocological and biostratigraphical evaluations are added.

### **Inhaltsverzeichnis**

1. Einführung . . . . .	6
2. Fundpunkte, Fundschichten und Faunen . . . . .	7
2.1. Steinbruch Beuerbach . . . . .	7
2.2. Profil NW Allendorf . . . . .	8
3. Beschreibungen . . . . .	9
3.1. Familie Tricorninidae BLUMENSTENGEL 1965 . . . . .	9
Gattung <i>Tricornina</i> BOUČEK 1936 . . . . .	10
Untergattung <i>T. (Tricornina)</i> BOUČEK 1936 . . . . .	10
<i>T. (Tricornina) communis</i> BLUMENSTENGEL 1965 . . . . .	10

---

\* Prof. Dr. G. BECKER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberg-Anlage 32-34, 6000 Frankfurt a. M. 1.

Untergattung <i>T. (Bohemina)</i> ŠNAJDR 1951 . . . . .	11
<i>T. (Bohemina) paragracilis</i> (BLUMENSTENGEL 1965) . . . . .	11
<i>T. (Bohemina) gracilis</i> RABIEN 1954 . . . . .	12
<i>T. (Bohemina) zieglerei</i> n. sp. . . . .	16
<i>T. (Bohemina) ?</i> sp. . . . .	16
4. Paläökologie . . . . .	17
5. Stratigraphie . . . . .	17
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	17

## 1. Einführung

Ostracoden der Familie Tricorninidae BLUMENSTENGEL 1965 stellen, neben den Entomozoidae, ein wichtiges mikrofaunistisches Element in der variszischen Beckenfazies. Sie charakterisieren (zusammen mit „Rectonariiden“ und Processobairdien) den Thüringer Ökotyp von BECKER (in BANDEL & BECKER 1975: 61): Dominanz von dünn- und meist glattschaligen, z. T. bizarr bestachelten Podocopida im nieder-energetischen Milieu. Meist ist dieser Ökotyp vergesellschaftet mit pelagischen Entomozoidae: „Mischtyp“ sensu BECKER.

Recht reiche devonische bis unterkarbonische Tricorniniden-(„Rectonariiden“-Processobairdien-)Faunen wurden denn auch beschrieben aus dem thüringisch-polnischen Bereich der variszischen Geosynklinale (z. B. GRÜNDEL 1961, BLUMENSTENGEL 1965, OLEMPKA 1979), aus den Karnischen Alpen (BECKER in BANDEL & BECKER 1975) sowie aus N-Spanien (BECKER 1981a, 1982) und N-Afrika (BECKER 1987).

Aus dem Rheinischen Schiefergebirge liegen bislang nur wenige Funde des Thüringer Ökotyps vor. Die erste (Be)nennung einer *Tricornina*-Art erfolgte durch RABIEN (1954: 162): *Tricornina* [(*Bohemina*)] *gracilis*. Außer einer Erwähnung derselben Art (RABIEN 1960: 86 f.) blieb dies lange Zeit der einzige Nachweis dieser wichtigen Gattung. Erst jüngst gelang es BUGGISH & al. (1986: 54) im „dd-dw“ die (somit) wenig bekannte *T. (Bohemina) gracilis* wieder aufzufinden, außerdem erstmalig für das Rheinische Schiefergebirge „Rectonariiden“ und Processobairdien. Ein Teil dieses Materials hat dem Verfasser zur Bestimmung vorgelegen.

Auch ZIEGLER (1970: 172) konnte bei der Revision des Bl. 4713 Plettenberg an einem Fundpunkt der Wocklum-Stufe außer Conodonten (nicht weiter benannte) „Tricornide Ostracoden“ feststellen. Das Material, das dem Verfasser großzügigerweise von Prof. Dr. ZIEGLER zur Bearbeitung übergeben wurde, enthält noch andere Ostracoden, darunter auch „Rectonariiden“.

In vorliegender Arbeit sollen diese neuen Tricorniniden-Funde aus dem hohen Oberdevon des Rheinischen Schiefergebirges vorgestellt werden; die übrigen Ostracoden werden erwähnt (s. u. a die Faunenlisten). Abgebildet wird zum Vergleich auch eine (mutmaßliche) *T. gracilis* aus dem N-afrikanischen Unterkarbon. Damit erweitert sich die Kenntnis vom Verbreitungsgebiet dieser wichtigen Gruppe erheblich.

Zu großem Dank für die Überlassung der seltenen Materialien ist der Verfasser Herrn Prof. Dr. W. ZIEGLER (Frankfurt a. M.) und Herrn Dr. A. RABIEN (Wiesbaden) verpflichtet. Die „Auflicht“-Fotografie verdanke ich Herrn B. KAHL, die REM-Aufnahmen Herrn J. TOCHTENHAGEN (beide Frankfurt a. M.).

Das Material ZIEGLER ist hinterlegt im Forschungs-Institut Senckenberg, Frankfurt a. M. (Katalog SMF Xe); die dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, gehörenden Stücke werden dort deponiert (HLfB, Slg.-Nr. 5216/1880, 1889). GPI Gö heißt Sammlung des Instituts und Museums für Geologie und Paläontologie, Göttingen.

## 2. Fundpunkte, Fundschichten und Faunen

Die beiden hier behandelten Fundpunkte liegen im Rechtsrheinischen Schiefergebirge: Der eine (Beuerbach) auf Bl. 5216 Oberscheld im Lahn-Dill-Gebiet, der andere (Allendorf) auf Bl. 4713 Plettenberg im mittleren Sauerland; die Entfernung beider Lokalitäten voneinander beträgt rd. 60 km, „quer“ zur variszischen Streichrichtung (Abb. 1).

### 2.1. Steinbruch Beuerbach

Lage: Aufgelassener Steinbruch Beuerbach, ca. 4 km ENE Dillenburg, im Schelde-Tal N Oberscheld, am SW-Hang des Volpertseichen, ca. 200 m SW P. 379,8; Bl. 5216 Oberscheld, R 34 53 82, H 56 23 58, Lahn-Dill-Gebiet.

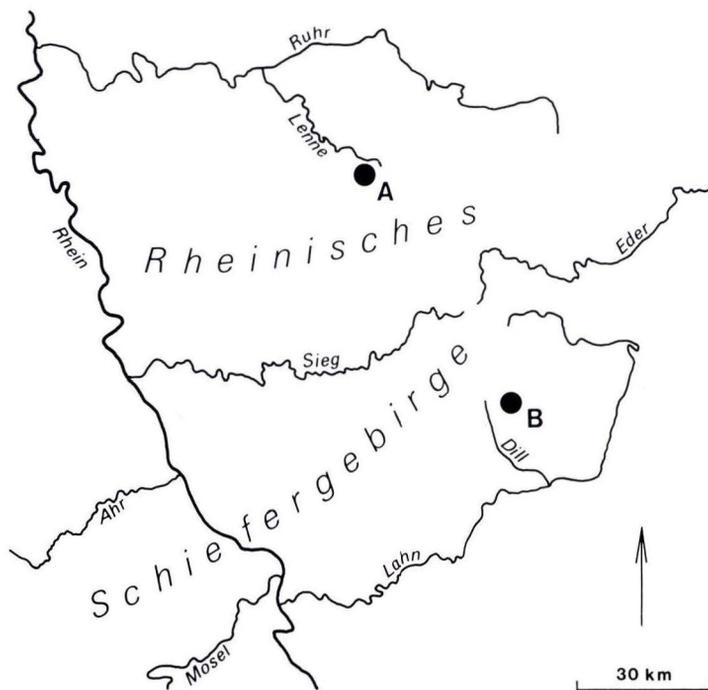


Abb. 1. Ostracoden-Fundpunkte mit Faunen des Thüringer Ökotyps in der Wocklum-Stufe (Oberdevon) des Rechtsrheinischen Schiefergebirges. Lahn-Dill-Gebiet: B = Steinbruch Beuerbach. Mittleres Sauerland: A = Profil NW Allendorf.

Literatur: BUGGISCH & al. (1986: 16–32, Abb. 1–2, 4–6, Tab. 1–4, Taf. 1) [dort weitere Lit.-Angaben]; cf. BECKER & BLESS (1987: Abb. 2).

Einstufung: Prof. 1, Scht. 15, Fs. 34–39 (nach BUGGISCH & al. 1986: 18, Abb. 2, Tab. 1, 3, Taf. 1); Oberdevon, Famennium, Dasberg–Wocklum-Stufe (Grenzbereich dd/dw), Untere–Mittlere (–? Obere) *costatus*-Zone (= Obere *hemisphaerica-dichotoma*-Zone).

Gesteinsausbildung: Kalkstein, dicht und grau, gelblich verwitternd (Einzelheiten s. BUGGISCH & al. 1986: 18).

#### Fauna:

Foraminiferen (s. BUGGISCH & al. 1986: Tab. 4)

Brachiopoden (s. BUGGISCH & al. 1986: Tab. 3)

Bivalven (s. BUGGISCH & al. 1986: 18)

Ostracoden (s. BUGGISCH & al. 1986: Tab. 3)

darunter *T. (Tricornina) communis* BLUMENSTENGEL ?

*T. (Bohemina) gracilis* RABIEN

*Hollinella (Keslingella) goerkwitzii* BLUMENSTENGEL

*Neochilina binsenbachensis* MATERN

*Rectoplacera longicera* BLUMENSTENGEL ?

*Rectoplacera dorsocerata* BLUMENSTENGEL ?

*Tr. (Triplacera) triquetra* GRÜNDEL

*Rectonaria muelleri* GRÜNDEL

*Rectonaria inclinata* GRÜNDEL

*Rectonaria varica* GRÜNDEL ?

*Orthonaria rectagona* (GRÜNDEL)

*Processobairdia posterocerata* BLUMENSTENGEL ?

*Processobairdia* ? sp. A

*Maternella dichotoma* (PAECKELMANN)

*R. (Richterina) striatula* (REINH. RICHTER)

Conodonten (s. BUGGISCH & al. 1986: Tab. 1)

Bemerkungen: Unter den mir von diesem Fundpunkt vorliegenden Materialien befinden sich auch Abdrücke und Steinkerne von *Tricornina (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954 (s. hierzu Taf. 2 Fig. 12).

## 2.2. Profil NW Allendorf

Lage: Wegegabel rd. 1 km NW Allendorf, ca. 9 km NE Plettenberg; Bl. 4713 Plettenberg, R 34 25 96, H 56 84 10, mittleres Sauerland.

Literatur: ZIEGLER (1970: 172) [in ZIEGLER (1970) weitere Lit.-Angaben].

Einstufung: Fs. 31–32 (nach ZIEGLER 1970: 172); Oberdevon, Famennium, Wocklum-Stufe, Mittlere und/oder Obere *costatus*-Zone.

Gesteinsausbildung: Kalkknollen führende Tonschiefer (nach ZIEGLER 1970: 172, s. Bemerkungen).

#### Fauna:

Ostracoden

*T. (Tricornina) communis* BLUMENSTENGEL

*T. (Bohemina) paragracilis* (BLUMENSTENGEL)

*T. (Bohemina) zieglerei* n. sp.

*T. (Bohemina ?)* sp.

*Aurigerites cf. obernitzensis* GRÜNDEL

*Amphissites s. saalfeldensis* BARTZSCH & WEYER

*Rectoplacera longicera* BLUMENSTENGEL

*Rectoplacera dorsoclinata* BLUMENSTENGEL

*Orthonaria rectagona* (GRÜNDEL)

*Necrateria trapezoidalis* (GRÜNDEL)

*B. (Bairdia) feliumgibba* BECKER

*Parabairdiacypris ? demigrans* BECKER

*Acratia cf. rostrataformis* SCHEVTSOV

*Ceratacratia cerata* BLUMENSTENGEL

*Clinacratia clinata* (BLUMENSTENGEL)

Podocopida spp. (meist glattschalig)

Conodonten (s. ZIEGLER 1970: 172)

Bemerkungen: Das Profil war seinerzeit über den Weg streichend aufgeschlossen (W. ZIEGLER, freundl. mündl. Mitt.). Heute ist dort eine Asphaltdecke aufgebracht. Daher war der Versuch des Verfassers (am 21. 4. 1987), durch eine Nachsuche die Stückzahl zu vergrößern, leider ohne Erfolg. Das von ZIEGLER bei seinen Conodonten-Untersuchungen aus den Kalkknollen gewonnene (und somit sekundär verkieselte) Material ist zwar von vorzüglicher Erhaltung, aber bei verschiedenen Arten (bzw. Phäna) doch sehr klein (nur ein Exemplar).

### 3. Beschreibungen

Bei den Beschreibungen und in den Tafelerklärungen werden folgende Abkürzungen benutzt:

G	= Gehäuse	VR	= Ventralrand
L	= linke Klappe(n)	FR	= freier Rand
R	= rechte Klappe(n)	HE	= Hinterende
K	= Klappe(n)	LF	= Lateralfäche
A	= Abdruck (Abdrücke)	l	= größte Länge
DR	= Dorsalrand	h	= größte Höhe
DE	= Dorsalecke(n)	juv.	= juvenil
DW	= Dorsalwinkel	♂	= männlich
VoR	= Vorderrand	♀	= weiblich

#### 3.1. Familie Tricorninidae BLUMENSTENGEL 1965

Typus-Gattung: *Tricornina* BOUČEK 1936.

Diagnose (nach BECKER in BECKER & SÁNCHEZ DE POSADA 1977: 160): G praktisch gleichklappig, non-lobat bis schwach unisulcat, gestreckt triangulär, seltener oval, bestachelt; DR gerade, VoR breit gerundet, HE zugespitzt oder  $\pm$  eng zugerundet, VR konvex; meist lateraler Stachel auf jeder K entwickelt, zusätzliche Dornen an der vorderen DE sowie am VoR und DR einer oder beider K möglich; Adventralstrukturen bei einzelnen Arten in verschiedenen (Unter)gattungen vorhanden; G-Oberfläche glatt, retikuliert, bedornt; Schloß (?) adont, Innenlamelle randlich schwach oder nicht verkalkt.

Anmerkung: Die Möglichkeit, Adventralstrukturen zu beobachten, ist bei den in der Regel verkieselten Materialien sehr abhängig von deren Überlieferungszustand [s. hierzu in vorliegender Arbeit bei *T. (Tricornina) communis*].

### Gattung *Tricornina* BOUČEK 1936

Typus-Art: *Tricornina navicula* BOUČEK 1936.

Diagnose (nach BECKER in BANDEL & BECKER 1975: 23): Eine Gattung der Tricorninidae mit folgenden Besonderheiten: G non-lobat oder höchstens mit angedeuteter Medianfurche, langgestreckt abgerundet triangulär; stets Lateralstacheln auf beiden K, zusätzliche anterodorsale Dornen an einer oder beiden K möglich, desgleichen an DR und VoR; adventrale Strukturen bei einigen Arten (s. hierzu die Anmerkung bei der Familie); G-Oberfläche glatt, selten retikuliert oder bedornet.

Nach dem G-Umriß und der Bedornung der vorderen DE werden mehrere Untergattungen unterschieden (s. hierzu die Bemerkungen von BECKER in BANDEL & BECKER 1975: 23).

### Untergattung *Tricornina (Tricornina)* BOUČEK 1936

Typus-Art: *Tricornina navicula* BOUČEK 1936.

Diagnose (nach BECKER in BANDEL & BECKER 1975: 23): Eine Untergattung von *Tricornina* mit folgenden Besonderheiten: G  $\pm$  gestreckt triangulär, non-sulcat; anterodorsaler Dorn an der L, der R oder beiden K, mäßig groß; Lateralstacheln unterschiedlich kräftig; G-Oberfläche glatt.

### *Tricornina (Tricornina) communis* BLUMENSTENGEL 1965

Taf. 2 Fig. 10

- p 1961 *Tricornina (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954 – GRÜNDEL: 82–83, Taf. 1 Fig. 3–5, Taf. 14 Fig. 8, Tab. 3.
- \* 1965 *Tricornina communis* BLUMENSTENGEL: 14–15, Taf. 1 Fig. 1–13, Taf. 13 Fig. 1–4, Abb. 1–2, Tab. 1, 6.
- v · 1982 *Tricornina (Tricornina) communis* – BECKER: 142–143, Taf. 7 Fig. 19–22, Tab. 1, [mit vollständiger Synonymie-Liste bis 1982].
- 1985 *Tricornina (Tricornina) communis* – BUGGISCH & al.: 54, ? Tab. 3.
- v · 1987 *Tricornina (Tricornina) communis* – BECKER: 92, [mit weiteren Zitaten].

Material: R, Taf. 2 Fig. 10, SMF Xe 13946; Prof. NW Allendorf, Fs. 31; do VI.

Maße des abgebildeten Stücks: R, Taf. 2 Fig. 10 : l = 0,72 mm, h = 0,32 mm.

Diagnose (nach BLUMENSTENGEL 1965: 15): Eine verhältnismäßig große *T. (Tricornina)*-Art mit folgenden Besonderheiten: Seitenumriß vergleichsweise gedrungen triangulär, mit posteroventraler Einziehung; mittelgroßer ventrozentraler Stachel auf diffuser Basis.

Beschreibung: Siehe bei BECKER (1982: 142–143); ergänzend: beim vorliegenden Stück (einer R) entlang des FR eine deutliche Umbiegungskante (oder sehr zarte Rippe) modelliert (s. Taf. 2 Fig. 10b–c).

Beziehungen: Siehe BECKER (1987: 92). Das vorliegende Stück aus dem Sauerland zeigt die bezeichnenden Merkmale der Art recht gut; die Erkennbarkeit einer Randstruktur bei diesem hängt sicher mit seiner vergleichsweisen sehr guten Erhaltung zusammen.

Vorkommen: do I–cu I; E-Thüringisches Schiefergebirge, Unterharz, Moravischer Karst, W-Serbisches Gebirge, SE Kantabrisches Gebirge (N-Spanien), Tafilalt (N-Afrika), – jetzt auch Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

**Untergattung *Tricornina (Bohemina)* ŠNAJDR 1951**

Typus-Art: *Tricornina (Bohemina) pranli* ŠNAJDR 1951.

Diagnose (nach BECKER in BANDEL & BECKER 1975: 24): Eine Untergattung von *Tricornina* mit folgenden Besonderheiten: G sehr gestreckt triangulär, non-sulcat; anterodorsaler Dorn oder Stachel an der L sehr lang, desgleichen die Lateralstacheln; verbreitet eine oder mehrere randnahe Leisten oder Äquivalente.

Anmerkung: Zur Beurteilung (der mit „Lamellen“ am FR versehenen) *Pokornina* GRÜNDEL 1963 s. die Anmerkung bei der Familie sowie in BECKER (1982: 146).

***Tricornina (Bohemina) paragracilis* (BLUMENSTENGEL 1965)**

Taf. 1 Fig. 1–8; Taf. 2 Fig. 4, 8–9

- \* 1965 *Bohemina paragracilis* BLUMENSTENGEL: 18, Taf. 2 Fig. 1–6, Taf. 14 Fig. 1–3, Abb. 5, Tab. 1, 6.
- v · 1982 *Tricornina (Bohemina) paragracilis* – BECKER: 146–147, Taf. 9 Fig. 1–18, Tab. 1–2, [dort ausführliche Synonymie-Liste bis 1982].
- 1985 *Bohemina (Pokornina) paragracilis spinigera* BLUMENSTENGEL – BARTZSCH & WEYER: Tab. 4, Taf. 4 Fig. 14.
- 1986 *Bohemina (Pokornina) paragracilis* – DELVOLVÉ & LETHIERS: 495, Taf. 1 Fig. 1.

Material: L, Taf. 1 Fig. 1, SMF Xe 13947, Fs. 32; L, Taf. 1 Fig. 2, SMF Xe 13948, Fs. 31; juv. L, Taf. 1 Fig. 3, SMF Xe 13949, Fs. 32; ♀? R, Taf. 1 Fig. 4, Taf. 2 Fig. 4, SMF Xe 13950, Fs. 32; R, Taf. 1 Fig. 5, Taf. 2 Fig. 5, SMF Xe 13951, Fs. 31; R, Taf. 1 Fig. 6, SMF Xe 13952, Fs. 31; L, Taf. 1 Fig. 7, SMF Xe 13953, Fs. 32; L, Taf. 1 Fig. 8, Taf. 2 Fig. 8, SMF Xe 13954, Fs. 32; L, Taf. 2 Fig. 9, SMF Xe 13955, Fs. 32; sämtlich Prof. NW Allendorf; do VI.

Maße der abgebildeten Stücke (ohne VoR-Stacheln): L, Taf. 1 Fig. 1 : l = 1,31 mm, h = 0,47 mm. L, Taf. 1 Fig. 2 : l = 1,10 mm, h = 0,45 mm. Juv. L, Taf. 1 Fig. 3 : l = 0,65 mm, h = 0,33 mm. ♀? R, Taf. 1 Fig. 4 (= Taf. 2 Fig. 4) : l > 0,92 mm, h = 0,50 mm. R, Taf. 1 Fig. 5 (= Taf. 2 Fig. 5) : l > 96 mm, h = 0,44 mm. R, Taf. 1 Fig. 6 : l = 1,01 mm, h = 0,33 mm. L, Taf. 1 Fig. 7 : l = 0,84 mm, h = 0,33 mm. L, Taf. 1 Fig. 8 (= Taf. 2 Fig. 8) : l = 0,70 mm, h = 0,29 mm. L, Taf. 2 Fig. 9 : l > 0,87 mm, h = 0,34 mm.

Diagnose (nach BECKER 1982: 146): Eine verhältnismäßig große *T. (Bohemina)*-Art mit folgenden Besonderheiten: Lateralstachel subzentral, der LF unmittelbar (d.h. ohne verbreiterte Basis) aufsitzend; 1–2 randnahe Leisten oder Äquivalente entwickelt; G-Oberfläche glatt bzw. mit feiner, ± dicht stehender Bedornung.

Anmerkung: Bezüglich der bei BLUMENSTENGEL (1965: 18) unterschiedenen (sympatrischen und synchronen!) Unterarten s. bei BECKER (1982: 146).

Beschreibung: Siehe in BECKER (1982: 146–147); ergänzend: parallel zum FR eine admarginale Struktur, entweder aus zwei dicht beieinander und parallel zueinander verlaufenden gezackten Leistchen bestehend (s. insbesondere Taf. 1 Fig. 4b) oder aus einer Reihe von Dentikeln, Größe der Dentikel hinter der G-Mitte deutlich kleiner werdend zum HE hin (s. insbesondere Taf. 1 Fig. 5b), desgl. zur vorderen DE hin (s. Taf. 2 Fig. 5c); VoR-Stachel proximal an der (äußeren) Admarginalstruktur ansetzend; subcarinates Feld (zumindest bei den ? Tecnomorphen oder gar nur den Juvenilen) mit 2–3 sehr feinen, randparallelen, in Tuberkelchen aufgelösten Riefeln (s. insbesondere Taf. 2 Fig. 9b); am FR? feine marginale Leiste oder Dentikelreihe. Die G-Oberfläche (beim vorliegenden Material) dicht mit „rauhem“ Dörnchen besetzt.

Variationsbreite und Bemerkungen zu einem ? Sexualdimorphismus: Die Art variiert im Umriß weit weniger als dies z.B. BECKER (1982: 147) beschreibt oder

BLUMENSTENGEL (1979: Taf. 1 Fig. 1–15) darstellt. Die Anzahl der admarginalen Rippen (Dentikelreihen) wird in der Literatur stets schwankend zwischen 1 und 2 angegeben (BLUMENSTENGEL 1965: 18, 1979: Taf. 1 Fig. 13–15; BECKER 1982: 147). Beim vorliegenden Material ist die Ausführung „eine Randleiste“ die häufigere. Bei der nur einmal nachgewiesenen Ausbildung „zwei Randleisten“ könnte es sich um einen (sekundäreren) Sexualdimorphismus handeln: s. die mutmaßlich heteromorphe K (Taf. 1 Fig. 4) mit zwei gesägten Leisten. Für die Richtigkeit dieser Annahme spricht auch die offensichtlich einzeilige Ausbildung der Adventralstruktur (!) bei der juvenilen K, Taf. 1 Fig. 7b. Besonders variabel scheint das Ornament des subcarinaten Felds zu sein: eine Riefelung kann hier  $\pm$  abgeschwächt vorliegen oder auch völlig fehlen (s. die Ventralansichten der Tafeln; außer Taf. 1 Fig. 4, = ♀?); es sei denn, diese „Variabilität“ wird nur vorgetäuscht durch unterschiedliche Erhaltungsweisen.

Beziehungen: Siehe bei BECKER (1982: 146–147, 1987: 93–94) sowie in vorliegender Arbeit bei *T. (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954.

Vorkommen: do I–VI; E-Thüringisches Schiefergebirge, SE Kantabrisches Gebirge (N-Spanien) und ? auch W-Serbisches Gebirge, – jetzt auch Rechtsrheinisches Schiefergebirge.

### *Tricornina (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954

Taf. 2 Fig. 12–13

- \* 1954 *Tricornina gracilis* RABIEN: 162–163, Taf. 2 Fig. 19, Taf. 5 Fig. 45.
- 1960 *Tricornina gracilis* – RABIEN 86–88, 94, 98.
- 1965 *Bohemina gracilis* – BLUMENSTENGEL: 16.
- v · 1986 *Tricornina (Bohemina) gracilis* – BUGGISCH & al.: 54 [det. A. RABIEN].
- v · 1987 *Tricornina (Bohemina) gracilis* – BECKER: 93–94, Taf. 6 Fig. 13–14, Taf. 7 Fig. 2, Tab. 1, [dort ausführliche Synonymie-Liste].

Material: AR, Taf. 2 Fig. 12, Hlfb 5216/1880; Stbr. Beuerbach, Prof. 1, Scht. 15; do VI. R, Taf. 2 Fig. 13, GPI Gö 926-A454-215; Ben Zireg, A454; cu I. – Nicht abgebildet: 1 StR (mit dazugehörigem AR), Hlfb 5216/1889 a+b; Stbr. Beuerbach, Prof. 1, Scht. 15; do VI. 1 R, GPI Gö 926-A454-214; Ben Zireg, A454; cu I.

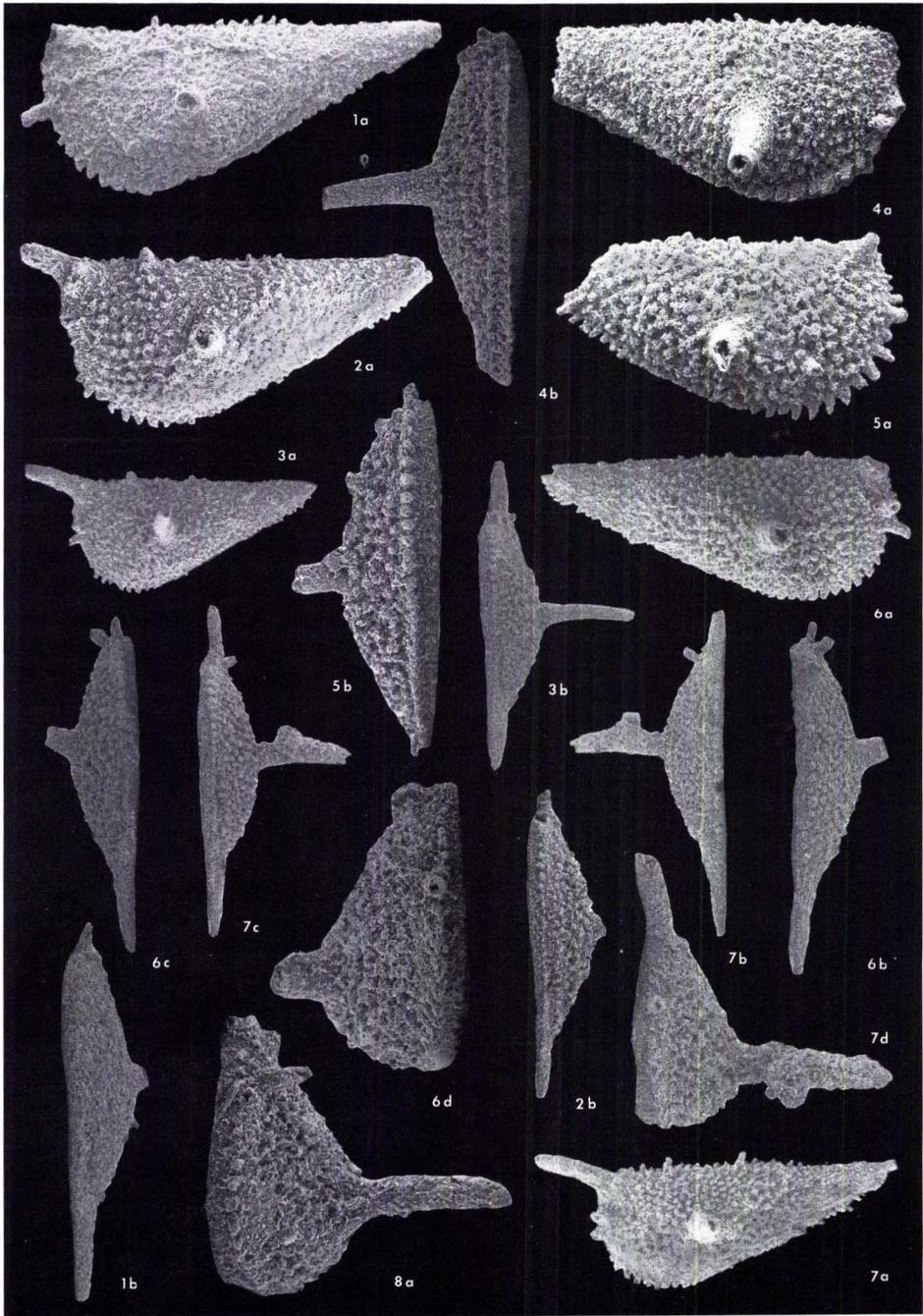
Maße der abgebildeten Stücke: AL, Taf. 2 Fig. 12 : l = 0,86 mm, h = 0,27 mm. R, Taf. 2 Fig. 13 : l = 0,82 mm, h = 0,33 mm.

### Tafel 1

Profil NW Allendorf NE Plettenberg, mittleres Sauerland, Rechtsrheinisches Schiefergebirge; Wocklum-Stufe, Famennium, Oberdevon.

Fig. 1–8. *Tricornina (Bohemina) paragracilis* (BLUMENSTENGEL 1965).

1. L, SMF Xe 13947; a) von außen ( $\times 42$ ), b) von unten ( $\times 37$ ); Fs. 32.
2. L, SMF Xe 13948; a) von außen ( $\times 46$ ), b) von unten ( $\times 36$ ); Fs. 31.
3. juv. L, SMF Xe 13949; a) von außen ( $\times 52$ ), b) von unten ( $\times 54$ ); Fs. 32.
4. ♀? R, SMF Xe 13950; a) von außen ( $\times 50$ ), b) von unten ( $\times 57$ ); Fs. 32.
5. R, SMF Xe 13951; a) von außen ( $\times 47$ ), b) von unten ( $\times 49$ ); Fs. 31.
6. R, SMF Xe 13952; a) von außen ( $\times 47$ ), b) von oben ( $\times 44$ ), c) von unten ( $\times 42$ ), d) von vorn ( $\times 116$ ); Fs. 31.
7. L, SMF Xe 13953; a) von außen ( $\times 49$ ), b) von oben ( $\times 47$ ), c) von unten ( $\times 44$ ), d) von vorn ( $\times 79$ ); Fs. 32.
8. L, SMF Xe 13954; a) von vorn ( $\times 132$ ); Fs. 32.



Tafel 1

Diagnose (in Anlehnung an RABIEN 1954: 162–163 und nach BECKER 1987: 93): Eine verhältnismäßig große *T. (Bohemina)*-Art mit folgenden Besonderheiten: G sehr gestreckt, mit gegen den VR abgesetztem langem HE; kräftiger Lateralstachel mit diffuser Basis, hinter der Mitte des stark durchhängenden VR im unteren G-Drittel ansetzend; am FR feine admarginale Leiste oder Äquivalente.

Beschreibung: Siehe bei BECKER (1987: 93); zusätzlich: G-Oberfläche der rechtsrheinischen Stücke offensichtlich retikuliert (s. Taf. 2 Fig. 12).

Beziehungen: *T. (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954 am nächsten steht (wie ihr Name zu Recht besagt) *T. (Bohemina) paragracilis* (BLUMENSTENGEL 1965); beide Arten können bei ungünstiger Erhaltung leicht verwechselt werden. Bei RABIENS Art ist aber das HE deutlich abgesetzt, die Gestalt immer sehr gestreckt (nicht so „pummelig“, wie oft bei der thüringischen Spezies), der Lateralstachel scheint tiefer anzusetzen und die G-Oberfläche retikuliert zu sein. Die in BECKER (1987: Taf. 6 Fig. 13–14, Taf. 7 Fig. 2) abgebildeten N-afrikanischen Exemplare der Art erscheinen glatt (s. Taf. 2 Fig. 13): = intraspezifische Variabilität [s. bei *T. (Bohemina) paragracilis*] oder lediglich ungünstige Erhaltung?

Vorkommen: do VI–cu I; Rechtsrheinisches Schiefergebirge (? auch cu II; Ruhrgebiet), E-Thüringisches Schiefergebirge, Ben Zireg (N-Afrika).

## Tafel 2

Profil NW Allendorf NE Plettenberg, mittleres Sauerland, Rechtsrheinisches Schiefergebirge; Wocklum-Stufe, Famennium, Oberdevon.

Fig. 4–5, 8–9. *Tricornina (Bohemina) paragracilis* (BLUMENSTENGEL 1965).

4. ♀? R, SMF Xe 13950; c) von vorn (× 77); Fs. 32.

5. R, SMF Xe 13951; c) von vorn (× 79); Fs. 31.

8. L, SMF Xe 13954; b) von unten (× 68); Fs. 32.

9. L, SMF Xe 13955; a) von außen (× 50), b) von unten (× 49), c) von vorn (× 92); Fs. 32.

Fig. 10. *Tricornina (Tricornina) communis* BLUMENSTENGEL 1965.

10. R, SMF Xe 13946; a) von außen (× 31), b) von unten (× 56), c) von vorn (× 108); Fs. 31.

Fig. 11. *Tricornina (Bohemina) ziegleri* n. sp.

11. L, SMF Xe 13956; a) von außen (× 68), b) von oben (× 51), c) von unten (× 51), d) von vorn (× 110); Fs. 32.

Steinbruch Beuerbach unweit Oberscheld, Lahn-Dill-Gebiet, Rechtsrheinisches Schiefergebirge; Wocklum-Stufe, Famennium, Oberdevon.

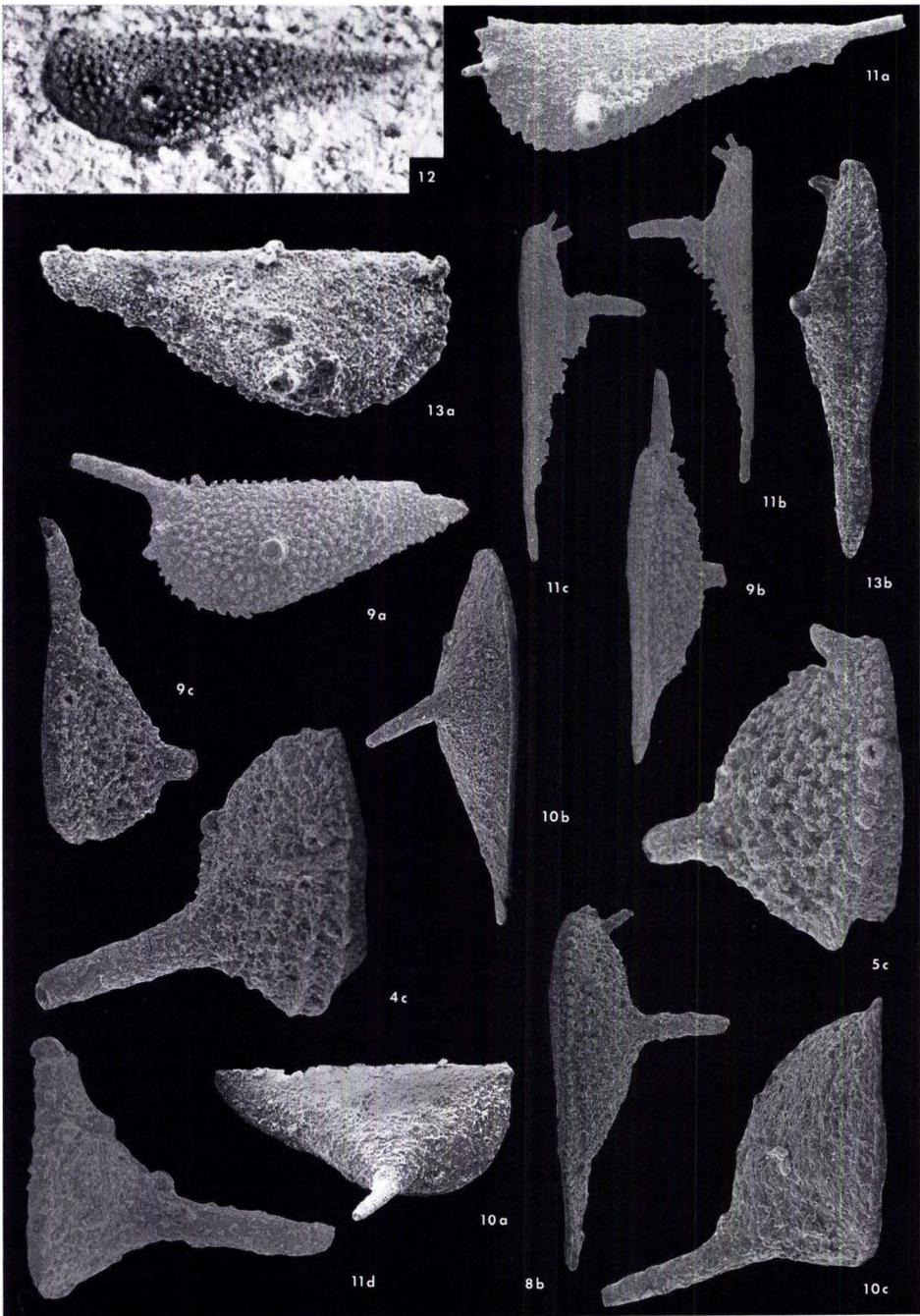
Fig. 12. *Tricornina (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954.

12. AL; Hlfb 5216/1880 (× 59); Prof. 1, Scht. 15.

Qued des Trois Palmiers nahe Ben Zireg, Sahara Occidental, Algerien; Gattendorf-Stufe, Unterkarbon.

Fig. 13. *Tricornina (Bohemina) gracilis* RABIEN 1954.

13. R, GPI Gö 924-A454-215; a) von außen (× 71), b) von unten (× 65); A454.



Tafel 2

***Tricornina (Bohemina) ziegleri* n. sp.**

Taf. 2 Fig. 11

Name: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. WILLI ZIEGLER, Frankfurt a. M.

Holotypus: Die in vorliegender Arbeit auf Taf. 2 Fig. 11 abgebildete L, SMF Xe 13956.

Locus typicus: Wegegabel rd. 1 km NW Allendorf, Bl. 4713 Plettenberg, R 34 29 96, H 36 84 10.

Stratum typicum: Oberdevon, do VI, Mittlere und/oder Obere *costatus*-Zone (Fs. 32).

Maße des abgebildeten Stücks (ohne HE-Stachel): L, Holotypus, Taf. 2 Fig. 11 : l = 0,74 mm, h = 0,32 mm.

Diagnose: Eine mittelgroße *T. (Bohemina)*-Art mit folgenden Besonderheiten: G außerordentlich schlank und gestreckt, in einen langen HE-Stachel auslaufend; Lateralstachel auf sich verbreiternder Basis, im unteren G-Drittel gelegen; zwischen Lateral- und HE-Stachel eine schräg über die LF nach oben hinten ziehende Dornenreihe; am FR feine admarginale Tuberkelreihe; G-Oberfläche glatt.

Beschreibung: K in Seitenansicht außerordentlich schlank und sehr gestreckt triangulär, größte Höhe im vorderen Drittel; DR faktisch gerade und sehr lang, fast die gesamte l einnehmend; vorderer DW nahezu 90°; VoR stumpf gerundet, weitestes Ausgreifen in der oberen Hälfte; VR stetig aus dem VoR hervorgehend, vorn konvex durchhängend, nach hinten mit geringer konkaver Einziehung ansteigend; HE sehr eng gerundet, in einen langen, etwa in Verlängerung des DR liegenden Stachel auslaufend. Sehr weit vorn, etwa im ersten K-Drittel unterhalb der (vertikalen) K-Mitte, ein kräftiger, etwas nach hinten gebogener Lateralstachel, einer mittelbreiten Basis aufsitzend; an der vorderen DE und am oberen VoR weitere, schwächere Stacheln entspringend; VoR-Stachel außen (proximal) von der Adventral-Struktur abgehend. Auf der Basis des Lateralstachels ansetzend und schräg nach hinten zum HE-Stachel verlaufend eine (markante) Stachelreihe, Größe der einzelnen Stacheln nach hinten ± kontinuierlich abnehmend; parallel zum FR offensichtlich eine feine mariginale Tuberkelreihe entwickelt; G-Oberfläche glatt.

Beziehungen: *Tricornina (Bohemina) ziegleri* n. sp. ist durch die sehr schlanke Gestalt und die laterale Stachelreihe ausgezeichnet gekennzeichnet; nähere Verwandte sind nicht auszumachen. Aus diesen Gründen halte ich es auch für verantwortbar, das neue Taxon auf nur ein einziges (übrigens ausgezeichnet erhaltenes) Exemplar zu begründen.

Vorkommen. do VI; Rechtsrheinisches Schiefergebirge (Sauerland).

***Tricornina (Bohemina ?)* sp.**

Material: Nicht abgebildet: uv. L, SMF Xe 13957; Prof. Allendorf, Fs. 32; do VI.

Bemerkungen: Unter dem Tricorniniden-Material der Loc. Allendorf befindet sich eine beschädigte L, deren Bestachelung abweicht von derjenigen der hier beschriebenen Spezies. Sie erinnert darin etwas an *T. (Bohemina) extrema* (BLUMENSTENGEL 1965) aus dem mittleren Famennium (s. BECKER 1982: Taf. 9 Fig. 2). Ob es sich um dasselbe Taxon handelt, kann nicht entschieden werden.

Vorkommen: do VI, Rechtsrheinisches Schiefergebirge (Sauerland).

#### 4. Paläökologie

Tricorninidae (sowie die gefundenen Vertreter der „Rectonariiden“, Processobairdien und weiterer bestimmter Bairdiiden) werden von BECKER (zuletzt 1987: 96–98) zum Thüringer Ökotyp gerechnet. Dieser charakterisiert niedrig-energetische Milieus, meist in landfern(er)en und tiefer(er)en Meeresbereichen. Die Vergesellschaftung mit pelagischen Entomozoidae weist auf ein Leben im Becken hin.

Die bestachelten Formen des genannten Ökotyps haben nach Ansicht mancher Autoren (BECKER 1982: 164, 1987: 97–98; BLESS 1983: 33) nektobenthonisch gelebt, d.h., sie konnten sich nicht nur auf dem Substrat bewegen, sondern vermochten begrenzte Zeit zu schweben oder gar zu schwimmen. Einerseits: um sich fortzubewegen. Andererseits: um sich zu ernähren (? Filtrierer). Die gleichklappigen (vgl. ADAMCZAK 1969: 95) und mit langen Lateralstacheln versehenen Tricorniniden könnten zu dieser Gruppe gehört haben.

Das Auffinden von reichlich „Thüringer“ Formen im Rechtsrheinischen Schiefergebirge schließt jetzt endlich eine Kenntnislücke über die Verbreitung von Ostracoden-Faunen des Thüringer Ökotyps. Ein solches Auftreten im genannten Gebiet war aber schon länger vom Verfasser erwartet worden (s. z.B. BECKER 1981b: Abb. 3).

#### 5. Stratigraphie

Beide Fundpunkte sind durch Conodonten sicher in die Mittlere–Obere *costatus*-Zone der Wocklum-Stufe eingehängt. Die „Thüringer“ Ostracoden sowie die Entomozoen bestätigen das hohe Oberdevon-Alter.

Zwar sind *T. (Tricornina) communis* und *T. (Bohemina) paragracilis* sowie *Hollinella (Keslingella) goerkwitzi*, *Rectoplacera longicera*, *Orthonaria rectagona*, *Triplacera triquetra*, *Rectonaria muelleri*, *Processobairdia posterocera*, *B. (Bairdia) feliumgibba*, *Acratia cf. rostrataformis* und *Ceratacratia cerata* nur Durchläufer im Devon (und reichen z.T. bis in das Unterkarbon hinein), aber bereits *Neochilina bünsenbachensis*, *Rectoplacera dorsoclinata* und *Clinacratia clinata* charakterisieren den Zeitraum *Clymenia-Wocklumeria*-Stufe (do V–VI).

Nur aus dem do VI wurden bisher bekannt *Amphissites s. saalfeldensis* und *Rectoplacera dorsocera*; *Parabairdiacypris ? demigrans* hat dort ihre Hauptverbreitung. Aus dem hohen Oberdevon bis in das Unterkarbon reichen *Necrateria rectagona*, *Rectonaria inclinta* und *R. varica*. Auf eine Lage nahe (unterhalb) der Devon/Karbon-Grenze im Profil NW Allendorf weisen *Aurigerites cf. obernitzensis* und *Acratia cf. cooperi* hin; die mit dem vorliegenden Material verglichenen Spezies wurden nämlich bislang nur aus dem Unterkarbon (cu I bzw. cu I–II) bekannt. Die beiden aus dem Steinbruch Beuerbach genannten Entomozoidae zeigen die Obere *hemisphaerica-dichotoma*-Zone an.

#### 6. Schriftenverzeichnis

- ADAMCZAK, F. (1969): On the question of whether the palaeocene ostracods were filter-feeders. – In: NEALE, J. W. (Hrsg.): *Taxonomy, morphology and ecology of Recent Ostracoda*: 93–98, 5 Abb.; Edinburgh (Oliver & Boyd).
- BANDEL, K., & BECKER, G. (1975): Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – *Senckenbergiana lethaea*, **56**: 1–83, 8 Abb., 2 Taf., 8 Taf.; Frankfurt a. M.

- BARTZSCH, K., & WEYER, D. (1985): Zur Stratigraphie der Oberdevon-Quarzite von Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge. – Freiberger Forsch.-H., **C 400**: 5–36, 6 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Leipzig.
- BECKER, G. (1981a): Ostracoda aus cephalopoden-führendem Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N-Spanien). 1. Hollinacea, Primitiopsacea, Kirkbyacea, Healdiacea und Bairdiocypridacea. – Palaeontographica, Abt. A, **173**: 1–63, 7 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Stuttgart.
- (1981b): Ostracoden im Devon Europas – Paläökologische, paläogeographische und biostratigraphische Aspekte. – Nat. Mus., **111**: 378–383, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1982): Ostracoda aus cephalopoden-führendem Oberdevon im Kantabrischen Gebirge (N-Spanien). 2. Bairdiacea, Cytheracea und Entomozoacea. – Palaeontographica, Abt. A, **178**: 109–182, 6 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Stuttgart.
- (1987): Ostracoda des Thüringer Ökotyps aus dem Grenzbereich Devon/Karbon N-Afrikas (Marokko, Algerien). – Palaeontographica, Abt. A, **200**: 45–104, 2 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Stuttgart.
- BECKER, G., & BLESS, M. J. M. (1987): Cypridinellidae (Ostracoda) aus dem Oberdevon Hessens (Unterer Kellwasser-Kalk; Lahn-Dill-Gebiet und östliches Sauerland, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 29–56, 9 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- BECKER, G., & SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1977): Ostracoda aus der Moniello-Formation Asturiens (Devon; N-Spanien). – Palaeontographica, Abt. A, **158**: 115–203, 4 Abb., 1 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BLESS, M. J. M. (1983): Late Devonian and Carboniferous ostracode assemblages and their relationship to the depositional environment. – Bull. Soc. belge Géol., **92**: 31–53; Liège.
- BLUMENSTENGEL, H. (1965): Zur Taxionomie und Biostratigraphie verkieselter Ostracoden aus dem Thüringer Oberdevon. – Freiberger Forsch.-H., **C 183**: 1–127, 16 Abb., 6 Tab., 29 Taf.; Leipzig.
- (1979): Die Ostracoden-Fauna der *Wocklumeria*-Stufe (Oberdevon) bei Saalfeld im Thüringer Schiefergebirge. – Z. geol. Wiss., **7**: 521–557, 6 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Berlin.
- BUGGISCH, W., & RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1986): Stratigraphie und Fazies von Oberdevon/Unterdevon-Profilen im Steinbruch „Beuerbach“ bei Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge, Blatt 5216 Oberscheld). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 5–60, 12 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- DELVOLVÉ, J.-J., & LETHIERS, F. (1986): Découverte d'une remarquable faune profonde d'ostracodes d'ages strunien, d'Hendaye (Pyrénées occidentales). – C. R. Acad. Sci. Paris, **302**: (Ser. 2, 7): 491–496, 1 Abb., 1 Taf.; Paris.
- GRÜNDEL, J. (1961): Zur Biostratigraphie und Fazies der *Gattendorfia*-Stufe in Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. – Freiberger Forsch.-H., **C 111**: 55–175, 17 Abb., 3 Tab., 14 Taf.; Berlin.
- OLEMPKA, E. (1979): Middle to Upper Devonian Ostracoda from the southern Holy Cross Mountains (Poland). – Palaeontologica polonica, **40**: 57–162, 4 Abb., 5 Tab., 22 Taf.; Warszawa/Kraków.
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxionomie und Chronologie der oberdevonischen Ostracoden. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**: 1–268, 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- (1960): Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **3** (1): 61–105, 4 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- ZIEGLER, W. (1977): Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erl. Bl. 4713 Plettenberg (2. Aufl.): 1–179, 20 Abb., 10 Tab., 3 Beil.-Taf.; Krefeld.

Manuskript eingegangen am 6. 11. 1987

## **Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland und in der südlichen deutschen Nordsee nach Bohrlochmessungen (Gamma-Ray- und Sonic-Log)**

**Kurzfassung des Vortrags im Hessischen Landesamt  
für Bodenforschung am 20.3.1987**

Von

GERHARD BEST\*

**Kurzfassung:** Für den Bereich des Nordwestdeutschen Beckens wird eine neue Grenze Buntsandstein/Zechstein vorgeschlagen, die es erlaubt, mit Hilfe der Gamma-Ray- und Sonic-Log-Vermessungen eine synchrone stratigraphische Grenze in Becken- und Schwellen-Gebieten zu ziehen.

**Abstract:** For the Northwest German Basin a new mappable boundary between the Zechstein and the Buntsandstein is proposed (top Bröckelschiefer = base Bunter Shale Formation). Thus, using gamma ray and sonic log recordings, it is now possible to draw a synchronous stratigraphic boundary both in basin and swell areas.

Von der Arbeitsgruppe „Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland“ der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) wird seit 1977 der strukturelle Bau Nordwestdeutschlands in Strukturkarten 1 : 100 000 und Profilschnitten 1 : 50 000 unter Verwendung aller verfügbaren Bohrdaten und reflexionsseismischer Unterlagen kartiert (KOCKEL 1987). Durch flächenhafte Horizontkartierung war es möglich, ein strukturge-netisches Gesamtbild des Nordwestdeutschen Beckens zu entwerfen.

Als Grundlage für die Kartierung dienten die Schichtenverzeichnisse und Bohrlochmessungen, wie sie von den Geologischen Landesämtern und allen in Deutschland tätigen Explorationsfirmen im Archiv des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLFb) und der BGR eingehen. In vielen Fällen mußten die angegebenen Schichtgrenzen überarbeitet werden, da sich herausstellte, daß in den abgelieferten Schichtenverzeichnissen oft sehr unterschiedliche Bearbeitungszustände vorlagen.

Ein besonderes Problem war dabei die Abgrenzung Zechstein/Buntsandstein und die Verwendung der z. T. synonymen Begriffe „Obere Zechsteinletten“ und „Bröckelschiefer“. Dem Arbeitsausschuß Buntsandstein (1974) folgend, wurde bisher der „Grenzanhydrit“ zur Grenzziehung zwischen dem liegenden „Zechstein“ und dem hangenden „Buntsandstein“ benutzt.

---

\* Dr. G. BEST, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

Diese Praxis hat dazu geführt, daß die Grenze Zechstein/Buntsandstein diachron gezogen wurde, da der „Grenzanhydrit“ beckenwärts immer jüngere Salinarfolgen abschließt.

Epirogene Bewegungen im höheren Zechstein führten zu Mächtigkeits- und Faziesdifferenzierungen innerhalb des Zechsteinbeckens. Nach Ablagerung der Aller-Serie zog sich die salinare Entwicklung auf Restsenken zurück („restriktives Salinar“ nach TRUSHEIM 1971). Während es in den randlichen Beckenbereichen zur Ablagerung klastischer Rotsedimente mit Anhydrit- und Dolomitknollen sowie zur Ausbildung von Steinsalzpseudomorphosen kam, schalteten sich beckenwärts nacheinander drei weitere Steinsalzfolgen ein, die Ohre-Serie (REICHENBACH 1970), die Friesland-Serie (KÄDING 1978) und als 7. Salinarfolge die Mölln-Serie (neu). Im Helgoland-Becken besteht die Möglichkeit, daß die Steinsalzabscheidung noch bis in das Niveau des Oberen Bröckelschiefers anhielt.

Eine Untergliederung der Unteren Folge des Unteren Buntsandsteins wurde in den Bohrprofilen innerhalb des Nordwestdeutschen Beckens meist nicht durchgeführt (s. jedoch BOIGK 1959).

In Südniedersachsen konnte BRÜNING (1986) eine Gliederung der Unteren Folge in 10 Kleinzyklen anhand von Gamma-Ray-Messungen und Kernbefunden durchführen, wie sie von SEIDEL (1965) bereits aus Südhüringen beschrieben wurde.

Die sohlbankzyklisch aufgebauten Kleinzyklen beginnen jeweils mit einer basalen, feinsandigen Schüttung und enden mit einem stärker tonig-schluffigen Endglied (fining upward cycles). Innerhalb der basalen Feinsande ist meist eine feinoolithische Komponente eingeschaltet, die von SCHULZE (1969) im nordöstlichen Harzvorland zur Korrelation herangezogen wurde. BRÜNING (1986) weist in seiner Untersuchung darauf hin, daß sich die basalen Sandschüttungen, vor allem des ersten Kleinzyklus sowie der Kleinzyklen 5–7, in den Gamma-Ray-Messungen teilweise von Nordhessen über die Hunte-Schwelle bis in das Emsland verfolgen lassen.

In beckentiefere Bereichen des Nordwestdeutschen Beckens und der deutschen Nordsee gelingt eine Feingliederung der Abfolge allein mit Hilfe der Gamma-Ray-Messungen nicht, da die basalen Sandschüttungen beckenwärts an Einfluß verlieren und das Logbild dadurch weniger differenziert erscheint. In der Kombination von Gamma-Ray- und Sonic-Log läßt sich die kleinzyklische Gliederung der Unteren Folge von Südniedersachsen (BRÜNING 1986) und dem nordöstlichen Harzvorland (RADZINSKI 1967, SCHULZE 1969, ROTH 1976) bis in die südliche deutsche Nordsee und nach Schleswig-Holstein durchführen. Die feinoolithischen Einschaltungen, die sich im Sonic-Log durch größere Schallhärte (höhere Geschwindigkeit, positiver Peak) auszeichnen, lassen sich horizontbeständig über das gesamte Untersuchungsgebiet verfolgen. Sie können somit als zeitgleiche, im gesamten Untersuchungsgebiet synchrone Bildungen betrachtet werden.

Aufbauend auf der Bearbeitung des höheren Zechsteins durch KÄDING (1978), des Unteren Buntsandsteins durch BRÜNING (1986) sowie einer Neukorrelation von rd. 70 Bohrungen, die die Grenze Buntsandstein/Zechstein in Nordwestdeutschland und in der südlichen deutschen Nordsee durchteuften, läßt sich feststellen, daß bereits mit Beginn des „oberen Bröckelschiefers“ im Sinne KÄDINGS eine Phase der epirogenen Ruhe eintritt, die über den gesamten Zeitabschnitt des Unteren Buntsandsteins anhielt. Ohne einer endgültigen Festlegung der Perm/Trias-Grenze vorzugreifen, wurde die Basis der Unteren Folge BOIGKS (= Basis des Kleinzyklus 1), = su UW 1 nach BRÜNING (1986), als isochrones stratigraphisches Bezugsniveau erkannt und von BGR und NLFB als lithostratigraphische

Grenze Zechstein/Buntsandstein bei Struktur- und Mächtigkeitkartierungen benutzt. Dieser Methode haben sich auch die deutschen Erdöl und Erdgas explorierenden Firmen angeschlossen.

Der nichtsalinare Bereich zwischen der nach paläogeographischer Position jeweils jüngsten Salinarfolge des Zechsteins und dem Basiszyklus der Unteren Folge des Unteren Buntsandsteins wird als „Zechstein-Übergangsfolge“ ausgeschieden. Im höheren Teil der Übergangsfolge konnte der Obere Bröckelschiefer, der mit einem bis zu 10 m mächtigen Tonpaket hoher Strahlungsintensität und niedriger Schallhärte endet, in relativ konstanter Mächtigkeit in fast allen Bohrprofilen ausgehalten werden. Der tiefere Teil der Übergangsfolge entspricht stratigraphisch den höheren Zechsteinzyklen (5–7), bzw. dem unteren Bröckelschiefer KÄDINGS und BRÜNINGS (Abb. 1).

Im Gegensatz zur Bröckelschieferfazies, bzw. den „höheren Zechsteinletten“ der älteren Literatur, deren Einsetzen diachron und z. T. diskordant im Becken und an seinen Rändern verläuft, ist bislang noch in keinem der untersuchten Gebiete ein Schichtausfall des ersten Kleinzyklus der Unteren Folge beobachtet worden. Hinsichtlich der Grenze Bröckelschiefer/Untere Folge besteht daher keine korrelative Schwierigkeit in einem ca. 150 000 km<sup>2</sup> großen Gebiet, das die deutsche Nordsee, Schleswig-Holstein, Niedersachsen sowie Teile von Nordrhein-Westfalen und Nordhessen umfaßt.

Über die Ergebnisse wurde beim Zechstein-Symposium 1987 in Hannover berichtet. Eine Veröffentlichung des Vortrags ist im Druck.

#### Schriftenverzeichnis

- Arbeitsausschuß Buntsandstein (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 123–125; Hannover.
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. – Geol. Jb., **76**: 597–636; Hannover.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – Geol. Jb., **A 90**: 3–125, 18 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- DOCKTER, J., PUFF, P., SEIDEL, G., & KOZUR, H. (1980) Zur Triasgliederung in der DDR. – Z. geol. Wiss., **8**: 951–963; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KOCKEL, F. (1987): Arbeiten am „Geotektonischen Atlas von Nordwestdeutschland“ abgeschlossen. – Nachr. dt. geol. Ges., **36**: 103–107; Hannover.
- RADZINSKI, K.-H. (1967): Gliederung und Paläogeographie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im südöstlichen Harzvorland. – Geologie, **16** (6): 633–760; Berlin.
- REICHENBACH, W. (1970): Die lithologische Gliederung der rezessiven Folgen von Zechstein 2–5 in ihrer Beckenausbildung. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **15** (4): 555–463; Berlin.
- ROTH, W. (1976): Stratigraphische, lithofazielle und paläotektonische Untersuchungen im Buntsandstein (Nordhausen- bis Solling-Folge) des Subherzynen Beckens. – Freiburger Forsch.-H., **C 316**: 9–40; Leipzig.
- SCHULZE, G. (1969): Der Untere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. – Geologie, **18** (1): 5–21; Berlin.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – Geologie, Beih. **50**, 115 S., 57 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- TRUSHEIM, F. (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – Beih. geol. Jb., **112**, 51 S., 10 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.

WERRA - FULDA  
GEBIET  
(KÄDING 1978)

EICHSFELD  
(BRÜNING 1984)

SÜDNIEDER-  
SACHSEN  
(z.B. LEPPER,  
KÄDING, u.a.)

DDR  
(REICHENBACH)  
1970

NORDNIEDER-  
SACHSEN

SÜDLICHE NORDSEE  
SCHLESWIG - HOLSTEIN

nach Bohrergebnissen



GERHARD BEST

Anmerkung: „Grenzanhydrit“, „Höhere Zechsteinletten“ „Bröckelschiefer (im alten Sinne)“ sind stratigraphisch nicht exakt zu fassen und reichen vom Z 4 bis an die Basis der Unteren Wechselfolge. Als „Grenzanhydrit“ wird ein Anhydrit am jeweiligen Top der Zechstein-Salzfolge bezeichnet. Die „Nordhausen-Folge“ der DDR umfaßt nach DOCKTER et al (1980) sowohl die Untere Folge NW-Deutschlands als auch den Bröckelschiefer.

- |  |   |
|--|---|
|  Sand |  Anhydrit  |
|  Ton  |  Steinsalz |

G Best  
BGR 1986

Abb. 1. Lithofazies-Schnitt des höheren Zechsteins in Nordwestdeutschland.

Geol. Jb. Hessen	116	S. 23-44	3 Abb.	6 Tab.	Wiesbaden 1988
------------------	-----	----------	--------	--------	----------------

## **Die Zechstein/Buntsandstein-Grenze in Niedersachsen und Hessen – Schwermineraluntersuchungen als Beitrag zur Geologie des Bröckelschiefers<sup>1</sup>**

Von

ULRICH BRÜNING\*

**Kurzfassung:** Die Schichtfolge im Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein wird in Südniedersachsen und Hessen in Zechstein 5 und 6 und die Übergangsfolge des Unteren Buntsandsteins mit dem Unteren und Oberen Bröckelschiefer aufgeteilt. Grobsandige Schüttungen leiten die jeweiligen Schichtglieder ein. Über den Basissandsteinen des Oberen Bröckelschiefers endet die zechstein-typische Sedimentation polyedrisch brechender toniger Schluffsteine in „Bröckelschiefer-Fazies“, endet die Dolomitknollenführung und erlischt die gröbere klastische Zufuhr von der Rheinischen Masse. Die darüber einsetzende buntsandstein-typische Sedimentation, mit der Bänderfazies beginnend, erfolgt transgressiv und hat ihren Ursprung in südlicheren Liefergebieten. Sie besteht aus nahezu einheitlich feinsandigen Sedimenten im Süden und vielfachem feinsandig-schluffigem Wechsel im Norden. Diesen Sedimenten fehlen cm- bis dm-große Dolomit- und Sulfatknollen. In den niedersächsisch-thüringischen Gebieten treten aber oolithische Lagen auf. Der Leithorizont der Bänderfazies im tieferen Teil des Oberen Bröckelschiefers markiert den Umschwung im sedimentären Geschehen.

Zwischen der Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer und dem Beginn der Bänderfazies erfolgt in Südniedersachsen und Nordhessen ein einschneidender Wechsel im Schwermineralspektrum der sandigen Sedimente. Von einer Stabilassoziaton mit hohem Zirkonanteil und deutlichem Rutilgehalt im tieferen Abschnitt erfolgt ein Übergang zu Assoziationen mit hohem Apatitanteilen im darüber folgenden restlichen Unteren Buntsandstein. Der Bereich der Bänderfazies enthält in seinen feinsandigen Anteilen Amphibolminerale in beträchtlichen Prozentsätzen.

**Abstract:** The sequence of uppermost Zechstein and lowermost Bunter in southern Lower Saxony and northern Hesse is divided into Zechstein 5 and 6 and the Transition Member (= "Bröckelschiefer Member") with Lower and Upper Bröckelschiefer. Each of these 4 units starts with coarser sandy layers. The sedimentation typical for Zechstein comes to an end above the sandy layers in lowermost Upper Bröckelschiefer. The forming of massive polygonal breaking siltstones ("Bröckelschiefer facies") stops, dolomitic nodules disappear, and the clastic input from the Rhenish Massif diminishes considerably. The sedimentation typical for Bunter begins with the so called "banded facies". It is transgressive and the source area is situated farther south. These sediments comprise uniform fine grained sandstones in southern areas and a multiple change of fine grained sandstones with siltstones in the investigation area. The lack of dolomitic and sulphatic nodules is obvious. The leading horizon of the "banded facies" in the lower part of the Upper Bröckelschiefer marks the change in sedimentary development.

\* Dr. U. BRÜNING, Fahlte 1 B, 3250 Hameln 1.

<sup>1</sup>„Diese Arbeit ist der ausführliche Teilbeitrag eines am 20. März 1987 im Hessischen Landesamt für Bodenforschung gehaltenen Vortrages. Sie berücksichtigt den Stand der Diskussionen und die Literatur über den Zechstein/Buntsandstein-Grenzbereich bis Dezember 1987.“

There is a drastic change in the heavy-mineral assemblage of the sandy sediments between the upper bank of the basal sandstone in the Upper Bröckelschiefer and the beginning of the "banded facies" in southern Lower Saxony and northern Hesse. A stable assemblage with high amounts of zircon and clear evidence of rutile in the lower part is followed by an assemblage with high amounts of apatite in the upper part. The fine grained sediments of the "banded facies" contain amphibol minerals up to more than 30%.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	24
2. Die Schichtfolge des Grenzbereichs Zechstein-Buntsandstein, dargestellt am Profil der Bohrung Küchen (Abb. 1) . . . . .	25
3. Kurze Übersicht zur regionalen Verbreitung der Teileinheiten in der Übergangsfolge . . . . .	28
4. Schwermineral-Untersuchungen im Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein . . . . .	31
5. Konsequenzen für eine eventuelle neue Definition der Zechstein-Buntsandstein-Grenze . . . . .	39
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	41

### 1. Einleitung

Die Grenze zwischen Zechstein und Buntsandstein im Germanischen Becken Mitteleuropas ist seit langer Zeit Gegenstand mehr oder weniger intensiver Untersuchungen. Da sie innig mit dem Übergang vom Erdaltertum zum Erdmittelalter, bzw. Perm zu Trias verknüpft ist, und damit besonderes Gewicht erhält, ist die Zahl von Veröffentlichungen, in denen hierzu Stellung genommen wird, entsprechend groß.

In den letzten 25 Jahren etwa verdichtet sich die Erkenntnis, daß über die klassische 4zyklische Gliederung hinaus eine Erweiterung des Zechsteins in jüngere Sedimente hinein sinnvoll ist. Neben mehreren älteren Andeutungen, besonders der häufiger zitierten Arbeit von REICHENBACH (1970), ist es das Verdienst von KÄDING (1975, 1977, 1978a,b), dieser Problematik intensiv auf den Grund gegangen zu sein. Damit schien zunächst ein Abschluß der geologischen Forschung erreicht. Die von KÄDING entworfene erweiterte 6zyklische Gliederung des Zechsteins ist inzwischen auch allseits akzeptiert. Es ist den Untersuchungen von BEST (1985, 1987) zu verdanken, darüberhinaus Argumente für eine noch weitere Höherverlegung der Zechstein-Buntsandstein-Grenze geltend gemacht zu haben. Sie münden in das Ergebnis, den Unteren Buntsandstein an der Basis der Unteren Folge nach BRÜNING (1986) beginnen zu lassen; sämtliche älteren Sedimente dem Zechstein zuzuschlagen und als eine „Übergangsfolge“ zwischen der jeweiligen Oberkante des Steinsalzes und dem sandigen Fuß der Unteren Folge anzusehen. Abgesehen davon, daß diese „Übergangsfolge“ i. S. BESTS keineswegs identisch ist mit der klassischen Übergangsfolge (su 1) des Thüringer Beckens (SEIDEL 1961, 1965, 1969, HOPPE & SEIDEL 1974) und wie von BRÜNING (1986) präzise definiert, ergäbe sich die totale Loslösung des „Bröckelschiefers“ (als Bröckelschieferfolge = Übergangsfolge i. S. BRÜNINGS) vom Buntsandstein. Hier muß sich Widerspruch melden, denn die geologischen Karten 1: 25000 von Niedersachsen bis Bayern beginnen seit Jahrzehnten ihre Buntsandsteinschichtfolge mit dem Bröckelschiefer.

Das fundamentale Problem im Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein ist die Tatsache, daß die vom Beckenrand aus operierenden Bearbeiter (DIEDERICH 1970, KULICK 1966, 1968, KÄDING 1975, 1977, 1978a,b) sandige Einschüttungen randlicher Hochgebiete als Maß ihrer Gliederung benutzen, während die neue Untersuchung von BEST den salinaren Sedimenten im Beckentiefsten die Priorität zumißt. Das muß zwangsläufig zu Divergenzen führen.

Die Möglichkeiten zu einer Lösung dieses Problems sind aber nie so günstig gewesen wie heute. Eine große Zahl an Kernbohrprofilen in Südniedersachsen und Hessen sowie exzellente Tiefbohrlogs aus Norddeutschland bieten genügend Material, um damit eine präzise Grenzlegung Zechstein-Buntsandstein, die beiden Betrachtungsweisen gerecht wird, vorzunehmen.

Seit langem ist bekannt, daß der „Bröckelschiefer“ (als tiefste Einheit des Buntsandsteins), wie immer er im Detail auch abgegrenzt wurde, noch ausgeprägte zechstein-typische Merkmale aufweist (z. B. BEYSCHLAG 1886a,b, CARLÉ 1956a: 241, TRUSHEIM 1963, LANGBEIN 1970: 90–93, LEIBER 1970: 227, LEITZ 1976: 51ff., BACKHAUS 1976). Versuche, diese zechstein-typischen Merkmale herauszuarbeiten und den buntsandstein-typischen Merkmalen gegenüberzustellen, bringen aber erst heute, wo wir über präzise, feinstratigraphische Kenntnisse verfügen, den gewünschten Erfolg (frühe Versuche, z. B. SCUPIN 1914, blieben aufgrund der stratigraphischen Unzulänglichkeiten weitgehend unbeachtet). Wir können damit Stellung nehmen zur präzisen Lage des Umschlagpunktes zechstein-typischer Sedimentation in buntsandstein-typische Sedimentation und über eine rein definitive, zweckmäßige Fixierung hinaus einen paläogeographisch, paläotektonisch oder paläoklimatisch bzw. sedimentologisch begründeten Punkt angeben, an dem der Übergang liegt.

Auf der Grundlage feinstratigraphischer Untersuchungen wird im folgenden, nach kurzer Beschreibung der Schichtfolge, der vom Verfasser 1986 beschriebene und seinerzeit nur mit wenigen Proben belegte Umschwung in der Schwermineralführung im tieferen Teil des Oberen Bröckelschiefers eingehend dargestellt.

## **2. Die Schichtfolge des Grenzbereichs Zechstein-Buntsandstein, dargestellt am Profil der Bohrung Küchen (Abb. 1)**

Eine große Zahl von Bohrprofilen (zumeist Kernbohrprofile) des Zechstein-Buntsandstein-Grenzbereichs konnten vom Verfasser seit 1980 befahren bzw. bearbeitet werden; die nördlichsten aus den Räumen Nienburg/Weser und Braunschweig, die südlichsten aus dem Spessart nahe dem Main. Dazu kommen die beiden Ziegeleigruben-Aufschlüsse Schwarzenhasel (BRÜNING 1986: 62) und Baumbach/Heinebach (KULICK 1987: 99), beide TK 25 Bl. 4924.

Eine Beschreibung der Schichtfolge soll am Profil der Bohrung Küchen (TK 25 Bl. 4824) vorgenommen werden, die dem Verfasser längere Zeit zur Bearbeitung verfügbar war (zum Buntsandstein-Anteil dieser Bohrung siehe auch BRÜNING 1986: 26ff.; zum Zechstein-Anteil KULICK et al. 1984: 134 und Taf. 18). Diese Bohrung hat ein typisches Profil für den nordhessischen Bröckelschiefer geliefert, bei durchlaufend sehr gutem Bohrkern und „sauber“ gefahrenem Gammalog. Ergänzend zum Profil der Abb. 1 sind die folgenden Erläuterungen für ein besseres Verständnis hilfreich.

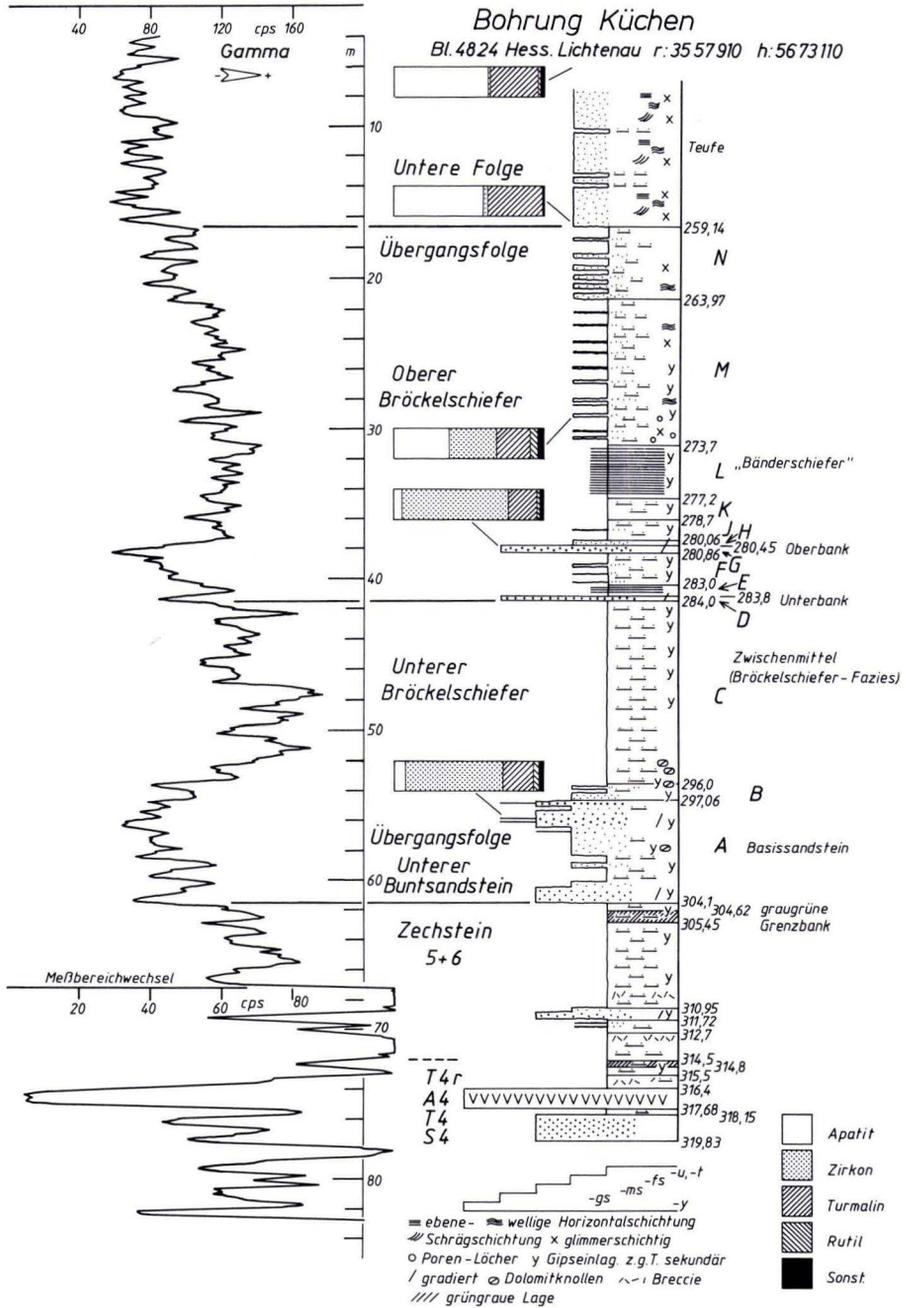


Abb. 1. Der Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein im Profil der Bohrung Küchen. Gammaray, Litholog, Schwerminerale. Erläuterung der Schichtkomplexe A bis N s. Text.

Die Profilsäule beginnt im Liegenden mit dem knapp 1,70 m mächtigen Basissandstein der Aller-Serie (Z4, S4), ein kompaktes, mittelsandiges Gestein, hellgrau, rotbraunfleckig. Es geht unscharf in den Aller-Tonstein (T4) über, ein fast 0,50 m dicker, rotbrauner Schluffstein, massig, schichtungslos, polyedrisch brechend. Diese unregelmäßig zerbröckelnden, aber wasserbeständigen, schlecht schichtigen bis schichtungslosen Ton-, Schluff-, Feinsandsteine stellen den eigentlichen Typus der „Bröckelschiefer-Fazies“ dar. Sie wiederholen sich in stratigraphisch wohlgeordneter Abfolge nach oben hin bis in den tieferen Teil des Oberen Bröckelschiefers (im stratigraphischen Sinne) der Übergangsfolge. Es handelt sich hierbei um die Normalsedimentation eines hochsalinaren Sabkha-Milieus, die durch sandige und saline Einschaltungen gegliedert wird. Dieser Bröckelschiefer-Faziestyp wurde bereits im letzten Jahrhundert mehrfach beschrieben (z. B. BORNEMANN 1889) und von den Kartierern als charakteristisches Gestein erkannt (z. B. BEYSLAG 1886a,b).

Mit einem scharfen Schnitt liegt über dem T4 und 1–2 cm graugrünem Tonstein der knapp 1,30 m starke, kompakt-massige Sulfatkörper des Pegmatitanhydrits (A4), einer der am besten verfolgbaren Leithorizonte zwischen Beckenzentrum und Rand. In den über diesem Horizont lagernden vorherrschenden Schluffsteinsedimenten in Bröckelschiefer-Fazies verbergen sich neben Rezessivablagerungen des Z4 die von KÄDING definierten Zyklen Z5 und Z6. Die Obergrenze dieses Abschnitts bildet, je nach Anschauung, die Oberkante der Graugrünen Grenzbank (SEIDEL 1961) oder die Unterkante der Sandstein-Basisschüttung der Übergangsfolge (KÄDING 1978a,b). Beide Anschauungen sind, zumindest für den Raum Nordhessen, mehr oder weniger deckungsgleich (Abb. 1). Daß aber auch hierbei fazielle Änderungen in Abhängigkeit von der Lage im Sedimentationsraum bestehen, wird von JUNGWIRTH & SEIDEL (1968) betont, denn die Graugüne Grenzbank besitzt ihren Ursprung in salinar geprägten Bereichen becken tieferer Räume, während die sandige Basisschüttung ein randliches Element darstellt.

Der Profilabschnitt Z4/T4r-Z5-Z6, in der Bohrung Küchen zwischen 304,10 m und 316,40 m, zeigt stets eine etwas größere Variabilität. Besonders die Basissandsteine der höchsten beiden Zechsteinzyklen stellen unscheinbare Gebilde dar. Sie zeigen undeutliche, schlierig-linsige Ausbildung und sind oft stark unterdrückt. Aber selbst bei fehlender sandiger Ausbildung ergibt die Gammakurve häufig charakteristische Spitzen, die auf Positionen äquivalenter Horizonte hinweisen (KULICK 1987: 36 sowie mündl. Mitt.).

Der sandige Horizont zwischen 310,95 und 311,72 m ist als Basissandstein des Zechstein 6 anzusehen. Die 3 m tiefer liegende, 30 cm dicke, graugüne tonige Lage mit knapp 10 cm Gipsstein an der Basis wäre dann in den Zechstein 5 zu stellen, dessen Basissandstein im Kern aber nicht nachzuweisen ist. Die Breccienhorizonte in diesen Profilabschnitten (Abb. 1) sind vermutlich als primäre Salz-Ton-Sedimentation zu deuten, deren saline Komponente frühzeitig wieder in Lösung gegangen ist. Der höchste Teil des Zechsteins (Z6) wird aus monoton schluffig-tonigen Sedimenten in Bröckelschiefer-Fazies aufgebaut. Den Abschluß bildet die gut 80 cm dicke Graugüne Grenzbank, mit darüber noch etwa 50 cm rotbraunen, vorwiegend schluffigen, aber schon sandflaserigen Sedimenten, die hier noch in den Zechstein gestellt wurden.

Die Übergangsfolge des Unteren Buntsandsteins gliedert sich, nach charakteristischen Schichteinheiten zusammengefaßt, wie folgt:

Hangendes: Untere Folge des su (Bereich kompakter Feinsandsteine)

## Schichteinheit

- N 4,83 m: Übergangsbereich; mm-, cm- bis dm-Wechselagerung von Schluff- und Feinsandstein, rotbraun, Sandstein heller, wellig bis flaserige Schichtung
- M 9,73 m: Schluffstein, feinstsandig, mit dünnen flaserigen Feinsandsteinlagen, unten auch etwas dickere Feinsandsteinlagen, rotbraun, Sandstein heller
- L 3,50 m: „Bänderschiefer“-Fazies (KULICK 1966), im folgenden Bänderfazies genannt, beschreibend: mm-dichtwellig-feinflaserige, feinsandig-schluffige Lithofazies (BRÜNING 1986), rotbraun.
- K 1,50 m: Schluff-Feinstsandstein, massig, unscharf flaserig, rotbraun
- J 1,36 m: Schluff-Feinstsandstein, massig, unscharf flaserig, graubraun, ?schwach dolomitisch
- H 0,39 m: Übergangsbereich in den Basissandstein, schluffig-feinsandig
- G 0,41 m: Basissandstein, Oberbank des Oberen Bröckelschiefers = Sandstein B2S $\beta$  nach KULICK (1987), mittelkörnig, schwach grobkörnig, gradiert
- F 2,14 m: Schluff-Feinstsandstein, massig, unscharf flaserig, rotbraun
- E 0,80 m: Schluffstein, Feinsandstein, dichtwellig, flaserig, rotbraun, Vorläufer der Bänderfazies
- D 0,20 m: Basissandstein, Unterbank des Oberen Bröckelschiefers = Sandstein B2S $\alpha$  nach KULICK (1987), mittel- bis grobkörnig, gradiert
- C 12,00 m: massiger, dunkelrotbrauner toniger Schluffstein (Bröckelschiefer-Fazies), unten 3 Dolomitknollenlagen
- B 1,06 m: Übergangsbereich in den Basissandstein, Schluffstein, nach unten zunehmend sandiger
- A 7,04 m: Basissandsteinkomplex des Unteren Bröckelschiefers = Sandsteinlage 2 nach DIEDERICH (1970), unscharfe Gliederung in Sandstein B1S $\beta$  und B1S $\alpha$  nach KULICK (1987), mittelkörnig, schwach grobkörnig, lagenweise stark feinkörnig bis schluffig, 1 Dolomitknollenlage

Liegendes: Zechstein 6

Die Korrespondenz von Litholog und (geringfügig teufenkorrigiertem) Gammalog ist offensichtlich. Bester Marker im Liegenden ist der A4. Im höchsten Zechstein wird das einheitliche Bild durch den Meßbereichwechsel etwas unübersichtlich. Scharfe Begrenzungen im Log zeigt der Basissandsteinkomplex des Unteren Bröckelschiefers. Unter- und Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer ergeben scharfe Spitzen geringer Strahlung. Die Bänderfazies liegt im Bereich der größten Strahlungsintensität des Oberen Bröckelschiefers. Übergangsbereich und Grenze zur Unteren Folge sind präzise abzutrennen.

### 3. Kurze Übersicht zur regionalen Verbreitung der Teileinheiten in der Übergangsfolge

Es läßt sich die bemerkenswerte Feststellung treffen, daß die Schichteinheit L (Bänderfazies) eine herausragende, überregionale Bedeutung besitzt. In allen dem Verfasser bisher zugänglichen Profilen tritt sie auf, vom mittleren Niedersachsen bis zur Mainlinie. Auch in extrem westlicher Randposition gegen die Rheinische Masse und in Thüringen ist dieser

Horizont zu finden (vgl. BRÜNING 1986: 72f.). Der Einsatz dieser Lithofazies stellt einen scharfen sedimentologischen Schnitt dar (KOSLOWSKI 1986) und markiert eine Umgestaltung der Beckenkonfiguration (BRÜNING 1986: 106). Es besteht darüberhinaus die (sicher nachprüfbar) Vermutung, daß es sich hierbei um das zeitliche Äquivalent des markanten Wechsels von vorherrschend terrestrisch-fluviatiler Sedimentation im höchsten Zechstein zu fluviatil-limnischer Sedimentation im tiefsten Buntsandstein polnischer Bohrprofile handelt (PIENKOWSKI 1987, WAGNER 1987). Hingewiesen werden muß aber auf den geringmächtigen Vorläufer der Bänderfazies (im Profil Küchen die Schichteinheit E), der in Nordhessen verbreitet ist und nicht mit dem höheren Komplex verwechselt werden darf (starker Strahler direkt über der Unterbank). Auf diesen Vorläufer der Bänderfazies wird auch von KULICK (1987: 103) hingewiesen.

Die generelle Zweiteilung der Übergangsfolge in Unteren und Oberen Bröckelschiefer mittels jeweiliger Basisschüttungen besitzt gleichfalls eine erstaunlich große regionale Verbreitung (vgl. Profile KULICK et al. 1984). Der stratigraphische Wert der einzelnen Sandschüttungen wurde schon früh erkannt (GRUPE 1909: 56f., 1911, H. L. F. MEYER 1913, NAUMANN 1913, 1914), aber erst in den Arbeiten von KÄDING führt dies zur heutigen Zechstein-Buntsandstein-Grenze.

Mit Annäherung an die randlichen Liefergebiete dieser Sandschüttungen treten aber Komplikationen auf, die im Einzelfall sehr kritischer Prüfung bedürfen. So ist im Profil Baumbach/Heinebach (Abb. 2) zwischen dem Basissandsteinkomplex des Unteren Bröckelschiefers und der Basis des Oberen Bröckelschiefers eine weitere Sandschüttung vorhanden ( $\gamma$ -Sandstein des Unteren Bröckelschiefers nach KULICK 1987), die im weiter beckenwärtigen Profil Küchen ausgekeilt ist. Mit Annäherung an die Rheinische Masse erfolgt in den Äquivalenten von Z4, Z5, Z6 und der Übergangsfolge unterhalb der Bänderfazies ein schrittweiser Übergang in eine sandig-konglomeratische Randausbildung (Grenzande, Jüngerer Konglomerat; vgl. KULICK 1966, 1968, HORN & KULICK 1969, HORN, KULICK & MEISCHNER 1973). In extremer Randposition verzahnt sich aber sogar die Bänderfazies mit konglomeratischen Sandsteinen.

Es ist sicher belegt, daß die Herkunft der grobsandigen Basisschüttungen des Unteren und Oberen Bröckelschiefers am westlichen Beckenrand zu lokalisieren ist. Die Schüttung grober Schuttmassen an der Wende Zechstein-Buntsandstein ist aber nicht nur in Hessen, sondern am gesamten südlichen Rand des restriktiven Zechstein-Salinars von West- über Mittel- bis Osteuropa zu finden (gleichfalls offenbar auch am Nordrand des Germanischen Beckens, vgl. SCHÜLER 1976). Ohne an dieser Stelle auf die umfangreiche Literatur der DDR einzugehen, ist zusammenfassend festzustellen, daß die sandigen Einschüttungen  $\pm$ synchron von allen Randgebieten aus erfolgten. Nach Niedersachsen hinein verliert sich mit abnehmender Intensität der stratigraphische Wert dieser klastischen Einschaltungen. Die größte nordwärtige Erstreckung besitzt offenbar die Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer. Der stratigraphische Wert der Dolomitnollenlagen wurde von KÄDING (1978 a,b) hervorgehoben (s. a. KULICK 1987).

In Schwellenbereichen (Hunte-Schwelle, Eichsfeld-Altmark-Schwelle, Schwellenbereiche innerhalb der Hessischen Senke) dünnt die Schichtfolge Z5, Z6, Übergangsfolge unterhalb der Bänderfazies sehr stark aus, bzw. fehlt und wird erosiv vom Oberen Bröckelschiefer, einsetzend etwa mit dem Niveau der Bänderfazies, gekappt. Das Fehlen des Bröckelschiefers (von älteren Bearbeitern weitgehend als Bereich der Bröckelschiefer-

Fazies verstanden, also Liegendes von Schichteinheit L) im Umkreis der Eichsfeld-Altmark-Schwelle ist seit langer Zeit bekannt (GRUPE 1928, PHILIPP 1960). Dies wird z. B. in dem von KUMM (1941: 10-12) mitgeteilten Schichtenverzeichnis der Bohrung Elm 1 deutlich, wo die wahrscheinlich zu machende Bänderfazies („Bänder von dunkelbraunem und sandigem Tonstein“) mehr oder weniger direkt salinarem Zechstein (Na4 heutiger Einstufung) aufliegt. Die erosiv-diskordante Auflagerung des von Mächtigkeitsschwankungen nahezu freien Unteren Buntsandsteins beginnt mit den tieferen Schichten des Oberen Bröckelschiefers. Diese Schichten überlagern, je nach paläogeographischer Position, verschieden alten Zechstein bis Unteren Bröckelschiefer (BEST 1985).

Es ist anzunehmen, daß die erosive Auflagerung von Buntsandstein auf paläozoischen Gesteinen im Aufbruch von Mühlbach/Nordhessen (GUNZERT 1955) ebenfalls mit Ablagerungen des Oberen Bröckelschiefers einsetzt. Der Obere Bröckelschiefer mit seiner Bänderfazies oder äquivalenten Sedimenten ist ein erosives, transgressives Schichtglied und markiert den Beginn einer beträchtlichen Ausweitung des Sedimentationsraumes (KOSLOWSKI 1986).

Auf eine weitere Besonderheit ist hinzuweisen. In den Bohrungen des nordöstlichen Spessarts und im Raum Bad Brückenau liegt über der Schichteinheit L direkt der kompaktmassige Heigenbrücker Sandstein als Basiskartierglied der Gelnhausen-Folge. Gleichfalls liegt in großen Teilbereichen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges der dortige Bausandstein (Korbacher oder Marburger Bausandstein) direkt auf der Bänderfazies bzw. deren Äquivalenten (z. B. Schichtbeschreibung bei KUPFAHL 1979). Bei BRÜNING (1986: 73f.) sind die daraus zu ziehenden Konsequenzen erläutert. Zumindest ein Großteil des Heigenbrücker Sandsteins ist ein Äquivalent des weiter nordwärtigen höheren Bröckelschiefers (Schichteinheiten M und N). Die Grenze zwischen sandiger Fazies der Unteren Folge und schluffig-feinsandiger Ausbildung der höheren Übergangsfolge ist zwischen Südniedersachsen und dem Spessart als Faziesgrenze anzusprechen. Es ergibt sich daraus aber kein Widerspruch zu BEST (1985), der die Basis der Unteren Folge als Fixum im gesamten Nordwestdeutschen Raum erkennt. Die Faziesverzahnung zwischen Übergangsfolge und Unterer Folge betrifft lediglich den hessischen Raum, in dem sich auch gleichzeitig der Übergang von der kleinzyklischen schluffig-feinsandigen 10-Gliederung der Unteren Folge (SEIDEL 1965, BRÜNING 1986) in eine nahezu monolithisch, rein sandige Ausbildung vollzieht. Dieser Fazieswechsel ergreift, bei mehr oder weniger unbeträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen, auch die Schichten des Oberen Bröckelschiefers oberhalb der Bänderfazies. Die geschilderte Faziesverzahnung findet auch eine Stütze durch folgende Untersuchungen: FRANK (1936), VOLLRATH (1939), GUNZERT (1958: 17), JUNGWIRTH (1969: 10-19), PUFF (1969: 10), DIEDERICH & HICKETHIER (1975: 192), LEITZ (1976: 90ff.). Die Feststellung von GUNZERT (1958: 17): „Aus den Faziesverhältnissen am südwestdeutschen Beckenrand geht hervor, daß während der Sedimentation im S1 (= „Stufe des Bröckelschiefers“) die sandige Fazies sich von unten nach oben beckenwärts stetig verschiebt bzw. am Rande auf zunehmend tiefere Schichten übergreift“ ist gleichwertig mit der vollständig unabhängig von PATTISON et al. (1973: 233) getroffenen Aussage: „The passage from mainly fine to mainly sandy sediments is diachronous, the Base of the sandy or Bunter facies being progressively younger towards basin centres“. Auch diese beiden Zitate verdeutlichen wieder die großregionalen Bezüge des sedimentären Geschehens im Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein.

#### 4. Schwermineral-Untersuchungen im Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein

Die vom Verfasser 1986 vorgelegten Ergebnisse haben an lediglich 6 Einzelproben für die Übergangsfolge eine vom höheren Unteren Buntsandstein vollständig abweichende Schwermineralzusammensetzung erkennen lassen. Es galt deshalb, mit einem erweiterten Probenumfang die Richtigkeit eines im Schwermineralspektrum auftretenden Schnitts zwischen Übergangsfolge und höherem Buntsandstein zu belegen. Dazu wurden Nachuntersuchungen an noch verfügbarem Probenmaterial der Kernbohrungen Bahnhof Seesen 1, Escherode 1 und Küchen 1 durchgeführt. In den Aufschlüssen Schwarzenhasel und Baumbach/Heinebach wurden alle charakteristischen Sandstein-Horizonte beprobt.

Die überwiegende Zahl der vorliegenden Untersuchungen zur Schwermineralführung des Buntsandsteins vermochte für stratigraphische Fragestellungen keine Resultate zu erzielen (z. B. HEIM 1966). Dies liegt an zu wenigen oder nicht präzise eingestuftem Proben (SINDOWSKI 1957, WUNDERLICH 1957), an zu großräumig angelegten Studien (HEIM, SINDOWSKI, WUNDERLICH), an einer dem Sediment nicht angepaßten Aufbereitung (SINDOWSKI, LANGBEIN 1970) und wohl auch an einer schlecht deutbaren Darstellung der Ergebnisse (HEIM, LANGBEIN). In den letzten Jahren sind aber Arbeiten erschienen, in denen deutliche Unterschiede im Schwermineralspektrum, z. B. an Folggrenzen, herausgearbeitet werden konnten (ALTMAYER 1984, SCHWEISS 1984, KURZE & ROTH 1977, ROTH 1976, SALGER 1983, SALGER & SCHMID 1983, SCHNITZER & MAHADJER 1985). Vor allem die verschiedenartige Schwermineralführung unter und über der H-Diskordanz konnte inzwischen mehrfach belegt werden, u. a. auch in der postum erschienenen Arbeit von SCHNITZER 1986.

Die Arbeit von THON (1962) stellt erstmals den im folgenden zu erläuternden Wechsel im Mineralbestand zwischen Bröckelschiefer und höherem Buntsandstein dar. Über die Bohrung Roßleben 2/59 (südöstliches Harzvorland) wird dort bzgl. der Schwermineralführung aus dem Bröckelschiefer berichtet (S. 34): „Obwohl die Gehalte der Schwerminerale beträchtlich schwanken, wird gegenüber den hangenden Schichten ein wesentlich anderes Niveau eingehalten. Die Besonderheit der Schwermineralführung zieht sich bis in eine im Hangenden der Schiefertone befindliche ca. 50 cm mächtige, mittelkörnige Sandsteinbank hinein“. Diese Sandsteinbank ist nach eigenen Vergleichen als Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer anzusprechen. Über die Abgrenzung berichtet THON weiter (S. 42): „Die obere Grenze des Bröckelschiefers ergibt sich relativ scharf durch einen steigenden Sandgehalt und eine deutliche Veränderung der Schwermineralführung, . . . Die veränderte Schwermineralführung gegenüber den nachfolgenden Unterstufen des Buntsandsteins wirft sofort die Frage auf, ob der Bröckelschiefer nicht doch noch zu einem letzten Zyklus des Zechsteins gerechnet werden könnte.“ Damit wurde erstmals aus Schwermineraluntersuchungen heraus ein konstruktiver Beitrag zur Stratigraphie im Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein geleistet.

Die Aufbereitung des eigenen Probenmaterials ist bei BRÜNING (1984, 1986) beschrieben; sie erfolgte bei den neuerlichen Proben in gleicher Weise. Wie sich eine Ameisensäure-Behandlung vor der durchgehend angewandten Enterzung mittels Na-Dithionit-Behandlung auf die Schwermineralzusammensetzung auswirkt, ist auf Tab. 3 erkennbar, wo 2 Proben jeweils mit und ohne Ameisensäure-Behandlung dargestellt sind. Die Auszählung der Minerale (Hauptkomponenten: Apatit, Zirkon, Turmalin, Granat und Rutil) erfolgte in gleicher Weise wie bei den älteren Proben.

Hervorgehoben werden muß die Besonderheit des Auftretens von Amphibol-Mineralen, die hiermit erstmals als Schwermineral im Buntsandstein in größeren Prozentsätzen beschrieben werden. Als lediglich in Spuren oder minimalen Anteilen vorhanden, blieb diese Mineralgruppe im Buntsandstein bisher ohne Bedeutung; Erwähnungen finden sich bei SCHNITZER (1957) und FALKE (1982). Herr KLEUSBERG fand nach freundlicher schriftlicher Mitteilung Hornblende-Anteile bis max. 2%. Nach Kontroll-Begutachtungen älterer Proben des Verfassers konnte, einmal aufmerksam geworden, gleichfalls ein Amphibolanteil, lediglich in Spuren, bei wenigen Proben des höheren Unteren Buntsandsteins belegt werden.

Die Amphibolkörner erweisen sich als nur schwer weiter zu diagnostizieren. Es handelt sich um vorwiegend große Körner (z. T. größte Körner im jeweiligen Präparat), z. T. mit deutlicher Längsstreifung und mit ausgefranzten Längsenden, Randpartien oft gebleicht. Die Amphibole sind Fe-arm bis intermediär mit einer Lichtbrechung von etwa  $n = 1,64 - 1,66$  und einer Doppelbrechung von  $\Delta = 0,01 - 0,025$ . Die Körner sind farblos mit allen Übergängen bis zu starkem Pleochroismus von gelblichgrün zu bläulichgrün. Als Deutung kommen in Frage: ?Hastingsit, ?Aktinolith, ein Korn auch deutbar als Cumingtonit mit höherer Doppelbrechung von  $\Delta = \pm 0,03$ ; allgemein eine Nähe zu grünen Hornblenden, aber mit zumeist untypischen Exemplaren. Aufgrund der äußeren Erscheinung ist eine metamorphe Abkunft möglich.

Die bearbeiteten Profile ergeben die folgenden wichtigen Resultate (zur Lithologie und den höheren su-Anteilen s. BRÜNING 1986):

Brg. Hahausen (Tab. 1; Bl. 4027 Lutter am Barenberge R: 35 83 370; H: 57 57 600)

Die tiefste Probe aus der Unteren Folge (aus dem 1. Kleinzyklus) entspricht nahezu exakt dem Mittel sämtlicher Proben dieser Folge mit Apatit als eindeutig dominantem Mineral. Der Basissandstein des Oberen Bröckelschiefers liefert dagegen Turmalin und Zirkon als vorherrschende Minerale und Apatit stark reduziert, sowie Granat und Rutil in beachtlichen Anteilen. Damit ist das Grundmuster des Wechsels der Schwermineralzusammensetzung aller untersuchten Profile umrissen, das lediglich Variationen in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position der Profile bzw. gemäß der Schüttungseinheiten im Sinne von HEIM (1966) erkennen läßt.

Brg. Bahnhof Seesen (Tab. 2; Bl. 4127 Seesen R: 35 80 450; H: 57 50 610)

Da der 1. Kleinzyklus der Unteren Folge und die höchsten Teile der Übergangsfolge als Vollbohrung ausgeführt wurden, ergibt sich die etwas unmotiviert erscheinende Probenauswahl. Wo der Umschwung im Schwermineralspektrum zu liegen kommt, ist allerdings deutlich erkennbar: knapp über dem Basissandstein des Oberen Bröckelschiefers. Die Anteile der einzelnen Minerale in der Unteren Folge bzw. der Basisschüttung des Oberen Bröckelschiefers sind sehr ähnlich der Bohrung Hahausen, wie aus der nicht allzu großen Distanz beider Bohrungen auch zu erwarten ist. Der besonders große Turmalinanteil in den beiden tiefsten Proben ist aber bemerkenswert.

Brg. Escherode (Tab. 3; Bl. 4624 Hedemünden R: 35 52 170; H: 56 87 200)

Dieses nordhessische Profil liegt bereits außerhalb des Verbreitungsraumes der Granatminerale; diese Gruppe spielt deshalb hier und in den weiteren Profilen keine Rolle mehr.

Tab. 1. Schwermineralegebnisse Bohrung Hahausen

Erl. zu den Tab. 1-6: Angaben der Hauptminerale in Kornprozent. Es bedeuten: Ap: Apatit, Zr: Zirkon, Tu: Turmalin, Gr: Granat-Gruppe, Ru: Rutil, Amp: Amphibol-Gruppe; in geringen Anteilen oder lediglich Spuren, bei seltenen Mineralen z. T. unsicher, wurden beobachtet: An: Anatas, Br: Brookit, Ti: Titanit, Ep: Epidot-Gruppe, Mo: Monazit, Di: Disthen, And: Andalusit, St: Staurolith, Ko: Korund, Sp: Spinell, Py: Pyroxen-Gruppe, To: Topas. Weitere Abkürzungen: Bi: Biotit, Op: Opakminerale, SM: Schwerminerale, gn: grünfarben, bn: braunfarben, bl: blaufarben. Der Wert Bi/SM (zur Verdeutlichung des Biotitanteils) gibt das Verhältnis der mitausgezählten Biotitkörner zu den gezählten Schwermineralen an. Die Turmalinanteile (grün-braun-blau) geben Prozentwerte von Turmalin-Gesamt an

<u>Hahausen</u>	Ap	Zr	Tu	Gr	Ru	Rest	Bi/SM	Tu-Farb. gn-bn-bl
<u>Untere Folge</u>	61-82	2-15,5	8-21	0-15	0-2	Br, An, Ti, Ep, ?Mo	0,41	72-24-4
(Mittel)	(71)	(5)	(13)	(3,5)	(1)			
336,7-336,8						An, Br,	0,17	76-18-6
1. Kleinzyklus	73	5	16	1	1	?Mo, Amp.		häufig Alterite
<u>Übergangsfg.</u> 369,3-369,45 Ob.Bröckelsf. Basissandst.	16	27	36	9	10	Br, An, Di	0	58-32-10 häufig Alterite z.T. große Tu

Tab. 2. Schwermineralegebnisse Bohrung Bahnhof Seesen (Erl. s. Tab. 1)

<u>Bhf. Seesen</u>	Ap	Zr	Tu	Gr	Ru	Rest	Bi/SM	Tu-Farb. gn-bn-bl
<u>Untere Folge</u> 22,8	76	2	19	/	+	An	0,96	64-36-0
2. Kleinzyklus								
26,3								
2. Kleinzyklus	66,5	5,5	24	/	2	An	15	50-47-3
<u>Übergangsfg.</u> 85,9 x)	35	12,5	47	1	3	An, ?And.	0,25	54-41-5
88,0								
Ob.Bröckelsf. Basissandst.	9,5	41	41	3	4	An, Ti	0	43-47-10
								Alterite
88,1 - " -	5,5	21	52	14,5	4,5	An	0	25-64-11 xx)

x) Ob.Bröckelschiefer, knapp unter der "Bänderschiefer"-Fazies

xx) Granat häufig mit Karbonat verwachsen

Wiederum ist das Grundmuster zu erkennen, wobei sich die Prozentsätze von Apatit und Zirkon zwischen Unterer Folge und höchster Übergangsfolge einerseits und den Basisschüttungen des Unteren und Oberen Bröckelschiefers andererseits nahezu vollständig umkehren. Bemerkenswert ist wiederum der hohe Turmalinanteil dieser Basisschüttungen, der aber offenbar in stratigraphisch höhere Position reichen kann und sich nicht starr mit dem Wechsel im Schnitt Apatit/Zirkon vermindert. Der Rutilanteil der tiefsten Proben erreicht wiederum beachtliche Werte.

Tab. 3. Schwerminerallergebnisse Bohrung Escherode (Erl. s. Tab. 1)

<i>Escherode</i>	<i>Ap</i>	<i>Zr</i>	<i>Tu</i>	<i>Gr</i>	<i>Ru</i>	<i>Rest</i>	<i>Bl- SM</i>	<i>Tu-Farb. gn-bn-bl</i>
<i>Untere Folge</i>	44,5- 73	16,5- 45	7-17	0-1	0-4	An,Br,Ep,St	0,05	43-55-2
(Mittel)	(57)	(29)	(9,5)	+	(2)			
260,9 <i>tiefe Untere Folge</i>	50	27	17	+	/	An,St	0,1	78-22 x)
<i>Übergangsfg. 277,6</i>	56,5	5	31,5	/	+	An,Br,?Ep, ?And,Amp	1,12	34-65-1 a)
<i>Ob.Bröckelsf. höherer Teil</i>	51,5	5,5	33,5	/	1	An,Br	1,37	28-70-2 b)
288,0 <i>Ob.Bröckelsf. Basissandst.</i>	3	79	13	+	2	An	0	34-61-5 xx)
313,0 <i>Unt.Bröckelsf. Basissandst.</i>	8,5 11,5	54,5 42	28,5 36,5	/	7 8	An An	0 0	33-63-4 a) 27-72-2 b)

x) nur 52 SM-Körner im Präparat

xx) Proben 288,0 u. 313,0 z.T. große Tu; Proben 277,6 häufig Alterite

a) Aufbereitung ohne-, bzw. b) mit Ameisensäure

Brg. Küchen (Tab. 4, Abb. 1; Bl. 4824 Hessisch-Lichtenau R: 35 57 910; H: 56 73 110)

Wiederum drehen sich die Anteile von Apatit und Zirkon in der höheren Übergangsfolge um. Die Probe aus Teufe 271,50 m nimmt hierbei aber eine etwas vermittelnde Stellung ein. Eine Erhöhung der Turmalinanteile nach unten hin tritt nicht mehr auf.

Prof. Baumbach/Heinebach (Tab. 5, Abb. 2; Bl. 4924 Seifertshausen R: 35 48 150; H: 56 55 500)

Die Proben 1-14 und 17 stammen aus der Hauptgrube, Probe 15 und 16 aus der etwas höher gelegenen kleinen Grube (R: 35 48 200; H: 56 55 750). Die stratigraphische Position ist auf Abb. 2 angegeben. Die Proben 13 und 14 sind nicht aus dem Anstehenden gewonnen, sondern repräsentieren quartärzeitlich umgelagerte, sehr wahrscheinlich höchste Übergangsfolge bis tiefere Untere Folge. Eine Dezimierung des Apatitanteils (auch ?Amphibolanteils) kann hierbei nicht ausgeschlossen werden (vgl. MAHADJER 1977). Der Rutilanteil von 6% in Probe 14 fällt gleichfalls aus dem Rahmen.

Die dichte Probenfolge läßt die Lage des mineralogischen Umschlagpunktes deutlich werden: über der Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer und unter der Bänderfazies. Der Amphibolanteil von 34,5% in Probe 15 aus der Bänderfazies ist bisher einmalig im Germanischen Buntsandstein, sogar ein Pyroxenkorn wurde beobachtet. Der gemittelte Apatitanteil der Proben zwischen Z4-Basissandstein und der Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer beträgt 10,5% (zwischen 3,5% und immerhin 22,5% im Z5-Basissandstein). Dem stehen 30% - 60% Apatit aus dem höheren stratigraphischen Niveau gegenüber. Die Zirkonanteile verhalten sich wiederum nahezu entgegengesetzt. Schwankungen im Turmalinanteil zwischen 19,5% und 55% sind stratigraphisch unmotiviert. Wie bei nahezu sämtlichen Proben (Ausnahme Probe 14) gehen hohe Rutilanteile synchron mit hohen Zirkonanteilen und finden sich deshalb im tieferen Teil.

Tab. 4. Schwermineraleergebnisse Bohrung Küchen (Erl. s. Tab. 1)

<u>Küchen</u>	Ap	Zr	Tu	Gr	Ru	Rest	$\frac{Bi}{SM}$	Tu-Farb. gn-bn-bl
<u>Untere Folge</u>	60-73	15-22	9-35	+	0-1	An	0,17	54-44-2
(Mittel)	66	8	24	+	0,5	An		
258,9 tiefe Unt. Folge	60	3,5	35	+	+	An	0,15	57-43
<u>Übergangsfg.</u> 271,5 höher. Tl.	37,5	31	23	/	4,5	An, Ko	1,24	44-53-3 Alterite
280,5 Ob. Bröckelsf. Basissandst.	6	71	19	1	2	An	0	41-59 Tu z.T. stärker zersetzt
298,6 Unt. Bröckelsf. Basissandst.	7,5	65	20,5	1	3,5	An	0	51-46-3

Tab. 5. Schwermineraleergebnisse Ziegeleigrube Baumbach/Heinebach (Erl. s. Tab. 1)

<u>Baumbach - Heinebach</u>									
	Ap	Amp	Zr	Tu	Ru	Rest	$\frac{Bi}{SM}$	Tu-Farb. gn-bn-bl	
14	34	+	23	30,5	6	An, Br, ?Sp	0,01	38-60-2	stark verwittert viele Alterite
13	30	+	12	50,5	1	An	0,03	20-79-1	stark verwittert viele Alterite, wenig SM
16	60	2	6,5	28,5	1	An	0,05	18-80-2	Alterite
15	30	34,5	7	23	+	Gr, Py	0,35	20-73-7	Alterite
12	12,5	/	31,5	49	4,5	An, Br, Gr	0	22-74-4	
11	3,5	/	44,5	44	4	An, Br	0	23-76-1	z.T. sehr große Tu
10	9	/	54	24	10,5	An, Br	0	33-62-5	
9	16	/	27,5	48,5	6	An, Br, Gr	0,01	18-77-5	viele dunkle Tu
8	6	/	64,5	24	5,5	An	0,01	28-72	z.T. große Tu
7	11	/	40	38,5	5,5	An, ?To	0	25-71-3	
6	8,5	/	38,5	43	5,5	An, Gr	0	38-57-4	viele auffällige Tu
5	12,5	/	44	24,5	15	An, Br, Gr	0	36-64-1	viele Tu im gn-bn-Grenzber.
4	5,5	/	62	21,5	7	An, Br	0	18-75-7	
3	11	/	51,5	28,5	4	An, Br	0	26-71-3	viele Alterite
2	9,5	/	29	55	3	An	0	28-68-4	z.T. sehr große bn Tu
1	22,5	/	14	54,5	3	An	0	31-62-7	Alterite, vielfach zernarbte SM
17	12	/	56,5	19,5	9	An, Ti	0	37-61-2	

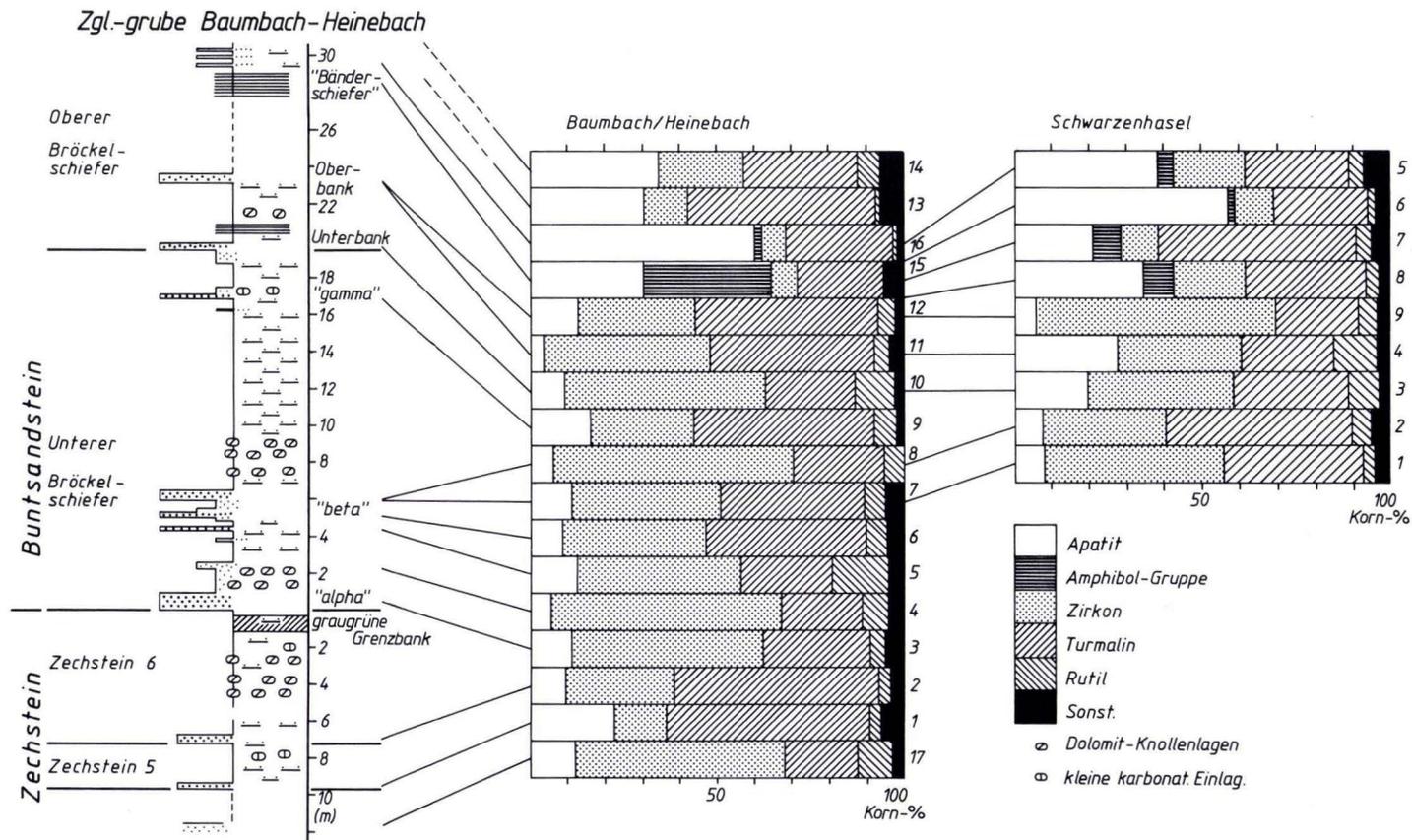


Abb. 2. Der Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein im Profil der Ziegeleigrube Baumbach/Heinebach. Schematisches Profil mit Sandsteinhorizonten und Dolomitknollenlagen. Schwermineralergebnisse mit stratigraphischer Zuordnung.

Prof. Schwarzenhasel (Tab. 6, Abb. 2; Bl. 4924 Seifertshausen R: 35 54 850 und 35 55 080; H: 56 53 950 und 56 53 800)

Die Proben 1–4 stammen aus der alten Grube, die ein Profil des Unteren Bröckelschiefers bis in den Basissandstein des Oberen Bröckelschiefers erschließt. Die Proben 5–9 sind aus der neuen Grube, die nur aus der höchsten Übergangsfolge abwärts bis in die Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer eine absolut sichere Probeneinstufung erlaubt. Zum Vergleich sind die Ergebnisse auf Abb. 2 neben das Profil Baumbach/Heinebach gestellt, mit dem sie gut vergleichbar sind (die stratigraphischen Äquivalente sind mit Strichen verbunden). Bemerkenswert sind aber hierbei die höheren Apatitgehalte der Proben 3 und 4 aus dem Basissandstein des Oberen Bröckelschiefers.

Auf den Tab. 1–6 wurde durch einen horizontalen Doppelstrich der Umschlagpunkt im Schwermineralspektrum zwischen Basissandstein, Oberbank im Oberen Bröckelschiefer und der Bänderfazies markiert. Dieser Umschlagpunkt trennt zusammenfassend für den gesamten untersuchten Bereich zwischen dem Harzrand und dem Raum Rotenburg/Fulda:

- 1) große Zirkongehalte im tieferen Teil, verminderte Zirkongehalte im höheren Teil
- 2) geringe Apatitgehalte im tieferen Teil, große Apatitgehalte im höheren Teil
- 3) deutliche Rutilgehalte im tieferen Teil, sehr geringe Rutilgehalte im höheren Teil
- 4) Die Minerale Turmalin und Granat ermöglichen nur in den beiden Profilen am Harzrand eine Trennung beider Bereiche; im tieferen Teil treten dort höhere Gehalte auf
- 5) Über der Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer sind in den beiden Ziegeleigruben-Profilen Amphibolminerale vertreten.

Darüberhinaus sind weitere wichtige Aussagen zu treffen:

- 1) Biotit (zwar nicht quantitativ abgetrennt, weil kein Schwermineral) ist in den Proben zwischen Z4 und der Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer nie vorhanden (die Spuren in den Proben Baumbach/Heinebach 8 und 9 sind nahezu unbedeutend). In den höheren Proben ist der Biotit aber immer vertreten.

Tab. 6. Schwermineraleergebnisse Ziegeleigrube Schwarzenhasel (Erl. s. Tab. 1). Zusätzlich sind hier die Verhältniszahlen Opakminerale/Schwerminerale und der Masseverlust nach Dithionitbehandlung angegeben

<i>Schwarzenhasel</i>											
	<i>Ap</i>	<i>Amp</i>	<i>Zr</i>	<i>Tu</i>	<i>Ru</i>	<i>Rest</i>	$\frac{Bj}{SM}$	$\frac{Op}{SM}$	<i>Tu-Farb.</i> <i>gn-bn-bl</i>	<i>Masseverl.</i> <i>n. Dithion.</i>	
5	38,5	4	19	27,5	4	An,Br,?To	2,44	1,37	39-57-4	43,8%	viele Alterite, sehr wenig SM
6	57	2	10	25	2	An,Br	0,2	1,27	28-66-6	50%	
7	21	7,5	10	52,5	4		0,19	1,46	34-60-6	53,3%	viele Alterite
8	34,5	8	19	32	3,5		0,09	1,36	34-60-6	53,9%	Alterite, Amp.z.T.sehr groß z.T.zerfranst
9	5,5	+	64	22	5	An	0	1,17	28-69-3	16,8%	
4	27,5	/	33	24,5	11,5	Br	<0,01	1,08	22-76-2	18,8%	stärker verwitt, korrodiert
3	19,5	/	39	30,5	8	An	<0,01	0,97	24-68-8	11,7%	
2	7,5	/	33	49,5	5	An,Br,Gr	0	0,99	26-72-3	14,3%	z.T.große Tu, auch größere Zr
1	8	/	48	37	3	An,Gr	0	0,82	28-67-5	12,2%	

- 2) Die absolute Schwermineralführung, obwohl nicht exakt gemessen, ist im tieferen Teil durchweg größer als im höheren Teil, wie die gleiche Einwaage und die daraus gewonnenen Schwermineralmengen belegen. Im höheren Teil wurde vereinzelt nicht einmal das Minimum von 300 Schwermineral Körnern im Präparat erreicht.
- 3) Die Kornverwitterung ist im höheren Teil ungleich intensiver als im tieferen Teil, so daß das verblüffende Phänomen auftritt, daß sich die größten Anteile an allgemein instabiler zu bewertenden Mineralen (Amphibol, Apatit) in den am stärksten verwitterten Proben einstellen.
- 4) Der Masseverlust infolge Dithionit-Enterzung beträgt im tieferen Teil zwischen 10% und 20%, im höheren Teil aber um die 50%. Opakanteile erweisen sich dagegen kaum als verwertbar.

Eine über den stratigraphischen Zweck (was Ziel der Untersuchung war) hinausgehende Wertung der Resultate ist schwer. Die Schwierigkeiten vor allem einer paläogeographischen Ausdeutung von Schwermineralergebnissen ließen SCHNITZER offenbar sogar an der Methodik der Untersuchungen zweifeln. Es ist aber auch bei den hier erzielten Resultaten wohl einzig unser (gegenwärtiges) Unvermögen, diesen eine abschließende, stimmige Wertung zu geben. Wie wichtig hier weitere Untersuchungen sind, zeigen die Funde der Amphibolminerale.

Als Resultat ist festzuhalten, daß aus den Stabilasoziationen des Z4 bis in die Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer nicht die Schwermineralasoziationen des höheren Teils durch Auslese im Zuge von Transport oder Verwitterung abgeleitet werden können. Es handelt sich um zwei grundlegend andere Materialeinheiten, Sediment verschiedener Herkunft. Der Umschlagpunkt belegt damit eine Wende in der Entwicklung des Germanischen Beckens (eben vom Zechstein zum Buntsandstein). Daß diese Erkenntnis aber nicht grundlegend neu ist, kann bei PRAGER (1932; Untersuchungen am Schiefergebirgsrand) nachvollzogen werden. Dieser bezieht sich wiederum auf Vorgänger (z. B. WÜRTTENBERGER 1867; diese alten Arbeiten sind u. a. deshalb so wichtig, weil sie deutbare Profile angeben, nach denen die dort beschriebenen, sehr wahrscheinlichen Äquivalente der Bänderfazies zumeist den su einleiten). Den paläogeographischen Wendepunkt beschreibt PRAGER (1932: 346f.) als einen Wechsel der Transportrichtung (wie dies auch KOSLOWSKI 1986 tut). Die Materialschüttung erfolgt im Zechstein, der nach PRAGER über den konglomeratisch-sandigen Randbildungen endet, von W nach E, im Buntsandstein aber von  $\pm$  S nach N. Die Feststellung (S. 347) gilt damals wie heute: „Da das Material des Unteren Buntsandsteins mehrfach aufgearbeitet ist, kann man nicht sicher bestimmen, woher es stammt“.

Zusammenfassend ergibt sich: Die Stabilasoziationen von der Z4-Basis bis zur Oberbank des Basissandsteins im Oberen Bröckelschiefer in Nordhessen und Südniedersachsen sind vom westlich gelegenen Liefergebiet der Rheinischen Masse abzuleiten. Die Assoziationen mit Apatit (und im Sonderfall Amphibol) des gesamten höheren Buntsandsteins entstammen einem weitgehend unbekanntem, südlichen bis vor allem südöstlichen Liefergebiet (als B-, C- und D-Material nach HEIM 1966 zu bezeichnen).

In den zahlreichen von MAHADJER (1977, 1986) mitgeteilten Schwermineralanalysen aus dem Heigenbrücker Sandstein des Spessarts erscheint fast kein Apatit (lediglich in der nordöstlichsten der untersuchten Proben erreicht er höhere Anteile). KREMIANS (1977) findet den Apatit bevorzugt in Bohrkernproben und erkennt größere Schwankungen

zwischen Oberflächenproben und Bohrproben. Immerhin beschreibt er das Maximum der Zirkonführung in der Bröckelschieferfolge. Eine intensive, feinstratigraphisch abgesicherte Untersuchung und Beprobung im Grenzbereich Zechstein-Buntsandstein steht in den südlicheren Teilen aber noch aus. Für den Odenwald wurde diese von SCHWEISS (1982, 1984) bereits durchgeführt. Obwohl die dortige Gliederung mit den hier beschriebenen Profilen nicht ohne weiteres verglichen werden darf (eine Übereinstimmung wäre aber durchaus möglich), zeigen sich Parallelen auf, die sich auch im Schwermineralspektrum abbilden.

Die Schwermineraluntersuchungen mehrerer fränkischer Tiefbohrprofile von SCHNITZER (1986) ergeben zumeist fließende Übergänge zwischen Bröckelschieferfolge und höherem Buntsandstein. Da es sich aber offensichtlich um Spülproben handeln dürfte, bleibt die stratigraphische Einstufung wohl etwas unpräzise. Insgesamt ergibt sich hier aber wiederum ein beträchtlicher Apatitanteil, der im tiefsten su zurücktritt. SCHNITZER wie MAHADJER postulieren notwendige südliche Liefergebiete mit (aufgrund von Quarzkornfarben-Untersuchungen) Ableitung von metamorphen Gesteinen, vermissen aber im Schwermineralspektrum sämtliche Anhaltspunkte für metamorphe Minerale.

Wenngleich es auch in Süddeutschland (schwache) Anzeichen für einen im Schwermineralspektrum liegenden Schnittpunkt gibt, so genügen die vorliegenden Untersuchungen nicht, die in Südniedersachsen, Nordhessen und von THON (1962) aus dem Thüringer Becken beschriebenen Verhältnisse zum gegenwärtigen Zeitpunkt auf südliche Randgebiete zu übertragen. Zugleich ist es offenbar ein allgemeines Phänomen im Germanischen Buntsandstein, daß wir in den becken tieferen Räumen vollständigere Schwermineralspektren vorfinden, die im Vergleich mit Randgebieten nachträglichen Dezimierungen weniger ausgesetzt waren. Nur im N finden wir den Granat großregional in beachtlichen Anteilen, dominiert der Apatit in weiten Bereichen und Profilabschnitten und fanden sich jetzt auch als instabil zu wertende Amphibolminerale in größerer Zahl. Die Erhaltungsfähigkeit der einzelnen Schwerminerale in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position scheint damit einen großen Einfluß zu erlangen. Stratigraphisch deutbare Änderungen im Schwermineralspektrum des Buntsandsteins können deshalb wohl nur bei drastisch einschneidenden Umgestaltungen des gesamten Beckenraumes auftreten und über rein lokale Gegebenheiten hinaus verfolgt werden. Dabei handelt es sich nach heutiger Kenntnis um: 1. die H-Diskordanz an der Basis der Solling-Folge und 2. den beschriebenen Umschlagpunkt im tieferen Teil des Oberen Bröckelschiefers.

##### **5. Konsequenzen für eine eventuelle neue Definition der Zechstein-Buntsandstein-Grenze**

Es bleibt die gewiß unbefriedigende Feststellung, daß weder die gegenwärtig übliche Grenzziehung Zechstein 6/Unterer Bröckelschiefer, noch die von BEST vorgeschlagene Grenze Bröckelschiefer/Untere Folge oder die in der DDR übliche heutige Grenze Zechstein/Nordhausen-Folge mit den hier vorgestellten Ergebnissen in Übereinstimmung zu bringen ist (zusammenfassende Darst. Abb. 3). Zielsetzung ist nicht von vornherein die Verschiebung der von KÄDING definierten Zechstein-Buntsandstein-Grenze. Die Bezeichnung Übergangsfolge (SEIDEL 1965, BRÜNING 1986) trägt dem Wechsel von salinärer Sedimentation des höchsten Zechsteins über Rotsedimente, in Sabkha-Milieu gebildet, des



Unteren Bröckelschiefers, hin zu fluviatilen Bildungen des Oberen Bröckelschiefers genügend Rechnung. Es wird sich aber in Zukunft exakt ein zechstein-typischer Teil und ein buntsandstein-typischer Teil dieser Übergangsfolge angeben lassen. Kartiertechnisch ist dies zunächst ohne Bedeutung. Ein Verzicht auf die „Kartiereinheit Bröckelschiefer“ wäre ein Rückschritt, da weder Zechstein 5, 6 oder möglicherweise 7 kartierfähige Einheiten darstellen. Ob man den zechstein-typischen Teil der Übergangsfolge zukünftig als Zechstein 7 definiert (BEST 1985), muß offenbleiben (die sandige Basis des Oberen Bröckelschiefers bis an den Horizont der Bänderfazies heran entspräche vielleicht sogar einem rudimentären Z8). Zwangsläufig ergibt sich die typische „Bröckelschiefer-Fazies“ als zechstein-typischer Teil der Übergangsfolge.

Danksagung: Mein Dank für die zahlreichen intensiven Fachdiskussionen gilt den Herren Dr. BEST, BGR, Hannover; Dr. KÄDING, Kali & Salz AG, Kassel; Dr. KULICK, HLB; Wiesbaden; Dipl.-Geol. RÖHLING, BGR, Hannover. Bei der Schwermineralabtrennung und der Diagnose der Amphibol-Mineralen fand ich im Sedimentlabor vom NLFb und der BGR bereitwillig Unterstützung; gedankt sei den Herren Dr. KNABE und Dr. MATTIAT. Herr Dipl.-Geol. KLEUSBERG, Uni. Marburg, teilte mir freundlicherweise eigene Schwermineral-Ergebnisse mit.

#### 6. Schriftenverzeichnis

- ALTMAYER, J. (1984): Ein Beitrag zur Genese des permotriadischen Deckgebirges des Saarkarbons aus sedimentpetrographischer Sicht. – Diss. Uni. Saarland, 58 S., Anh.; Saarbrücken.
- BACKHAUS, E. (1976): The Permian/Triassic boundary in the continental area of Middle Europe. – In: FALKE, H. (Hrsg.): The continental Permian in Central, West, and South Europe: 110–120, 3 Abb.; Dordrecht (D. Reidel).
- BEST, G. (1985): Die Grenze Buntsandstein/Zechstein nach Bohrloch-Messungen (Gamma-Ray und Sonic-Log) im Nordwestdeutschen Becken. – Ber. Arch. BGR, **98933** [Unveröffentl.], 17 S., div. Abb., Anl.; Hannover.
- (1987): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in NW-Deutschland nach Bohrlochmessungen. – Int. Symp. Zechstein 87, Abstracts/Posters: 18–19; Bochum. [Vortragskurzfassung]
- BEYSLAG, F. (1886 a): Erläuterungen zu Blatt Allendorf. – Geol. Kt. Preußen 1: 25000, Bl. Nr. 4725; Berlin.
- (1886 b): Erläuterungen zu Blatt Ermschwerdt. – Geol. Kt. Preußen 1:25000, Bl. Nr. 4624; Berlin.
- BORNEMANN, J. G. (1889): Über den Buntsandstein in Deutschland und seine Bedeutung für die Trias. – Beitr. Geol. Paläont., **1**: 61 S., 3 Taf.; Jena (G. Fischer).
- BRÜNING, U. (1984): Zur Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – Diss. Uni. Würzburg [Unveröffentl.], 211 S., 24 Abb., 19 Tab., 17 Taf., 7 Textprof.; Würzburg.
- (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – Geol. Jb. **A90**: 3–125, 18 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- CARLÉ, W. (1956 a): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung in Bad Mergentheim. – Jh. statist. Landeskd. Baden-Württemberg, **3**: 229–260, 7 Taf., 7 Abb.; Stuttgart.
- (1956 b): Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über den Bröckelschiefer des unteren Buntsandsteins. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1956: 282–289, 4 Abb.; Stuttgart.
- DIEDERICH, G. (1970): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in der südlichen Randfazies. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 81–92, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- & HICKETHIER, A. (1975): Der Buntsandstein am Südwestrand des Vogelsberges. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 187–228, 2 Abb.; Wiesbaden.
- FALKE, M. (1982): Sedimentpetrographische Untersuchungen an klastischen Sedimenten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im Braunschweiger Land. – Dipl.-Arb. (Teil B) TU Braunschweig [Unveröffentl.]: 75–220, 58 Abb., 5 Tab., 3 Taf., 1 Anl.; Braunschweig.

- FRANK, M. (1936): Der Faziescharakter der Schichtgrenzen der süddeutschen und kalkalpinen Trias. – Zbl. Mineral., 1936 B, 477ff.; Stuttgart.
- GRUPE, O. (1909): Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser- und Leinegebiet und ihre Beziehungen zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. – Jb. preuß. geol. L.-A., **29**: 39–57; Berlin.
- (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des Oberen Wesertales. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **4**: 1–120; Hannover.
- (1928): Die Harzschwelle der jüngeren Zechsteinzeit und ihr Einfluß auf die Ausbildung des in ihrem Bereich liegenden Salzlagers. – Kali, **22**: 1–5, 2 Abb.; 20–23, 2 Abb.; 38–41, 1 Abb.; Halle.
- GUNZERT, G. (1955): Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 106–125, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1958): Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **24**, 61 S., 14 Abb., 7 Tab.; Wiesbaden.
- HEIM, D. (1966): Petrographische Beiträge zur Paläogeographie des Buntsandsteins. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 235–258, 1 Tab., Taf. 17; Wiesbaden.
- HOPPE, W., & SEIDEL, G. (1974): Geologie von Thüringen. – 985 S., 200 Abb., 124 Tab., 99 Fotos, 1 Kt.; Gotha-Leipzig (Haack).
- HORN, M., & KULICK, J. (1969): Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. 4720 Waldeck, 227 S., 35 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- & MEISCHNER, D. (1973): Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. 4820 Bad Wildungen, 386 S., 69 Abb., 20 Tab., 2 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- JUNGWIRTH, J. (1969): Zur Stratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Südthüringen (Wasungen – Sonneberg). – Geologie, Beih., **66**, 79 S., 20 Abb., 8 Tab.; Berlin.
- & SEIDEL, G. (1968): Die faziellen Änderungen der Zechsteintone in Thüringen. – Jb. Geol., **2**: 271–280, 5 Abb.; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (1975): Zechstein.– In: LAEMMLEN, M. (1975): Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl.: 30–44, Abb. 7–10; Wiesbaden.
- (1977): Salinarformation des Zechstein. – In: LEPPER, J.: Erl. Bl. Uslar Nr. 4223, Geol. Kt. Niedersachsen 1: 25000: 13–15, Tab. 2; Hannover.
- (1978 a): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 233–252, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1978 b): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KOSLOWSKI, W. (1986): Zur sedimentären Entwicklung des Buntsandsteins: Ein Vergleich zwischen dem Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und dem Raum um Bad Hersfeld/Hessen. – Diss. Uni. Marburg [Unveröffentl.], 135 S., 57 Abb., Beil.; Marburg.
- KREMIANS, R. D. (1977): Schwermineraluntersuchungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein des Spessarts unter besonderer Berücksichtigung stratigraphischer Problemstellung. – Diss. Uni. Würzburg [Unveröffentl.], 150 S., 19 Abb., 14 Tab.; Würzburg.
- KULICK, J. (1966): Der Untere Buntsandstein am Südrande des Kellerwaldes (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 182–200, 1 Abb., Taf. 14–16; Wiesbaden.
- (1968): Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. 4719 Korbach, 272 S., 32 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 8 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- (1987): Der über Tage anstehende Zechstein in Hessen, Exkursion D1. – Int. Symp. Zechstein 87, Exkf. II: 19–140, div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- et al. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D68**: 3–223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- KUMM, A. (1941): Die Triasformation. Der Buntsandstein. – In: KUMM, A., RIEDEL, L., & SCHOTT, W.: Das Mesozoikum in Niedersachsen 1, Trias und Lias, Abb. 1–13; Oldenburg (Stalling).
- KUPFAHL, H.-G. (1979): Der Buntsandstein auf Blatt 5018 Wetter (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **107**: 105–124, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KURZE, M., & ROTH, W. (1977): Die Schwermineralführung des Buntsandsteins im Südteil der DDR als ein Klimaindiz. – Veröff. Bergakad. Freiberg, Geowiss., **552**: 37–46, 4 Abb.; Leipzig.
- LANGBEIN, R. (1970): Zur Petrologie des Thüringer Buntsandsteins. – Geologie, Beih. **68**; 131 S., 36 Abb., 7 Tab., 8 Taf., 22 Anl.; Berlin.

- LEIBER, J. (1970): Beiträge zur Kenntnis der Paläogeographie und Sedimentologie des Unteren Buntsandsteins (Tigersandstein, su) und des Eckschen Konglomerates (smc1) im mittleren und südlichen Teil des Nördlichen Schwarzwaldes. – Diss. Uni. Freiburg [Unveröffentl.], 247 S., 74 Abb., 96 Tab., 6 Taf.; Freiburg i. Br.
- LEITZ, F. (1976): Lithostratigraphie des Zechsteins und Buntsandsteins bei Coburg-Kronach (Nordost-Bayern). – Diss. Uni. Bochum [Unveröffentl.], 185 S., 10 Tab., 25 Abb., 3 Taf.; Bochum.
- MAHADJER, D. (1977): Sedimentologische Untersuchungen im Heigenbrückener und Felssandstein unter besonderer Berücksichtigung der Paläogeographie. – Diss. Uni. Würzburg [Unveröffentl.], 133 S., 82 Abb., 8 Tab.; Würzburg.
- (1986): Schwerminerale und Quarzkornfarben im Buntsandstein Unterfrankens: Heigenbrückener Sandstein und Felssandstein. – *Geologica Bavarica*, **89**: 129–140, 6 Abb., 1 Taf.; München.
- MEYER, H. L. F. (1913): Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm/Trias. – *Jb. preuß. geol. L.-A.*, **31**: 383–447, 2 Kt., 1 Tab.; Berlin.
- NAUMANN, E. (1913): Erläuterungen zu Blatt Eisenach. – *Geol. Kt. Preußen* 1: 25000, Bl. Nr. 5027; Berlin.
- (1914): Erläuterungen zu Blatt Salzingen. – *Geol. Kt. Preußen* 1: 25000, Bl. Nr. 5127; Berlin.
- PATTISON, J., SMITH, D. B. & WARRINGTON, G. (1973): A review of Late Permian and Early Triassic biostratigraphy in the British Isles. – In: LOGAN, A. & HILLS, L. V. (Eds.): *The Permian and Triassic systems and their mutual boundary*. – *Mem. can. Soc. Petrol. Geol.*, **2**: 220–260.
- PHILIPP, W. (1960): Zechstein und Buntsandstein in Tiefbohrungen zwischen Harz und Lüneburger Heide. – *Geol. Jb.*, **77**: 711–740, 7 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- PIENKOWSKI, G. (1987): Permian/Triassic and Zechstein/Buntsandstein boundaries in Poland – A sedimentological approach. – *Int. Symp. Zechstein 87, Abstracts/Posters*: 80–81, 1 Abb.; Bochum.
- PRAGER, H. (1932): Die Perm-Trias-Grenze nördlich des Kellerwaldes. – *Z. dt. geol. Ges.*, **84**: 317–360, 10 Abb., Taf. 9; Berlin.
- PUFF, P. (1969): Über den Unteren Buntsandstein am Südrand des Thüringer Beckens. – *Abh. zentr. geol. Inst.*, **13**: 105 S., 25 Abb., 13 Tab.; Berlin.
- REICHENBACH, W. (1970): Die lithologische Gliederung der rezessiven Folgen von Zechstein 2–5 in ihrer Beckenausbildung. – *Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont.*, **15** (4): 555–563, 1 Tab.; Berlin.
- ROTH, W. (1976): Stratigraphische, lithofazielle und paläotektonische Untersuchungen im Buntsandstein (Nordhausen- bis Solling-Folge) des Subherzynen Beckens. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C316**: 9–40, 14 Abb., 2 Taf., 8 Anl.; Leipzig.
- SALGER, M. (1983): Mineralogie der Forschungsbohrung Dinkelsbühl 1001. – *Geologica Bavarica*, **83**: 57–66, 1 Tab., 1 Beil.; München.
- & SCHMID, H. (1983): Die Forschungsbohrung Eschertshofen 1981 (Vorläufige Mitt.). – *Geologica Bavarica*, **83**: 145–161, 1 Abb., Beil. 3; München.
- SCHNITZER, W. A. (1957): Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse. – *Erlanger geol. Abh.*, **24**: 130 S., 38 Abb., 3 Taf.; Erlangen.
- (1986): Die Schwermineralführung des Buntsandsteins in Tiefbohrungen Frankens und benachbarter Bundesländer (1953–1960). Stratigraphische und paläogeographische Aspekte. – *Z. dt. geol. Ges.*, **137**: 301–326, 11 Abb.; Hannover.
- & MAHADJER, D. (1985): Vergleichende sedimentologische Untersuchungen an Proben aus dem Zechstein und dem Buntsandstein in der Forschungsbohrung Obernsees (Schwermineraluntersuchungen und Bestrahlungsanalyse). – *Geologica Bavarica*, **88**: 137–141; München.
- SCHÜLER, F. (1976): Der Buntsandstein im Nordosten der DDR. – *Jb. Geol.*, **7/8**: 81–86, 6 Abb.; Berlin.
- SCHWEISS, D. (1982): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereichs Perm/Trias am südwestdeutschen Beckenrand. – Diss. TH Darmstadt [Unveröffentl.]; Darmstadt.
- (1984): – “ – . – *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 83–126, 25 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SCUPIN, H. (1915): Die Grenze zwischen Zechstein und Buntsandstein in Mittel- und Ostdeutschland. – *Z. Naturwiss.*, **86**: 195–209, 1 Tab.; Halle a. d. Saale.
- SEIDEL, G. (1961): Zur Stratigraphie des Zechsteins und Buntsandsteins im Südharzkalirevier. – *Geologie*, **10**: 952–972, 8 Abb., 3 Tab.; Berlin.

- (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – *Geologie, Beih.* **50**: 115 S., 57 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- (1969): Zur Ausbildung des Unteren Buntsandsteins in Nordthüringen. – *Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont.*, **14** (2): 185-188, 2 Abb.; Berlin.
- SINDOWSKI, K.-H. (1957): Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. – *Geol. Jb.* **73**: 277–294, 7 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- THON, H.-G. (1962): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Gliederung des Buntsandsteins im südöstlichen Harzvorland. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 156**: 84 S., 16 Abb., 11 Anl., 2 Taf., 3 Tab.; Leipzig.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – *Erdöl-Z.*, **79**, 7: 277–292, 8 Abb.; Wien–Hamburg.
- VOLLRATH, A. (1939): Der Untere Buntsandstein zwischen Odenwald und Oberhessen. – *Zbl. Mineral. usw.*, **1939 B**: 263–277, 3 Abb.; Stuttgart.
- WAGNER, R. (1987): Stratigraphie des höchsten Zechsteins im Polnischen Zentralbecken. – *Int. Symp. Zechstein 87, Abstracts/Posters [Vortragskurzfassung]*, 114–115, 1 Abb.; Bochum.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): Liefergebiete und Schüttungsrichtungen des mitteldeutschen Buntsandsteins nach Maßgabe der Schwermineralführung. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1957**: 123–143, 6 Abb.; Stuttgart.
- WÜRTTENBERGER, G. (1867): Über die Zechsteinformation und den unteren bunten Sandstein bei Frankenberg in Kurhessen. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.*, **1867**: 10–38; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 5. 1. 1988

Geol. Jb. Hessen	116	S. 45-104	4 Abb.	3 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden 1988
------------------	-----	-----------	--------	--------	--------	----------------

## **Geologische Verhältnisse im Altmorschen-Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen**

**Mit Detailprofilen aus Muschelkalk und Keuper**

Von

ROLAND E. BECKER & MANFRED LAEMMLEN\*

**Kurzfassung:** Im nordhessischen Bergland war im Gebiet des Bl. 4923 Altmorschen durch die Bauarbeiten an der Bundesbahn-Neubaustrecke (DB-NBS) Hannover – Würzburg ein nahezu lückenloses Profil von der Abfolge des Mittleren Muschelkalks bis zur Detmold-Gruppe (höherer Unterer Steinmergelkeuper) erschlossen. Es stellt das bisher umfangreichste Profil dar, das in Hessen aus dieser – mit Ladin, Karn und Nor altersgleichen – Schichtenfolge bekanntgeworden ist.

Die detaillierte lithologische Aufnahme und die i. S. der modernen Muschelkalk- und Keupergliederung erfolgte lithostratigraphische Aufteilung wird hier vorgelegt.

Im Oberen Muschelkalk gleicht die fazielle Profilentwicklung der Aufteilung sensu GRUPE (1911). Im Unteren Mittelkeuper, also im Gipskeuper i.e.S., ist das Profil sehr ähnlich entwickelt wie im Bereich von Nordwürttemberg/Franken. Dagegen zeigt der Profilaufbau sowohl im Unteren Keuper (Höxter-Gruppe) als auch im Mittleren und Oberen Mittelkeuper (Stuttgart-, Weser- und Detmold-Gruppe, bzw. Schilfsandstein, Rote Wand und Unterer Steinmergelkeuper) eine auffallend gute Übereinstimmung mit der modernen lithostratigraphischen Gliederung und der Profilentwicklung, die DUCHROW (1984) von Weserbergland und Osnabrücker Bergland beschrieben hat.

Die Schichtenfolge liegt im Bereich der Vereinigung des Altmorschener und Beisheimer Grabens, eingesenkt in das Niveau der Gesteine des Unteren Buntsandsteins. Die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Tiefscholle an der Grabenvereinigung und in deren unmittelbarer Umgebung werden eingehend beschrieben und das tektonische Gesamtbild in den größeren Rahmen der Umgebung gestellt.

**Abstract:** Excavations along the new railway-line Hannover – Würzburg exposed an almost complete stratigraphic sequence from the middle “Muschelkalk” to the higher middle “Keuper” (equivalent to Ladinian, Carnian and Norian). The outcrops are located on sheet 4923 Altmorschen of the topographic map 1:25000 and represent the most complete profile of that stratigraphic unit in Hesse.

In the upper “Muschelkalk” the lithology is the same as described by GRUPE (1911). The greater part of the “Keuper”-profile closely resembles the stratigraphic and lithologic development in North Germany (DUCHROW 1984), whereas the strata of the lower middle “Keuper” are related to those in South Germany.

The described sequence is located at the junction of two grabens and is, within the grabens, downfaulted to the level of the lower “Buntsandstein” which is exposed at the graben shoulders. The

---

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

structural features at the graben junction and its immediate surroundings are described in detail and set in relation to the tectonical make up of the surrounding area.

Résumé : Dans la montagne nord-hessois à côté du fleuve Fulda au Sud-Ouest du village Wichte en l'étendue de la fusion des deux fossées de Altmorschen et de Beisheim une suite triassique presque parfaite a été ouverte, aboutissant des couches de Muschelkalk moyen jusque à la groupe Detmold du Keuper moyen inférieur, par les travaux le long de la section moyenne de la ligne du chemin-de-fer Hannover – Würzburg, actuellement en construction.

S'agit du profil plus complet du Keuper reconnu en Hesse.

La lithologie est dressée détaillément, la stratigraphie est divisionnée au sens de la division actuelle du »Muschelkalk« et du Keuper, et tout cela est présenté en détail.

En outre la situation tectonique dans la fusion des deux fossées est décrite et mise en cadre plus grande des alentours. La suite traitée est plongée dans le niveau du Buntsandstein inférieur. Concernant la suite du »Muschelkalk« supérieur la division appliquée longtemps sensu GRUPE (1911) a pu être confirmée largement. Quant à la suite du Keuper les couches du Keuper moyen inférieur (Keuper »à gypse« i.e.S.) correspond finement avec sa formation dans la Nord-Wurtemberg/Franconie. En contre la suite des couches du Keuper inférieur (groupe Höxter) et du Keuper moyen supérieur (groupe Stuttgart, groupe Weser, groupe Detmold = grès roseau, »muraille rouge«, Keuper rocheux-marneux inférieur) concorde très bien avec la division à point de vue d'une lithostratigraphie moderne faite par DUCHROW (1984) dans la montagne du fleuve Weser et dans la région d'Osnabrück.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	47
2. Zur geologischen Situation . . . . .	48
3. Aufschlußbeschreibung . . . . .	48
4. Stratigraphie . . . . .	50
4.1. Buntsandstein . . . . .	50
4.1.1. Unterer Buntsandstein . . . . .	50
4.1.2. Mittlerer Buntsandstein . . . . .	51
4.1.3. Oberer Buntsandstein . . . . .	52
4.2. Unterer und Mittlerer Muschelkalk . . . . .	53
4.3. Oberer Muschelkalk . . . . .	54
4.3.1. Trochitenkalk, Gelbe Basisschichten, Haupttrochitenkalk . . . . .	54
4.3.2. Ceratitenschichten, „Tonplatten“, Dolomitische Grenzschichten . . . . .	55
4.4. Keuper . . . . .	57
4.4.1. Höxter-Gruppe = Unterer Keuper . . . . .	57
4.4.1.1. Unterer Lettenkeupersandstein . . . . .	58
4.4.1.2. Hauptdolomit . . . . .	59
4.4.1.3. <i>Anoplophora</i> -Sandstein . . . . .	59
4.4.1.4. Hauptlettenkeupersandstein . . . . .	61
4.4.1.5. Grenzdolomitregion . . . . .	62
4.4.2. Grabfeld-Gruppe = Gipskeuper i.e.S. . . . .	62
4.4.2.1. Steinheim-Untergruppe = Myophorienschichten . . . . .	62
4.4.2.2. Holzminden-Untergruppe = Estherienschichten . . . . .	64
4.4.3. Stuttgart-Gruppe = Schilfsandstein . . . . .	65
4.4.3.1. Schledehausen-Formation . . . . .	66
4.4.3.2. Osnabrück-Formation . . . . .	66
4.4.4. Weser-Gruppe . . . . .	66
4.4.4.1. Eckberg-Glied . . . . .	68
4.4.4.2. Lehrberg-Glied . . . . .	68
4.4.4.3. Köllergrund-Glied . . . . .	68

4.4.4.4. Biesterfeld-Glied . . . . .	69
4.4.4.5. Henkenbrink-Glied . . . . .	69
4.4.5. Detmold-Gruppe . . . . .	69
4.4.5.1. Egge-Glied . . . . .	69
4.5. Quartär . . . . .	70
5. Paläogeographische Entwicklung im Oberen Muschelkalk und Keuper . . . . .	70
6. Lagerungsverhältnisse . . . . .	74
7. Profilbeschreibung . . . . .	80
7.1. Vorbemerkung . . . . .	80
7.2. Profil 1 . . . . .	81
7.2.1. Lithologische Abfolge . . . . .	81
7.2.2. Stratigraphische Gliederung . . . . .	93
7.3. Profil 2 . . . . .	94
7.3.1. Lithologische Abfolge . . . . .	95
7.3.2. Stratigraphische Gliederung . . . . .	98
7.4. Profil 3 . . . . .	98
7.4.1. Lithologische Abfolge . . . . .	98
7.4.2. Stratigraphische Gliederung . . . . .	99
7.5. Nicht erschlossener Profilabschnitt . . . . .	100
8. Schriftenverzeichnis . . . . .	101

### 1. Einleitung

Bei Baumaßnahmen im Mittelabschnitt der Bundesbahn-Neubaustrecke (DB-NBS) Hannover – Würzburg (ENGELS 1985) war in der Zeit vom Herbst 1984 bis zum Herbst 1987 im Gebiet des Bl. 4923 Altmorschen im Heidelbachtal SW von Wichte, zwischen den Höhen von Sauberg im N und Grabeland im S, ein zusammenhängendes und nahezu vollständiges Profil der Gesteinsabfolge vom unteren Abschnitt des Mittleren Muschelkalks bis in die Detmold-Gruppe, also den Unteren Steinmergelkeuper des Mittleren Keupers, großflächig aufgeschlossen. Die lithostratigraphische Aufnahme erfolgte – dem Baufortschritt entsprechend – teils in den ausgedehnten Einschnitten an Nord- und Südhang des Heidelbachtals, die beim Bau des Sengeberg-Tunnels und der Widerlager der Heidelbach-Talbrücke sowie dem weiter im S anschließenden Bahneinschnitt entstanden waren, teils im Talbereich in den Fundamentgruben der Brückenpfeiler.

Die Geländearbeiten – lithologische Profilaufnahme und Oberflächenkartierung – wurden von Becker, die lithostratigraphische Aufteilung und die sich darauf gründenden Folgerungen von Laemmlen durchgeführt.

Wegen seiner herausragenden überörtlichen Bedeutung als Bindeglied zwischen den Gliederungen der entsprechenden Schichtenfolgen in Norddeutschland einerseits und in Süddeutschland andererseits, sowie auch in Thüringen, wird das vorliegende Profil hier ausführlich wiedergegeben und in seinen lithostratigraphischen Einzelheiten sowie im Rahmen der tektonischen Gesamtsituation behandelt.

Die Autoren danken dem Leiter der Projektgruppe Hannover – Würzburg (Mitte) der Bundesbahndirektion Frankfurt a. M., Herrn Abteilungspräsidenten Dipl.-Ing. W. Engels, für die Genehmigung zu dieser Veröffentlichung, und den bei Planung und Bau der DB-NBS maßgeblich beteiligten ingenieur-geologischen Instituten für die gewährte Einsichtnahme in geologische Unterlagen. Damit war es

möglich, die bei der Oberflächenkartierung gewonnenen eigenen stratigraphisch-tektonischen Ergebnisse zu vervollständigen und zu verfeinern. So konnte das tektonische Graben-Querprofil im N anhand des geologischen Längsprofils vom Sengeberg-Tunnel ergänzt werden, das von Herrn Dipl.-Geol. R. Bichoel im Auftrag des Geotechnischen Büros F. Bräutigam und Partner, Olpe, aus den beim Vortrieb untertage gewonnenen Ortsbrustbildern zusammengestellt worden war. S des vorerwähnten Bahneinschnitts konnten zahlreiche Kernbohrungen und auch Baggerschürfe, die im Bereich des dortigen Quertals im Auftrag des Instituts für Erd- und Grundbau Dipl.-Ing. W. Romberg, Darmstadt, angesetzt worden waren, zur Klärung der örtlichen stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse herangezogen werden. Dank gebührt nicht zuletzt auch Herrn Dr. M. Horn vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, der freundlicherweise die paläontologische Bestimmung der in den Schichten des Oberen Muschelkalks aufgefundenen Ceratiten übernahm.

## 2. Zur geologischen Situation

Die DB-NBS verläuft, wie Abb. 1 verdeutlicht, bei Wichte im nordhessischen Buntsandsteinbergland, das in diesem Bereich von den streifenförmigen tektonischen Einbrüchen des Altmorschener und des Beisheimer Grabens durchzogen wird. Diese Untergrundstrukturen erscheinen im Landschaftsbild als langgestreckte Geländemulden, denen die wichtigsten Wasserläufe folgen. Geologisch sind die Grabenbrüche gekennzeichnet durch ihre Füllung mit muldenförmig und zum Teil in Bruchstufen ins Niveau der Buntsandsteingesteine eingesunkenen jüngeren Triasschichten.

Die DB-NBS quert mit der Heidelbach-Talbrücke eine besonders tief eingesunkene Teilscholle im Bereich der Vergitterung des mehr oder weniger rheinisch streichenden Altmorschener Grabens mit dem im wesentlichen W-E-gerichteten, also quer dazu verlaufenden Beisheimer Graben. Hier blieben die im folgenden ausführlich beschriebenen jungen Triasgesteine erhalten.

Bereits auf dem von BEYSLAG aufgenommenen, im Jahr 1889 veröffentlichten Bl. Altmorschen der Geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten ist die geologische Gesamtsituation in ihren Grundzügen richtig erfaßt. Eine detaillierte Aufnahme und eine daraus abgeleitete weitergehende Untergliederung der innerhalb der Grabenstruktur verbreiteten jungen Triasabfolgen ließ sich jedoch – mangels geeigneten Aufschlüsse – seinerzeit nicht durchführen.

## 3. Aufschlußbeschreibung

Die in der Grabenvereinigung verbreiteten Muschelkalk- und Keuperschichten liegen, wie die Bauaufschlüsse klar erkennen ließen, in Form einer bruchtektonischen, stark asymmetrischen Mulde vor. Die Grabenachse verläuft wenig oberhalb vom nördlichen Hangfuß des Tals in schwäbischer Richtung (Abb. 3). Auf der Südflanke des Muldengrabens herrschen geringere Schichtneigungen, doch ist das Einfallen auch dort durchweg steiler als die natürliche Hangneigung. Dadurch bilden die Gesteine des Oberen Muschelkalks im S vom Heidelbachtal eine gut reliefierte SW-NE-streichende Anhöhe, deren Nordhang von Gesteinen des Unteren und Mittleren Keupers eingenommen wird. Nördlich der Muldenachse versteilt sich das Einfallen der Schichten bis hin zur Senkrechtlagerung. Nahe der nördlichen Grabenrandverwerfung sind örtlich sogar überkippte Schichtpartien vorhanden.

Ein umfangreicher Teil der bruchtektonischen Muldenstruktur mit den zum Mittleren Keuper gehörenden Schichten war im Bereich vom Südportal des Sengeberg-Tunnels bis

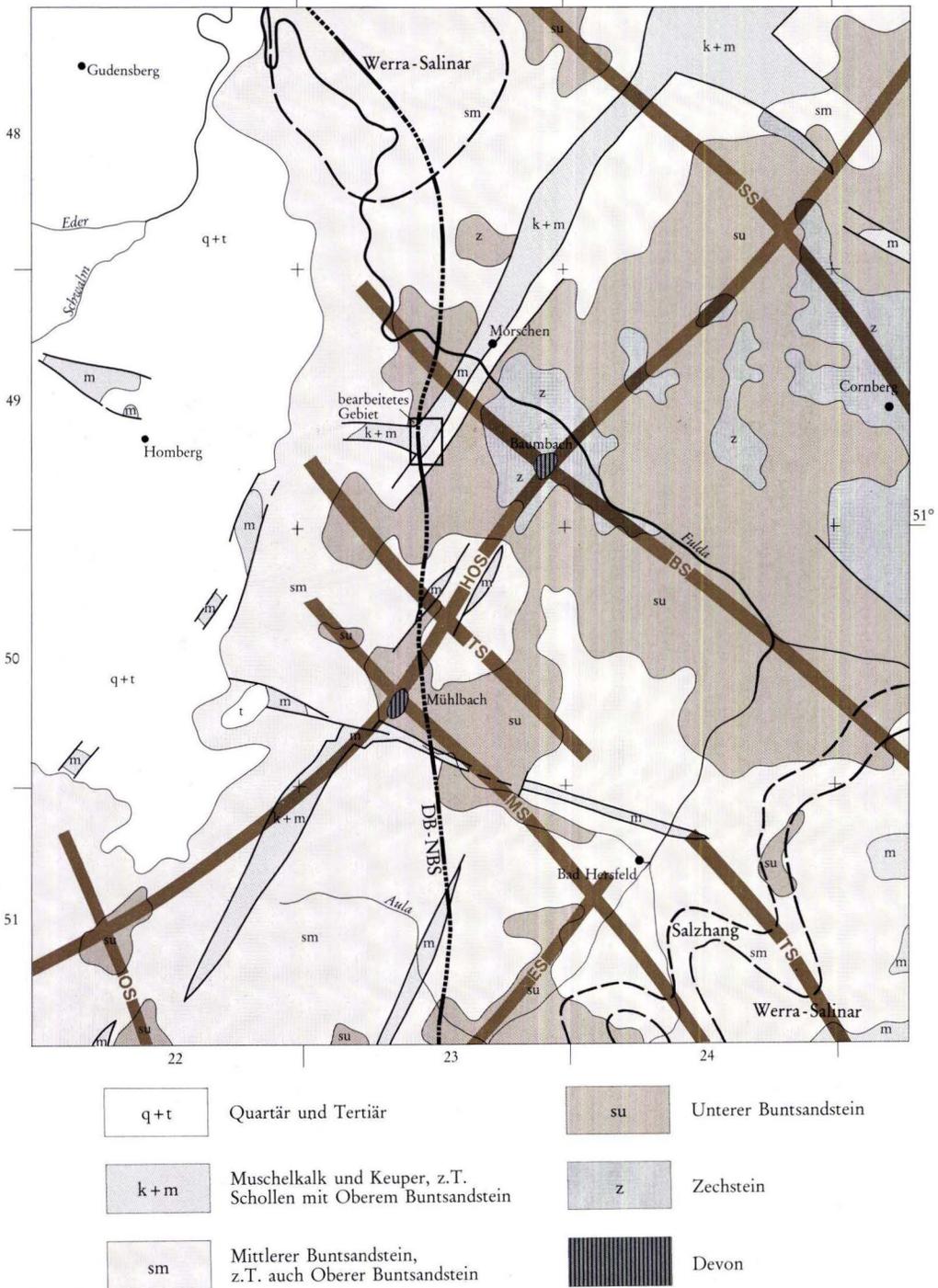


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte mit den wichtigsten tektonischen Strukturen.

zum Nord-Widerlager der Heidelberg-Talbrücke in einem ausgedehnten Hanganschnitt sehr gut erschlossen. Nach S folgten zwölf quadratische Fundamentgruben mit Seitenlängen von jeweils ca. 15 m und Tiefen von max. 10 m für die Pfeiler dieser Brücke. Auch in diesem von Gesteinen des Mittleren und Unteren Keupers eingenommenen Bereich konnte ein lückenloses Profil gewonnen werden, weil das Streichen der Schichten diagonal zu den eng benachbarten Baugruben erfolgt. Etwa 105 m im S des Süd-Widerlagers der Heidelberg-Talbrücke war in dem anschließenden Bahneinschnitt die Abfolge vom tiefen Unteren Keuper bis in die Ceratitenschichten des Oberen Muschelkalks und – in Teilstücken – auch Ausschnitte aus den Schichtenfolgen des Trochitenkalks des Mittleren und Unteren Muschelkalks sowie des Röts freigelegt.

Nicht aufgeschlossen war in der 105 m langen Lücke zwischen diesem Bahneinschnitt und dem Süd-Widerlager ein Ausschnitt aus der Schichtenfolge des Unteren Keupers. Der fehlende Profilabschnitt läßt sich jedoch anhand der Aufnahmeergebnisse schließen, die HIEKE (1966) aus dem Bereich des benachbarten Remsfelder Grabenknotens veröffentlicht hat (vgl. Kap. 7.5.).

Das Gesamtprofil wird von der Trasse der DB-NBS in einem sehr flachen, nach E geöffneten Bogen in nahezu Nord-Süd-Richtung, also etwa quer zur Muldenachse, geschnitten.

#### **4. Stratigraphie**

Am Aufbau des Untergrundes beteiligen sich Schichten des Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandsteins, des Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalks, des Unteren und Mittleren Keupers und des Quartärs.

Da der Schwerpunkt dieser Arbeit in der Darstellung von Detailprofilen aus der Abfolge des Mittleren und Oberen Muschelkalks und insbesondere des Keupers liegt, wird in diesem Kapitel jeweils nur eine kurze Charakteristik der beteiligten Schichtenfolgen gegeben.

#### **4.1. Buntsandstein**

##### **4.1.1. Unterer Buntsandstein**

Schichten des Unteren Buntsandsteins treten großflächig im Bereich der Randschollen zutage. Gesteine des Mittleren und Oberen Buntsandsteins streichen dagegen im wesentlichen nur im Bereich der Staffelschollen aus, die sich um die stark eingesenkte (Muschelkalk/Keuper)-Tiefscholle gruppieren.

Die ca. 280 m mächtige Abfolge des Unteren Buntsandsteins beginnt über den anhydritisch-carbonatisch-tonig/siltigen, oben z. T. auch sandigen Ablagerungen des Zechsteins (KÄDING 1978) mit der 30 m mächtigen Bröckelschiefer-Folge. Diese setzt sich – der neuen Grenzziehung KÄDINGS entsprechen – aus einem ca. 10 m mächtigen, stärker sandig ausgebildeten Unteren, dem früher sog. „Mittleren Bröckelschiefer“, und einem knapp 20 m mächtigen, stärker tonig ausgebildeten Oberen Bröckelschiefer zusammen.

Darüber entwickelte sich die ca. 150 m mächtige Gelnhausen-Folge, deren lithofazielles Profil ganz überwiegend von fein- bis maximal mittelkörnigen Sandsteinen gekenn-

zeichnet ist. Anhand des Sandstein-Tonstein-Verhältnisses und der lithologischen Ausbildung der Sandsteine kann die Folge – in gleicher Weise wie im Bereich des Blattes 5222 Grebenau (DIEDERICH & LAEMMLEN 1966 u. LAEMMLEN 1968) – in fünf Schichtglieder aufgeteilt werden. Zuunserst bilden die Mürben Ottrauer Schichten eine ca. 45 m mächtige Abfolge, die zunächst als Sandstein-Tonstein-Wechselfolge beginnt, in ihrem Hauptteil aber von festen, bankigen bis dickbankigen Sandsteinen eingenommen wird. Die folgenden, ca. 22 m mächtigen Weißroten Ottrauer Schichten setzen sich hingegen aus plattigen Sandsteinen zusammen, zwischen die sich einzelne dünne Ton-/Siltsteinzwischenlagen einschieben. Es folgen die ca. 20 m mächtigen Weißen Sandsteinschichten, als wieder rein sandig entwickelte Abfolge aus größtenteils bankigen Sandsteinen. Das nächste Schichtglied, die ca. 40 m mächtigen vorwiegend feinsandigen Rosagelben Wechselschichten führt – im Gegensatz zum Liegenden und Hangenden – relativ mürbe, bankige bis plattige Sandsteine. Der 22 m mächtige Alheimer Sandstein, der aus bankigen Fein- bis Mittelsandsteinen besteht, schließt mit dem oft nur lokal entwickelten ca. 2 m mächtigen, feinsandig-tonig ausgebildeten Dachtonsteinhorizont die Gelnhausen-Folge nach oben ab.

Die ca. 100 m mächtige Salmünster-Folge ist durch einen wechselnd hohen Anteil an Ton-/Siltsteinzwischenlagen gekennzeichnet. Sie beginnt mit der noch vorwiegend sandigen Einschüttung des ca. 10 m mächtigen Plattigen Sandsteinhorizonts, über dem als stark pelitische Wechselfolge die 20 m mächtigen Braunroten Tonsteinschichten folgen. Darüber bauen sich die 45 m mächtigen Weißroten sandigen Schichten auf, in deren Bereich feinkörnige feste Sandsteine in drei Horizonten das lithologische Bild bestimmen. Den höchsten Teil bildet die 25 m mächtige Abfolge der Roten sandig-tonigen Schichten, die wieder als typische Sandstein-Ton-/Siltstein-Wechselfolge erscheinen und in ihrem höchsten, ca. 5 m mächtigen Abschnitt rinnenförmig eingelagerte mittel- bis vereinzelt sogar grobkörnige Sandsteinlagen einschließen.

#### 4.1.2. Mittlerer Buntsandstein

Die Volpriehausen-Folge beginnt mit dem ca. 20 m mächtigen Volpriehausener Sandstein, der sich vorwiegend aus rotbraunen, schwach violettstichigen, grob- bis mittelkörnigen und meist bankigen Sandsteinen aufbaut, die vereinzelt kleine Gerölle bis 6 mm  $\varnothing$  führen. Darüber folgt die ca. 100 m mächtige Volpriehausener Wechselfolge, die sich aus rotbraunen, plattigen, z. T. quarzitisches gebundenen Fein- bis Mittelsandsteinen im Wechsel mit zahlreichen rotbraunen Ton-/Siltsteinlagen zusammensetzt. In ihrer oberen Hälfte führt sie die Muschel *Avicula purchisoni* (GEIN.), die Leitwert besitzt.

Die Detfurth-Folge beginnt mit dem ca. 20 m mächtigen Detfurth Sandstein. Er ähnelt lithologisch sehr stark dem Volpriehausener Sandstein, doch zeigen seine Gesteine zartere, rötlichbraune bis rosagelbe Farben. Die Detfurth Wechselfolge ist mit 25–30 m Mächtigkeit wesentlich geringmächtiger entwickelt als im weiter E liegenden Gebiet (z. B. Blatt 5124 Bad Hersfeld, LAEMMLEN 1965 u. 1967). In dieser Abfolge ist der Ton-/Siltstein-Anteil deutlich geringer als in der Volpriehausener Wechselfolge, dazu sind die Sandsteine bevorzugt tonig-ferritisch und nur sehr untergeordnet auch quarzitisches gebunden.

Die Hardeggen-Folge wird eingeleitet vom ca. 10 m mächtigen Hardeggener Sandstein. An seinem Aufbau beteiligen sich überwiegend blasse, meist hellrotbraun bis

blaßrosa und auch gelblich bis grauweiß gefärbte Sandsteine, die in der Regel durch rhythmischen Korngrößenwechsel auffallend grob- und mittelkörnig gebändert bis feingestreift sind. In der 60–70 m mächtigen Hardegseiner Wechselfolge treten die Ton-/Siltsteine gegenüber den Sandsteinen anteilmäßig noch stärker in den Hintergrund als in der Detfurther Wechselfolge. Infolge verbreitet zu beobachtender Schrägschichtung ist das Lesesteinbild häufig von dreikantig ausgebildeten Sandsteinbrocken gekennzeichnet. Drei jeweils einige Meter mächtige Grobsandsteinhorizonte mit ähnlicher lithologischer Ausbildung wie im Hardegseiner Sandstein durchsetzen die Hardegseiner Wechselfolge in verschiedenen Niveaus.

Die nahezu rein sandig ausgebildete, ca. 60 m mächtige Solling-Folge beginnt mit einer rund 12 m mächtigen Schüttung aus weißgrauen bis gelblichen Sandsteinen unterschiedlicher Körnung, die durch eingelagerte Kieskomponenten (Gerölle) mit Durchmessern bis zu 5 cm oft einen konglomeratischen Habitus aufweisen. Nach oben entwickelt sich die Abfolge in einen sehr unregelmäßigen Wechsel von Fein-, Mittel- und Grobsandsteinbänken, weißgrauer bis gelber und rotbrauner bis violetter Farbe. In zahlreich eingeschalteten Aufarbeitungshorizonten finden sich immer wieder Relikte ehemaliger Ton-/Siltsteinlagen, die im Profil nur noch selten als mehr oder weniger durchgehende Schichten vorhanden sind. Nur im mittleren Teil der Abfolge findet sich eine ca. 2 m mächtige glimmerreiche Ton-/Siltsteinlage von intensiv violettrotbrauner Farbe, die sich im Profil lateral über größere Distanz verfolgen läßt. Der nur etwa 4–5 m mächtige Thüringische Chirotheriensandstein i.e.S., der höchste Teil der Solling-Folge, setzt sich im wesentlichen aus gelblichweißen, z. T. auch violettgrauen, oft manganfleckigen, mürben Feinsandsteinlagen und grauen bis gelbgrauen, z. T. auch violettrotbraunen, oft feinsandigen Ton-/Siltsteinen zusammen. Während sich im unteren Teil vereinzelt noch mittelkörnige Sandsteine finden, treten die pelitischen Gesteine nach oben mehr und mehr in den Vordergrund.

#### 4.1.3. Oberer Buntsandstein

Gesteine des Oberen Buntsandsteins sind in den einzelnen Teilschollen nur unvollständig erhaltengeblieben. Die überwiegend grau gefärbten, plattig zerfallenden Ton-/Siltsteine des Röt 1, sensu HINZE (1967), oder des Grauen Basistons sind in einer Mächtigkeit von ca. 3–4 m entwickelt. Sie werden – nach der Gliederung LAEMMLENS (1975) – bereits zu den Plattensandsteinschichten gerechnet, und von der rund 40 m mächtigen Abfolge des Röt 2 überlagert. Diese baut sich vorwiegend aus braunroten, tonig-siltigen bis feinsandigen Gesteinen auf und besteht in ihrem unteren, etwa 8 m mächtigen Abschnitt – der Rotbunten Wechselfolge – noch ganz überwiegend aus bunten, violettrotbraun und graugrün gefärbten Ton-/Siltsteinen. Als deutlich erkennbares Schichtglied folgen die Gesteine des Röt 3 mit auffallend hellrotbraunen, oft grünfleckigen, ungeschichteten und bröckelig-polyedrisch zerfallenden Ton-/Siltsteinen (Braunrote Tonsteinschichten LAEMMLENS), deren Lagerungsverhältnisse nur dann klar erkennbar sind, wenn die im höchsten Teil der ca. 20 m mächtigen Abfolge vorhandenen grünlichgrauen, feinsandigen, oft quarzitisches ausgebildeten Lagen (die den Quarzitschichten LAEMMLENS entsprechen) den Aufschluß durchziehen. Den oberen, in seiner Mächtigkeit nicht bestimmbar Teil des Rötprofils, bildet die Abfolge des Röt 4, die Bunten Tonsteinschichten. Violettrotbraune bis

graugrüne, feinschichtig-blättrige Ton-/Siltsteine bauen die Schichtenfolge auf, die unten noch von violettrotbraunen, glimmerstaubigen Feinsandsteinen in dünnen Lagen durchzogen sind, und oben mit den vorwiegend grau gefärbten, z. T. carbonatischen Ton-/Siltsteinen der Myophorienschichten zum Muschelkalk überleiten.

#### 4.2. Unterer und Mittlerer Muschelkalk

Die rund 110 m mächtige Abfolge des Unteren Muschelkalks oder Wellenkalks ist gekennzeichnet durch typische Flachseeablagerungen. Graue, mikritische, z. T. mergelige Flaserkalksteine mit unruhig-welligen Schichtflächen und dünnplattiger Absonderung herrschen vor. Sie zeigen oft Lebensspuren und werden hin und wieder von geringmächtigen Schillagen unterbrochen. Fossilreiche bankige Kalksteine, die in gewissen Horizonten besonders gut ausgebildet sind, und sich im Gelände in Form von Steilanstiegen kenntlich machen, gliedern – nach dem Vorgang von FRANTZEN & v. KOENEN (1889) – die Schichtenfolge.

Über dem ca. 30 m mächtigen Unteren Wellenkalk, der von dem wenige Dezimeter mächtigen eigelben Grenzgelbkalk eingeleitet wird, liegt als erster markanter Horizont die ca. 8,5 m mächtige Oolithzone mit Unterer und Oberer Oolithbank. Darüber folgt der Mittlere Wellenkalk als eine 27-29 m mächtige Abfolge aus flaserigen bis flachwelligen und an Lebensspuren reichen, mergeligen Bröckelkalksteinen. Die ca. 7,5 m dicke Terebratelzone zeigt in ihrer unteren Bank gelblichgraue, brecciöse, z. T. oolithische und auch knauerige, z. T. fossilreiche Kalksteine. Ihre Oberbank fällt vor allem dadurch auf, daß sie zahlreiche runde und pentagonale Crinoidenstielglieder führt. Der 12–14 m mächtige Obere Wellenkalk baut sich aus ebenschichtigen bis höchstens flachwelligen und plattigen bis dünnbankigen Kalksteinen auf, die in vereinzelt linsigen Lagen Fossilrelikte, z. T. auch Stielglieder führen. In der ca. 15 m mächtigen Schaumkalkzone wechseln gelblich- bis hellgraue, schaumige, fossilreiche und oft nur wenig feste Kalksteinbänke mit harten, splinterigen, z. T. auch knauerigen Kalksteinen und mit dünnschichtigen Bröckelkalksteinlagen. Im oberen Abschnitt, den *orbicularis*-Schichten, bestimmen gelbliche dolomitische Kalksteine und, nach oben mehr und mehr zunehmend, gelbgraue plattige Mergelsteine das lithologische Bild.

Die ca. 30–40 m mächtige Schichtenfolge des Mittleren Muschelkalks baut sich aus kalkarmen bis -freien Gesteinen auf. Es finden sich graue bis gelblichgraue, harte Dolomitsteine neben intensiv gelb-, teilweise aber auch bräunlichgrün gefärbten, weichen Mergelsteinen. Charakteristische Lesesteine liefern vor allem die blaßgelbgrauen bis bräunlichgelben, karvernös-zelligen Dolomitsteine, die besonders im tieferen aber auch im höheren Teil der Abfolge schichtig eingelagert sind. Der höchste Teil der Schichtenfolge ist schließlich durch das sporadische Auftreten von dunkelgrauen, bis cm-großen Hornsteinen gekennzeichnet, die in gelben, z. T. weichen Mergelsteinen – infolge Verdrängung von Calciumcarbonat durch Chalzedon – als mehr oder weniger horizontbeständige Einlagerung auftreten.

In gleicher Weise wie HORN (1982) – in Anlehnung an HOFMEISTER et al. (1972) – im Gebiet von Warburg die Abfolge des Mittleren Muschelkalks in drei Abschnitte unterteilt, liegt auch im Untersuchungsgebiet bei Wichte eine übereinstimmende lithostrati-

graphische Dreigliederung vor. Die untere, mindestens 8 m mächtige, infolge tektonischer Unterdrückung nur unvollständig vorliegende Abfolge (Sch. 2–4 in Profil 3) baut sich vorwiegend aus z. T. kalkigen Dolomitsteinen von gelber bis rötlichgrauer Farbe auf, die plattig bis bankig ausgebildet und oft sehr hart sind. Sie erscheinen z. T. zellig, und gehen nach oben in gelbliche, dolomitische Mergel- bis Kalkmergelsteine mit deutlicher Schichtung über. Diese Schichten entsprechen der Unteren Mergel-Dolomit-Folge des Gebietes von Warburg, bzw. dem Profilabschnitt, den LAEMMLEN (1975) im Bereich des Blattes 5225 Geisa in Osthessen – nach dem Vorgang von WEBER & KUBALD (1947) in Thüringen – in Untere Mergel und Dolomite und in Untere Zellenkalke aufgliedert. Über dieser Folge bauen sich im Untersuchungsgebiet bei Wichte in einer Mächtigkeit von 6,70 m Schichten auf, die sich ganz überwiegend aus grauen, z. T. dunkelgrauen, untergeordnet auch gelblichen, feingeschichteten Tonsteinen bis Tonmergelsteinen zusammensetzen (Sch. 5–7 in Profil 3). Sie schließen, meist in Form von Linsen, gelblichen bis grauen Feinsand als Auslaugungsrückstände ehemals vorhandener Gipsgesteine ein, die die ursprünglich starke Beteiligung von Evaporiten am Aufbau dieser Schichtenfolge dokumentieren. Sie wird im Warburger Gebiet als Gips-Tonstein-Folge bezeichnet und läßt auch in Osthessen anhand der Lithologie und der internen Lagerungsverhältnisse die ursprünglich maßgebliche Beteiligung leicht löslicher Gesteine erkennen (LAEMMLEN 1975). Der obere, 19,00 m mächtige Teil der Schichtenfolge des Mittleren Muschelkalks wird bei Wichte (Sch. 8–14 in Profil 3) vorwiegend von grauen bis gelbgrauen und intensiv graugelb bis gelb gefärbten, plattigen bis bankigen Mergelsteinen mit wechselndem Carbonatgehalt aufgebaut. Weiche Lagen werden von harten, z. T. laminierten Schichten abgelöst, und im tieferen Teil dieser Abfolge treten auch gelbliche bis hellgraue, teils feinschichtige, teils stückig-würfelig-zerfallende, oft auch brecciöse Dolomit- bis Dolomitmergelsteine auf, die partiell noch Gipssteinknollen einschließen. Es handelt sich bei diesem Abschnitt um die Obere Mergel-Dolomit-Folge des Warburger Gebietes, die in Thüringen, nach der Beschreibung von SEIDEL (1974), vom Mittleren Dolomit eingeleitet wird. Dieser Schicht dürfte im Profil 3 von Wichte der Abschnitt entsprechen, der dort als Schicht 9 gehalten ist.

### 4.3. Oberer Muschelkalk

Der Obere Muschelkalk wird in Trochitenkalk und Ceratitenschichten untergliedert.

#### 4.3.1. Trochitenkalk, Gelbe Basisschichten, Haupttrochitenkalk

Das im Eisenbahneinschnitt im S der Heidelberg-Talbrücke aufgenommene Profil 3 (Kap. 7.4.) hat mit den Schichten 15–32 den Trochitenkalk in seinem vollen Umfang mit einer Mächtigkeit von 13,20 m erschlossen. Die Abfolge, die im Gelände stets als auffälliger Steilanstieg hervortritt, wird in Gelbe Basisschichten und Haupttrochitenkalk aufgeteilt.

Die 3,50 m mächtigen Gelben Basisschichten (Sch. 15–19 in Profil 3) werden von grauen, sehr harten, unregelmäßig geschichteten und grobstückig zerfallenden Kalksteinen eingeleitet, die sich durch schwache Fossilführung in Form von Schalendetritus auszeichnen. Über einer Wechselfolge aus grauen, unregelmäßig geschichteten, z. T. recht harten Kalksteinen und gelblichgrauen Mergelsteinen folgen graue, gelblichgraue und gelbliche, z. T. zellige, z. T. kompakte und stark fossilführende (Schilddetritus und kleine Mollusken)

Kalksteine, die z. T. als Kalksteinbreccie vorliegen. Sie sind unregelmäßig durchsetzt von Schlotten, deren Füllung aus Terra fusca besteht. Eine harte, gelbe Dolomitmergelsteinbank ohne erkennbare Schichtung schließt die Gelben Basisschichten, die sich im Gegensatz zum Hohen Meißner im Gebiet von Wichte nicht in Undularien- und Myophorienschichten unterteilen lassen, zum Hangenden hin ab.

Die 9,70 m mächtige Abfolge des Haupttrochitenkalks (Sch. 20–32 in Profil 3) beginnt mit einer grauen bis rötlichgrauen, harten, oolithischen Kalksteinbank und besteht im wesentlichen fast ausschließlich aus grauen bis rötlichgrauen, bankigen bis dickbankigen, nach oben mehr plattigen, harten, splittigen und oft feinkristallin ausgebildeten Kalksteinbänken. Sie sind meist durch reiche Fossilführung noch besonders gekennzeichnet, dabei treten in den vielfach überwiegend aus Schalen oder Schalenrümern bestehenden Schichten immer wieder die namengebenden Trochiten, Stielglieder von *Encrinus liliiformis* (v. SCHLOTHEIM), z. T. gesteinsbildend auf. In Form derartiger Schillkalksteine mit sparitischen Trochiten erscheinen insbesondere die Bänke in den unteren 5 m der Abfolge. Im oberen Teil schalten sich zwischen die Kalksteine als unregelmäßige, oft linsige Einlagerungen meist grünlichgrau oder graugelb gefärbte Mergel- bis Kalkmergelsteinschichten ein. Die Kalksteine sind in diesem Abschnitt z. T. noch als Schillkalksteine entwickelt, z. T. aber auch fossilfrei.

#### 4.3.2. Ceratitenschichten, „Tonplatten“, Dolomitische Grenzschichten

Im vorerwähnten Bahneinschnitt waren die Ceratitenschichten in einer Mächtigkeit von 54,29 m so gut wie vollständig erschlossen. Nach der lithologischen Abfolge kann in diesem Profil (Kap. 7.3.) zwischen der Fazies der „Tonplatten“ und den darüber folgenden Dolomitischen Grenzschichten unterschieden werden.

Die Fazies der „Tonplatten“ nimmt mit einer Mächtigkeit von 51–52 m den Hauptteil der Ceratitenschichten ein. Wie das Profil im einzelnen erkennen läßt, handelt es sich um eine Wechselfolge, die sich aus z. T. fossilführenden Kalk-, Mergel- und Tonsteinen mit unterschiedlicher Beteiligung zusammensetzt. Die Kalksteine sind grau bis gelblichgrau und blaugrau gefärbt, sondern plattig bis dünnbankig, z. T. auch linsig ab und sind fast durchweg hart und splittig ausgebildet. Meist treten sie in Form von Mikriten auf, gelegentlich führen sie auch intraformationelle Kalksteingerölle, und nur in manchen Lagen erscheinen sie auch oolithisch und mehr oder weniger stark fossilführend. Die mit ihnen wechselnden Mergel- bis Tonmergelsteine sind oliv- bis gelblichgrau, z. T. auch ockerfarbig, bankig und unregelmäßig geschichtet, teils aber auch dünnschichtig und blätterig ausgebildet. Die Tonsteine schließlich erscheinen meist als braungraue bis dunkelgraue Lagen, die teilweise auch noch carbonatisch entwickelt sein können.

Nach der Beteiligung der verschiedenartigen Sedimentgesteine läßt sich in dem bearbeiteten Profil folgende Untergliederung vornehmen: Die „Tonplatten“ werden, übereinstimmend mit BUSSE (1952 u. 1974), von den „Blauen Grenzkalen“ eingeleitet, die ein Übergangsglied zwischen dem Trochitenkalk im Liegenden und der im Hangenden folgenden Fazies der „Tonplatten“ bilden. Sie erscheinen in Prof. 3 mit der Schicht 33 als ein 2,20 m mächtiges Paket aus blaugrauen, plattigen bis linsigen, glatten, sehr harten und splittigen, z. T. fossilführenden Kalksteinen, mit unruhigen Schichtflächen; vereinzelte dünne Zwischenlagen von gelblichen und blaßgrünlichgrauen Mergel- bis Kalkmergelstei-

nen, die max. 2 cm Dicke erreichen, unterbrechen die Schichtenfolge. In der unteren Hälfte der sich darüber aufbauenden Abfolge, den eigentlichen „Tonplatten“, herrschen zunächst die Kalksteine noch stark vor. Sie werden hier nur durch dünne Mergelsteinzwischenlagen getrennt. Örtlich schieben sich sogar bis zu 50 cm mächtige Kalksteinpakete in die Schichtenfolge ein. Sie sind konglomeratisch ausgebildet, tragen aber auch ausgeprägte Muschelpflaster.

Im Abstand von 13,15 m über der unteren Grenze der Ceratitenschichten findet sich ein erstes mit 95 cm Dicke auffallend mächtig entwickeltes Mergelsteinpaket von gelblicher bis olivgrüner und hellgrauer Farbe und plattigem Zerfall (Prof. 2, Sch. 22), das wohl als Äquivalent des Tonsteinhorizonts 1 angesehen werden kann, der nach HAGDORN et al. (1987) die Unteren Ceratitenschichten oben begrenzt. Weiter nach oben nehmen die Mergelsteinzwischenlagen an Zahl und Mächtigkeit allmählich immer mehr zu. Sie gehen dabei z. T. in Tonmergelsteine und – im höheren Teil der Schichtenfolge – schließlich auch in mehr oder weniger carbonatische Tonsteine über, bis dann im oberen Profilabschnitt pelitische Gesteine gegenüber den meist nur noch in Form von Linsen auftretenden Kalksteinen die Oberhand gewinnen.

In diesem Bereich, 32,55 m über der Basis der Ceratitenschichten, tritt eine 20 cm mächtige, außerordentlich fossilreiche Kalksteinbank (Prof. 2, Sch. 48) auf, die gelbgrau gefärbt ist und braungelb verwittert. Sie besteht z. T. aus reinem Muschelschill und ist, nach Lithologie und stratigraphischer Lage im Profil, wohl als Äquivalent der *cycloides*-Bank anzusehen, die in den Ceratitenschichten als ein weitreichender Leithorizont von Nordwürttemberg über Unterfranken bis nach Thüringen und Osthessen (LAEMMLEN 1975) hinein verbreitet ist.

Im höchsten Teil der „Tonplatten“ finden sich über einer von grauen bis dunkelgrauen Tonsteinen stark geprägten Abfolge zwei im Profil deutlich heraustretende blaugraue, harte und splitterige Kalksteinlagen. Dabei ist die untere 22 cm mächtige Lage (Prof. 2, Sch. 65) der *albertii*-Bank, die obere 25 cm mächtige Lage (Prof. 2, Sch. 69) der *ostracina*-Bank gleichzusetzen. Beide werden getrennt von einer 1,67 m mächtigen Abfolge aus mittelgrauen bis olivfarbenen Ton-/Siltsteinen, die plattig bis blätterig, z. T. auch kleinstückig zerfallen, und eine dünne, blaugraue, harte Kalksteinlage einschließen. Den höchsten Teil der „Tonplatten“ bildet eine 2,02 m mächtige Abfolge aus mittelgrauen bis grünlichgrauen Ton-/Siltsteinen, die graue bis bräunlichgraue Dolomitmergelstein- und auch harte calcitische Dolomitsteinlagen einschließen.

Bei der lithologischen Aufnahme im neuangelegten Eisenbahneinschnitt im SW von Wichte konnten die im folgenden aufgeführten Ceratiten gefunden werden:

- Ceratites (Ceratites) nodosus* SCHLOTHEIM
- Ceratites (Ceratites) cf. sublaevigatus* WENGER
- Ceratites (Acanthoceratites) spinosus* PHILIPPI
- Ceratites (Acanthoceratites) spinosus cf. penndorfi* ROTHE
- Ceratites (Acanthoceratites) cf. praespinosus* PHILIPPI
- Ceratites (Discoceratites) dorsoplanus* PHILIPPI
- Ceratites (Discoceratites) alticella cf. diversus* WENGER
- Ceratites (Doloceratites) cf. muensteri* PHILIPPI
- Ceratites (Doloceratites) pulcher* RIEDEL
- Ceratites (Gymnoceratites) enodis* QUENSTEDT
- Ceratites (Opheoceratites) evolutus* PHILIPPI
- Ceratites (Opheoceratites) evolutus capricornu* WENGER.

Damit sind folgende Ceratiten-Zonen (vgl. BUSSE 1972, RIEDEL 1918, WENGER 1957, URLICHS & MUNDLOS 1987) nachgewiesen:

Discoceratiten-Schichten: *dorsoplanus*-Zone  
*nodosus*-Zone  
*enodis*-Zone  
*sublaevigatus*-Zone  
*spinosus*-Zone  
*evolutus*-Zone  
*pulcher/robustus*-Zone (?),

wohingegen Exemplare aus der

*atavus*-Zone,

d. h. aus dem tiefsten Teil der Unteren Ceratitenschichten trotz der guten Aufschlußverhältnisse ganz offensichtlich fehlen.

Der höchste, 5,85 m mächtige Teil der Ceratitenschichten liegt – anders als am Meißner (PENNDORF 1951 u. BUSSE 1952) – im betrachteten Gebiet nicht mehr in der Fazies der Tonplatten, sondern schon in einer den Bildungsbedingungen des Unteren Keupers angenäherten Ausbildung vor. Dieser Abschnitt wird als Dolomitische Grenzschichten (Prof. 2, Sch. 70–76), der Argumentation von DUCHROW & GROETZNER (1984: 189, 190) folgend und gemäß dem Vorgang GRUPES (1911 u. 1922) zu den Ceratitenschichten gestellt. Lithologisch handelt es sich dabei um eine Wechselfolge, die sich vorwiegend aus gelblichbraunen bis grauen Ton-/Siltsteinen und grauen Tonsteinen sowie aus grauen und gelbgrauen, dünnplattigen bis blätterigen, häufig in Form von Linsen auftretenden, harten und z. T. calcitischen Dolomitsteinen und aus bräunlichgrauen, harten Dolomitmergelsteinen zusammensetzt.

#### 4.4. Keuper

Von der Schichtenfolge des Keupers umfaßt das Profil nahezu die gesamte Abfolge des Unteren Keupers sensu DUCHROW (1968), das heißt der Höxter-Gruppe DUCHROWS (1984) sowie die sich darüber aufbauende lückenlose Schichtenfolge des Mittleren Keupers von der Grabfeld-Gruppe GWINNERS (1980) – die dem Gipskeuper i.e.S. entspricht –, über die Stuttgart-Gruppe GWINNERS (oder den Schilfsandstein), die Weser-Gruppe DUCHROWS (die Rote Wand und die untere Hälfte des Unteren Steinmergelkeupers), bis hinauf zum tiefsten Teil der Detmold-Gruppe DUCHROWS (die dem höheren Teil des Unteren Steinmergelkeupers entspricht).

##### 4.4.1. Höxter-Gruppe = Unterer Keuper

Die Abgrenzung zwischen den Schichtenfolgen des Unteren Keupers und des Oberen Muschelkalks erfolgt hier, der Auffassung GRUPES (1911 u. 1922) entsprechend, die von G. WAGNER (1913 u. 1920) bekräftigt und neuerdings wieder von DUCHROW (1968) argumentativ vertreten wird: Danach beginnt die Höxter-Gruppe mit der Abfolge des Unteren Lettenkeupersandsteins.

Das lithostratigraphische Normalprofil der (lt. Kap. 7.5.) 42,2–44,2 m mächtigen Höxter-Gruppe baut sich von oben nach unten wie folgt auf:

Grenzdolomitregion  
Hauptlettenkeupersandstein  
*Anoplophora*-Sandstein  
Hauptdolomit  
Unterer Lettenkeupersandstein.

Von diesen Schichtgliedern waren in den Bauaufschlüssen der DB-NBS nur die beiden unteren Drittel des Hauptlettenkeupersandsteins sowie der höchste Teil des *Anoplophora*-Sandsteins nicht freigelegt.

#### 4.4.1.1. Unterer Lettenkeupersandstein

Der Untere Lettenkeupersandstein (= Eilversen-Glied, sensu DUCHROW 1984) erreicht im Prof. 2 (Sch. 77–85) eine Gesamtmächtigkeit von 6,35 m. Es handelt sich dabei um eine Abfolge aus olivgrauen bis gelblichgraubraunen, im oberen Teil auch wolkig violettfleckigen Feinsandsteinen, die z. T. schwach quarzitisch ausgebildet, oft sehr reich an Pflanzenrelikten und stark von Wurzelröhren durchzogen sind. Sie wechseln mit grauen bis grauschwarzen, z. T. auch dunkelgraubraunen Ton-/Siltsteinen, die kleinstückig bis scherbilig oder auch blätterig zerfallen und oft Feinsandanteil aufweisen.

Die Schichtenfolge läßt eine eindeutig festländische Beeinflussung erkennen. Sie beginnt mit einer kennzeichnenden Dolomitmergelsteinlage (Prof. 2, Sch. 77), die als Emersionshorizont entwickelt ist, also ein zeitweiliges Auftauchen des Sedimentationsraumes dokumentiert. Die 25 cm mächtige, graubraun bis grau gefärbte, brecciöse Lage ist von zahlreichen sekundären Calcitadern durchzogen und stellt eine durch Austrocknung in situ entstandene Reißbreccie dar. In ihr wurden – nach der Profilaufnahme – bei der späteren Vertiefung des Bahneinschnitts folgende Fossilien aufgefunden (Abb. 2):

*Saurichthys* sp., Zahn  
„*Gyrolepis*“-Schuppen  
cf. *Nothosaurus*-Zahn  
Vertebraten-Knochenrelikte.

Nach Lage im Profil und Habitus ist diese Schicht demnach als Äquivalent der „Grenzbonebed“-lage WEBER & KUBALDS (1947) anzusehen, die LAEMMLEN (1975) auch aus dem Bereich des Bl. 5225 Geisa beschreibt. Über dieser Reißbreccie folgen zunächst schwarzgraue (kohlige) Ton-/Siltsteine (Sch.78), die mit ersten sandig ausgebildeten Lagen (Sch.79) abwechseln. Sie werden sehr rasch von reinen Sandsteinen mit Pflanzenrelikten und Wurzelröhren (Sch. 80, 82, 84) abgelöst, zwischen die sich im oberen Teil schwarzgraue, feinsandige und an Pflanzenhäcksel reiche Ton-/Siltsteine mit linsigen Einlagerungen von schwarzer Glanzkohle (Sch. 83, 85) einschalten. Die vorwiegend sandig ausgebildete Schichtenfolge kennzeichnet die beiden oberen Drittel des Unteren Lettenkeupersandsteins, der im betrachteten Raum demgemäß in „Stromrinnenfazies“ vorliegt.

Im Vergleich mit dem süddeutschen Keuperprofil (Tab. 1) ist dieser stark sandig entwickelte Abschnitt des Unteren Lettenkeupersandsteins dem Hauptsandstein und den sog. Estherienschiefern gleichzusetzen. Damit dürften die darunter folgenden dunklen,

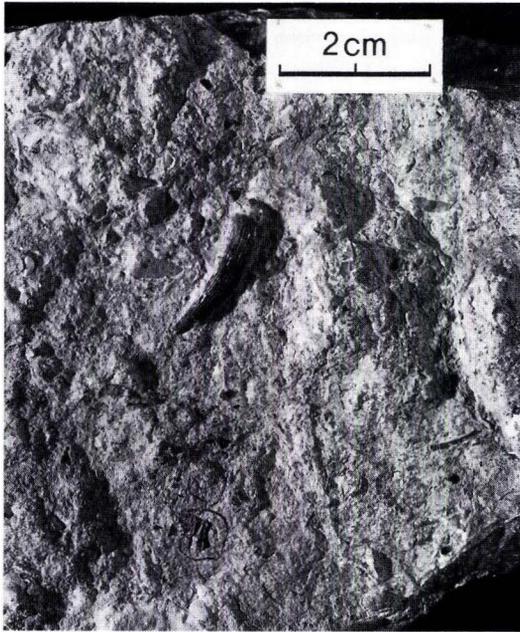


Abb. 2. Handstück aus der fossilführenden Basisschicht des Unteren Keupers.

feinsandstreifigen Ton-/Siltsteine das Äquivalent der Dolomitischen Mergelschiefer, der Blaubank und der Vitriolschiefer (einschließlich des Grenzbonebeds) darstellen.

#### 4.4.1.2. Hauptdolomit

Der Hauptdolomit sensu GRUPE (1907) wird von einer 3,33 m mächtigen Schichtenfolge vertreten, der im Prof. 2 die Schichten 86–94 angehören. Es ist eine Wechselfolge aus braunen bis rostgelben und grauen, z. T. schwarzgrauen Ton-/Siltsteinen, die partiell feinsandig ausgebildet und vielfach von sekundären Calcitadern durchzogen sind. Sie führen im unteren Teil noch reichlich Pflanzenrelikte und schließen oben mit einer 35 cm dicken graubraunen Dolomitmergelsteinlage (Sch. 94) ab, die z. T. feinsandig-glimmerig ausgebildet ist. DUCHROW (1984) bezeichnet diese Schichtenfolge als Kollerbeck-Glied.

Im Keuperprofil von Nordwürttemberg/Franken dürfte dieser Abschnitt durch ALBERTI-Bank, Sandige Pflanzenschiefer und Anthrakonitbank vertreten werden (Tab. 1).

#### 4.4.1.3. *Anoplophora*-Sandstein

Der ca. 7,00–7,50 m mächtige *Anoplophora*-Sandstein (= Böneckenberg-Glied sensu DUCHROW 1984), der im Prof. 2 noch mit seinem unteren 4,91 m umfassenden Hauptteil erschlossen ist (Sch. 95–105), bildet eine Abfolge aus braunen bis gelblichbraunen und

Tab. 1. Stratigraphische Gliederung des Unteren Keupers (Höxter-Gruppe) in Nordhessen im Vergleich mit den Nachbargebieten

Lippe- und Leine-Bergland		Nordhessen		Thüringen RICHTER 1936, DOCKTER 1974	Nord-Württemberg/-Franken BRUNNER 1973/1980, PATZELT 1964		
Höxter-Gruppe	Hohehaus-Formation	Papenhöfen-Glied	Grenzdolomitregion		Grenzdolomit	Grenzdolomit	
		Saumer-Glied	Hauptlettenkeuper-sandstein	Sandstein-horizont 3	Unterer Keuper oder Lettenkeuper	Lichte Mergel mit	Grüne und rote Lettenmergel mit Oberen Drusengelbbalken
				Dolomithorizont 2		Sandstein S3	
	Ratsiek-Glied	Sandstein-horizont 2		Dietendorfer Kalk		Gelbkalkstein Gelbmergelhorizont	
		Dolomithorizont 1		Sandstein S2			Bunte Lettenmergel
	Bödexen-Formation	Bönekenberg-Glied	<i>Anoplophora</i> -Sandstein		Nauendorfer Kalk = Dolomite D Rotmergelzone Sandstein Sx	Anthrakonitische Bank <i>Anoplophora</i> -Sandstein	
		Kollerbeck-Glied	Hauptdolomit		Zone des Gutmannshäuser Kalks	Anthrakonitbank Sandige Pflanzenschiefer ALBERTI-Bank	
Eilversen-Glied		Unterer Lettenkeuper-sandstein		Sandstein S1	Hauptsandstein (Werksandstein)		
		Rißbreccie		Grenzschiechten		Estherienschiefer Untere Dolomite Dolomitische Mergelschiefer Blaubank Vitriolschiefer	
Rißbreccie		Rißbreccie		Grenzbonebedlage	Grenzbonebedlage		
↑ Mosterholz-Sekludenz							

olivgrünen bis grauen Feinsandsteinen, die z. T. tonsteinflaserig ausgebildet sind, und mit olivgrün bis bräunlichgrau, z. T. auch violettrotbraun gefärbten feinsandigen Ton-/Siltsteinen mit blätteriger bis plattiger Absonderung abwechseln. Im unteren Teil treten auch vereinzelt geringmächtige Lagen aus schwarzgrauem, blätterigem Ton-/Siltstein (Sch. 95, 98) auf. Die Sandsteine sind in manchen Lagen dolomitisch ausgebildet und hart, in anderen stark glimmerführend, und werden vielfach von dünnen, grauschwarzen Pflanzenhäcksellagen oft so engständig durchzogen, daß sie laminiert erscheinen.

#### 4.4.1.4. Hauptlettenkeupersandstein

Der Hauptlettenkeupersandstein ist in Prof. 1 (Sch. 1–14) mit 6,23 m nur unvollständig erschlossen. Seine Gesamtmächtigkeit dürfte (mit Zuhilfenahme der Angaben HIEKES vgl. Kap. 7.5.) 21–23 m erreichen.

Am Aufbau der Schichtenfolge beteiligen sich überwiegend Ton-/Siltsteine von violettrotbrauner und grauer bis olivgrüner Farbe, die z. T. wolkig gefleckt sowie feinsandig ausgebildet sind und plattig bis kleinstückig zufallen. Sie schließen dünne, meist olivgrüne Fein- und Mittelsandsteinlagen und violettrotbraune bis olivgrüne Dolomitmergelsteine ein.

Nach dem lithologischen Aufbau läßt sich die Schichtenfolge – wieder unter Berücksichtigung des HIEKESchen Profils Kap. 7.5.) – von oben nach unten wie folgt gliedern:

- Sandsteinhorizont 3, Mächtigkeit 1,7 m
- Dolomithorizont 2, Mächtigkeit 4,25 m
- Sandsteinhorizont 2, Mächtigkeit ca. 5–6 m
- Dolomithorizont 1, Mächtigkeit ca. 2–3 m
- Sandsteinhorizont 1, Mächtigkeit ca. 8 m.

Dabei ist der einleitende Sandsteinhorizont 1 verhältnismäßig mächtig, lithologisch aber nicht sehr auffällig ausgeprägt. Nach dem Lesesteinbefund liegen vor allem graugrüne bis olivgrüne, z. T. aber auch violett fleckige, plattige bis dünn schichtige und oft feinsandstreifige Ton-/Silt- bis Mergelsteine vor, die auch kohlige Lagen einschließen. Der darüber folgende Dolomithorizont 1 wird – ebenfalls nach Lesesteinen – von rötlich- bis grünlichgrauen, z. T. sandigen Ton-/Siltsteinen und grauen, dünnbankigen Dolomitmergelsteinen aufgebaut. Sandsteinhorizont 1 und Dolomithorizont 1 faßt DUCHROW (1984) als Ratsiek-Glied zusammen. Der Sandsteinhorizont 2 stellt wieder eine Wechselfolge aus graugrünen bis dunkelgrauen und violettrotbraunen, z. T. feinsandstreifigen Ton-/Siltsteinen und grauen bis olivgrünen, z. T. rotgefleckten, oft tonsteinstreifigen Fein-/Mittelsandsteinen dar. Der Dolomithorizont 2 wird überwiegend von wolkig olivgrün und violettrotbraun gefärbten, kleinstückig zerfallenden Ton-/Siltsteinen aufgebaut, in die sich einzelne grünlichgraue und violettrotbraune Dolomitmergelsteinlagen einschalten. Sandsteinhorizont 2 und Dolomithorizont 2 faßt DUCHROW (1984) als Saumer-Glied zusammen. Im Sandsteinhorizont 3 schließlich treten besonders im oberen Teil der überwiegend aus Ton-/Siltsteinen bestehenden Abfolge hellgrünlichgraue, z. T. siltig-tonige Feinsandsteinzwischenlagen auf.

Im Vergleich mit dem Prof. von Nordwürttemberg/Franken beinhaltet die Schichtenfolge des Hauptlettenkeupersandsteins den Abschnitt, der von Bunten Lettenmergeln, Gelbkalkstein-Gelbmergel-Horizont, Oberer Sandstein und Grünen und roten Lettenmergeln mit Oberen Drusengelbkalken eingenommen wird (Tab. 1).

#### 4.4.1.5. Grenzdolomitregion

Die im Germanischen Becken weithin zu verfolgende Grenzdolomitregion – die DUCHROW (1984) mit dem Sandsteinhorizont 3 des Hauptlettenkeupersandsteins im Sinne des rhythmischen Gliederungsprinzips als Papenhöfen-Glied zusammenfaßt – ist im Prof. 1 mit den Schichten 15–20 in einer Mächtigkeit von 4,30 m vertreten. Es handelt sich dabei um eine Abfolge aus hellrotbraunen und braunroten, z. T. auch grauen und olivgrünen, örtlich feinsandigen Dolomitmergelsteinen, die oft sehr hart und teilweise auch als Bonebed ausgebildet sind und stückig zerfallen. Sie wechseln mit violettrotten und grauen Ton-/Siltsteinen, die meist deutlich geschichtet sind und plattig absondern. Als dünne Einlagerungen treten außerdem Residualbildungen ehemals vorhandener Gips- oder Anhydritgesteine auf, die in Form hellgrünlichgrauer, siltig-toniger Feinsande in bis zu 2 cm anschwellenden Linsen vorliegen.

#### 4.4.2. Grabfeld-Gruppe = Gipskeuper i.e.S.

Die Grabfeld-Gruppe, die dem Gipskeuper i.e.S. entspricht, erreicht in Prof. 1 (Sch. 21–293) eine Mächtigkeit von 98,38 m und schließt sich mit ihrem lithostratigraphischen Aufbau noch sehr eng an die Profilausbildung in Nordwürttemberg/Franken an.

Die Aufgliederung dieser Schichtenfolge geschieht gemäß den Prinzipien, die dafür schon seit langem in Süddeutschland angewendet werden (FRANK 1930): mit dem horizontbeständigen Vorhandensein von Carbonatsteinlagen (vgl. BRENNER 1973: 145), Sulfatgesteinen und deren Residualbildungen (ROCKENBAUCH 1987: 255) sowie – als wichtigem Indiz – auch mit der Färbung der Sedimente (BRUNNER & WURM 1983 u. HOFMANN & HERRMANN 1983). Damit ergibt sich folgende Aufteilung:

Holzminen-Untergruppe (sensu DUCHROW 1984) = Estherienschichten

Obere Bunte Estherienschichten

Graue Estherienschichten

Untere Bunte Estherienschichten

Steinheim-Untergruppe (sensu DUCHROW 1984) = Myophorienschichten

Obere Myophorienschichten

Untere Myophorienschichten

Grundgipsschichten

##### 4.4.2.1. Steinheim-Untergruppe = Myophorienschichten

Die Steinheim-Untergruppe, die den Myophorienschichten Süddeutschlands entspricht, erreicht im Prof. 1 (Sch. 21–176) eine Gesamtmächtigkeit von 59,58 m. Es handelt sich dabei um eine ganz überwiegend aus Ton-/Siltsteinen mit Gipsstein-Einlagerungen und Residualbildungen aufgebaute Schichtenfolge, die sich nach lithologischen Merkmalen in drei Teilabschnitte aufgliedern läßt.

Über der Grenzdolomitregion der Höxter-Gruppe folgen zunächst die 12,13 m mächtigen Grundgipsschichten (Sch. 21–50). Sie bestehen zum größten Teil aus Ton-/Siltsteinen, die in der unteren Hälfte vor allem grau und olivgrün gefärbt sind, kleinstückig bis plattig zerfallen und meist gut geschichtet, z. T. laminiert erscheinen. In der oberen Hälfte finden sich hingegen vorwiegend violettrot bis violettrotbraun gefärbte, dünnsschichtige Ton-/

Siltsteine, die sehr häufig im Zentimeterbereich olivgrün gestreift oder gebändert sind. Das Gestein ist infolge Auslaugung ehemals vorhandener Sulfatgesteine oft entfestigt und z. T. recht weich ausgebildet. Während nur in der unteren Hälfte Gipsstein oft noch in mm-dünnen Zwischenlagen auftritt, wird das gesamte Schichtpaket immer wieder von Residualbildungen in Form hellgrüner Silt- oder gelblicher Feinsandlagen und grauer, meist knolliger, z. T. aber auch dünn-schichtiger Carbonatstein-Einlagerungen durchzogen.

Die Unteren Myophorienschichten umfassen die Schichten 51–112 und liegen in einer Mächtigkeit von 25,22 m vor. Die ebenfalls ganz überwiegend aus Ton-/Siltsteinen aufgebaute Schichtenfolge beginnt über den Grundgipsschichten mit einer 12 cm dicken grauen Dolomitmergelsteinlage, die von glänzenden Kristallflächen durchsetzt und sehr hart ausgebildet ist. Dieser Horizont, der (nach HIEKE 1966) bei Oberbeisheim ein Bonebed führt, stellt wohl das Äquivalent der Bochinger Bank Württembergs dar (Tab. 2). Der darüber folgende untere Hauptteil der Unteren Myophorienschichten besteht ganz überwiegend aus rotbraunen, oft violettstichigen und z. T. olivgrün gebänderten, plattigen bis feinschichtigen und scherbis bis kleinstückig zerfallenden Ton-/Siltsteinen. Sie führen sehr häufig Residualbildungen in Form von graugrünen, knolligen Carbonatsteinlagen, auch von hellgrauem bis gelblichgrauem Feinsand oder von weißgrauem, weichem Silt, und schließen vereinzelt noch grauweißen Gipsstein in cm-großen Knollen ein. Im oberen Sechstel der Schichtenfolge (das sind die höchsten 3,9 m) herrschen olivgrüne bis mittelgraue, z. T.

Tab. 2. Stratigraphische Gliederung des Unteren und Mittleren Mittelkeupers (sensu LAEMMLEN 1954 u. 1958)

Stuttgart-Gruppe oder Schilfsandstein (Mittl. Mittelkeuper)	Osnabrück-Formation = Überschwemmungsfazies	
	Schledehausen-Formation = Stromrinnenfazies	
Grevenburg-Seklundenz  Grabfeld-Gruppe oder Gipskeuper i. e. S. (Unterer Mittelkeuper)	Holzminden- Untergruppe oder Estherienschichten	Obere Bunte Estherienschichten
		Graue Estherienschichten <i>Anatina- und Modiola-Bank</i>
		Untere Bunte Estherienschichten <i>Malachitbank Acrodus-Corbula-Bank</i>
	Steinheim- Untergruppe oder Myophorien- schichten	Obere Myophorienschichten <i>Bleiglanzbank</i>
		Untere Myophorienschichten <i>Bochinger Horizont</i>
		Grundgipsschichten

graubraune, schichtig-scherbige Ton-/Siltsteine, die ebenfalls von knolligen Gipsstein- und z. T. sekundär carbonatisch verfestigten, streifen- bis linsenförmigen Feinsandeinlagerungen, sowie auch von Carbonatknöllchen durchzogen werden. Dieser Abschnitt dürfte wohl als Äquivalent des Hungerberg-Horizontes anzusehen sein, den DUCHROW im Osnabrücker Bergland ausgeschieden hat.

Die Oberen Myophorienschichten (Sch. 113–176) erreichen eine Mächtigkeit von 22,23 m. Die wieder vorherrschend aus Ton-/Siltsteinen aufgebaute Schichtenfolge beginnt mit der 17 cm dicken Bleiglanzbank (Sch. 113 u. 114), die aus hellgrauen bis bräunlichen, harten Dolomit- und dunkelgrauen, plattigen Dolomitmergelsteinen besteht. Darüber baut sich eine recht eintönige Abfolge aus Ton-/Siltsteinen von vorwiegend grünlichgrauer, grauer und dunkelgrauer, im tieferen und mittleren Teil auch wolkig oliv und violettrotbrauner Farbe auf. Das Gestein ist teils fest und von kleinstückig-scherbigem Zerfall, vielfach finden sich aber auch weichere Partien, die zudem oft feinsandig ausgebildet sind und als Residualbildungen angesehen werden müssen. Der ursprüngliche Reichtum an Gips- und Anhydritsteinlagen dokumentiert sich in den vielerorts anzutreffenden Gipssteinrelikten, die in Form von Knollen und unregelmäßigen Lagen auftreten, und auch in den stark verbreiteten Residualbildungen. Diese treten als hellgraue und gelbliche Feinsande auf, die sekundär z. T. zu Sandstein verkittet sind, finden sich aber stark verbreitet auch als grauer Carbonatstein in Knollen oder in unregelmäßigen Lagen.

#### 4.4.2.2. Holzminden-Untergruppe = Estheriensichten

Die Holzminden-Untergruppe, die den Estheriensichten Süddeutschlands entspricht (Tab. 2), umfaßt die Schichten 177–293 und erreicht eine Mächtigkeit von 38,80 m. Auch in dieser wieder überwiegend aus Ton-/Siltstein und einzelnen Dolomitmergelstein-Zwischenlagen aufgebauten Schichtenfolge läßt sich eine der süddeutschen Keupergliederung vergleichbare Dreigliederung vornehmen.

Dem unteren Teil dieser Schichtenfolge, den Unteren Bunten Estheriensichten (WEIGELIN 1913), müssen die Schichten 177–245 zugerechnet werden. Die 17,76 m mächtige Abfolge wird von zwei grauen Dolomitmergelsteinlagen von 3 bzw. 6 cm Dicke eingeleitet, die sehr hart ausgebildet sind, und von einer 6 cm dicken Lage dunkelgrauer Ton-/Siltsteine mit z. T. verfestigten sandigen Residualbildungen getrennt werden (Sch. 177–179). Diese Lagen entsprechen im Vergleich mit der süddeutschen Gliederung den *Acrodus-Corbula*-Schichten (oder der Engelhofer Platte) Frankens. Darüber folgen in einer Mächtigkeit von 17,61 m (Sch. 180–245) bunt gefärbte, tonig-siltige Gesteine. In den unteren 4 m ist die Abfolge überwiegend grau bis graugrün, nur selten auch bräunlich bis gelblich gefärbt und stark von Gipssteinen und Residualbildungen durchsetzt. In der lithologisch gleichartig aufgebauten Abfolge darüber treten dann zunächst rotbraune, violettstichige Ton-/Siltsteine neben solchen von hellgrauer bis olivgrüner Farbe stärker in den Vordergrund. Von zwei in diese Abfolge eingelagerten grauen, stückig zerbrechenden Dolomitmergelsteinlagen dürfte die tiefere, 15 cm dicke Schicht (Sch. 203) ein Äquivalent zur Malachitbank Nordostwürttembergs darstellen. Im höheren Teil der Unteren Bunten Estheriensichten herrschen schließlich bunte, oft wolkig rotbraun und graugrün gefärbte Ton-/Siltsteine mit verhältnismäßig wenigen Residualbildungen vor.

Der mittlere Abschnitt der Holzminden-Untergruppe, die Grauen Estherienschichten (WEIGELIN 1913) folgen in einer Mächtigkeit von 15,57 m (Sch. 246–280). Sie werden ganz überwiegend von mittel- bis dunkelgrauen und olivgrünen, gelbgrün verwitternden, z. T. auffallend laminar geschichteten Ton-/Siltsteinen aufgebaut. Mit ihnen wechseln graue, stark carbonatische Dolomitmergelsteinlagen, die ockerfarbig verwittern. Graue Carbonatsteinknollen und feinsandig-siltig-tonige Lagen treten als Residualbildungen auf. Eine 65–73 cm mächtige Abfolge aus grauen, sehr harten, z. T. knolligen Dolomit- bis Dolomitmergelsteinen, die durch eine 30 cm mächtige Lage aus dunkelgrauem Ton-/Siltstein getrennt werden (Sch. 258–260), sind als Äquivalent des Horizonts der *Anatina*- und *Modiola*-Bank im nördlichen Franken anzusehen.

Der höchste Teil der Holzminden-Untergruppe wird von den Oberen Bunten Estherienschichten (WEIGELIN 1913) gebildet. Sie sind als 5,47 m mächtige Abfolge (Sch. 281–293) aus buntgefärbten, vorwiegend olivgrünen bis graugrünen und rotbraunen, scherbilg zerfallenden Ton-/Siltsteinen entwickelt, die Gipsstein in Lagen und Knollen und auch carbonatische bzw. sandige Residualbildungen einschließen.

#### 4.4.3. Stuttgart-Gruppe = Schilfsandstein

Die an der Heidelberg-Talbrücke aufgeschlossene Keuperabfolge von der Basis des Schilfsandsteins bis in den Steinmergelkeuper hinein wird hier nach dem lithostratigraphischen System gegliedert, das DUCHROW (1968 u. 1984) im Gebiet von Weserbergland und Osnabrücker Bergland entwickelt hat. Dies deshalb, weil sich das vorliegende Keuperprofil in diesem Abschnitt in seinem lithologischen Aufbau sehr eng an die Entwicklung im Weserbergland anschließt. Im folgenden werden daher auch die von DUCHROW (1984) vorgeschlagenen lithostratigraphischen Begriffe benutzt. Dagegen mußte von der Anwendung des von GWINNER (1980) vorgeschlagenen Gliederungssystems – besonders im Oberen Mittelkeuper sensu LAEMMLEN (1954) – mit der Aufteilung in Ansbach- und Coburg-Folge abgesehen werden. Wie bereits DUCHROW (1984: 265) betont und im einzelnen darlegt, erfaßt dieses nämlich einerseits keine lithologischen Großeinheiten und ist andererseits in weiten Teilen des Germanischen Beckens – so auch im Bereich der Heidelberg-Talbrücke – schon aus der lithofaziellen Profilentwicklung heraus nicht anwendbar.

Die Stuttgart-Gruppe umfaßt im hier vorgelegten Prof. 1 die Schichten 294–312 und ist in einer Mächtigkeit von 18,01 m entwickelt.

In ähnlicher Weise wie dies in Süddeutschland bereits THÜRACH (1889/90) mit seiner Aufteilung in „Flut-“ und „Normalfazies“ und WURSTER (1964) in „Sandsteinstränge“ und „Stillwasserfazies“ beschrieben haben, kann der Schilfsandstein auch im nördlichen Hessen in zwei lithofaziell unterschiedene Ausbildungstypen aufgeteilt werden. Diese stellen aber zugleich eine lithostratigraphische Gliederung dar. Nach DUCHROW (1984) folgt über einer unteren Schleddehausen-Formation, die in breiten Rinnentälern wechselnd tief in die liegenden Estherienschichten eingesenkt ist und dadurch starke Mächtigkeitsunterschiede aufweist, eine obere Osnabrück-Formation, deren Abfolge in recht gleichmäßiger Dicke entwickelt ist. Dabei ist die Schleddehausen-Formation i. w. durch Sandsteine gekennzeichnet, während in der Osnabrück-Formation solche zusammen mit Ton-/Siltsteinen auftreten.

#### 4.4.3.1. Schledehausen-Formation

Die Schledehausen-Formation (oder Stromrinnenfazies) ist an der Heidelbach-Talbrücke in einer Mächtigkeit von 4,91 m (Sch. 294–302) entwickelt. Es treten ganz überwiegend Sandsteine von grauer, olivgrüner bis gelbgrauer, z. T. auch von wolkig grüner und violettroter Farbe und meist feiner bis untergeordnet mittlerer Körnung auf. Sie sind, durch Glimmereinlagerungen erkennbar, auffallend unruhig schräg-, z. T. bogig geschichtet und führen vielfach reichlich Pflanzenhäcksel. Siltstein von meist dunkelgrauer Farbe findet sich innerhalb der Abfolge nur spärlich und in der Regel im Wechsel mit Feinsandstein; jedoch schließt eine dunkelolivgrün bis dunkelgrau gefärbte Silt/Feinsandstein-Wechselfolge von 50 cm Dicke (Sch. 302) die Schledehausen-Formation nach oben ab.

#### 4.4.3.2. Osnabrück-Formation

Die Osnabrück-Formation (oder „Überschwemmungsfazies“) liegt mit den Schichten 303–312 in einer Mächtigkeit von 13,10 m vor. Sie baut sich ebenfalls vorwiegend aus Sandsteinen olivgrüner bis grüngrauer, z. T. auch braunvioletter bis rotvioletter Farbe und überwiegend feinem bis mittlerem Korn auf. Diese sind bankig bis plattig ausgebildet und erscheinen häufig glimmerschichtig und feingestreift. Unregelmäßige Linsenschichtung ist stark verbreitet, während schräggeschichtete Partien so gut wie ganz fehlen. In manchen Lagen findet sich z. T. kohliges Pflanzenhäcksel und in Schicht 305 konnten auch Wurzelabdrücke aufgefunden werden. Im oberen Teil der Abfolge herrschen rot- bis mittelbraune und olivfarbene, oft feinsandige und glimmerführende, meist sehr deutlich geschichtete Ton-/Siltsteine vor, die z. T. Gipsstein in kleinen Knollen einschließen.

#### 4.4.4. Weser-Gruppe

Die Weser-Gruppe umfaßt nach DUCHROW (1984: 265) im Vergleich mit der süddeutschen Keupergliederung (Tab. 3) die Schichtenfolge von der Obergrenze des Schilfsandsteins bis zur „Grenze zwischen Oberen Bunten Mergeln und Stubensandsteinfolge (sensu LAEMMLEN 1954) in Nordwürttemberg“. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt in Prof. 1 (Sch. 313–396) 51,59 m.

Ihrer lithostratigraphischen Entwicklung gemäß – nach dem Vorhandensein von Carbonatsteinlagen, Sulfatgesteinen und deren Residualbildungen, ganz besonders aber wieder nach der Färbung der Sedimente – wird die Weser-Gruppe von oben nach unten wie folgt unterteilt:

Henkenbrink-Glied  
 Biesterfeld-Glied  
 Köllergrund-Glied  
 Lehrberg-Glied  
 Eckberg-Glied.

Dabei entsprechen die beiden oberen Einheiten dem oberen Hauptteil der unteren Hälfte des Unteren Steinmergelkeupers (Tab. 3), während die drei unteren Einheiten der Abfolge der Roten Wand gleichzusetzen sind.

Tab. 3. Stratigraphische Gliederung des Mittleren und tieferen Oberen Mittelkeupers (Stuttgart-, Weser- und Detmold-Gruppe) in Nordhessen im Vergleich mit Nord- und Süddeutschland

Nordhessen		Leinebergland		Süddeutschland		
Detmold-Gruppe	Egge-Glied	Steinmergelkeuper	Unterer Hauptteil des Unteren Steinmergelkeupers	Stubensdst-Stf. <sup>+</sup>	Erster Stubensandstein	
	Wehrendorf-Sekludenz Henkenbrink-Glied				Obere Bunte Mergel	
	Biesterfeld-Glied				Kiesel-sandstein*	
	Hiatus Kortenbergs-Sekludenz Köllergrund-Glied				Obere Rote Wand	Rote Kieselsand-letten
	Lehrberg-Glied				Untere Rote Wand mit Berggips	Lehrberg-schichten
Weser-Gruppe	Eckberg-Glied Engelmansreuther Sdt. Ansbacher Sandstein KÜHLsche Breccie	Mittlerer Gipskeuper	Dunkle Mergel und Schilfsandstein	Oberer Mittelkeuper* Kieselsandstein-Stufe <sup>+</sup>	Rote Mergel	
	Osnabrück-Formation				Zellendolomit Dunkle Mergel und Schilfsandstein	
Stuttgart-Gr. oder Schilfsandst.	Schledehausen-Formation			M. Mittelkeuper* Schilfsandstein-Stufe <sup>+</sup>		
Grevenburg-Sekludenz						

\* sensu LAEMMLEN (1954 u. 1958)

+ sensu BRENNER (1973)

Wie diese Aufstellung erkennen läßt, fehlt an der Heidelberg-Talbrücke – in gleicher Weise wie auch im Weserbergland – das Friedland-Glied, das sich im Leinebergland zwischen Köllergrund-Glied und dem darüber folgenden Biesterfeld-Glied als eine bis zu 44 m mächtige Abfolge einschleibt.

#### 4.4.4.1. Eckberg-Glied

Die 22,05 m mächtige Abfolge des Eckberg-Gliedes (Sch. 313–349) baut sich ganz überwiegend aus bunten, meist rotbraunen und violettrotten bis violetten sowie grünlich-grauen bis grünen Ton-/Siltsteinen auf, die oft auch farblich gestreift erscheinen, nur in den höchsten 2,50 m herrschen ausschließlich solche von olivgrüner und graugrüner Farbe vor. Während in der unteren Hälfte der Schichtenfolge vielfach Gipsstein in Knollen bis zu 15 cm Durchmesser und auch in lagigen Relikten auftritt, sind Residualbildungen, teils in Form von gelbweißen Quarzmehllagen, teils in Form von hellrotem Feinsand oder auch als Tonsteinbreccie – im unteren Teil stärker, nach oben sich allmählich verlierend – vorhanden. So beginnt die Abfolge über den letzten, violettrotbraun gefärbten, pelitischen Ablagerungen der Stuttgart-Gruppe mit einer 25 cm dicken, fleckig-brecciösen Lage (Sch. 313) aus weißem Gips- und grau- bis hellgrünem Ton-/Siltstein, die wohl der KÜHLschen Tonsteinbreccie des Weserberglandes gleichzusetzen ist. Innerhalb des Eckberg-Gliedes, etwa 4,10 m über dessen Basis, tritt eine 110 cm mächtige intensiv rotbraune, vereinzelt grüngefleckte und z. T. schwach feinsandig ausgebildete, feste Siltsteinlage auf (Sch. 325), die nach ihrer Lage im Prof. als Ausläufer des Ansbacher Sandsteins gedeutet werden kann. 5,35 m höher folgt ein weiterer gleichartiger Horizont von 35 cm Mächtigkeit (Sch. 332); in ihm dürfte wohl ein letzter Ausläufer des Engelmansreuther Sandsteins zu erblicken sein.

#### 4.4.4.2. Lehrberg-Glied

Die 5,13 m mächtige Abfolge des Lehrberg-Gliedes (Sch. 350–364) wird in ihrem unteren und in ihrem höchsten Teil von grauem, sehr hartem Dolomitstein eingenommen, der in mehreren dezimetermächtigen Lagen auftritt, z. T. linsige Schichtung zeigt und lateral in grauen Dolomitmergelstein bis Mergelstein übergehen kann. Die mit 35 cm Dicke besonders mächtig ausgebildete Bank am oberen Ende der Schichtenfolge (Sch. 364) ist grau-gelb gefärbt und weist organogene Strukturen (Algen?) auf. Sie besitzt frühdiagenetische Trockenrisse, die mit Calcit sekundär verheilt sind. Der mittlere Hauptteil des Lehrberg-Gliedes wird von grauen bis violettgrauen und braungrauen bis olivgrünen, blätterig-feinschichtigen Ton-/Siltsteinen eingenommen. Sie zerfallen meist bröckeligenkleinstückig, sind z. T. aber auch (wohl infolge Gipsauslaugung) sehr weich ausgebildet.

Die Dolomitsteinlagen sind – im Vergleich mit dem süddeutschen Keuperprofil – den (in der Regel drei) Lehrbergbänken THÜRACHS (1901) äquivalent (Tab. 3).

#### 4.4.4.3. Köllergrund-Glied

Das Köllergrund-Glied folgt über der höchsten Dolomitsteinlage des Lehrberg-Gliedes als eine 7,00 m mächtige Abfolge (Sch. 365–370) aus Ton-/Silt- bis Dolomitmergelsteinen, die vorherrschend mittelgrau bis helloliv, z. T. auch grünlich- bis dunkelgrau gefärbt sind und meist stückig-scherbig zerfallen. Im tiefsten Teil (Sch. 365) treten auch hellgrünlichgraue, wenig feste Ton-/Siltsteine auf, die mit ihrem ganzen Habitus auf ehemals vorhandene Sulfateinlagerungen hindeuten.

Die Abfolge entspricht im Vergleich mit dem süddeutschen Profil nach Lithologie und Feinstratigraphie den „Roten Kieselsteinletten“ BRENNERS (1973).

#### 4.4.4.4. Biesterfeld-Glied

Das Biesterfeld-Glied, das den tieferen Unteren Steinmergelkeuper repräsentiert, liegt mit den Schichten 371–383 in einer Mächtigkeit von 13,54 m vor. Die Schichtenfolge baut sich auf aus dunkel- bis hellgrauen, z. T. auch schwarzgrauen und violettstichigen Ton-/Siltsteinen, die scherbis-kleinstückig bis bröckelig oder auch blätterig zerfallen. Sie erscheinen häufig rinnenförmig geschichtet und gehen lateral z. T. in linsige Dolomitmergelsteinlagen von dunkelgrauer bis graubrauner Farbe über, die oft deutlich geschichtet und meist sehr hart ausgebildet sind und in manchen Lagen (z. B. Sch. 375) bis zu 25 cm Mächtigkeit erreichen.

#### 4.4.4.5. Henkenbrink-Glied

Mit dem Henkenbrink-Glied schließt die Schichtenfolge der Weser-Gruppe nach oben ab. Es handelt sich dabei um eine 3,87 m mächtige Abfolge (Sch. 384–396), die sich – im Gegensatz zum Biesterfeld-Glied – aus bunten, braungrau bis violettrot und grünlichgrau bis dunkelgrau, z. T. wolbig rötlichviolett oder grüngrau gefleckten Ton-/Siltsteinen aufbaut. Dazwischen finden sich Mergelsteine und im höheren Teil auch graue bis grünlichgraue, harte Dolomitmergelsteinlagen mit stückigem Zerfall.

#### 4.4.5. Detmold-Gruppe

Die Detmold-Gruppe, deren Basis nach DUCHROW (1984) mit der Grenze Obere Bunte Mergel/Stubensandsteinfolge (sensu LAEMMLEN 1954) gegeben ist, liegt im Prof. an der Heidelberg-Talbrücke nur noch mit ihren ältesten, dem Egge-Glied angehörenden Schichten vor.

##### 4.4.5.1. Egge-Glied

Die jüngsten an der Heidelberg-Talbrücke in einer Mächtigkeit von 9,93 m erschlossenen Keuperschichten (Sch. 397–416) gehören dem Egge-Glied, d. h. also dem höheren Unteren Steinmergelkeuper (Tab. 3) an. Diese Abfolge besteht ganz überwiegend aus rotbraunen, z. T. schwach violettstichigen, z. T. auch dunkelrotbraunen und violettgrauen, stückig bis scherbis und bröckelig zerfallenden Ton-/Siltsteinen, die unregelmäßig violettgrau gefleckt sein können. Mit diesen pelitischen Gesteinen wechseln graugrüne bis graue und braungraue bis gelbliche, deutlich geschichtete, feste, kleinstückig zerfallende Dolomitmergelsteinlagen, die teilweise (z. B. Sch. 401 und 414) bis zu 20 cm Dicke erreichen können.

#### 4.5. Quartäre Deckschichten

Die Triasgesteine werden von quartären Lockersedimenten verhüllt, die örtlich größere Mächtigkeit erreichen<sup>1</sup>.

Auf der auch morphologisch relativ steil ausgebildeten nördlichen Grabenflanke findet sich nur Solifluktionsschutt in Mächtigkeiten von 0,50–1,50 m. Auf der flacheren Südflanke der Grabenstruktur – vor allem im Bereich des Süd-Widerlagers der Heidelbach-Talbrücke – waren junge Deckschichten dagegen in einer Gesamtmächtigkeit von 7,20 m erschlossen: Über den Keupergesteinen folgen dort zunächst fluviatile Terrassenablagerungen in Form von überwiegend gut gerundeten Kiesen aus Buntsandsteingesteinen mit angedeuteter Schichtung und Korngrößen vom Feinkiesbereich bis zu weniger gut gerundeten länglich-plattigen Rollstücken mit Durchmessern bis zu maximal 10 cm. Diese ca. 2,20 m mächtigen Bachkiese werden von einem bis zu 3,20 m mächtigen Polster aus weißgelbem, oft streifig ausgebildetem carbonatischem Löß überlagert, der nach oben allmählich in braunen, mitteldicht gelagerten Lößlehm mit z. T. gut erkennbarem Fließgefüge übergeht. Er ist oft feinsandig bis feinkiesig ausgebildet, wobei die Kieskomponenten Durchmesser bis 2 cm erreichen. Darüber hat sich ein bis zu 30 cm mächtiger rezenter Acker- und Wiesenboden entwickelt.

Ältere Bodenbildungen konnten in weiter talwärts gelegenen Fundamentgruben beobachtet werden. Sie unterlagern stellenweise die überwiegend kiesig entwickelten Bachablagerungen und treten z. T. auch innerhalb derselben auf.

Aus der räumlichen Anordnung der Bachsedimente ergibt sich, daß der Heidelbach im Verlaufe des jungen Pleistozäns sein Bett – ausgehend von der südlichen Talflanke, und zwar von dem im Bahneinschnitt erschlossenen Grenzbereich Muschelkalk/Keuper – bei zunehmender Eintiefung mehr und mehr nach N in Richtung auf den Kern der Keupermulde verlegt hat.

#### 5. Paläogeographische Entwicklung im Oberen Muschelkalk und Keuper

Die lithologische Ausbildung des Detailprofils läßt die paläogeographische Entwicklung des Sedimentationsraumes zur Zeit des Oberen Muschelkalks und Keupers deutlich erkennen.

Nach der ausführlichen Darstellung, die DUCHROW & GROETZNER (1984) von der Paläogeographie zur Zeit des Oberen Muschelkalkes gegeben haben, finden die lagunären bis zum Teil salinaren Verhältnisse der Mittleren-Muschelkalk-Zeit ihre Ende mit dem Einsetzen der massigen, knauerigen, oolithischen und zunächst noch spärlich fossilführenden grauen Kalksteinbänke des Haupttrochitenkalks. Sie sind als Barrensedimente des Flachwasserbereiches zu deuten. Die liegenden Gelben Basisschichten kennzeichnen – sowohl lithologisch als auch mit ihrer sporadischen Zwergfauna (BUSSE & HORN, 1981) – dagegen noch den lagunären Bereich, der zur Zeit der beginnenden Ingression vom Meer noch nicht erreicht worden ist.

---

<sup>1</sup> Auf der beigegebenen Karte (Abb. 3) und ebenso auch in den Profilschnitten (Taf. 1) sind diese jungen Ablagerungen der Übersicht halber abgedeckt.

Die relativ hohe Mächtigkeit des Haupttrochitenkalkes, die im Untersuchungsgebiet 9,7 m beträgt, spricht in gleicher Weise wie das offensichtliche Fehlen von Ceratiten aus dem tiefsten Teil der Unteren Ceratitenschichten (s. Kap. 4.3.1. und 4.3.2.) für eine Fortsetzung der Fazies des Haupttrochitenkalkes bis hinein ins Niveau der älteren Ceratitenzonen. Dieses deutet auf die paläogeographische Lage des Gebietes im Bereich einer bereits damals existenten Schwellenregion (der Baumbach-Schwelle, Abb. 1 entsprechend) hin.

Dem offenen Becken ist als rein marine Bildung die „Tonplatten“-Fazies der Ceratitenschichten zuzuordnen, in welcher der nach BUSSE (1952, 1974) von den „Blauen Grenzkalcken“ eingeleitete Profilabschnitt entwickelt ist, der im betrachteten Gebiet die Abfolge von den höheren Unteren bis zu den Oberen Ceratitenschichten umfaßt. In gleicher Weise wie im benachbarten Homberger Graben (BAUMGARTE, BUSSE & HORN, 1980) fehlt jedoch auch bei Wichte der „Obere Trochitenkalk“ KLEINSORGES (1935). Dieses Schichtglied, das BUSSE (1974) in typischer Ausbildung z. B. aus dem Diemelgebiet beschreibt, und das dem „Terebratelkalk“ HAACKS (1926) im Osnabrücker Bergland entspricht, stellt nach DUCHROW & GROETZNER das Produkt einer im NW-Teil des Beckens vorhandenen und nach NW wandernden Schwelle dar, ist also als eine örtliche und im Profil von SE nach NW aufsteigende diachrone Faziesbildung anzusehen. Dagegen scheint die *cycloides*-Bank, der Leithorizont Süddeutschlands, über Thüringen und Osthessen hinaus bis ins Berichtsgebiet verbreitet zu sein.

Die den obersten Bereich der „Tonplatten“ kennzeichnenden Kalksteinlagen von *albertii*- und *ostracina*-Bank belegen letzte Zufuhren von frischem Meerwasser aus dem Süden. Bereits in den Oberen Ceratitenschichten hatte nämlich die Regression des Muschelkalkmeeres eingesetzt, und mit den Ablagerungen der Dolomitischen Grenzschichten waren dann im Randbereich des zurückweichenden Meeres wieder lagunäre Faziesverhältnisse eingetreten (KOZUR 1974).

Damit unterscheidet sich im oberen Teil der Ceratitenschichten die Profilentwicklung, d. h. also auch das paläogeographische Geschehen im Berichtsgebiet sehr deutlich von der Entwicklung, die zu jener Zeit das Meißner-Gebiet und auch noch den weiteren Bereich der sogenannten „Meißner-Rinne“ BUSSES (1974) kennzeichnet. Der Raum um Wichte liegt in gleicher Weise wie das Gebiet des Homberger Grabens (BAUMGARTE, BUSSE & HORN 1980:136) bereits außerhalb dieser Tiefenrinne und ist ebenso wie jenes dem randnahen „Bereich am E-Rand der Rheinischen Masse“ zuzuordnen.

Der Beginn des Keupers ist im betrachteten Gebiet durch eine fossilführende Dolomitmergelsteinlage (Abb. 2) markiert, die als eine durch Austrocknung entstandene Rißbreccie ausgebildet ist. Sie dokumentiert ein erstmaliges weiträumiges Auftauchen (Emersion) mit Trockenfallen des Ablagerungsraumes. Diese Heraushebung des obertriassischen Germanischen Beckens wird von DUCHROW (1984) und DUCHROW & GROETZNER (1984) für die Definition der Muschelkalk/Keuper-Grenze als Sequenz-Grenze (im Sinne der modernen rhythmischen Triasgliederung) verwendet und von DUCHROW als (Mosterholz-) Sekludenz bezeichnet. Mit diesem Terminus belegt DUCHROW Trennflächen im Sedimentationsgeschehen, die in den Beckensenken an der Basis limnisch-psammitischer Horizonte liegen, und die sich zu den Schwellen hin in Form von Schichtlücken oder stratigraphischen Diskordanzen entwickeln.

Über der erwähnten Rißbreccie treten – den geschilderten Vorstellungen entsprechend – im Gebiet von Wichte dann mit schwarzgrauen, d. h. kohligen Ton-/Siltsteinen auch sehr schnell erste feinsandige Lagen und linsen- oder flaserschichtige Sandsteine auf, die z. T. von Wurzelröhren durchzogen sind. Sie erscheinen zunächst noch grünlichgrau, nach oben aber bald schon wolkig violett fleckig gefärbt und schließen z. T. linsige Einlagerungen von schwarzer Glanzkohle ein.

Paläogeographisch hatte sich zu dieser Zeit eine sehr seichte und reliefarme, meist übersalzene Großlagune herausgebildet, die von fluviatilen Einschüttungen aus dem Fennoskandischen Schild im N („Nordischer Keuper“ WURSTERS 1964) immer wieder aufgefüllt worden ist. Flache, oft weitverzweigte Flußsysteme brachten vor allem zur Zeit der Höxter-Gruppe (d. h. im Unteren Keuper) und ganz besonders auch zur Zeit der Stuttgart-Gruppe (im Schilfsandstein) sandigen Verwitterungsschutt in ausgedehnten Rinnen in das Becken, und schnitten sich dabei z. T. flächenhaft erosiv mehr oder weniger tief in die zuvor abgelagerten tonig-mergeligen Sedimente ein.

Vor allem zur Zeit der Grabfeld-Gruppe (d. h. im Gipskeuper i.e.S.), aber auch noch im tieferen Teil der Weser-Gruppe (zur Zeit der Roten Wand mit den sogenannten „Berggipsschichten“) wurden bei immer noch herrschenden ariden bis semiariden Klimaverhältnissen Evaporite in z. T. verhältnismäßig mächtigen Lagen unter Playa- oder Sabkha-ähnlichen Verhältnissen gebildet.

Zu Zeiten geringer Materialzufuhr von den umgebenden Festländern entstanden in der Großlagune des Keuperbeckens Dolomit- und Dolomitmergelsteinlagen. Sie werden einerseits – seit langer Zeit schon – in ihrer Eigenschaft als weithin aushaltende Horizonte für Profilvergleiche, also zu Korrelationszwecken, herangezogen, eignen sich aber andererseits mit ihrer Stellung als Endglied im jeweiligen Sedimentationsablauf im Sinne des rhythmischen Gliederungsprinzips als Zeitmarken auch besonders gut für die lithostratigraphische Aufgliederung der Schichtenfolge. Im bearbeiteten Bereich finden sich solche „Endglieder“ besonders innerhalb der Grabfeld-Gruppe (Kap. 4.4.2.), in den Äquivalenten zur Bochinger Bank (über den Grundgipsschichten), zur Bleiglanzbank (über den Unteren Myophorienschichten), zu *Acrodus*- und *Corbula*-Bank (über den Oberen Myophorienschichten) und ebenso auch zu *Anatina*- und *Modiola*-Bank (über den Unteren Bunten Estherienschichten).

Nach der lithologischen und feinstratigraphischen Übereinstimmung der Profile können endlich auch die Dolomitsteinlagen des Lehrbergglieds der Weser-Gruppe als Endglieder rhythmischer Sedimentationsabläufe zur weiträumigen Korrelation herangezogen werden (Tab. 3).

Letzte Ausläufer der im Mittleren Keuper von der Vindelisch-Böhmischen Masse im SE ausgehenden klastischen Einschüttungen haben den betrachteten Raum offenbar noch zur Zeit der tiefsten Weser-Gruppe, nämlich im Eckberg-Glied – das den Roten Mergeln des süddeutschen Keuperprofils entspricht – in Form feinsandig ausgebildeter und scherbilg zerfallender Siltsteine erreicht. Es handelt sich dabei um die Äquivalente von Ansbacher bzw. Engelsmannreuther Sandstein des fränkischen Keuperprofils. Diese weitreichenden Vorstöße aus dem randnahen Bereich erfolgten – wie es scheint – über den Weg durch die auch bereits in früheren Epochen der Erdgeschichte vorhandene Depression zwischen Spessart- und Rhön-Schwelle (KULICK et. al. 1984 u. SCHRÖDER 1982).

Das nachweislich über sehr lange Zeiträume der Erdgeschichte hinweg anhaltende konservative Verhalten der Paläoschwellen (LAEMMLEN 1974) kommt auch im beschriebenen Keuperprofil in Form von Schichtlücken oder Diskonformitäten zum Ausdruck. Diese sind für das beschriebene Profil in unmittelbare Verbindung zu bringen mit Paläobewegungen der benachbarten Schwellen, besonders von Hunsrück-Oberharz-Schwelle und Baumbach-Schwelle.

Eine erste Emersion – von DUCHROW als Mosterholz-Sekludenz bezeichnet – findet sich mit der beschriebenen Reißbreccie an der Basis der Höxter-Gruppe. Eine besonders deutliche Diskonformität – der Grevenburg-Sekludenz DUCHROWS entsprechend – ist an der Basis der Stuttgart-Gruppe mit dem Eintiefen der Stromrinnenfazies des Schilfsandsteins (Schledehausen-Formation) in die liegenden Oberen Bunten Estheriensichten vorhanden. Eine ausgeprägte Schichtlücke – von DUCHROW als Kortenberg-Sekludenz bezeichnet – findet sich über dem Köllergrund-Glied. Über diesem fehlt an der Heidelberg-Talbrücke, in gleicher Weise wie auch im Weserbergland, die gesamte Abfolge des Friedland-Gliedes, das am locus typicus im Leinebergland in einer Mächtigkeit von 44 m (vgl. TORNUST 1892) entwickelt ist. Das Friedland-Glied kennzeichnet dort mit seinem Vorhandensein eine Tieflage innerhalb des Keuperbeckens, die von SSW nach NNE verläuft, also der rheinisch streichenden Region zuzuordnen ist, die bereits zur Muschelkalkzeit bedeutsam war, und in deren Bereich sich schon damals weitgehend ungestörte, d. h. komplette Profilabfolgen entwickelt haben. Die Schichtlücke der Kortenberg-Sekludenz, die, dem Profilvergleich entsprechend (Tab. 3), das Äquivalent des süddeutschen Kieselsandsteins (sensu LAEMMLEN 1954 u. 1958) beinhaltet, läßt im Berichtsgebiet ein deutlich spürbares Wiederaufleben der Aufstiegsbewegung der Schwellenbereiche erkennen.

Auswirkungen derartiger Bewegungen des Paläoundergrundes sind schließlich auch an der Grenze der Weser-/Detmold-Gruppe zu verzeichnen. Eine Erscheinung, die DUCHROW mit dem Beginn der Stubensandsteinfolge sensu LAEMMLEN (1954) im süddeutschen Keuperprofil korreliert, und die er als Wehrendorf-Sekludenz bezeichnet. Die im Liegenden dieser Diskordanz vorhandene Schichtenfolge des Henkenbrink-Gliedes ist an der Heidelberg-Talbrücke nämlich im Vergleich mit der Entwicklung im Weserbergland (als Typusgebiet) in der Mächtigkeit deutlich reduziert: Während die Abfolge dort 5–6 m umfaßt, liegt sie im vorgelegten Profil nur noch in einer Mächtigkeit von 3,87 m vor.

ROCKENBAUCH (1987) beschreibt neuerdings aus dem südwestdeutschen Keuperprofil des Strombergs „Gipsauslaugungsbrekzien“ sowohl aus dem Grenzbereich Lehrbergschichten (einschließlich der Roten Kieselsandsteinletten BRENNERS 1973, sensu LAEMMLEN 1954)/Obere Bunte Mergel, als auch von der Basis des Stubensandsteins. Diese horizontbeständigen Lagen stellen ebenfalls nichts anderes dar, als Emersionserscheinungen und sind damit den Diskordanzen von Kortenberg- bzw. Wehrendorf-Sekludenz gleichzusetzen.

Im übrigen treten – wie seit längerer Zeit schon bekannt – Emersionen in Süddeutschland auch noch innerhalb der Stubensandsteinabfolge auf, die über den Oberen Bunten Mergeln folgt. Sie erscheinen in Form markanter, lithologisch besonders hervortretender Carbonatsteinhorizonte: die „Ochsenbachschicht“ innerhalb der Mergelzwischenlage zwischen Erstem und Zweitem Stubensandstein-Horizont, das „Kalkkonglomerat“ innerhalb der Mergelzwischenlage zwischen Zweitem und Drittem Stubensandstein-Horizont, und die „Steinmergel-Knollenlagen“ in den sogenannten Unteren Knollenmergeln zwischen Drittem und Viertem Stubensandstein-Horizont. Diese im süddeutschen Keuperpro-

fil besonders auffälligen Schichten werden – im Gegensatz zu dem unrichtigen Zitat<sup>2</sup> BRENNERS (1973:670) – bereits von LAEMMLEN (1954:153–176 u. 255 ff.) ausdrücklich als “Oberflächenkalke“, d. h. als Krustenkalke oder Rindenbildungen – also als jeweiliges Endglied des betreffenden Sedimentationsrhythmus – betrachtet. LAEMMLEN betont dazu (1954:159–160): „Der 2. Sandsteinhorizont (mittlerer Stubensandstein) . . . setzt . . . über der Mergelfolge (mit der Ochsenbachschicht) im Liegenden in fast allen Aufschlüssen mit scharf abgesetzter . . . Grenze ein“. Auch daraus ergibt sich – nicht erst nach dem heutigen Kenntnisstand –, daß diese Carbonatbildungen Stillstands-Phasen im Sedimentationsgeschehen und damit Zeitmarken darstellen.

Hunsrück-Oberharz-Schwelle, Baumbach-Schwelle und ebenso wohl auch Spessart-Rhön-Schwelle (vgl. dazu Kap. 4.4.4.1. Eckberg-Glied) besitzen demnach – ähnlich wie auch zur Buntsandsteinzeit (HERRMANN 1964) – zur Muschelkalkzeit und auch noch im Keuper für die lithostratigraphische Parallelisierung zwischen Nord- und Süddeutschland und natürlich auch für die örtliche Profilentwicklung eine nicht zu unterschätzende Bedeutung.

### 6. Lagerungsverhältnisse

Im SW von Wichte treffen zwei tektonische Gräben aufeinander, der mit ca. 30° rheinisch bis erzgebirgisch streichende Altmorschener und der E-W-gerichtete Beisheimer Graben. Sie sind asymmetrisch gebaut, und mit ihrer Füllung aus Schichten der Mittleren und Oberen Trias tief eingesenkt ins Niveau der Gesteine des Unteren Buntsandsteins, die weitgehend die umgebenden Hochschollen einnehmen. Schichten des Mittleren Buntsandsteins treten im Bereich der Hochschollen in normaler Auflagerung nur örtlich auf. Ihr Vorkommen kennzeichnet vielmehr das Vorhandensein von Staffelschollen, die bereits den Grabenzügen zuzuordnen sind. In gleicher Weise blieben Rötablagerungen nur im Bereich stärker eingesenkter Staffelschollen erhalten.

Bei der Darstellung des geologischen Kartenausschnittes wurden die besonders in den Grabenbereichen über den leicht erodierbaren Keuper- und Rötensedimenten auf größeren Flächen verbreiteten Quartärablagerungen (Kap. 4.5) der besseren Übersicht halber abgedeckt. Streichen und Einfallen der Schichten innerhalb der einzelnen Schollen ist dem Kartenausschnitt zu entnehmen.

Der Altmorschener Graben ist im Bereich des Kartenausschnittes in mehreren Staffeln in das Niveau der Schichten des Unteren Buntsandsteins eingesenkt (Abb. 3 u. Taf. 1, Schnitt AB), die im E mit Gesteinen der Gelnhausen-Folge, im W mit solchen der Salmünster-Folge die Grabenschultern einnehmen. Diese Schichten zeigen nur verhältnismäßig schwaches Einfallen in unterschiedliche Richtungen. Nur in unmittelbarer Nachbarschaft zu den relativ steilstehenden synthetischen Grabenrandverwerfungen ist vielfach eine ausgeprägte Schlepplage zu beobachten. In seinem E-Teil setzt der Graben mit einer Staffelscholle aus Gesteinen der Solling- und Hardeggen-Folge mit einem Vertikalversatz von max. 390 m ein. Diese Scholle und auch die westlich angrenzende 25 m tiefer liegende Staffelscholle zeigen flache Lagerung.

Eine starke Verstellung mit Fallwinkeln bis zu 60° liegt dann aber in der um ca. 150 m eingesenkten nächsten Scholle vor, die bereits von Gesteinen des Röts und des Unteren

<sup>2</sup> Zu berichtigen ist auch das Zitat BRENNERS (1973) auf Seite 170, in Absatz 1, Zeile 2: Dort muß die erwähnte Jahreszahl 1954 durch 1953 (= Diplom-Arbeit LAEMMLEN) ersetzt werden.

Muschelkalks eingenommen wird. Das Taltiefste – das nicht der Grabenachse entspricht – wird bei der Ortschaft Wichte von einer weiteren, ca. 60 m tieferliegenden und in drei Teilstücke zerbrochenen Staffelscholle eingenommen. Im Bereich dieser Bruchstaffel streichen Schichten des Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalks zutage. Im Grabentiefsten sind relativ flachgelagerte Gesteine des Unteren Keupers erhaltengeblieben. Im N von Wichte heben sich diese Schichten als westlicher Muldenflügel wieder allmählich bis zu Gesteinen der Ceratitenschichten heraus. Mit markantem Steilanstieg folgt dann im W einer rheinisch bis erzgebirgisch streichenden Verwerfung mit einer Sprunghöhe von 400–460 m eine Staffelscholle aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins. Sie fallen mit ca. 20° nach SSE zur tiefsten Scholle des Grabenknie ein. Zur Grabenschulter im W, mit Gesteinen der Salmünster-Folge, erfolgt an einem weiteren synthetischen Sprung eine nochmalige Heraushebung um ca. 170–210 m.

Auch der W-E-gerichtete Beisheimer Graben zeigt im bearbeiteten Bereich (Abb. 3 u. Taf. 1, Schnitt CD) mit seinen im N-Flügel tiefer eingesenkten Schichten einen deutlich asymmetrischen Bau. Dieser wird allerdings weiter im W, bereits außerhalb des betrachteten Gebietes, rasch ausgeglichen, so daß sich dort ein symmetrischer Muldenbau einstellt. Die W-E-verlaufende steilstehende nördliche Randverwerfung versetzt mit einer Sprunghöhe von ca. 150 m zunächst wieder Schichten der Salmünster-Folge gegen solche der Volpriehausen- und Detfurth-Folge, die mit rund 5° flach nach S einfallen. Im S dieser Staffelscholle setzen dann mit einem plötzlichen Abbruch an einer W-E-verlaufenden Parallelverwerfung, deren Sprunghöhe ca. 600 m und mehr beträgt, Schichten des Unteren Keupers als jüngste in diesem Grabenabschnitt erhaltengebliebene Gesteine ein. Sie scheinen, wie die Lesesteinkartierung erkennen ließ, nur flach eingemuldet zu sein, und nehmen auf diese Weise die gesamte Breite der Grabentiefscholle ein. Die Muldenachse liegt in der S-Hälfte der Scholle. Weiter im S folgt eine erste zur Grabenachse hin einfallende Staffelscholle mit Schichten des Unteren Muschelkalks. Der Vertikalversatz beträgt etwa 100 m. Danach schließt sich eine nur sehr schmal ausgebildete Staffelscholle mit Gesteinen der Braunroten Tonsteinschichten (Röt 3) an, die nochmals um 40–60 m herausgehoben ist. Jenseits der in ihrem E-Teil hercynisch ausgerichteten südlichen Grabenrandverwerfung, die – ebenfalls synthetisch und steilstehend – mit einem Vertikalversatz von 430 m diese Scholle begrenzt, folgen dann als Hochscholle Gesteine des Mittleren Buntsandsteins, die mit ca. 5–10° zum Graben einfallen.

Im Bereich der Vereinigung beider Gräben – hier nach dem Vorgang von MIXIUS (1940) als Wichter Grabenknie bezeichnet – sind als jüngste Gesteine der Grabenfüllung Schichten des höheren Mittelkeupers erhalten geblieben. Sie finden sich in einer stark ausgeprägten und asymmetrisch gebauten, südvergenten Mulde (Abb. 3 u. Taf. 1, Schnitt EF), deren Achse nach W mit etwa 30° abtaucht. Sie erstreckt sich in N-S-Richtung über eine Distanz von ca. 800 m und wird durch zwei synthetische, im Abstand von etwa 330–400 m nahezu parallelverlaufende und mit 75–85° einfallende Verwerfungen mit eggischer Streichrichtung begrenzt. Der Vertikalversatz an diesen Störungen variiert infolge der tiefreichenden Einmuldung sehr stark und beträgt an der westlichen Verwerfung 50–280 m, an der östlichen 40–300 m. Die Muldenachse liegt infolge der asymmetrischen Lagerungsverhältnisse dicht am nördlichen Grabenrand.

Von dieser Achse heben sich die Schichten nach N mit außerordentlich steilem Einfallen bis hin zur schwach überkippten Lagerung sehr rasch heraus. Diese Erscheinung – die,

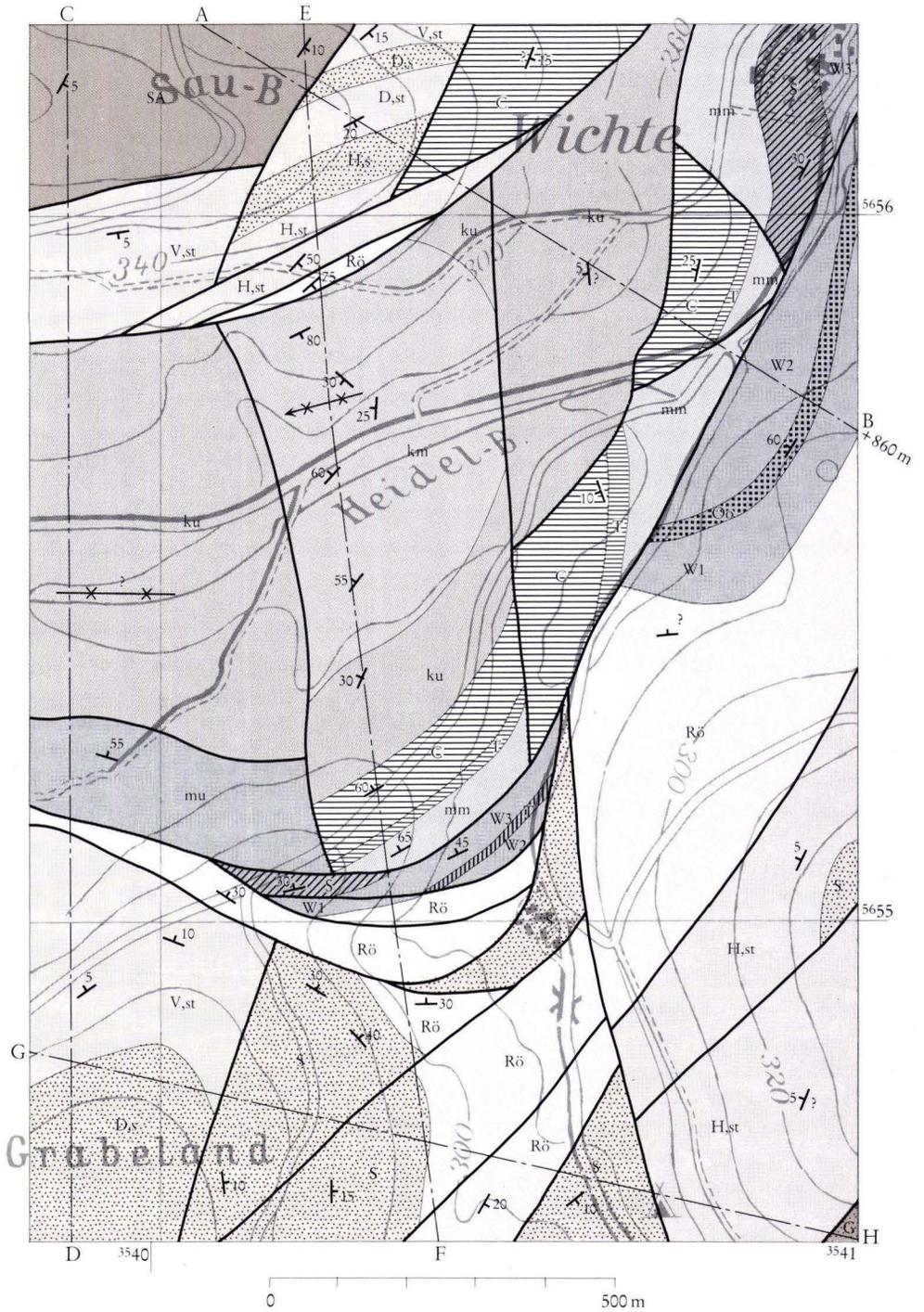
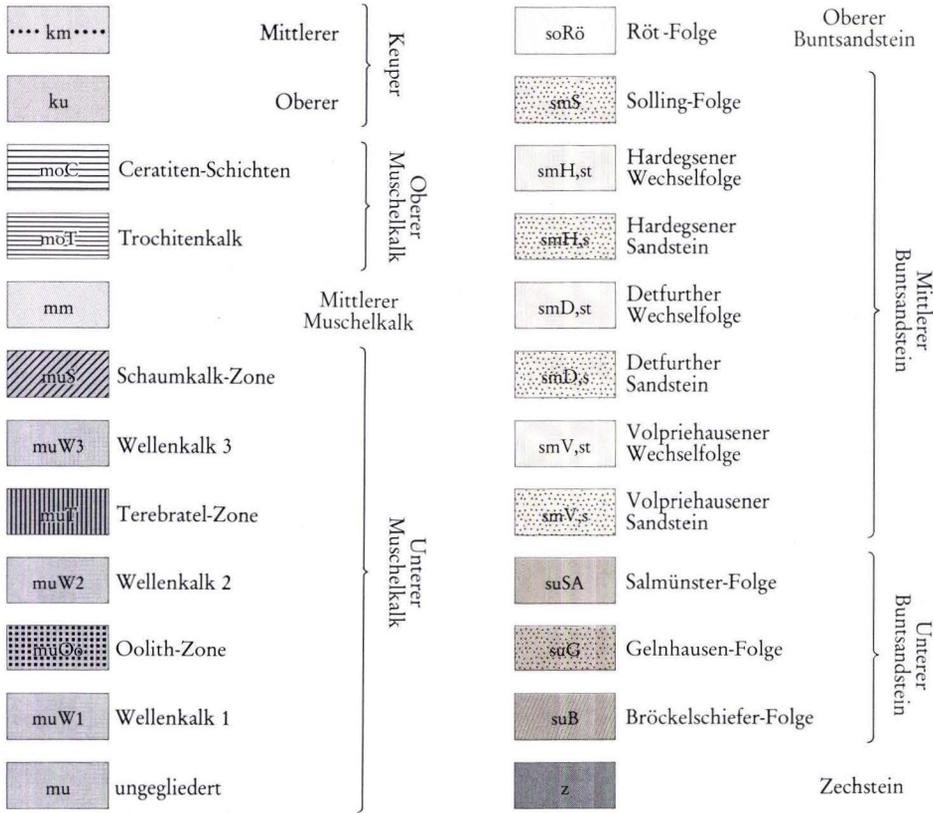


Abb. 3. Geologische Karte des Wichter Grabenknie.



Legende zu Abb. 3 und Taf. 1.

abgemildert, mit Einfallswinkeln von 65–70° auch am S-Rand der Tiefscholle zu beobachten ist – kann, und dies wird bereits von MIXIUS (1940: 85) betont, nicht als echte Pressungerscheinung angesehen werden. Sie ist, auf die Schollenränder beschränkt, vielmehr das Produkt des Schleppungsgeschehens, das dort infolge der Lithologie der beteiligten Schichtenfolgen bei der Einsenkung ermöglicht worden ist.

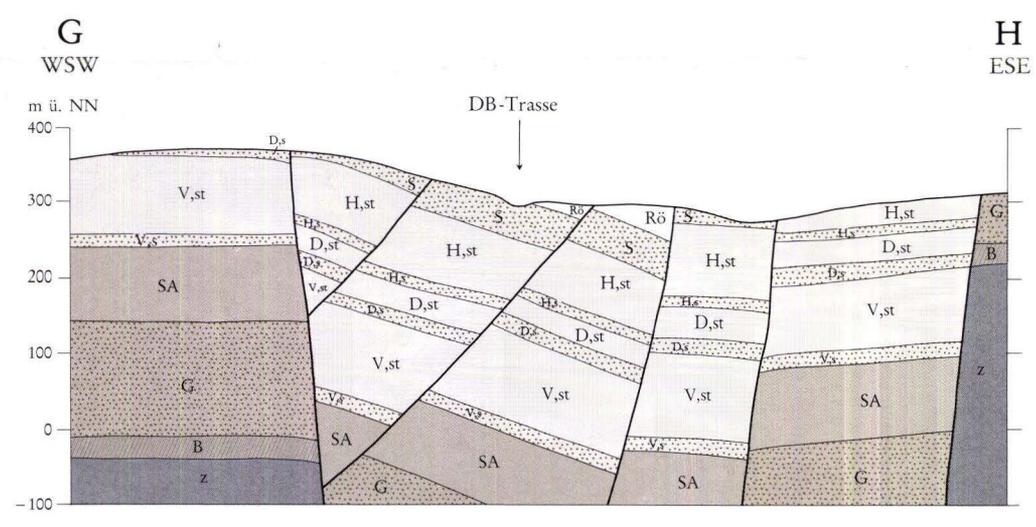
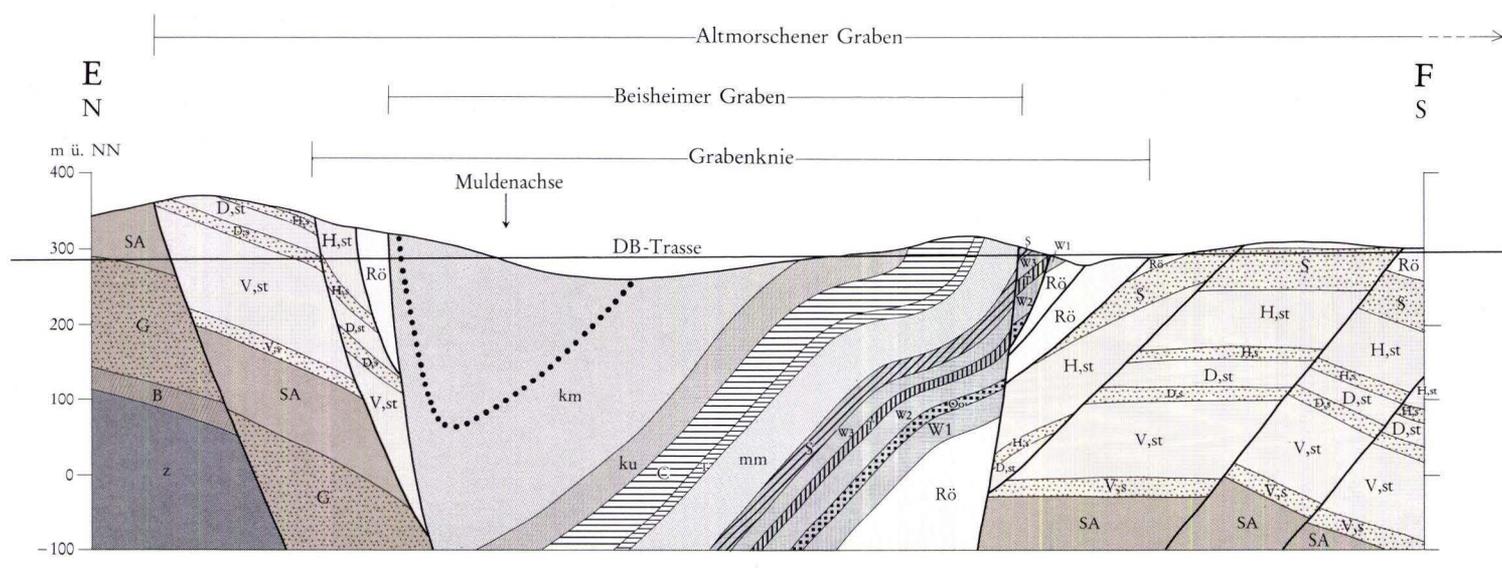
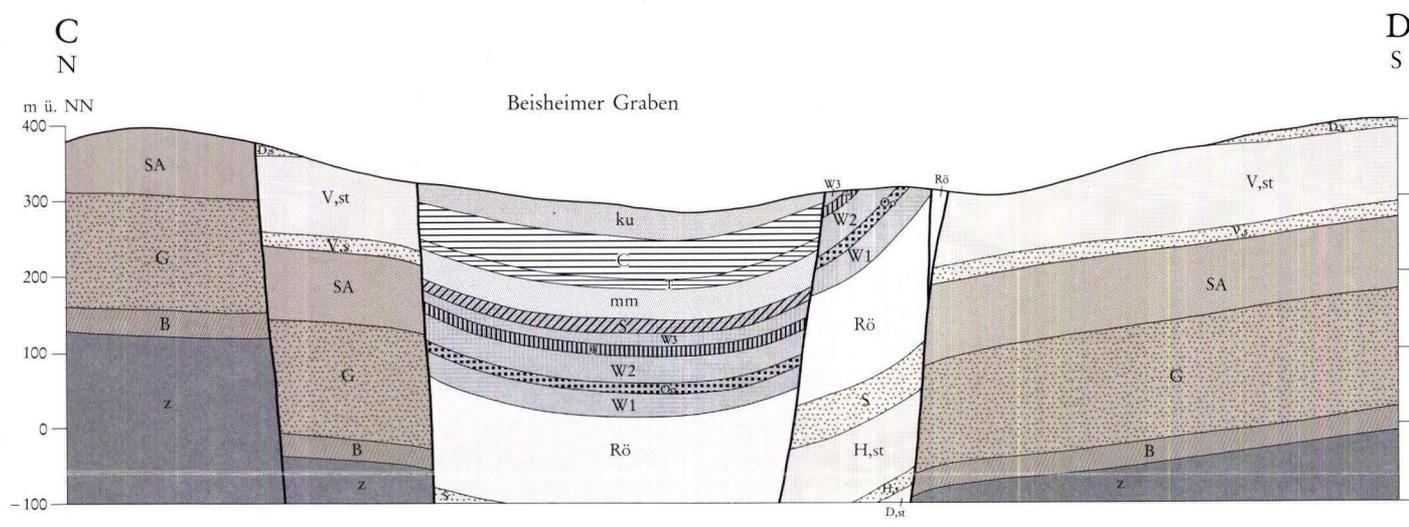
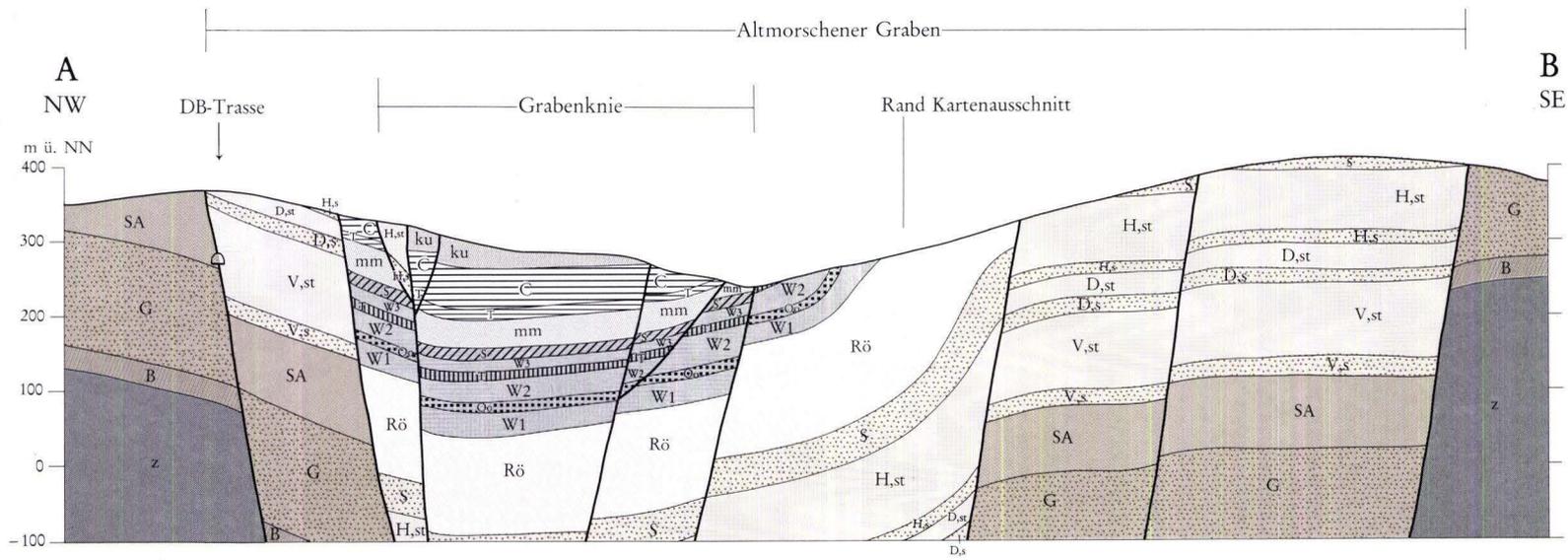
Nach N folgt eine breit entwickelte Störungszone, in die eine schmale Scholle aus steilstehenden Rötgesteinen synthetisch eingeschleppt ist. Sie trennt die Ablagerungen des Mittleren Keupers von der nächsten Staffelscholle mit Schichten des Mittleren Buntsandsteins (Hardegseiner-Folge). Als Sprunghöhen errechnen sich zwischen der Tiefscholle und der Scholle mit Rötgesteinen ein Betrag von 360 m, und von dieser zur Buntsandstein-Staffelscholle ein Betrag von ca. 230 m. Auch im Bereich des Beisheimer Grabens bildet diese Störungszone die N-Begrenzung der an der Verbreitung von Keupergesteinen kenntlichen Grabentiefscholle. Im Wichter Grabenknie beginnend schwenkt diese wichtige

Bruchlineatur dann allmählich in erzgebirgisches Streichen ein; der Vertikalversatz geht dabei infolge anderer Schollenarchitektur bis auf einen Betrag von ca. 50 m zurück. An die schmale Rötsscholle schließt sich eine ca. 50 m breite Staffelscholle mit Gesteinen der Hardegseener Wechselfolge an, die mit durchschnittlich 50° steil nach SE einfallen. Sie grenzt einerseits an die nördliche Staffelscholle des Beisheimer Grabens, andererseits aber auch an die mit Ceratitenschichten bereits stark eingesenkte tiefere westliche Staffelscholle des Altmorschener Grabens und auch gegen dessen W-Randscholle mit ihren stark eingekippten Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins. Da die Schichten dieser schmalen Staffelscholle – wie die Aufschlüsse im Sengeberg-Tunnel gezeigt haben (Taf. 2) – und auch die der anschließenden Rötsscholle mit Streichen und Einfallen den Lagerungsverhältnissen der Keupergesteine im Wichter Grabenknie entsprechen, werden beide Staffelschollen dieser tektonischen Struktur zugerechnet.

Im S-Flügel der Keupermulde heben sich die Schichten weniger rasch heraus als auf dem N-Flügel. Im Grenzbereich Mittlerer/Unterer Keuper verflacht eine Flexur lokal das Einfallen und verdreht zugleich über kurze Distanz die Streichrichtung. Mit Ausnahme von zwei unbedeutenden Abschiebungen<sup>3</sup> mit jeweils max. 2–3 m Vertikalversatz, folgen nach S die Schichten bis zum tiefen Abschnitt des Mittleren Muschelkalks. Die S-Begrenzung der zentralen Tiefscholle erfolgt im Bereich der DB-NBS durch drei mehr oder weniger parallelverlaufende Abschiebungen, die – bogenförmig angeordnet – aus einer flachhercynisch streichenden Bruchlinie des östlichen Beisheimer Grabens hervorgehen und in das rheinische bis erzgebirgische Streichen des Altmorschener Grabens einschwenken. Das Einfallen dieser Bruchlinien verflacht sich von N nach S sehr deutlich von zunächst 70° bis auf ca. 40°. Die Bruchstaffel setzt sich aus drei Einzelschollen zusammen, in denen sich insgesamt ein schwaches Ausmulden nach S feststellen läßt. Zunächst folgt mit einem Vertikalversatz von ca. 50 m ein Keil mit Gesteinen des höheren Unteren Muschelkalks. Er wird abgelöst von einer nächsten, ca. 60–70 m herausgehobenen Staffelscholle, in der die Schichten des Unteren Wellenkalks und des oberen Rötts zugestrichen. Beide Schollen zeigen noch gleiches Streichen und Einfallen der Schichten wie in der zentralen Keupermulde, und auch die nächste, im S angrenzende und ebenfalls von Gesteinen des Rötts (im wesentlichen des Röt 3) eingenommene Staffelscholle gehört noch dem Wichter Grabenknie an. Diese Scholle wird im S ebenfalls von einer stark bogenförmigen und mit ca. 45° verhältnismäßig flach einfallenden Bruchlinie begrenzt, die sich im Bereich der Trasse der DB-NBS in einen nördlichen, in die rheinische Richtung einschwenkenden, und in einen südlichen, W-E-verlaufenden Ast aufspaltet. Beide Äste schließen einen „hängengebliebenen“ Keil, ein, der von Gesteinen der Solling-Folge eingenommen wird.

Nach S folgen dann mehrere Teilschollen, die teilweise durch verhältnismäßig flach einfallende (45–50°) antithetische Abschiebungen mit relativ geringen Versätzen zustandegeworden sind. An der Erdoberfläche streichen in diesen Teilschollen immer wieder die schwach nach NE bis SE einfallenden Schichten des Grenzbereichs Mittlerer/Oberer Buntsandstein aus. Die Störungslinien, die diesen Bereich kennzeichnen, zeigen durchweg erzgebirgisches (nicht wie MIXIUS schreibt rheinisches) Streichen und verlaufen demgemäß mit einem Winkel von 10–15° fiederig zur Streichrichtung des Altmorschener Grabens.

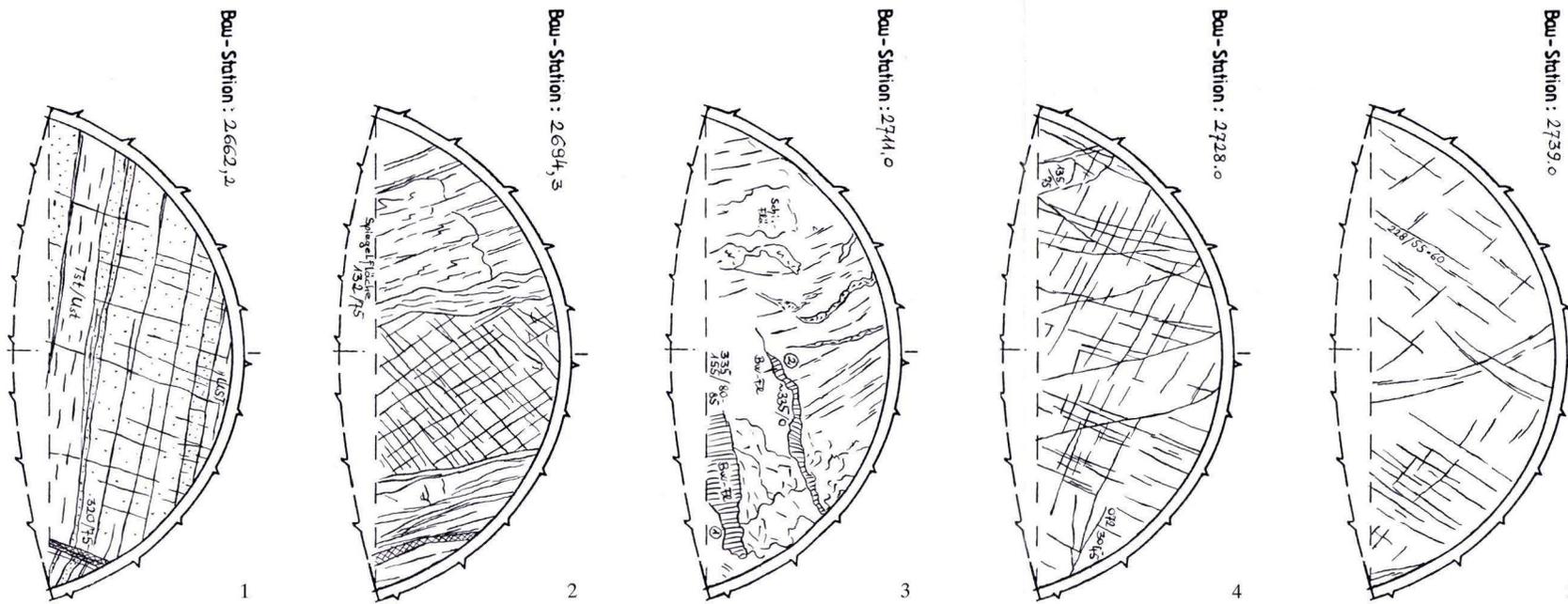
<sup>3</sup> Verwerfungen mit unwesentlichem Versatz sind in Kartenausschnitt (Abb. 2) und Schnitten (Taf. 1) nicht berücksichtigt.



Tafel 1

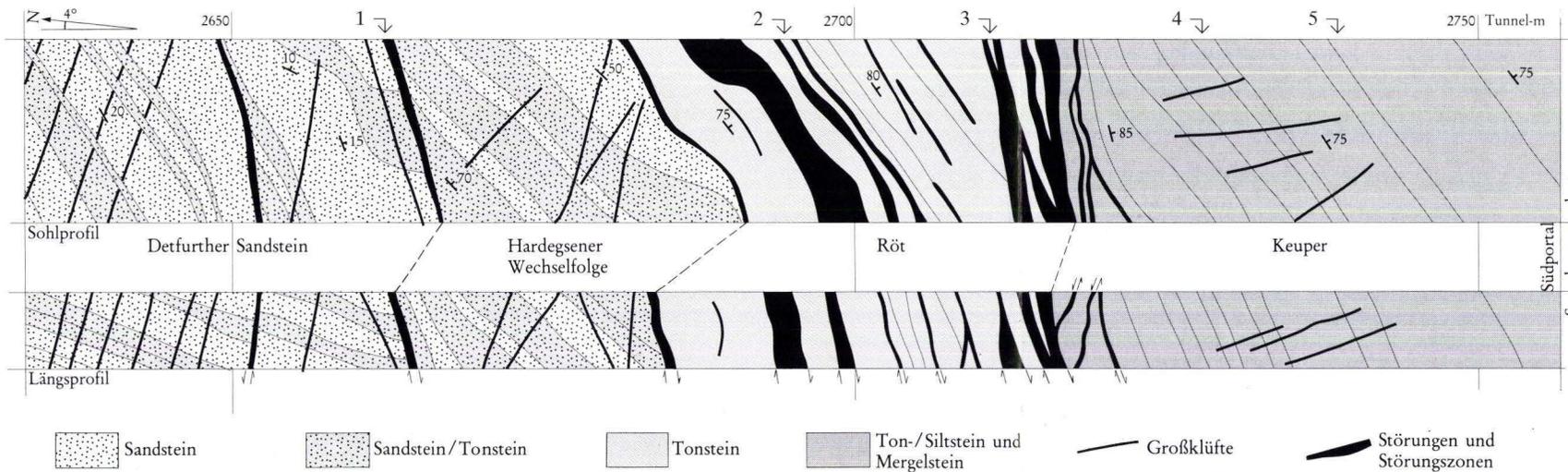
Tafel 1. Geologische Profilschnitte durch den Altmschen-Beisheimer Graben im Gebiet von Wichte.

Legende siehe Seite 77



Geologische Aufnahme der Kalotten-Ortsbrust i. M. 1:217

Grundriß und Längsschnitt des Kalottenvortriebs i. M. 1:556



Taf. 2. Geologische Situation im südlichen Bereich des Senneberg-Tunnels nach R. BICHOEL, Geotechn. Büro Olpe, Dr. Bräutigam + Partner.

Dessen östliche Randverwerfung wird von der Vergitterung der beiden Grabenstrukturen nicht berührt und verläuft – ohne Aberranz – als eine durchgehend zu verfolgende Linie mit erzgebirgischem bis rheinischem Streichen. Im Gegensatz dazu setzt sich die westliche Randverwerfung, der Hauptsprung des Altmorschener Grabens, nur in gestörter Linienführung über das Wichter Grabenknie nach S hinaus fort, und zwar zunächst als westliche, eggisch verlaufende Begrenzung der Tiefscholle des Grabenkniees. Als weitere Fortsetzung kann dann erst wieder die rheinisch streichende Bruchlinie gelten, die Gesteine der hohen Hardegsen- und der Solling-Folge von den flachgelagerten Schichten der Volpriehausen- und Detfurth-Folge der westlichen Grabenschulter abgrenzt (Profil GH in Taf. 1). Der Vertikalversatz errechnet sich dort auf etwa 140–150 m.

Der Beisheimer Graben läßt demnach – wie schon MIXIUS betont – keinerlei Hinweise für eine Fortsetzung über das Grabenknie hinaus nach E erkennen. Übereinstimmend mit den Beobachtungen von MIXIUS, aber entgegen der Aussage MEIBURGS (1982: 225), zeigt jedoch der Altmorschener Graben insoweit eine Verlängerung nach S, als er durch fiederig angeordnete Bruchschollen mit geringeren Versatzbeträgen erst nach ca. 2 km Entfernung vom Grabenknie auf das Niveau der Grabenränder aushebt.

Die Hauptbruchlinien biegen aber zweifelsfrei um, so daß – wieder übereinstimmend mit den Auffassungen von MIXIUS u. MEIBURG – der Beisheimer Graben nicht in den Altmorschener Graben einmündet, sondern als dessen Fortsetzung nach W angesehen werden muß.

Im größeren tektonischen Rahmen markiert der Altmorschen-Beisheimer-Graben eine wichtige Trennungsfuge im Untergrundaufbau, und scheidet nach MIXIUS den kaum gestörten Buntsandstein-Komplex der „Sollingscholle“ im NW von seiner „Rotenburger Teilscholle“. Mit seinem rheinisch bis erzgebirgisch ausgerichteten Teil liegt dieser Graben auf der W-Abdachung der in gleicher Richtung streichenden altangelegten Hunsrück-Oberharz-Schwelle, deren Verlauf durch die Aufbrüche paläozoischer Gesteine bei Mühlbach und Baumbach gekennzeichnet ist (Abb. 1). Die Umlenkung nach W, im SW von Wichte, kann durch die Präsenz der zur vorgenannten Schwelle quer, d. h. in hercynischer Richtung streichenden Baumbach-Schwelle verursacht sein.

Die den Graben umgebenden Randschollen passen sich mit ihren absoluten Höhenlagen sehr gut in das oben geschilderte Bild ein. Die östliche Grabenschulter gehört mit ihren stark herausgehobenen Schichten (Buntsandstein-Basis bei 220–250 m über NN) der maximalen Aufwölbung des Untergrundes im Kreuzungsbereich zwischen Hunsrück-Oberharz- und Baumbach-Schwelle an. In der nordwestlichen Hochscholle liegt die Buntsandstein-Basis mit ca. 100–150 m über NN immer noch in beachtlicher Höhenlage, wobei ein Anstieg nach N zur benachbarten Baumbach-Schwelle erfolgt. Die südwestliche Randscholle schließlich kennzeichnet mit ihrer relativ tiefen Lage der Buntsandstein-Basis (die dort etwa bei 30 m unter NN liegt) die Tieflage zwischen den Paläoschwellen und die unmittelbare Nachbarschaft zur Depression der Hessischen Tertiärsenke (Abb. 1).

MEIBURG deutet, neben anderen Gräben, auch den Beisheim-Altmschener Graben als eine Folge der gravitativen Abscherung der Deckgebirgsschichten auf dem im Bereich der NW-Flanke der Hunsrück-Oberharz-Schwelle leicht schrägliegenden Zechsteinsalinar. Dabei wurde diese Großscholle nach MEIBURG im Uhrzeigersinn rotiert, eine Erscheinung, die zu einer sinistralen Verschiebung der Grabenränder führen müßte. – Diese Forderung wird aber mit dem fiederigen Auslaufen des Altmorschener Grabens in erzgebirgischer

Richtung nicht erfüllt. Die mit etwa 12–15° zur Streichrichtung des Grabens diagonal verlaufenden Störungen entsprechen, nach den Modellvorstellungen von RIEDEL (1929), vielmehr den Bruchlinien, die bei einer dextralen Horizontalverschiebung des tieferen Untergrundes entstehen.

Verantwortlich dafür ist wahrscheinlich die besondere Hochlage der Deckgebirgsschichten im Untersuchungsgebiet, die in der Verbreitung der Devongesteine bei Baumbach und Mühlbach besonders zum Ausdruck kommt, und die – wie Abb. 1 erkennen läßt – auf die enge Scharung der Achsen von Hunsrück-Oberharz-Schwelle, Baumbach-Schwelle, westlicher Fortsetzung der Treischfeld-Schwelle und Mühlbach-Schwelle zurückzuführen ist. Diese Situation bewirkte offenbar ein Umlenken der rheinisch bis erzgebirgisch streichenden Hauptbruchzone von Altmorschen und Raboldshausen mit Beisheimer, Remsfelder und Neuensteiner Graben um diesen Bereich herum; also eine W-Verschiebung des Hauptbruchgeschehens (Abb. 1).

Bei den tektonischen Erscheinungen der Hessischen Grabenbrüche handelt es sich nach LAEMMLEN (1987) häufig um sogenannte Scheitelgräben, die im Zuge der Dilatation des Deckgebirgsstockwerkes im Bereich der aufsteigenden Paläoschwellen und der damit verknüpften Dislokation entstanden sind. Bei den sich über größere Distanz erstreckenden und zu den Schwellenachsen meist fiederig angeordneten prägnanten Grabenzonen (wie Altmorschen-Beisheimer-Graben, Raboldshausener Graben, Hersfelder/Neuensteiner Graben, Kirchheimer Graben) müssen darüberhinaus sicherlich auch komplexe Vorgänge unter Berücksichtigung plattentektonischer Mechanismen für die Genese verantwortlich gemacht werden.

Im Bereich des Grabenkniees von Wichte lassen jedenfalls die umgebenden Randschollen – wie schon MIXIUS betont – kein einheitliches Verhalten hinsichtlich ihrer aktiven oder passiven Beteiligung am Bruchgeschehen erkennen. Mit dem Umbiegen der Hauptbruchlinien und mit der im Grabenknie vorhandenen eggischen Ausrichtung der Querstörungen haben die Keuperschichten dort ihre tiefste Einsenkung unter Rotation gegen den Uhrzeigersinn und damit zugleich eine Einkippung nach W erfahren.

## 7. Profilbeschreibung

### 7.1. Vorbemerkung

Die Profilbeschreibung erfolgt, dem stratigraphischen Aufbau entsprechend, von oben nach unten, also von den jüngeren zu den älteren Schichten fortschreitend. Die in den Profilen den Schichten vorangestellte Numerierung läuft nach der Altersabfolge dagegen in umgekehrter Anordnung.

Die Angabe der Korngröße erfolgt nach DIN 4522. Anstelle des vorwiegend ingenieurgeologisch gebrauchten Begriffes „Schluffstein“ wird der international verständliche Terminus „Siltstein“ gebraucht. Da die Trennung zwischen Tonstein einerseits und Siltstein andererseits nur im Laboratorium exakt durchzuführen ist, werden die entsprechenden Gesteine als „Ton-/Siltstein“ beschrieben. Für den veralteten Begriff „Steinmergel“ wird die Bezeichnung „Dolomitmergelstein“ benutzt; es handelt sich dabei um mehr oder weniger tonige Dolomitsteine bis Dolomitmergelsteine der Ton- bis Siltfraktion, die in der Regel dicht bis feinkristallin zum Teil auch kalkig ausgebildet sind. Als „Mergelstein“ wird ein dolomitischer bis kalkiger, blättriger Ton-/Siltstein beschrieben. Unter „Residualbildung“<sup>4</sup> werden Auslaugungsrelikte ehemals vorhandener Gipsvorkommen verstanden.

<sup>4</sup> In der Beschreibung der lithologischen Abfolge (Kap. 7.2.1. u. 7.4.1.) mit (R) bezeichnet.

Sie finden sich einerseits in Form grauweißer bis grünlicher, kristallinischer, fester Calcitknollen oder -drusen, oder in Form dünner Lagen und auch – zusammen mit verstürzten und zerbrochenen Ton-/Siltsteinen – als Breccien; andererseits treten Residualbildungen als meist gelblichweißes, zum Teil tonig verunreinigtes lockeres Quarzmehl auf, das in Lagen oder Nestern das Gestein durchsetzt und durch sekundäre Kristallisationsvorgänge auch mehr oder weniger stark verkittet sein kann.

Auf eine Überprüfung des Carbonatsgehaltes der beschriebenen Gesteine mittels Salzsäure-Test mußte deshalb verzichtet werden, weil die in der extremen Muldenlagerung tektonisch sehr stark beanspruchten Schichten fast durchgehend kleinstückig zerbrochen sind und die zahlreich vorhandenen Klufflächen meist Beläge von Calciumcarbonat zeigen, das von Sickerwässern aus der örtliche recht mächtigen Lößüberdeckung eingebracht worden ist.

Die stratigraphische Gliederung der lithologisch im Detail aufgenommenen Profile (Taf. 3 u. Abb. 4) erfolgt jeweils im Anschluß an die Profilbeschreibung.

## 7.2. Profil 1

Profil 1 (Taf. 3) umfaßt die Schichtenfolge im gesamten Nordflügel und im Großteil des Südflügels der Grabenmulde. Es wurde im Hauptteil der Bauaufschlüsse gewonnen und reicht aus dem Bereich vom Nordportal des Sengeberg-Tunnels über die Fundamentgrube des nördlichen Widerlagers Heidelberg-Talbrücke und die in südlicher Richtung folgenden zwölf Pfeilergruben bis zur Fundamentgrube des südlichen Widerlagers. Die Profillinie ist auf der TK gekennzeichnet durch die Gitternetzwerke<sup>5</sup> R 3540270, H 5655809 bis R 3540306, H 5655348.

### 7.2.1. Lithologische Abfolge

416)	250 cm	Ton-/Siltstein, rot, violett, graugrün
415)	120 cm	Ton-/Siltstein, rotviolett, bröckelig
414)	20 cm	Dolomitmergelstein, gelblich- bis grünlichgrau, deutlich geschichtet, kleinstückig zerfallend
413)	15 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun, z. T. grünlichgrau gefleckt
412)	18 cm	Ton-/Siltstein, gelblichgrau, dunkelgrau gefleckt
411)	15 cm	Dolomitmergelstein, graugrün, kleinstückig zerfallend
410)	90 cm	Ton-/Siltstein, dunkelrotbraun, z. T. grünlichgrau, kleinbröckelig
409)	15 cm	Dolomitmergelstein, rotbraun, fest
408)	60 cm	Ton-/Siltstein, grünlichgrau, rotbraun u. violettgrau gefleckt
407)	30 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, z. T. auch grünlich, fest
406)	45 cm	Ton-/Siltstein, grüngrau, dunkelgrau gefleckt, großstückig zerfallend
405)	5 cm	Dolomitmergelstein, gelblichgrau, scharfkantig zerbrechend
404)	20 cm	Ton-/Siltstein, hellgrüngrau, z. T. weich
403)	5 cm	Dolomitmergelstein, bräunlichgelb, hart, auf Klufflächen braun bis schwarzbraun gepunktet
402)	5 cm	Ton-/Siltstein, grüngrau, weich
401)	20 cm	Dolomitmergelstein, braungrau, schwarzbraun gepunktet
400)	1 cm	Ton (R), grüngrau, sehr weich
399)	7 cm	Dolomitmergelstein, gelb, hart, auf Klufflächen schwarzbraun gepunktet
398)	23 cm	Ton-/Siltstein, grünlichgrau, kleinstückig zerbröckelnd

<sup>5</sup> Die Gitternetzwerke beziehen sich auf die Trassenmitte.

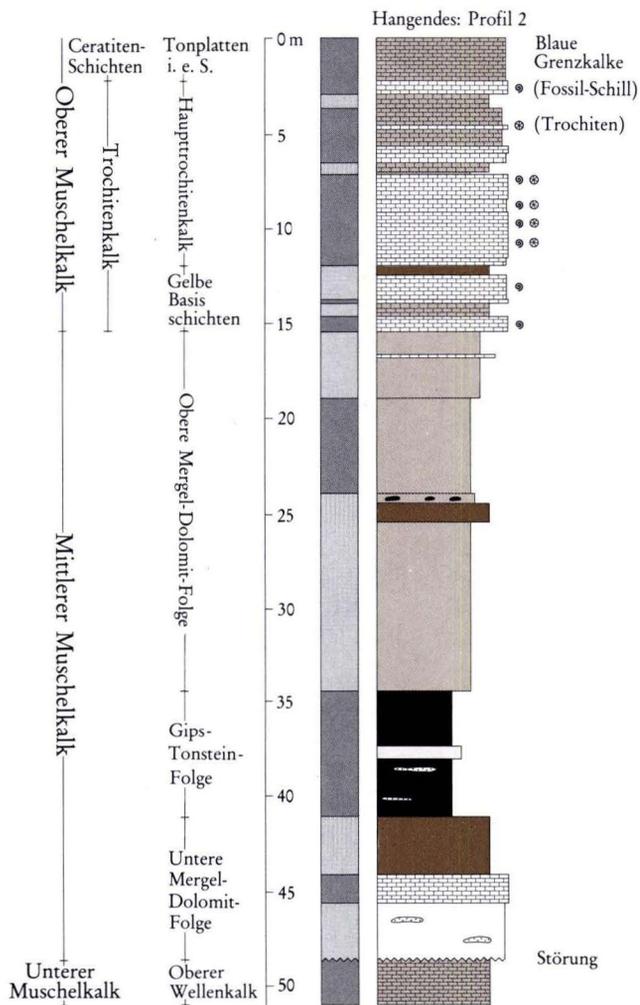
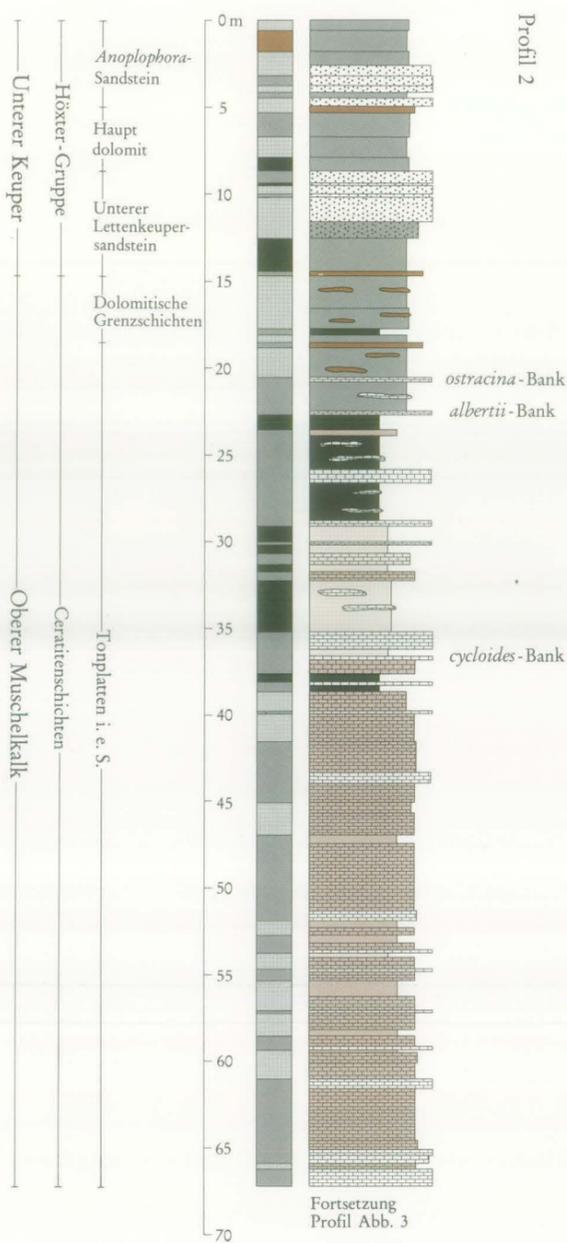
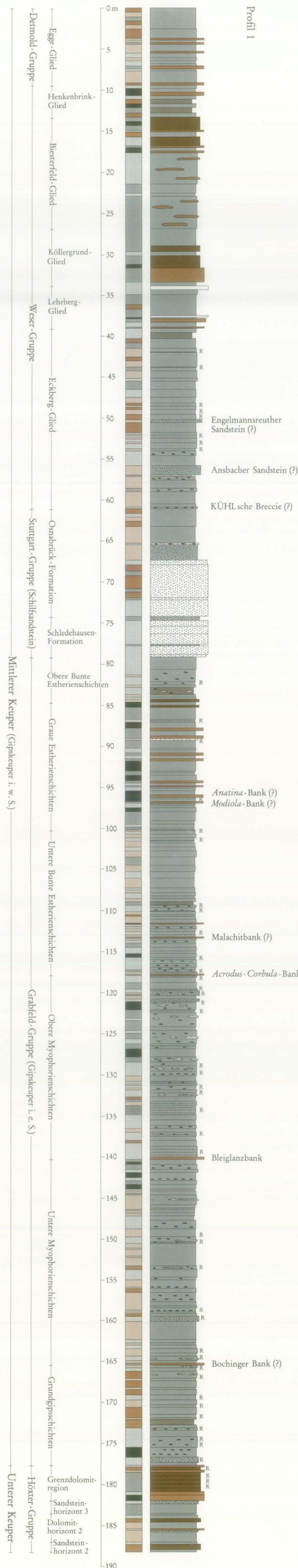


Abb. 4. Lithologisch-stratigraphisches Profil durch Trochitenkalk und Mittleren Muschelkalk im erweiterten Eisenbahneinschnitt bei Wichte.



- Lithologie
- Gipsknollen oder -bänder
  - Tonmergelstein
  - Mergelstein
  - Dolomitmergelstein
  - Dolomitstein
  - Kalkstein
  - Tonstein
  - Silt- u. Ton-Siltstein
  - Sandstein

- Farbe
- violett, violettrot, violettgrau
  - rot, rotbraun, braunrot, hellrot
  - schwarzgrau, dunkelgrau
  - graugrün, mittelgrau
  - oliv, olivgrün, olivgrau; bräunlich-gelb, gelblichgrau; helloliv, gelbl.-grünl., hellgrün
- R Reduktionshorizont

Tafel 3. Lithologisch-stratigraphische Profile durch Oberen Muschelkalk sowie Unteren und Mittleren Keuper im Bereich des Wichter Grabenkniees.

- 397) 175 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, schwach violettstichig, bröckelig; unten Dolomitmergelstein, violettrotbraun, hart, in zwei ca. 10 cm mächtigen Lagen
- 396) 30 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau, kleinstückig zerfallend
- 395) 25 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau, schwach grünstichig
- 394) 30 cm Ton-/Siltstein, schwarzgrau, kleinstückig zerfallend
- 393) 14 cm Dolomitmergelstein, grünlichgrau, fest
- 392) 28 cm Dolomitmergelstein, dunkelgrau, hart, stückig zerfallend
- 391) 32 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau
- 390) 14 cm Ton-/Siltstein, braungrau, schwach violettstichig, wenig fest
- 389) 52 cm Ton-/Siltstein bis Mergelstein, rötlichviolett, wolkig grünlichgrau, z. T. fest, z. T. stärker zerbröckelnd
- 388) 19 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau, wenig fest
- 387) 26 cm Ton-/Siltstein, dunkelgraubraun bis dunkelgrau, sehr kleinstückig zerfallend
- 386) 2 cm Ton-/Siltstein, grau, weich
- 385) 65 cm Ton-/Siltstein bis Mergelstein, hellgrau, schwach bräunlich, z. T. fest, z. T. zerbröckelnd, auf Klüften schwarzbraun gefleckt
- 384) 50 cm Ton-/Siltstein, braungrau bis violettrot, kleinstückig zerfallend
- 383) 160 cm Ton-/Siltstein bis Dolomitmergelstein, dunkel- bis hellgrau, deutlich geschichtet in Lagen bis 8 cm, kleinstückig zerfallend, z. T. scharfkantig zerbrechend
- 382) 1 cm Ton-/Siltstein, schwarzgrau, sehr weich
- 381) 12 cm Ton-/Siltstein bis Dolomitmergelstein, gelblichgrau, plattig, kleinstückig zerfallend
- 380) 66 cm Ton-/Siltstein, grau, violettstichig, mittelfest, z. T. groß-, z. T. kleinstückig zerfallend
- 379) 105 cm Ton-/Siltstein bis Dolomitmergelstein, hellgrau bis oliv, undeutlich geschichtet, scharf zerbrechend, Klüfte häufig dunkelbraun bis dunkelgrau belegt
- 378) 2 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau, weich
- 377) 23 cm Dolomitmergelstein, graubraun, deutlich geschichtet, sehr hart
- 376) 37 cm Ton-/Siltstein, schwarzgrau, bröckelig bis blätterig
- 375) 25 cm Dolomitmergelstein, dunkelgrau, sehr fest
- 374) 380 cm Ton-/Siltstein und Dolomitmergelstein, hellgraugrün bis oliv, häufig rinnenförmig geschichtet, insgesamt kleinstückig zerfallend, einzelne Lagen hart
- 373) 120 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, undeutlich geschichtet, kleinstückig zerbrechend
- 372) 28 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau bis schwach oliv, gut geschichtet, blätterig
- 371) 395 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, undeutlich geschichtet, bröckelig zerfallend, Klufflächen oft schwarzbraun – z. T. auch weißfleckig; Dolomitmergelstein, grau, als linsige Einlagerungen
- 370) 210 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, undeutlich gebankt, kleinstückig zerfallend
- 369) 70 cm Ton-/Siltstein und Dolomitmergelstein, mittelgrau bis helloliv, besonders in den unteren 10 cm sehr hart u. großstückig zerfallend, Klufflächen schwarzbraun gepunktet
- 368) 50 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau bis helloliv, kaum geschichtet, bröckelig zerfallend
- 367) 150 cm Ton-/Siltstein bis Dolomitmergelstein, mittel- bis dunkelbläulichgrau, undeutlich geschichtet, stückig zerbrechend
- 366) 170 cm Dolomitmergelstein, mittel- bis dunkelgrau, mittelfest, kleinstückig zerfallend
- 365) 50 cm Ton-/Siltstein, grüngrau bis hellgrünlichgrau, wenig fest
- 364) 35 cm Dolomitstein, grau gelb, mit organogenen Strukturen (Algen?), Klüfte mit Calcit verheilt
- 363) 1 cm Ton-/Siltstein (R), olivgrün, sehr weich
- 362) 7 cm Dolomitstein, grau gelb, mit organogenen Strukturen (Algen?)
- 361) 60 cm Ton-/Siltstein, olivgrau, feinschichtig, bröckelig, wenig fest
- 360) 260 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau bis violettgrau, bröckelig, sehr kleinstückig zerfallend
- 359) 3 cm Dolomitmergelstein, mittelgrau, sehr hart
- 358) 11 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau bis braungrau, blätterig-feinschichtig; Dolomitmergelstein, grau, hart, in drei Bänken von 1–0,5 cm Dicke.
- 357) 10–13 cm Dolomitstein, grau, sehr hart, unregelmäßige Ober- und Unterfläche

- 356) 6 cm Tonstein, schwarzbraun bis dunkelgrau, blätterig  
 355) 5 cm Dolomitstein, grau, sehr hart  
 354) 7-10 cm Tonstein, dunkelgrau, blätterig; Dolomitstein, grau, in rundlichen Konkretionen bis 1 cm  $\varnothing$   
 353) 22 cm Dolomitstein, mittelgrau, sehr hart, linsenschichtig, seitlich in Dolomitmergelstein bis Mergelstein, grau, übergehend  
 352) 14 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau, kleinstückig, weich  
 351) 60 cm Ton-/Siltstein, graugrün bis oliv, in härteren und weicheren Lagen deutlich geschichtet  
 350) 9 cm Dolomitmergelstein, mittelgrau, hart  
 349) 60 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, stückig zerfallend, weich  
 348) 75 cm Ton-/Siltstein, olivgrün; Mergelstein, gelblichgrau, fest  
 347) 120 cm Ton-/Siltstein, graugrün, lagenweise – besonders in der oberen Hälfte – violettstichig  
 346) 40 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig  
 345) 8 cm Ton-/Siltstein, graugrün bis blaugrau, z. T. mit Quarzmehl (R), gelblichweiß, feinkörnig  
 344) 180 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, schwach violettstichig, z. T. auch graugrün, fest  
 343) 2 cm Quarzmehl (R), weiß, feinkörnig  
 342) 45 cm Ton-/Siltstein, grau bis graugrün, fest  
 341) 95 cm Ton-/Siltstein, intensiv rotbraun, z. T. auch graugrün gefleckt, plattig bis stückig zerfallend, fest  
 340) 30 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau, z. T. unregelmäßig violettgestreift, feinschichtig, fest  
 339) 100 cm Ton-/Siltstein, wolkig graugrün u. rotbraun  
 338) 10 cm Ton-/Siltstein, intensiv rotbraun, schwach violettstichig  
 337) 80 cm Ton-/Siltstein, grün u. graugrün, vereinzelt auch rotbraun  
 336) 70 cm Ton-/Siltstein, braunrot, z. T. graugrünfleckig, großscherbzig zerbrechend  
 335) 90 cm Ton-/Siltstein, wolkig grüngrau, u. violettrot, Schichtung z. T. völlig aufgelöst; Quarzmehl (R), gelblichweiß  
 334) 60 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, grünfleckig, plattig, z. T. aufgelöste Schichtung infolge Gipsauslaugung  
 333) 50 cm Ton-/Siltstein, intensiv violettrot, z. T. hellgrünstreifig bzw. -fleckig, im mittleren Teil Schichtung infolge Gipsauslaugung völlig aufgelöst  
 332) 35 cm Siltstein, rotbraun, schwach violettstichig, z. T. feinsandig, fest, scherbzig zerbrechend  
 331) 120 cm Ton-/Siltstein, graugrün bis violett  
 330) 200 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau, gelblich gefleckt; Feinsand (R), hellrot, siltig-tonig  
 329) 10 cm Breccie aus Ton-/Siltsteinbröckchen, grün u. hellrot (R)  
 328) 15 cm Ton-/Siltstein, dunkelgraugrün, hellrotstreifig  
 327) 60 cm Ton-/Siltstein, dunkelgraugrün, hellrotstreifig, kleinstückig zerfallend; Gipsstein, weiß, in Knollen bis 5 cm  $\varnothing$   
 326) 130 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau, kleinstückig-scherbzig zerfallend  
 325) 110 cm Siltstein, intensiv rotbraun, vereinzelt grüngefleckt, z. T. schwach feinsandig, fest, scherbzig zerfallend  
 324) 15 cm Ton-/Siltstein bis Mergelstein, graugrün  
 323) 15 cm Gipsstein, weiß, in Knollen; Ton-/Siltstein, hellgraugrün  
 322) 10 cm Ton-/Siltstein bis Mergelstein, hellgrün, schwach gelbfleckig  
 321) 20 cm Ton-/Siltstein, rotbraun  
 320) 10 cm Ton-/Siltstein, rotbraun und hell- bis dunkelgrün, unregelmäßig gefleckt; Gipsstein, weiß, in kleinen Relikten  
 319) 10 cm Gipsstein, weiß, in Knollen bis 8 cm  $\varnothing$ , z. T. durchsetzt von stückigen Tonsteinbrocken (R); Ton-/Siltstein, graugrün  
 318) 80 cm Ton-/Siltstein, hellrotbraun, scherbzig zerbrechend  
 317) 40 cm Ton-/Siltstein, graugrün; Gipsstein, weiß, in Knollen bis 15 cm  $\varnothing$   
 316) 150 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, kleinstückig zerfallend  
 315) 10 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau; Gipsstein, weiß, in Relikten

- 314) 25 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, z. T. rötlichgrau
- 313) 25 cm Gipsstein, weiß, in Knollen bis 15 cm Ø; Ton-/Siltstein, graugrün bis hellgrün, Bank fleckig-brecciös
- 312) 15 cm Ton-/Siltstein, violettrotbraun
- 311) 200 cm Ton-/Siltstein, bunt, graugrün, hellgrün u. violettrotbraun bis rotbraun, farblich deutlich geschichtet
- 310) 200 cm Siltstein, rotbraun bis mittelbraun, feinsandig, stark durchsetzt von weißen Flecken, wohl Gipssteinrelikten
- 309) 10 cm Feinsandstein, streifig graugrün u. braunviolett; Ton-/Siltstein, hell- bis türkisgrün; Gipsstein, weiß, in kleinen Knollen
- 308) 170 cm Ton-/Siltstein, rotbraun u. oliv, feinsandig, stark glimmerstaubig, feingeschichtet, aber mit unruhiger Lagerung
- 307) 30 cm Sandstein, rotbraun bis violettrotbraun u. hellolivgrün, z. T. streifig, fein- z. T. auch mittelkörnig, nach oben zunehmend feinkörnig bis siltig, glimmerschichtig, dünnplattig
- 306) 60 cm Sandstein, olivgrün bis gelblichbraun, fein- bis mittelkörnig, glimmerschichtig, dünnplattig
- 305) 400 cm Sandstein, rotviolett u. grüngrau, fein- bis untergeordnet mittelkörnig, deutlich fein- bis feinstgeschichtet, z. T. unregelmäßige Sedimentstrukturen (Wurzelabdrücke), wenig Pflanzenhäcksel, dunkelgrau
- 304) 25 cm Sandstein, grünlichgrau, mittelkörnig, linsenschichtig, mit Pflanzenhäcksel, dunkelgrau
- 303) 200 cm Sandstein, intensiv olivgrün, oft violettrot gefleckt, fein- bis untergeordnet mittelkörnig, gut geschichtet, jedoch nicht ebenplattig, nach oben durch Laminierung feingeschichtet
- 302) 50 cm Siltstein bis Feinsandstein, dunkelolivgrün bis dunkelgrau
- 301) 60 cm Sandstein, wolkig grün u. violettbraun, fein- bis untergeordnet mittelkörnig, gut geschichtet
- 300) 105 cm Sandstein, dunkelgrün bis grüngrau, z. T. dunkelgrau, feinkörnig, feinschichtig bis flaserschichtig, Schichtung durch zahlreich eingeschaltete kleine olivgrüne Feinsandsteinlinsen bis max. 10 cm Dicke unruhig, bröckelig zerfallend
- 299) 120 cm Sandstein, olivgrün, feinkörnig, glimmerschichtig; auf Schichtflächen Pflanzenhäcksel, dunkelgrau
- 298) 20 cm Wechselfolge aus Sandstein, oliv, feinkörnig, und Siltstein, dunkelgrau, feinsandig
- 297) 105 cm Sandstein, oliv, z. T. gelbgrün, fein- bis untergeordnet mittelkörnig, Schichtung sehr unregelmäßig, z. T. linsig, z. T. bogenförmig, örtlich Pflanzenhäcksel, dunkelgrau
- 296) 4 cm Sandstein, dunkelgrau, feinkörnig, siltig-tonig, stark durchsetzt von Pflanzenhäcksel, dunkelgrau
- 295) 15 cm Sandstein, hellolivgrün, feinkörnig, flaserschichtig durch Glimmerlagen, sonst glimmerstaubig
- 294) 12 cm Sandstein, dunkelolivgrün, überwiegend fein- bis mittelkörnig, siltig, wenig fest
- 293) 80 cm Ton-/Siltstein, olivgrün bis gelblichgrün, z. T. auch dunkelgrün
- 292) 70 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, kleinstückig zerfallend
- 291) 15 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau; Gipsstein, weiß bis grau, als eingelagertes Band
- 290) 20 cm Ton-/Siltstein, olivgrün
- 289) 15 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau
- 288) 100 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, olivgrün bis graugrün u. rotbraun, u. Gipsstein, weiß, sowie Ton (R), hellgrün bis helloliv, weich
- 287) 12 cm Ton-/Siltstein, rotbraun und olivgrün, feinsandig (R); Gipsstein, rötlich, in erbsengroßen Knöllchen
- 286) 25 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, kleinstückig-scherbig zerfallend
- 285) 30 cm Ton-/Siltstein, rotbraun
- 284) 90 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, vorwiegend olivgrün, z. T. auch rotbraun, kleinstückig-scherbig zerfallend, u. Mergelstein, hellgrüngrau, in unregelmäßigen Bändern bis zu 10 cm Dicke, sowie Carbonatstein (R), grau in unregelmäßigen dünnen Lagen

- 283) 30 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, z. T. auch oliv  
 282) 30 cm Ton-/Siltstein, graubraun bis schwach oliv, kleinstückig zerfallend  
 281) 30 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, kleinstückig zerfallend; Dolomitmergelstein, dunkelgrau bis grau, fest, splitterig  
 280) 40 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau  
 279) 23 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, dunkelgrau, u. Dolomitmergelstein, grau, in cm-dicken Lagen, hart  
 278) 150 cm Ton-/Siltstein, grau bis olivgrau, z. T. auch dunkelgrau u. bräunlich, kleinstückig zerfallend  
 277) 35 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, grau bis graubraun, u. Siltstein (R), olivgrün, feinsandig  
 276) 70 cm Ton-/Siltstein, mittel- bis dunkelgrau, z. T. dunkelbraun, kleinstückig zerfallend  
 275) 10 cm Dolomitmergelstein, grau, hart, splitterig  
 274) 2 cm Ton (R), siltig, dunkelbraun, weich  
 273) 19 cm Dolomitmergelstein, grau, braun verwitternd, sehr hart, splitterig  
 272) 6 cm Ton-/Siltstein, olivgrün bis olivgrau, weich  
 271) 60 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, z. T. dunkelgrau, bräunlich verwitternd, meist kleinstückig zerfallend; Dolomitmergelstein, grau, hart, in einigen Lagen bis zu 2 cm Dicke  
 270) 8-15 cm Dolomitmergelstein, grau, ockergelb verwitternd, feingeschichtet, stark carbonatisch, sehr hart, splitterig, in der Bank eine kubische Hohlform (wohl ausgelöster Steinsalzwürfel)  
 269) 10 cm Ton-/Siltstein, olivgrau, bröckelig-scherbig zerbrechend  
 268) 5 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau bis graubraun, leicht zerbröckelnd  
 267) 1 cm Feinsand (R), dunkelgrün, siltig-tonig, weich  
 266) 10 cm Feinsand (R), hellgrau bis olivgrün, weich; Carbonatknollen (R), hellgrau  
 265) 110 cm Ton-/Siltstein, dunkelbraun bis dunkelgrau, z. T. auch mittelgrau, auffallend laminar geschichtet, in den oberen 20 cm kleinstückig-scherbig zerfallend  
 264) 10-15 cm Breccie aus Ton-/Siltstein, hellgrün bis olivgrün, z. T. – besonders im mittleren Bereich – in Ton bzw. Silt (R) zersetzt, graublau, weich  
 263) 270 cm Ton-/Siltstein, grau bis dunkelgrau, in der oberen Hälfte grünlichgrau, bräunlich verwitternd, gut geschichtet, kleinstückig zerfallend; Dolomitmergelstein, grau, vor allem im oberen Teil der Schicht als dünne Einlagerungen  
 262) 40 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau bis grünlichgrau; Feinsand (R), gelblichgrau, siltig-tonig, in vereinzelt Lagen  
 261) 70 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau, kleinstückig zerfallend  
 260) 25 cm Dolomitstein, grau, hellgrau verwitternd, sehr hart  
 259) 30 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau, kleinstückig zerfallend, in unregelmäßigem Wechsel mit Tonstein (R), olivgrün, weich; Schichtung gestört  
 258) 10-18 cm Dolomitmergelstein, grünlichgrau, knollig, sehr hart; Gipsstein, weiß; Tonstein (R), olivgrün, weich  
 257) 45 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau; Silt bis Feinsand (R), hellgrün  
 256) 50 cm Ton-/Siltstein, graugrün bis oliv u. hellgrün, kleinstückig zerfallend  
 255) 20 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau, bröckelig  
 254) 12 cm Dolomitmergelstein, ockerfarbig, stark carbonatisch, sehr hart, splitterig  
 253) 60 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, mittel- bis dunkelgrau, grünlich verwitternd, u. Tonstein, dunkelgrau; Silt- bis Feinsandsteinlagen (R), hellgrün  
 252) 10 cm Dolomitmergelstein, graubräunlich, gelblich verwitternd, carbonatisch, sehr hart  
 251) 30 cm Ton-/Siltstein, gelblich- bis grünlichgrau, z. T. dunkelgrau, in einzelnen Lagen auffallend flaserschichtig  
 250) 25 cm Ton-/Siltstein, oliv bis dunkelgrün, weich; Feinsandlagen (R), gelblichgrau  
 249) 50 cm Ton-/Siltstein, mittel- bis dunkelgrau, gelblichgrün verwitternd  
 248) 2 cm Dolomitmergelstein, grau, stark carbonatisch, sehr hart, splitterig  
 247) 110 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau bis olivgrau, kleinstückig zerfallend  
 246) 120 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, dunkelgrau bis grünlichgrau, oft stückig-brecciös, u. Silt bis Feinsand (R), hellgrün, gelblich u. hellgrau, sehr weich

245)	9 cm	Ton-/Siltstein, intensiv rotbraun, feinsandig, z. T. recht weich (R)
244)	45 cm	Ton-/Siltstein, graugrün, z. T. oliv, die oberen 5 cm schwach feinsandig u. sehr weich (R)
243)	45 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun z. T. schwach grünlich
242)	25 cm	Ton-/Siltstein, graugrün u. braunrot
241)	2 cm	Ton-/Siltstein, dunkelgraugrün
240)	16 cm	Ton-/Siltstein, grün bis graugrün, z. T. auch hellgrün bis weißlich, u. feinsandig (R)
239)	20 cm	Ton-/Siltstein, hellrotbraun, z. T. sehr weich
238)	50 cm	Ton-/Siltstein, wolkig rotbraun u. graugrün, scherbzig zerfallend
237)	50 cm	Ton-/Siltstein, grüngrau, unregelmäßig wolkig rotbraun
236)	75 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun, z. T. auch grünlich
235)	100 cm	Ton-/Siltstein, hell- bis mittelgrau, schwach grünlich und violettstichig, z. T. auch wolkig rotbraun, kleinstückig-scherbzig zerfallend
234)	2 cm	Dolomitmergelstein, hellgrau bis gelblichgrau, kleinstückig zerfallend
233)	10 cm	Ton-/Siltstein, olivgrün, stückig-scherbzig
232)	70 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun, feingeschichtet, plattig-stückig, fest.

Die Trennfläche zwischen den Schichten 232 u. 231 läßt schwache, mehr oder weniger schichtparallele Bewegungsspuren erkennen

231)	80 cm	Ton-/Siltstein, olivgrün, z. T. hellgrünlichgrau, großstückig, plattig, z. T. fest
230)	110 cm	Ton-/Siltstein, intensiv rotbraun, z. T. feinschichtig, scherbzig
229)	20 cm	Ton-/Siltstein, olivgrün, plattig, kleinstückig, fest
228)	40 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun, unten mehr violettrot, stückig-scherbzig, fest
227)	40 cm	Ton-/Siltstein, olivgrün, gelblich verwitternd, kleinstückig
226)	30 cm	Ton-/Siltstein, oliv bis graugrün, z. T. ockerfarben verwitternd, im höchsten und tiefsten Teil auch schwach violettrot, meist weich, nur z. T. scherbzig-stückig
225)	40 cm	Ton-/Siltstein, intensiv rotbraun, z. T. streifig olivgrün, die obersten 10 cm violettrot
224)	40 cm	Ton-/Siltstein bis Mergelstein, hellgrau, schwach oliv, fest, kleinstückig
223)	15 cm	Ton-/Siltstein, olivgrün, z. T. auch rotbraun, feinsandig, weich; Carbonatkonkretionen (R), graugrün, weißfleckig, unregelmäßig eingelagert
222)	15 cm	Ton-/Siltstein, olivgrün, stückig
221)	3 cm	Ton-/Siltstein, violettrot, weich
220)	20 cm	Ton-/Siltstein, olivgrün, stückig; Carbonatkonkretionen (R), graugrün, weißfleckig
219)	6 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun bis violett, feinsandig (R), sehr weich (R)
218)	20 cm	Ton-/Siltstein, graugrün bis oliv, z. T. stückig u. fest, z. T. durchsetzt von Feinsand (R), gelblich u. weich; Carbonatkonkretionen (R), graugrün, weißfleckig
217)	5 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, stückig-scherbzig, z. T. weich (R)
216)	30 cm	Ton-/Siltstein, blaßrötlichbraun bis blaßoliv, kleinstückig, fest
215)	20 cm	Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, stückig-scherbzig
214)	40 cm	Ton-/Siltstein, wolkig rotbraun und olivgrün, z. T. scherbzig-stückig, z. T. weich (R)
213)	35 cm	Ton-/Siltstein, überwiegend rotbraun, unregelmäßig olivgrün, z. T. fest, meist aber weich u. kleinbröckelig zerfallend (R)
212)	6 cm	Dolomitmergelstein, grünlichgrau bis dunkelgrau, stückig
211)	6 cm	Siltstein, grünlichgelb, feinsandig, sehr weich (R)
210)	10 cm	Ton-/Siltstein (R), dunkelgrau, sehr weich
209)	30 cm	Ton-/Siltstein (R), rotbraun, sehr weich
208)	25 cm	Ton-/Siltstein, gelbgrün bis olivgrün, z. T. auch dunkelgraugrün, sehr weich; Carbonatknollen (R), grün
207)	35 cm	Ton-/Siltstein, intensiv rotbraun, schwach violettstichig, kleinstückig-scherbzig
206)	20 cm	Ton-/Siltstein, wechselnd rotbraun u. olivgrün, z. T. auch hellgrün, z. T. weich, z. T. stückig; Carbonatknollen (R), grau
205)	20 cm	Ton-/Siltstein, hellolivgrün, feinsandig, glimmerstaubig; Carbonatkonkretionen (R), grau, weißfleckig
204)	25 cm	Ton-/Siltstein, wechselnd oliv u. intensiv rotbraun, sehr weich (R)
203)	15 cm	Dolomitmergelstein, mittelgrau, stückig zerbrechend

- 202) 30 cm Ton-/Siltstein, bunt gestreift: blaßrotbraun bis violettrotbraun, oliv bis hellgrün, gelblich u. dunkelgrau
- 201) 5 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, stückig, wenig fest
- 200) 25 cm Ton-/Siltstein, bunt gestreift: graugrün bis oliv u. hellgrün, gelblich u. dunkelgrau, feinsandig (R), sehr weich; Carbonatkonkretionen (R), hellgrau
- 199) 40 cm Ton-/Siltstein, hell- bis mittelgrau, braungelb verwitternd, kleinstückig
- 198) 4 cm Ton-/Siltstein, hellgrün u. grau gestreift, feinsandig, sehr weich (R)
- 197) 10 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, grünlich, fest, deutlich geschichtet, oberste 3 cm dunkelgrau und weich; Feinsand (R), gelblichgrün bis olivgrün, als eingelagertes Band
- 196) 25 cm Ton-/Siltstein, hellolivgrün, dunkelgrau gestreift, feingeschichtet, feinsandig, weich
- 195) 20 cm Ton-/Siltstein, oliv, stückig, wenig fest; Carbonatkonkretionen (R), hellgraugrün
- 194) 20 cm Ton-/Siltstein, helloliv, feinsandig, glimmerstaubig, keine Schichtung erkennbar
- 193) 10 cm Ton-/Siltstein, oliv, großstückig; Carbonatkonkretionen (R), graugrün
- 192) 20 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau bis olivgrün, gelblichbraun verwitternd
- 191) 15 cm Ton-/Siltstein, gelblichgrau, hellgelb gestreift, sandig, sehr weich (R)
- 190) 10 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau
- 189) 30 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, z. T. streifig ockergelb u. dunkelgrau, feinsandig, sehr weich (R); Carbonatkonkretionen (R), grau
- 188) 50 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, graugrün bis bräunlich, u. Silt (R), olivgrün bis hellgrün, feinsandig, sowie Gipsstein, gelblichweiß
- 187) 8 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau, sehr weich
- 186) 35 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, oliv bis graugrün, u. Feinsandstein (R), weißgrau bis gelblich, sehr weich, u. Gipsstein u. Carbonatkonkretionen (R), weißgrau
- 185) 18 cm Ton-/Siltstein, oliv bis graugrün, scherbüg-stückig, fest
- 184) 6 cm Gips- u. Carbonatstein (R), grünlich, z. T. rosaweiß, tonig-siltig
- 183) 7 cm Ton-/Siltstein, mittel- bis hellgrau, dünnplattig-scherbig
- 182) 25 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, kleinstückig-scherbig, z. T. weich (R); Gips- u. Carbonatstein (R), weißgrau, als vereinzelte knollige Einlagerungen
- 181) 5 cm Feinsandstein (R), rotbraun, plattig, stark carbonatisch
- 180) 23 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, rotbraun, u. Feinsandstein (R), rotbraun bis ziegelrot, weich; Gips- u. Carbonatstein (R), weißgrau, als vereinzelte knollige Einlagerungen
- 179) 6 cm Dolomitmergelstein, grau, stückig-scherbig, hart
- 178) 6 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau; Feinsandstein (R), oliv, feinschichtig, weich
- 177) 3 cm Dolomitmergelstein, hellgrau, sehr hart
- 176) 24 cm Sandstein (R), hell- bis grünlichgrau, tonig-siltig, unregelmäßig geschichtet, weich; Ton-/Siltstein, grau, in vereinzelt Zwischenlagen; Gipsstein, weißgrau, in dünnen Lagen
- 175) 12 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, schwach grünlich, kleinstückig, bröckelig
- 174) 13 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, feinsandig, Schichtung kaum erkennbar, weich (R)
- 173) 12 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau, kleinstückig, z. T. mürb; Carbonat- (R) u. Gipsstein, weißgrau, in mm-großen Knöllchen
- 172) 80 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, wolkig rotbraun, z. T. plattig, sonst bröckelig, mittelfest
- 171) 25 cm Ton-/Siltstein, grau bis schwach grünlich, feingeschichtet, Schichtung z. T. aufgelöst; Feinsandstein (R), grügrau; Carbonatstein (R), grau; Gipsstein, weißgrau, in unregelmäßigen dünnen Zwischenlagen; Schicht insgesamt sehr weich
- 170) 11 cm Sandstein (R), gelblich u. hellgrau bis ziegelrot, tonig-siltig, sehr weich; Gips- u. Carbonatstein (R), grau, in Knöllchen
- 169) 10 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, oliv bis violettrot, u. Feinsand (R), grau bis rötlichgrau; Gips- u. Carbonatstein (R), weißgrau, in zahlreichen dünnen, unregelmäßigen Lagen
- 168) 20 cm Feinsandstein (R), intensiv rotbraun, schwach violettstichig, siltig-tonig; im Wechsel mit Ton-/Siltstein, olivgrün, in dünnen Lagen
- 167) 15 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, graugrün, u. Feinsand (R), dunkelgrau, sehr weich; Gipsstein, weißgrau, in vereinzelt dünnen Lagen

In den Schichten 168 u. 167 sind schwache, mehr oder weniger schichtparallele Bewegungsspuren vorhanden

- |      |        |  |
|------|--------|--|
| 166) | 23 cm  | Ton-/Siltstein, mittelgrau, grünlich, z. T. auch wolkig rotbraun u. violett, kleinstückig-scherbig   |
| 165) | 15 cm  | Ton-/Siltstein, rotbraun, schwach violettstichig, kleinstückig-scherbig, fest  |
| 164) | 36 cm  | Wechselfolge aus überwiegend Feinsandstein (R), hellgraugrün bis gelblich, unten schwach violettstichig, u. Ton-/Siltstein, graugrün bis mittelgrau, weich   |
| 163) | 5 cm   | Ton-/Siltstein, dunkelgrau, blätterig, dünn-schichtig  |
| 162) | 36 cm  | Ton-/Siltstein, hell- u. dunkelgrau, weich; Feinsand (R), gelblich   |
| 161) | 25 cm  | Ton-/Siltstein, dunkelgrau u. oliv, sehr weich (R), Schichtung nicht erkennbar; in den unteren 5 cm Gips- u. Carbonatstein (R), hellgrau, in Knöllchen   |
| 160) | 40 cm  | Ton-/Siltstein, grau bis grünlichgrau, plattig, scherbzig; z. T. weiche Zwischenlagen mit Gips- u. Carbonatstein (R), weißgrau, in Knöllchen   |
| 159) | 10 cm  | Ton-/Siltstein, dunkelgrau, feinsandig, sehr weich (R); Gips- u. Carbonatstein (R), hellgrau, als unregelmäßig eingelagerte Knöllchen  |
| 158) | 5 cm   | Ton-/Siltstein, gelblichgrau, stückig  |
| 157) | 40 cm  | Ton-/Siltstein, mittelgrau; Feinsand (R), hellgelblich bis helloliv, in dünnen Lagen; Gips- u. Carbonatstein (R), hellgrau, in einzelnen Knöllchen   |
| 156) | 18 cm  | Ton-/Siltstein, mittelgrau, scherbzig  |
| 155) | 15 cm  | Ton-/Siltstein, mittel- bis grünlichgrau; Feinsand (R), gelblichgrau, siltig-tonig; Schicht deutlich laminiert, plattig bis kleinstückig zerfallend  |
| 154) | 150 cm | Ton-/Siltstein, meist mittelgrau, selten grünlich, überwiegend weich (R), nur lagenweise stückig-scherbig; Feinsand (R), gelblich, rostfleckig; Gips- u. Carbonatstein (R), weißgrau, als unregelmäßig eingelagerte Knöllchen und Fladen     |
| 153) | 25 cm  | Ton-/Siltstein, mittelgrau, scherbzig-stückig  |
| 152) | 170 cm | Ton-/Siltstein, mittelgrau u. grünlich, meist weich (R); Carbonat- (R) u. Gipsstein, weißgrau, in verhältnismäßig zahlreich eingelagerten Knollen und Knöllchen  |
| 151) | 50 cm  | Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, grau bis schwach olivgrün, u. Gips- u. Carbonatstein (R), gelblichweiß, krümelig, in gebänderten Lagen; Feinsand (R), gelblich- bis grünlichgrau  |
| 150) | 100 cm | Ton-/Siltstein, dunkel- bis mittelgrau, z. T. schwach grünlich, in einzelnen Lagen, wolkig violettrotbraun, kleinstückig-scherbig  |
| 149) | 22 cm  | Ton-/Siltstein, dunkel- bis mittelgrau u. grünlich; Feinsand (R), oliv bis hellgrün, unten auch ziegelrot  |
| 148) | 40 cm  | Ton-/Siltstein, mittelgrau, plattig, kleinstückig, fest; Gips- u. Carbonatstein (R), weiß, krümelig, in vereinzelt mm-dicken Lagen   |
| 147) | 155 cm | Ton-/Siltstein, wolkig olivgrün und rotbraun, stückig-scherbig; Gips- und Carbonatstein (R), grauweiß, als linsenförmige oder knollige Einlagerungen; Feinsand (R), olivgrün u. gelblich, unregelmäßig eingelagert                           |
| 146) | 30 cm  | Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, olivgrün u. rotbraun, stückig-scherbig, u. Feinsand (R), olivgrün bis weiß, in einzelnen unregelmäßigen Bändern, sowie Gips- u. Carbonatstein (R), weißgrau, als unregelmäßige Einlagerungen im oberen Teil |
| 145) | 8 cm   | Gipsstein, grünlichweiß, in zwei dünnen Lagen; Siltstein (R), olivgrün, sehr mürb; Feinsand (R), gelblichgrau  |
| 144) | 25 cm  | Ton-/Siltstein, wolkig olivgrün u. rotbraun  |
| 143) | 20 cm  | Ton-/Siltstein, rotbraun, stückig-scherbig   |
| 142) | 30 cm  | Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, grünlich bis dunkelgrau u. ziegelrot, u. Feinsandstein (R), hellgrau u. gelblich, sowie Gips- u. Carbonatstein (R), weißgrau, in Knollen  |
| 141) | 20 cm  | Ton-/Siltstein, rot u. grau, scherbzig-stückig, fest   |
| 140) | 25 cm  | Ton-/Siltstein, grünlichgrau, sehr weich (R); Feinsand (R), gelblichgrau   |
| 139) | 3 cm   | Ton-/Siltstein, hellgrau bis grünlich, feinsandig, plattig   |
| 138) | 12 cm  | Ton-/Siltstein, rotbraun, feinsandig; Gipsstein, weißgrau, in Knollen  |
| 137) | 6 cm   | Ton-/Siltstein, rotbraun, scherbzig-stückig  |
| 136) | 8 cm   | Ton-/Siltstein, grünlichgrau; Gipsstein, weißgrau, in einzelnen Knollen  |

- 135) 30 cm Ton-/Siltstein, hellgrün bis oliv, z. T. hellgrau, stückig-scherbig, fest
- 134) 5 cm Ton-/Siltstein u. Feinsandstein (R), hellgrau
- 133) 6 cm Siltstein, ziegelrot, feinsandig (R), undeutlich geschichtet
- 132) 40 cm Ton-/Siltstein, olivgrün bis hellgrau; Carbonatstein (R), grau, in vereinzelten dünnen Zwischenlagen
- 131) 45 cm Ton-/Siltstein, wolkig violettrot u. olivgrün, kleinstückig zerbröckelnd
- 130) 1 cm Gips- u. Carbonatstein (R), weißgrau
- 129) 11 cm Ton-/Siltstein, mittel- bis dunkelgrau, bröckelig
- 128) 30 cm Ton-/Siltstein, ziegelrot u. graugrün; Feinsand (R), weißgrau bis gelblich
- 127) 2 cm Ton-/Siltstein, grau, plattig
- 126) 22 cm Ton-/Siltstein, rotbraun u. grünlichgrau gestreift; Feinsand (R), weiß u. gelblich
- 125) 110 cm Ton-/Siltstein, mittel- bis hellgrau, sehr weich (R); Feinsand (R), grauweiß bis gelblich, in mm-dicken Zwischenlagen; Schicht dadurch auffallend gebändert, insgesamt sehr weich
- 124) 60 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, kleinstückig, z. T. mit weichen Partien (R)
- 123) 70 cm Ton-/Siltstein, dunkelolivgrün, kleinstückig-scherbig
- 122) 15 cm Ton-/Siltstein, hellgrün, gelblich u. blaßrot gestreift; Gipsstein, grauweiß, in unregelmäßigen Lagen
- 121) 20 cm Ton-/Siltstein, unten vorwiegend rotbraun, oben mehr olivgrün, scherbilig
- 120) 45 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, blaßviolett u. hellgrau im Wechsel
- 119) 50 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, grau bis olivgrün, plattig, u. Feinsand (R), hellgrünlich, sowie Gipsstein, weißgrau, in unregelmäßigen Lagen
- 118) 50 cm Ton-/Siltstein, wolkig oliv bis graugrün u. rotbraun bis violettrot, stückig-plattig; Silt (R), olivgrün, weich, in einzelnen Zwischenlagen
- 117) 30 cm Ton-/Siltstein, wolkig violettrot bis dunkelgrüngrau, in Lagen feinsandig (R)
- 116) 45 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau u. violettrotbraun
- 115) 130 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, olivgrün u. grau, kleinstückig-plattig, u. Feinsand (R), hellgrün bis grauweiß, in mm-dicken Zwischenlagen, Schicht dadurch auffallend feingestreift
- 114) 7 cm Dolomitstein, hellgrau bis bräunlich, hart
- 113) 10 cm Dolomitmergelstein, dunkelgrau, plattig, sehr fest
- 112) 10 cm Ton-/Siltstein, oliv bis hellgrün u. dunkelgrau; Feinsand (R), gelbgrau, in dünnen Lagen
- 111) 20 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, stückig-scherbig
- 110) 25 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau u. blaßgrüngrau, stückig-scherbig
- 109) 15 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, dunkelgrau, fest, u. Ton u. Silt (R), weißgrau, weich
- 108) 30 cm Ton-/Siltstein, mittel- bis dunkelgrau, stückig, feinplattig; Gipsstein, weißgrau, als vereinzelte Einlagerungen
- 107) 30 cm Ton-/Siltstein, grau, oben rostgelb, feinplattig, mittelfest; Gips- u. Carbonatstein (R), hellgrau, in Knöllchen
- 106) 40 cm Ton-/Siltstein, olivgrün z. T. graubraun, sehr weich, Schichtung nicht erkennbar, feinsandig
- 105) 70 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau, stückig, plattig; Feinsand (R), hellgrau, als streifig-linsenförmige Einlagerungen
- 104) 25 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, dunkelgrau, blättrig, u. Feinsand (R), hell- bis gelbgrün, z. T. rostfleckig, weich; Gipsstein, grauweiß, in einzelnen, cm-großen Knollen
- 103) 45 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau
- 102) 60 cm Ton-/Siltstein, mittel- bis dunkelgrau, plattig bis scherbilig
- 101) 20 cm Ton-/Siltstein, oliv bis hellgrün, plattig, kleinstückig-scherbig, z.T. sehr weich (R)
- 100) 25 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, stückig-scherbig
- 99) 25 cm Ton-/Siltstein, graugrün bis oliv, scherbilig bis plattig; unten dünne Carbonatsteinlage (R), grau
- 98) 125 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, wellig-plattig, kleinstückig zerfallend
- 97) 5 cm Ton-/Siltstein, rotbraun und olivgrün, plattig-feinschichtig

- 96) 8 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, kleinstückig zerfallend
- 95) 8 cm Ton-/Siltstein, oliv bis hellgrün; Carbonatstein (R), graugrün, als Knollen
- 94) 12 cm Ton-/Siltstein, rotbraun bis violettrot, scherbis-kleinstückig
- 93) 5 cm Ton-/Siltstein, wechselnd rotbraun u. olivgrün, z. T. weich (R)
- 92) 25 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, stückig bis plattig, feinsandig-feinschichtig (R)
- 91) 25 cm Siltstein, rotbraun, violettstichig, plattig bis kleinstückig zerfallend, z. T. feinsandig (R)
- 90) 5 cm Ton-/Siltstein, dunkel- bis hellgrün, sehr weich, ungeschichtet (R)
- 89) 40 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, scherbis bis bröckelig; z. T. durch Feinsand (R), hellgrün, feingestreift
- 88) 25 cm Ton-/Siltstein, rotbraun u. olivgrün, z. T. gebändert, z. T. wolkig gefleckt, plattig bis kleinstückig; Feinsand (R), hellgrau, in einzelnen dünnen Zwischenlagen
- 87) 30 cm Ton-/Siltstein, oliv bis graugrün, sehr weich (R)
- 86) 100 cm Ton-/Siltstein, hell- bis olivgrün, im oberen Drittel mehr grünlichgrau, stückig-scherbis; Gipsstein, weiß, in unregelmäßigen Knollenlagen
- 85) 16 cm Ton-/Siltstein, rotbraun bis hellrotbraun
- 84) 80 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, scherbis, kleinbröckelig zerfallend, mittelfest, z. T. schwach feinsandig (R)
- 83) 5 cm Ton-/Siltstein, wolkig olivgrün u. violettrotbraun, sehr weich (R)
- 82) 18 cm Ton-/Siltstein, hellolivgrün, stückig-scherbis; Gipsstein, weiß, in einzelnen unregelmäßigen Flecken; Feinsand (R), gelblichweiß
- 81) 60 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, hell- bis dunkelgraugrün u. oliv bis gelblichgrün, stückig-scherbis, in 5 cm dicken Schichten, u. Carbonatstein (R), grau, in unregelmäßigen dünnen Lagen
- 80) 272 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, z. T. violettstichig, einzelne olivgrüne Lagen
- 79) 43 cm Ton-/Siltstein, violettrot und olivgrün gebändert; Gips- u. Carbonatstein (R), weißlichgrau, in einigen dünnen Bändern
- 78) 94 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, fest
- 77) 26 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, stückig bis plattig
- 76) 6 cm Ton-/Siltstein, hellgrün bis weißgrün, hart; Gipsstein, weiß, in unregelmäßigen Knollen
- 75) 95 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, dünn-schichtig, z. T. mürbe (R)
- 74) 9 cm Ton-/Siltstein, gelblich- bis hellgrün, hart; Gipsstein, weiß
- 73) 50 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, kleinstückig zerfallend
- 72) 43 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, dünn-schichtig, mürbe
- 71) 68 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, kleinstückig, z. T. fest; Gipsstein, weiß, in Knollen
- 70) 8 cm Ton-/Siltstein, rotbraun bis ockerbraun, feinschichtig, nicht sehr fest (R)
- 69) 44 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, dünnplattig, stückig zerfallend
- 68) 25 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, stückig bis plattig zerfallend, mittelfest
- 67) 10 cm Ton-/Siltstein, rotbraun u. olivgrün, gestreift, recht weich (R)
- 66) 30 cm, Ton-/Siltstein, überwiegend rotbraun, vereinzelt in unregelmäßigen Lagen hellgraugrün, kleinstückig zerfallend, z. T. weich (R)
- 65) 16 cm Ton-/Siltstein, oliv bis hellgrün u. gelblich, dünn-schichtig bis laminiert, sehr weich (R); Gipsstein weiß, in vereinzelt Linsen
- 64) 22 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, kleinstückig bis plattig zerfallend
- 63) 35 cm Ton-/Siltstein, streifig rotbraun, violettstichig, u. hell- bis gelblichgrün, recht weich; in einzelnen Lagen sandig (R)
- 62) 60 cm Ton-/Siltstein, überwiegend hellgrün bis graugrün, vereinzelt rotgestreift, feingeschichtet; Feinsand (R), hellgrüngrau, in dünnen Lagen; insgesamt recht weich
- 61) 220 cm Ton-/Siltstein, überwiegend rotbraun, untergeordnet graugrün, oben mehr bräunlich, unten mehr violettstichig und mit graugrünen Zwischenlagen, kleinstückig, plattig zerfallend
- 60) 50 cm Ton-/Siltstein, oliv bis hellgraugrün, rotbraun gebändert
- 59) 20 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, z. T. grünlichgrau gebändert

- 58) 45 cm Ton-/Siltstein, hellgraugrün bis blaßoliv, z. T. rostrot, feingestreift, weich (R)
- 57) 57 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, stückig zerfallend; Carbonatstein (R), grau in einzelnen dünnen, unregelmäßigen Lagen
- 56) 15 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend olivgrün, violettbraun gebändert, kleinstückig zerfallend, fest
- 55) 20 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, feinschichtig, feinsandig, weich (R)
- 54) 55 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend olivgrün, braun u. braunviolett feingebändert; Carbonatstein (R), grau, in einzelnen dünnen Lagen
- 53) 30 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, violettstichig, vereinzelt olivgrün, kleinstückig, fest
- 52) 10 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend rotbraun, olivgrün gebändert
- 51) 12 cm Dolomitmergelstein, grau, mit glänzenden Kristallflächen, sehr hart
- 50) 35 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, feingeschichtet, meist recht weich (R); im mittleren Teil Carbonatstein (R), grau, fest, bis 2 cm dick
- 49) 40 cm Ton-/Siltstein, olivgrüngrau, feingeschichtet, nicht sehr fest, mit einzelnen bis zu 2 cm dicken festeren Lagen
- 48) 85 cm Ton-/Siltstein, ganz überwiegend violettrot, untergeordnet olivgrün, feinplattig, stückig zerfallend, meist recht fest; Carbonatstein (R), weißgrau, als Knollen
- 47) 30 cm Ton-/Siltstein, rotbraun bis violettrot, hellgrün u. intensiv gelb gebändert; die hellen Partien feinsandig u. entfestigt
- 46) 80 cm Ton-/Siltstein, überwiegend violettrot, z. T. auch rotbraun, stückig scherbzig, dünnplattig, fest
- 45) 25 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, violett gebändert
- 44) 30 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend violettrot, in Bändern olivgrün, dünn-schichtig
- 43) 35 cm Ton-/Siltstein, violettrot, stückig, plattig, recht fest
- 42) 35 cm Ton-/Siltstein, streifig, violettrot u. olivgrün, recht weich (R)
- 41) 25 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, recht weich (R); sandig-tonige Lage (R), hellgrün, weich
- 40) 28 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend violettrot, oliv u. hellgrün gebändert, stückig bis plattig, feinstgeschichtet bis laminiert
- 39) 15 cm Ton-/Siltstein, violettrot, stückig, fest
- 38) 18 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, in vereinzelt dünnen Lagen grünlichgrau, recht weich (R)
- 37) 30 cm Ton-/Siltstein, vorwiegend rotbraun, violettstichig, untergeordnet oliv bis hellgrün, gebändert; Feinsand (R), hellgrüngrau, in dünnen Lagen
- 36) 85 cm Ton-/Siltstein, violettrotbraun, stückig, plattig, recht fest
- 35) 28 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend olivgrün, violettrot gebändert, die olivgrünen Partien meist feinsandig u. weich (R)
- 34) 15 cm Ton-/Siltstein, violettrot, olivgrün gebändert, dünn-schichtig
- 33) 20 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend olivgrün, in dünnen Bändern rostrot, dünn-schichtig; Feinsand (R), hellgrün, insgesamt recht weich
- 32) 65 cm Ton-/Siltstein, violettrotbraun u. olivgrün, im cm-Bereich gebändert, Farben z. T. ineinander übergehend; Mergelstein, olivgrün
- 31) 20 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, z. T. wolkig grau-violett, dünnplattig, nicht sehr fest
- 30) 15 cm Ton-/Siltstein, violettrotbraun, dünnplattig, mittelfest
- 29) 7 cm Ton-/Siltstein, hellgrau bis grünlichgrau, kleinstückig, z. T. schwach feinsandig (R)
- 28) 12 cm Ton-/Siltstein, rotbraun, olivgrün gebändert
- 27) 10 cm Ton-/Siltstein, olivgrün; Gipsstein, weißgrau bis gelblich; Feinsand (R), gelblich
- 26) 80 cm Ton-/Siltstein, dunkel- bis hellgrün, z. T. laminiert, nach oben Einschaltung von dünnen, roten Bändern, z. T. auch rostfleckig, mäßig fest
- 25) 130 cm Ton-/Siltstein, olivgrün bis grüngrau, stückig bis plattig, sehr fest; Gipsstein, weißgrau, in vereinzelt mm-dünnen Zwischenlagen; Silt (R), hellgrün, feinsandig
- 24) 120 cm Ton-/Siltstein, dunkelgrau, z. T. olivgrau, kleinstückig; Gipsstein, weißgrau, in mm-dünnen Zwischenlagen
- 23) 40 cm Ton-/Siltstein, oliv bis hellgrün, gut geschichtet; Silt (R), hellgrün, feinsandig, in dünnen Lagen
- 22) 25 cm Residualbildung aus vorherrschend Sand, hellgrüngrau, im Wechsel mit dünnen Ton-Siltlagen, grünlich, schmierig

- 21) 30 cm Ton-/Siltstein, olivgrau, plattig bis stückig  
 20) 25 cm Dolomitmergelstein, hellrotbraun bis braunrot, z. T. grau, bröckelig-brecciös, feinsandig (Bonebed, Fischschuppen, Wirbeltierzahn)  
 19) 35 cm Ton-/Siltstein, violettrot, im Wechsel mit Dolomitmergelstein, olivgrün; Feinsand (R), hellgrüngrau, siltig-tonig  
 18) 25 cm Dolomitmergelstein, rotbraun, violettstichig, sehr hart, stückig zerfallend  
 17) 235 cm Wechselfolge aus Ton-/Silt- u. Dolomitmergelstein, mittelgrau, z. T. schwach oliv, deutlich geschichtet, plattig bis stückig zerfallend, recht fest; im mittleren u. oberen Teil mehrere sehr dünne Feinsandlagen (R), grünlichgrau, örtlich bis auf 2 cm anschwellend  
 16) 50 cm Dolomitmergelstein, olivgrün, schwach feinsandig, grobstückig zerfallend, fest  
 15) 60 cm Dolomitmergelstein, dunkelgrau, violettstichig, schwach feinsandig, sehr fest  
 14) 10 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, violettrot u. mittelgrau, hellgrün gestreift, u. Feinsandstein, hellgrau, siltig  
 13) 30 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, oliv, grauoliv u. mittelgrau, untergeordnet auch violettrot, u. Feinsandstein, hellgrünlichgrau, siltig-tonig, fest  
 12) 70 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend violettrotbraun, oliv- bis mittelgrau gestreift  
 11) 45 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau, z. T. schwach oliv, gut geschichtet bis laminiert, plattig, fest  
 10) 15 cm Siltstein, hellgrün, oliv gestreift, feinsandig, z. T. mangangefleckt  
 Die Trennfläche zwischen den Schichten 10 u. 9 läßt mehr oder weniger schichtparallele Bewegungsspuren erkennen  
 9) 45 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, kleinstückig zerfallend  
 8) 45 cm Dolomitmergelstein bis Ton-/Siltstein, wolkig olivgrün u. violettrotbraun, plattig bis kleinstückig zerfallend, z. T. feinsandig, dann olivgrau  
 7) 95 cm Ton-/Siltstein, blaßrotbraun, z. T. grünlichgrau, gefleckt, deutlich geschichtet; in den unteren 10 cm Dolomitmergelstein, grünlichgrau, grobstückig zerfallend, hart  
 6) 25 cm Wechselfolge aus Ton-/Siltstein, rotbraun, u. Siltstein, olivgrün, feinsandig  
 5) 125 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend blaßrotbraun, violettstichig, z. T. wolkig olivgrün  
 4) 25 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend olivgrün, rotbraun gestreift, kleinstückig zerfallend  
 3) 65 cm Ton-/Siltstein, bis Dolomitmergelstein, überwiegend violettrotbraun, untergeordnet olivgrün, stückig zerfallend  
 2) 3 cm Fein- bis Mittelsandstein, olivgrün  
 1) 25 cm Ton-/Siltstein, violettrotbraun, stückig zerfallend

### 7.2.2. Stratigraphische Gliederung

#### ● Mittlerer Keuper oder Gipskeuper i.w.S.: Sch.<sup>6</sup> 416–21 (=177,37 m)

##### ○ Detmold-Gruppe\*

Unterer Steinmergelkeuper höherer Teil

Egge-Glied\*: Sch. 416–397 (= 9,39 m)

##### ○ Weser-Gruppe\*

Unterer Steinmergelkeuper unterer Teil

Henkenbrink-Glied\*: Sch. 396–384 (= 3,87 m)

Biesterfeld-Glied\*: Sch. 383–371 (= 13,54 m)

<sup>6</sup> Die Abkürzung Sch. bedeutet Schicht, die danach folgende Nummer bezieht sich auf die Bezifferung in der lithostratigraphischen Aufnahme.

\* Die mit \* gekennzeichneten Begriffe stellen nach DUCHROW (1984) stratigraphische Einheiten dar. Sie werden hier im Sinne dieses Autors gebraucht.

## Rote Wand

- Köllergrund-Glied\*: Sch. 370–365 (= 7,00 m)
- Lehrberg-Glied\*: Sch. 364–350 (= 5,13 m)
- Eckberg-Glied\*: Sch. 349–313 (= 22,05 m)
  - Sch. 332 (= 0,35 m) wohl Äquivalent des Engelmansreuther Sandsteins in Oberfranken (FÜRST 1954)
  - Sch. 325 (= 1,10 m) wohl Äquivalent des Ansbacher Sandsteins in Mittelfranken (v. FREYBERG 1936)
  - Sch. 313 (= 0,25 m) wohl Äquivalent der KÜHLSchen Breccie\* im Weserbergland
- Stuttgart-Gruppe oder Schilfsandstein: Sch. 312–294 (= 18,01 m)
  - Osnabrück-Formation\* (Überschwemmungsfazies): Sch. 312–303 (= 13,10 m)
  - Schledehausen-Formation\* (Stromrinnenfazies): Sch. 302–294 (= 4,91 m)
- Grabfeld-Gruppe oder Gipskeuper i.e.S.: Sch. 293–21 (= 98,38 m)
  - Estherienschiefer oder Holzminden-Untergruppe\*
    - Obere Bunte Estherienschiefer: Sch. 293–281 (= 5,47 m)
    - Graue Estherienschiefer: Sch. 280–246 (= 15,57 m)
      - Sch. 260–258 (= 0,65–0,73 m) wohl Äquivalent dem Horizont der *Anatina*- und *Modiola*-Bank im nördlichen Franken (THÜRACH 1889–1890)
    - Untere Bunte Estherienschiefer: Sch. 245–177 (= 17,76 m)
      - Sch. 203 (= 0,15 m) wohl Äquivalent der Malachitbank in Nordostwürttemberg (PFEIFFER 1918)
      - Sch. 179–177 (= 0,15 m) wohl Äquivalent dem Horizont der *Acrodus-Corbula*-Schichten in Franken (v. FREYBERG 1954)
  - Myophorienschiefer oder Steinheim-Untergruppe\*
    - Obere Myophorienschiefer: Sch. 176–113 (= 22,23 m)
      - Sch. 114 u. 113 (= 0,17 m) Bleiglanzbank
    - Untere Myophorienschiefer: Sch. 112–51 (= 25,22 m)
      - Sch. 51 (= 0,12 m) wohl Äquivalent der Bochinger Bank in Württemberg (WEIGELIN 1913)
    - Grundgipsschiefer: Sch. 50–21 (= 12,13 m)
- Unterer Keuper, ehem. Lettenkeuper: Sch. 20–1 (= 10,53 m)
  - Höxter-Gruppe\*
    - Hauptlettenkeupersandstein
      - Grenzdolomitregion: Sch. 20–15 (= 4,30 m)
      - Sandsteinhorizont 3: Sch. 14–10 (= 1,70 m)
      - Dolomithorizont 2: Sch. 9–3 (= 4,25 m)
      - Sandsteinhorizont 2: Sch. 2 u. 1 (= 0,28 m)

## 7.3. Profil 2

Profil 2 (Taf. 3) umfaßt einen Ausschnitt aus dem Südflügel der Grabenmulde. Es wurde in dem neuen Eisenbahneinschnitt aufgenommen, der etwa 105 m südlich des Südwiderlagers der Heidelbach-Talbrücke folgt. Die Profillinie ist auf der TK gekennzeichnet durch die Gitternetzwerke<sup>5</sup> R 3540319, H 5655243 bis R 3540335, H 5655117.

## 7.3.1. Lithologische Abfolge

- 105) 60 cm Ton-/Siltstein, olivgrün bis hellgrau, schwach feinsandig, stückig-scherbig, mittelfest
- 104) 120 cm Ton-/Siltstein, violettrotbraun, plattig, stückig zerfallend
- 103) 80 cm Ton-/Siltstein, oliv, z. T. auch bräunlichgrau, feinsandig
- 102) 61 cm Feinsandstein, bräunlichgelb, schwach siltig, glimmerführend, z. T. mit Pflanzenhäcksel, schwärzlich
- 101) 52 cm Sandstein, grau bis hellgrau, feinkörnig, glimmerstaubig, mit Pflanzenhäcksel, grauschwarz
- 100) 43 cm Sandstein, gelblichbraun, feinkörnig, siltig, durch dünne grauschwarze Pflanzenhäckseln laminiert; Ton-/Siltstein, gelb bis braun, in einzelnen dünnen Zwischenlagen; vereinzelt Calcit als sekundäre Bildung auf Schichtflächen
- 99) 22 cm Ton-/Siltstein, grau, feinsandig, dünnplattig
- 98) 9 cm Tonstein, schwarzgrau, blätterig
- 97) 13 cm Feinsandstein, braun, siltig, dolomitisch, hart
- 96) 35 cm Feinsandstein, braun bis gelblich, glimmerführend, plattig, kleinstückig zerfallend, fest
- 95) 4 cm Ton-/Siltstein, schwarzgrau, blätterig, kleinstückig zerfallend
- 94) 35 cm Dolomitmergelstein, graubraun, z. T. schwach sandig u. glimmerführend
- 93) 69 cm Ton-/Siltstein, grau, feinsandig, dünnplattig bis blätterig, z. T. linsenschichtig
- 92) 61 cm Ton-/Siltstein, hellgrau bis olivgrau, schwach feinsandig, plattig; sekundär von Calcit durchhädet
- 91) 9 cm Ton-/Siltstein, olivgrün, kleinstückig zerfallend
- 90) 43 cm Ton-/Siltstein, hellgrau, bis oliv, feinsandig; sekundär von Calcit durchhädet
- 89) 17 cm Tonstein, schwarzgrau bis mittelgrau, feinblätterig, laminiert
- 88) 30 cm Ton-/Siltstein, braun bis ockerfarben, feinsandig; sekundär von mm-dicken Calcitadern durchzogen
- 87) 26 cm Ton-/Siltstein, braun bis rostgelb, schwach feinsandig, plattig; stellenweise mm-dicke sekundäre Calcitbänder.
- 86) 43 cm Ton-/Siltstein, ockerfarben bis gelblichbraun, z. T. schwarzfleckig, feinsandig, weich
- 85) 35 cm Ton-/Siltstein, schwarzgrau, schwach feinsandig, sehr reich an Pflanzenrelikten; Glanzkohle, schwarz, als linsige Einlagerungen
- 84) 69 cm Sandstein, mittel- bis hellgrau, mittel- bis feinkörnig, reich an Pflanzenrelikten; in den oberen 25 cm Wurzelröhren
- 83) 13 cm Ton-/Siltstein, schwarzgrau, feinsandig, stark von Pflanzenhäcksel durchsetzt, z. T. durchwurzelt; Glanzkohle, schwarz, als linsige Einlagerungen
- 82) 52 cm Sandstein, olivgrau, z. T. violettfleckig, feinkörnig, glimmerstaubig, reich an Pflanzenrelikten, im oberen Teil stärker, im unteren Teil etwas weniger durchwurzelt
- 81) 17 cm Feinsandstein, grau, siltig, sehr reich an Pflanzenrelikten, stark durchwurzelt
- 80) 139 cm Sandstein, gelblichgraubraun, z. T. schwach grün bis oliv, fein- bis mittelkörnig, schwach quarzitisch, dünnbankig, z. T. stark von Wurzelröhren durchzogen
- 79) 95 cm Wechselfolge aus Sandstein, hellolivgrün bis hellgrau, feinkörnig, u. Ton-/Siltstein, grau bis grauschwarz, z. T. laminiert, z. T. linsen- u. flaserschichtig
- 78) 190 cm Ton-/Siltstein, schwarzgrau, z. T. auch dunkelgraubraun, kleinstückig-scherbig u. blätterig; einzelne feinsandige Partien, grünlichgrau bis oliv
- 77) 25 cm Dolomitmergelstein, graubraun bis grau, brecciös, stark von sekundären Calcitadern durchzogen, hart
- 76) 175 cm Ton-/Siltstein, gelbbraun bis grau, scherbig-kleinstückig; Dolomitstein, grau bis gelblichgrau, dünnplattig bis blätterig, in einzelnen Zwischenlagen
- 75) 130 cm Ton-/Siltstein, gelblichbraun, z. T. gelblichgrau, kleinstückig-scherbig; Dolomitmergelstein bis Dolomitstein, mittel- bis bräunlichgrau, hart, in Linsen
- 74) 35 cm Tonstein, grau, stückig-scherbig
- 73) 43 cm Ton-/Siltstein, olivgrau bis gelblichbraun, schwach feinsandig; Dolomitstein, grau, in einzelnen dünnen, meist linsenförmigen Lagen

- 72) 26 cm Ton-/Siltstein, mittelgrau; Dolomitmergelstein bis Dolomitstein, bräunlichgrau, hart, splitterig
- 71) 3 cm Dolomitstein, bräunlichgrau, calcitisch, hart, splitterig
- 70) 173 cm Ton-/Siltstein, grünlichgrau, meist scherbilig, nur vereinzelt weich; Dolomitmergelstein, grau, in vereinzelt flachen Linsen
- 69) 25 cm Kalkstein, blaugrau, hart, splitterig, linsenschichtig; Ton- bis Mergelstein, grau, in dünnen Zwischenlagen; fossilführend
- 68) 71 cm Ton-/Siltstein, olivgrün bis grau, plattig bis blätterig, kleinstückig zerfallend
- 67) 9 cm Kalkstein, blaugrau, hart, splitterig, Schichtflächen uneben
- 66) 87 cm Ton-/Siltstein, vorherrschend mittelgrau, im oberen Teil auch olivgrün, plattig-scherbig, z. T. auch blätterig
- 65) 22 cm Kalkstein, blaugrau, hart, splitterig, Schichtflächen uneben
- 64) 87 cm Tonstein, dunkelgrau, scherbilig-kleinstückig zerfallend
- 63) 30 cm Mergelstein, grau
- 62) 200 cm Tonstein, mittel- z. T. bräunlichgrau; Kalkstein, blaugrau, in einzelnen 2–3 cm dicken Lagen
- 61) 70 cm Kalkstein, mittelgrau, dicht, hart, splitterig; Tonmergelstein, grau, als geringmächtige Einschaltung im oberen Teil der Schicht; darin großrippige Ceratiten
- 60) 220 cm Tonstein, braungrau bis grau, deutlich feinschichtig, plattig, scherbilig zerfallend; Kalkstein, grau, in einzelnen dünnen Lagen
- 59) 30 cm Kalkstein, gelbgrau, sehr hart, splitterig, undeutlich geschichtet
- 58) 100 cm Tonmergelstein, dunkelgrau, ungeschichtet; Kalkstein, grau, als geringmächtige Zwischenlage im oberen Teil
- 57) 10 cm Kalkstein, braungrau, gelbbraun verwitternd, reich an Fossilien
- 56) 50 cm Tonmergelstein, dunkelgrau, bröckelig, schlecht geschichtet
- 55) 65 cm Wechselfolge aus überwiegend Kalkstein, mittelgrau, plattig, dicht, fossilarm, u. untergeordnet Tonmergelstein, graubraun bis ockerfarben, weich
- 54) 40 cm Tonmergelstein, dunkelgrau, undeutlich geschichtet, weich
- 53) 40 cm Wechselfolge aus Kalkstein, mittelgrau u. Tonmergelstein, gelbgrau und grau
- 52) 8 cm Kalkstein, grau, dicht, fossilfrei
- 51) 300 cm Wechselfolge aus überwiegend Tonmergelstein, dunkelgrau, stückig, blätterig, z. T. weich, u. untergeordnet Kalkstein, mittelgrau, linsig, mit unregelmäßigen Schichtflächen
- 50) 100 cm Kalkstein, bräunlichgrau, schlecht geschichtet, nur im oberen Teil plattig ablösend, fossilreich, sehr hart
- 49) 40 cm Tonmergelstein, grau; Kalkstein, blaugrau, in Linsen
- 48) 20 cm Kalkstein, gelbgrau, braungelb verwitternd, sehr fossilreich, fast reiner Muschelschill
- 47) 80 cm Wechselfolge aus Kalkstein, mittelgrau, u. Tonmergelstein, ockerfarben, Bankstärken um 5 cm
- 46) 50 cm Tonstein, dunkelgrau, schwach carbonatisch
- 45) 15 cm Kalkstein, blaugrau bis hellgrau, mit sehr viel Muschelschill
- 44) 40 cm Tonstein, mittelgrau, schwach carbonatisch, ungeschichtet, weich
- 43) 40 cm Wechselfolge aus Kalkstein, bräunlich- bis blaugrau, fossilreich, z. T. als reiner Muschelschill ausgebildet, u. Mergelstein, ockerfarben, weich
- 42) 70 cm Mergelstein, grünlich bis ockerfarben; Kalkstein, grau, in einzelnen geringmächtigen Zwischenlagen
- 41) 15 cm Kalkstein, blaugrau, sehr hart, splitterig, unregelmäßige Schichtflächen
- 40) 140 cm Wechselfolge aus Mergelstein, ockerfarben, u. Kalkstein, blaugrau, sehr hart, splitterig
- 39) 200 cm Wechselfolge aus Kalkstein, blaugrau, dicht, hart, splitterig, in Linsen z. T. fossilführend, u. Mergelstein, grau
- 38) 60 cm Kalkstein, blaugrau, z. T. fossilführend, hart, splitterig, häufig linsenförmig ausgebildet; Tonmergelstein, oliv u. grau, in dünnen Zwischenlagen
- 37) 120 cm Wechselfolge aus Kalkstein, grau bis bräunlichgrau, hart, splitterig, Bankdicke bis 5 cm, u. Mergelstein, oliv bis ockerbraun, z. T. weich, in Lagen bis 4 cm

- 36) 30 cm Mergelstein, hellockergelb, deutlich geschichtet; Kalkstein, blaugrau, in einzelnen cm-dicken Zwischenlagen
- 35) 150 cm Kalkstein, braun- bis gelblichgrau, dicht, z. T. oolithisch u. fossilführend, Bankdicke max. 11 cm; Mergelstein, ockerbraun, als cm-dicke Zwischenlagen
- Das Profil wird hier von einer Abschiebung mit einer Sprunghöhe von 2–3 m durchtrennt
- 34) 50 cm Mergelstein, mittelgrau, blätterig
- 33) 400 cm schlecht aufgeschlossen: Kalkstein, grau bis blaugrau, im Wechsel mit Mergel- u. Tonmergelstein, gelblichgrau
- 32) 50 cm Wechselfolge aus überwiegend Kalkstein (70%), grau, fossilreich, sehr hart, splitterig, u. Mergelstein oliv bis gelblichgrau
- 31) 50 cm Mergel- bis Tonmergelstein, oliv bis grau, blätterig
- 30) 25 cm Wechselfolge aus überwiegend Kalkstein, gelblichgrau, plattig, u. untergeordnet Mergelstein, grünlichgrau bis oliv
- 29) 45 cm Mergelstein, grau, plattig, fest
- 28) 40 cm Wechselfolge aus überwiegend Kalkstein, gelblichgrau, plattig, u. Mergelstein, grünlichgrau bis oliv
- 27) 15 cm Kalkstein, grau, dünnbankig, splitterig, hart; Mergelstein, gelbgrau, in wenigen dünnen Zwischenlagen
- 26) 25 cm Tonmergelstein, oliv u. hellgrau, dünnschichtig
- 25) 70 cm Wechselfolge aus Kalkstein, gelbgrau, plattig, u. Mergel- bis Tonmergelstein, olivgrau
- 24) 15 cm Kalkstein, grau bis braungrau, fossilreich, splitterig, hart
- 23) 50 cm Wechselfolge aus Kalkstein, grau bis bräunlichgrau, plattig, u. Mergel- bis Tonmergelstein, meist gelblich bis gelblichgrau
- 22) 95 cm Mergelstein, gelblich bis oliv, z. T. auch hellgrau, plattig
- 21) 80 cm Wechselfolge aus vorwiegend Mergelstein, olivgrün, z. T. auch gelblichgrau, deutlich geschichtet, u. Kalkstein (30%), grau, plattig
- 20) 12 cm Kalkstein, blaugrau, dicht, splitterig
- 19) 100 cm Wechselfolge aus Kalkstein, gelbgrau bis graubraun, plattig (max. Dicke 5 cm), u. Mergelstein, grünlichgrau, z. T. ockerfarben
- 18) 35 cm Mergelstein, olivgrau, z. T. gelblich
- 17) 60 cm Wechselfolge aus Kalkstein, grau, meist fossilführend, plattig, u. Mergelstein, oliv bis gelblichgrau
- 16) 20 cm Kalkstein, grau bis gelbgrau, von grauen Kalksteingeröllen u. stark von bräunlichem Muschelschill durchsetzt
- 15) 15 cm Mergelstein, oliv bis hellgrüngrau, z. T. streifig
- 14) 45 cm Kalkstein, grau bis gelblichgrau, bräunlich gefleckt, fossilreich (Muschelpflaster), dicht; Mergelstein, gelbgrau, in zwei dünnen Lagen
- 13) 110 cm Wechselfolge aus Kalkstein, gelblichgrau bis grau, z. T. braunfleckig u. fossilführend, linsenschichtig, splitterig, hart, u. Mergelstein, olivgrau
- 12) 15 cm Kalkstein, grau, braunfleckig, hart, splitterig
- 11) 15 cm Mergelstein, oliv, plattig, unregelmäßig geschichtet
- 10) 24 cm Kalkstein, gelblich- bis blaugrau, braungefleckt, mit Fossilrelikten, hart, splitterig
- 9) 320 cm Wechselfolge aus überwiegend Kalkstein, gelblichgrau, z. T. braunfleckig, linsenschichtig in bis zu 10 cm mächtigen Lagen, schwach fossilführend, u. Mergelstein, oliv bis gelblichgrau, in bis zu 4 cm dicken Lagen
- 8) 22 cm Kalkstein, gelblichgrau bis rötlichbraun, fleckig, fossilreich, hart
- 7) 10 cm Wechselfolge aus Kalkstein, blaugrau, fest, u. untergeordnet Mergelstein, oliv bis grau
- 6) 15 cm Kalkstein, blaugrau, dicht, hart
- 5) 30 cm Kalkstein, gelblichgrau, fleckig rötlichbraun, fossilführend, hart, splitterig
- 4) 35 cm Kalkstein, blaugrau, plattig (bis zu 4 cm dicke Lagen), dicht, mehr oder weniger stark fossilführend; wenig Mergelstein, olivgrau, in Lagen bis max. 2 cm Dicke
- 3) 22 cm Kalkstein, rötlichgrau, stark fossilführend, z. T. als reiner Muschelschill ausgebildet, hart

- 2) 10 cm Kalkstein, bräunlichgrau, undeutlich geschichtet; wenig Mergelstein, gelb- bis olivgrau  
 1) 100 cm Kalkstein, grau, dicht, fossilfrei, plattig bis bankig, hart, splitterig

### 7.3.2. Stratigraphische Gliederung

- Unterer Keuper, ehem. Lettenkeuper: Sch. <sup>6</sup> 105–77 (= 14,67 m)
  - Höxter-Gruppe (sensu DUCHROW)
    - Untere Lettenkeuperschichten
      - Anoplophora*-Sandstein: Sch. 105–95 (= 4,91 m)
      - Hauptdolomit: Sch. 94–86 (= 3,33 m)
      - Unterer Lettenkeupersandstein: Sch. 85–77 (= 6,35 m)
- Oberer Muschelkalk
  - Ceratitenschichten: Sch. 76–35 u. 34–1 (= 52,44 m)
  - Dolomitische Grenzschichten: Sch. 76–70 (= 5,85 m)
  - „Tonplatten“: Sch. 72–35 u. 34–1 (= 46,59 m)
    - Sch. 69 (= 0,25 m) *ostracina*-Bank
    - Sch. 65 (= 0,22 m) *albertii*-Bank
    - Sch. 48 (= 0,20 m) *cycloides*-Bank

## 7.4. Profil 3

Profil 3 (Abb. 4) zeigt – wie Profil 2 – einen Ausschnitt aus dem Südflügel der Grabenmulde. Es wurde nach der Vertiefung des neuen Bahneinschnitts in dessen S-Teil aufgenommen, und schließt mit Sch. 21 unmittelbar an Sch. 1 des Profils 2 (s. o.) an. Die Profillinie ist auf der TK gekennzeichnet durch die Gitternetzwerke<sup>5</sup> R 3540335, H 5655117 bis R 3540430, H 5655057.

### 7.4.1. Lithologische Abfolge

- 33) 220 cm Kalkstein, blaugrau, plattig bis linsig, in Bänken bis 15 cm Dicke, mit unruhigen Schichtflächen, glatt, sehr hart, schwach fossilführend; Mergel- bis Kalkmergelstein, gelblich bis blaßgrünlichgrau, in vereinzelten, max. 2 cm dicken Zwischenlagen
- 32) 70 cm Kalkstein, rötlichgrau, sehr hart, stückig zerfallend, mit reicher Fossilführung, z. T. als reiner Schillkalkstein ausgebildet
- 31) 70 cm Kalkstein, grau, linsig, z. T. brecciös; wenig Mergelstein, gelblich bis graugelb
- 30) 90 cm Kalkstein, grau, hart, bankig, schwach fossilführend; Mergel- bis Kalkmergelstein, gelblich bis grünlichgrau, als geringmächtige Zwischenlagen
- 29) 20 cm Kalkstein, rötlichgrau, bankig, sehr hart, stark fossilführend, mit zahlreichen Trochiten
- 28) 90 cm Kalkstein, grau, z. T. mit weißgrauer Verwitterungsrinde, splitterig, hart, stückig zerfallend, fossilarm
- 27) 40 cm Kalkstein, grau bis schwach rötlichgrau, hart, grobstückig zerfallend, fossilführend, z. T. als Schillkalkstein ausgebildet
- 26) 50 cm Kalkstein, grau, sehr hart, plattig, mit unregelmäßigen Schichtflächen, stückig zerfallend
- 25) 50 cm Wechselfolge aus Kalkstein, grau, hart, splitterig, kaum fossilführend, u. Mergel- bis Kalkmergelstein, grünlichgrau, feinschichtig, mit unebenen Schichtflächen (linsenschichtig)

- |     |        |  |
|-----|--------|--|
| 24) | 10 cm  | Mergelstein, graugelb, feinschichtig, kleinstückig zerfallend  |
| 23) | 130 cm | Kalkstein, rötlichgrau, sehr hart, plattig, grobstückig zerfallend; wenig Mergelstein, grünlichgrau, als dünne Zwischenlagen   |
| 22) | 70 cm  | Kalkstein, grau, sehr hart, großstückig zerfallend, Schichtung kaum erkennbar, z. T. als fast reiner Schillkalkstein ausgebildet (zahlreiche Trochiten)  |
| 21) | 240 cm | Kalkstein, grau, sehr hart, grobstückig u. scharfkantig zerfallend, fast reiner Schillkalkstein, mit Muschelpflastern und Trochiten; Mergelstein, grau, als einzelne wenige cm mächtige, unregelmäßige Zwischenlagen |
| 20) | 40 cm  | Kalkstein, grau bis rötlichgrau, oolithisch, sehr hart, Schichtung nicht erkennbar   |
| 19) | 50 cm  | Dolomitmergelstein, gelb, stückig zerbrechend, hart, Schichtung nicht erkennbar, stark von Calcit durchädert   |
| 18) | 130 cm | Kalkstein, gelblichgrau bis gelblich, z. T. zellig, z. T. kompakt u. stark fossilführend, z. T. breccios; von vereinzelt Schlotten, verfüllt mit Terra fusca, durchsetzt   |
| 17) | 20 cm  | Kalkstein, grau, z. T. schwach gelblich, fossilführend (Muscheln)  |
| 16) | 70 cm  | Wechselfolge aus Kalkstein, grau, unregelmäßig geschichtet, z. T. recht hart, u. Mergelstein, gelblichgrau   |
| 15) | 80 cm  | Kalkstein, grau, unregelmäßig geschichtet, sehr hart, grobstückig zerfallend, mit undeutlicher Fossilführung   |
| 14) | 120 cm | Mergelstein, gelblich, deutlich geschichtet, stückig zerfallend, von zahlreichen Calcitäderchen durchzogen   |
| 13) | 20 cm  | Kalk- bis Kalkmergelstein, grau bis gelbgrau, sehr hart, deutlich geschichtet, als Stinkkalk ausgebildet   |
| 12) | 210 cm | Mergel- bis Kalkmergelstein, gelb bis graugelb, bankig, meist feingeschichtet, Carbonatanteil unterschiedlich, z. T. weich, z. T. recht hart, stark von Calcitäderchen durchzogen                                    |
| 11) | 500 cm | Mergel- bis Dolomitmergelstein, überwiegend grau bis hellgrau, z. T. gelblichgrau, plattig bis bankig, einzelne Bänke hart, z. T. laminierte Schichtung erkennbar  |
| 10) | 50 cm  | Residualbreccie aus Mergelstein, intensiv gelb, u. Gipsstein, weiß, in Knollen, sehr stark von Calcitäderchen durchzogen   |
| 9)  | 100 cm | Dolomitmergel- bis Dolomitstein, gelblich bis hellgrau, stückig bis würfelig zerfallend, feingeschichtet, einzelne Partien als Residualbreccie ausgebildet   |
| 8)  | 900 cm | Mergelstein, überwiegend hellgelb bis untergeordnet graugelb, kleinstückig zerfallend, vorwiegend mürbe, Schichtung meist nicht erkennbar (R)  |
| 7)  | 300 cm | Tonstein, grau, z. T. gelblichgrau, z. T. mergelig, feingeschichtet, stückig-scherbig zerbrechend  |
| 6)  | 70 cm  | Tonstein bis Tonmergelstein, grau u. gelblich, laminiert   |
| 5)  | 300 cm | Tonstein, überwiegend grau, z. T. dunkelgrau, untergeordnet auch gelblich, feingeschichtet; Feinsand (R), gelblich, z. T. auch grau, in Linsen   |
| 4)  | 300 cm | Mergel- bis Kalkmergelstein, hellgelb, dolomitisch, z. T. sehr hart, deutlich geschichtet, von vielen Calcitäderchen durchzogen  |
| 3)  | 150 cm | Kalk- bis Dolomitstein, rötlichgrau, plattig bis bankig, hart  |
| 2)  | 300 cm | Dolomitstein, intensiv gelb, zellig, hart, mit sandigen Partien (R), gelb, weich, von Calcitäderchen durchzogen  |
- Das Profil wird hier von einer Verwerfung mit einer Sprunghöhe von 20–25 m durchtrennt
- |    |        |   |
|----|--------|---|
| 1) | 250 cm | Wechsellagerung aus Kalkstein, grau, linsig, plattig, hart, u. Kalkmergelstein, gelblichgrau, dünnschichtig |
|----|--------|---|

#### 7.4.2. Stratigraphische Gliederung

##### ● Oberer Muschelkalk

Ceratitenschichten: Sch. 33 (= 2,20 m)

„Tonplatten“: Sch. 33 (= 2,20 m)

Sch. 33 (= 2,20 m) „Blaue Grenzkalke“

- Trochitenkalk: Sch. 32–15 (= 13,20 m)
- Haupttrochitenkalk: Sch. 32–20 (= 9,70 m)
- Gelbe Basisschichten: Sch. 19–15 (= 3,50 m)

- Mittlerer Muschelkalk

- Obere Mergel-Dolomit-Folge: Sch. 14–8 (= 19,00 m)
- Gips-Tonstein-Folge: Sch. 7–5 (= 6,70 m)
- Untere Mergel-Dolomit-Folge: Sch. 4–2 (= 7,50 m)

- Unterer Muschelkalk

- Oberer Wellenkalk: Sch. 1 (= 2,50 m)

### 7.5. Nicht erschlossener Profilabschnitt

Zwischen Schicht 1 des Profils 1 – die stratigraphisch dem Hauptlettenkeupersandstein zugehört – und Schicht 105 des Profils 2 – die zum ebenfalls dem Unteren Keuper angehörenden *Anoplophora*-Sandstein zu rechnen ist – klafft eine Aufschlußlücke von ca. 17–19 m Profilmächtigkeit.

Diese Lücke läßt sich durch einen entsprechenden Ausschnitt aus dem nur wenige Kilometer weiter im W von HIEKE (1966) aus dem Eisenbahneinschnitt bei Oberbeisheim mitgeteilten Profil ergänzen. Leider konnten die Gesteine dort durch HIEKE nur sehr grob aufgenommen und im Text entsprechend ungenau beschrieben werden. So untergliedert HIEKE das Profil lithologisch wie folgt:

Hangendes

- |    |             |  |
|----|-------------|--|
| 7) | ca. 15,00 m | Mergel, dünnbankig, dünnblättrig; mit mehreren dünnen Kalkbänken, z. T. mit Bonebeds |
| 6) | ca. 1,50 m  | Sandstein, mürb  |
| 5) | ca. 4,00 m  | Letten u. Mergel, grünlich u. grau, dünnbankig bis feinschieferig                    |
| 4) | ? m         | Kalkstein mit schwachem Bonebed  |
| 3) | ca. 7,00 m  | Mergel, dunkelgrau, untergeordnet gelblich, violett u. grünlich, mit Pflanzenresten  |
| 2) | 0,35 m      | Mergelkalk   |
| 1) | ca. 20,00 m | Letten, grün, rot, gelblich u. grau, sandig, mit Pflanzenhäcksel                     |

Liegendes

Entgegen der Annahme HIEKES, der gesamte Profilabschnitt gehöre dem Unteren Keuper an, ist hier offensichtlich der Übergang zwischen Unterem und Mittlerem Keuper erfaßt.

Im Vergleich mit dem hier vorgelegten Profil 1, das diesen Übergang ebenfalls beinhaltet, muß nämlich der von HIEKE – leider ohne Mächtigkeitsangabe – besonders herausgestellte „erste Kalk mit einem schwachen Bonebed“ (Sch. 4 des obigen Profils) dem brecciösen Dolomitmergelstein mit Bonebed der Schicht 20 des Profils 1 gleichgesetzt werden und stellt demgemäß den höchsten Teil des Grenzdolomits dar.

Die Schichtenfolge darüber (Sch. 5–7 des Profils von HIEKE) gehört bereits dem Mittleren Keuper an und repräsentiert die Grundgipsschichten und den tiefsten Teil der Unteren Myophorienschichten. Übereinstimmend mit den Angaben HIEKES zeigen die Grundgipsschichten auch im Bereich des Wichter Grabenknie in ihrem unteren ca. 4,25 m

mächtigen Teil (Sch. 21–26 in Profil 1) vorwiegend olivgrüne bis olivgraue Farben. Die darüber folgenden sandigen Lagen (Sch. 27–33 in Profil 1), die Residualbildungen darstellen, entsprechen nach Mächtigkeit (1,49 m) und Lage im Profil sehr genau der Schicht 6 des Profils von HIEKE. Wahrscheinlich wurden diese Lagen von ihm, bedingt durch die schlechten Aufschlußverhältnisse als mürber Sandstein angesprochen. Die innerhalb der Schicht 7 des Profils von HIEKE vorhandenen dünnen „Kalkbänke“ dürften in das Niveau des Dolomitmergelsteins (Sch. 51 des Profils 1) einzuordnen sein, der das Äquivalent der Bochinger Bank Süddeutschlands darstellt.

Der im unteren Teil des Profils von HIEKE als Schicht 2 besonders herausgehobene 35 cm mächtige Mergelkalkstein ist – nach dieser Einstufung – identisch mit dem Dolomitmergelstein bis Ton-/Siltstein der Schicht 8 des Profils 1 und gehört demnach in das Niveau des Dolomithorizonts 2 des Hauptlettenkeupersandsteins. In den unteren 16 m der Schicht 1 des Profils von HIEKE, die sich aus grünen, roten, gelblichen und grauen, sandigen Letten mit Pflanzenhäckseln aufbauen, verbergen sich also von der Schichtenfolge des Hauptlettenkeupersandsteins der Sandsteinhorizont 2, mit einer Mächtigkeit von ca. 5–6 m, der Dolomithorizont 1, mit ca. 2–3 m, und der Sandsteinhorizont 1, mit ca. 8 m.

Bis zum Anschluß an Profil 2 fehlen schließlich noch ca. 2,5 m des *Anoplophora*-Sandsteins, der im Profil 2 (Sch. 105–95) mit 4,91 m Mächtigkeit nur unvollständig erscheint.

Mit den Ergebnissen aus den Profilen 1 und 2 ergibt sich für den Unteren Keuper (oder die Höxter-Gruppe sensu DUCHROW 1984) im Berichtsgebiet eine Gesamtmächtigkeit von ca. 45 m.

#### 8. Schriftenverzeichnis

- BAUMGARTE, D., BUSSE, E., & HORN, M. (1980): Muschelkalk und Lias des Homberger Grabens (Nordhessen). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 121–138, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BEYSCHLAG, F. (1889): Geol. Spec.-Kt. Preußen u. Thür. St., Lfg. **45**: Bl. Altmorschen; Berlin.
- BRENNER, K. (1973): Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Mittelkeupers in Südwest-Deutschland. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. **68**: 101–122, 19 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- BRUNNER, H. (1973): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen am Unteren Keuper (Lettenkeuper, Trias) im nördlichen Baden-Württemberg. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. **70**: 1–85, 23 Abb., 1 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- (1980): Zur Stratigraphie des Unteren Keupers (Lettenkeuper, Trias) im nordwestlichen Baden-Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **62**: 207–216, 4 Abb.; Stuttgart.
- & WURM, F., (1983): Stratigraphie und Mächtigkeiten der unteren Gipskeuperschichten (km1, Grabfeld-Folge) in Baden-Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **65**: 307–344, 22 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- BUSSE, E. (1952): Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**: 118–137; Wiesbaden.
- (1972): Zur Stratigraphie des Oberen Trochitenkalkes im Diemeltal bei Warburg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 135–152, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1974): Der Obere Muschelkalk im nordwestlichen Niederhessen (Blätter Liebenau, Hofgeismar, Warburg, Arolsen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 91–135, 9 Abb.; Wiesbaden.
- & HORN, M. (1981): Fossilführung und Stratigraphie der Gelben Basisschichten (Oberer Muschelkalk) im Diemelgebiet. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 73–84, 1 Abb.; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G., & LAEMMLEN, M. (1966): Der Untere Buntsandstein auf Blatt Grebenau in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 158–172, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

- DOCKTER, J., (1974): Keuper (mit petrographischen Beiträgen von LANGBEIN, R., & D. KLAUA). – In: HOPPE, W., & SEIDEL, G.: Geologie von Thüringen: 633–682, 8 Abb., 10 Tab., 3 Fotos mit 16 Bildern; Gotha (Haack).
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias Nordwestdeutschland). – Z. dt. geol. Ges., **117**: 620–662, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1984): Der Keuper im Osnabrücker Bergland. Mit einer Revision der nordwestdeutschen Keupergliederung. – In: Geologie des Osnabrücker Berglandes (ed. H. Klassen), 221–333, 1 Tab., 8 Anl.; Osnabrück (Naturwiss. Museum).
- & GROETZNER, J.-P. (1984): Oberer Muschelkalk. – In: Geologie des Osnabrücker Berglandes (ed. H. Klassen), 169–218, 5 Abb., 3 Anl.; Osnabrück (Naturwiss. Museum).
- ENGELS, W. (1985): Die Neubaustrecke Hannover–Würzburg im Mittelabschnitt, eine 111 Kilometer lange Baustelle. – Die Bundesbahn, **6**: 541–552, 25 Abb.; Darmstadt (Hestra-Verl.).
- FRANK, M. (1930): Stratigraphie und Bildungsgeschichte des süddeutschen Gipskeupers. – Mitt. mineral.-geol. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, **15**: 25–77, 3 Abb., 2 Taf., 1 Tab.-Beil.; Stuttgart.
- FRANTZEN, W., & v. KOENEN, A. (1889): Über die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. f. 1888, 440–454; Berlin.
- v. FREYBERG, B. (1936): Die Randfazies des Mittleren Keupers in Mittelfranken (Auswertung von Tiefbohrungen). – S.-B. phys. med. Soc. Erlangen, **67** (1935–36): 167–246, 6 Abb.; Erlangen.
- (1954): Die Randfazies des Gipskeupers, insbesondere der Benker Sandstein in Franken. – Erlanger geol. Abh., H. **11**: 3–47, 9 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Erlangen.
- FÜRST, M. (1954): Die Geologie des Creußener Höhenzuges und seiner Umgebung. – Erlanger geol. Abh., **12**: 54 S., 6 Abb., 1 Taf.; Erlangen.
- GRUPE, O. (1907): Der Untere Keuper im südlichen Hannover. – v.-Koenen-Festschr., 65–134, 1 Taf.; Stuttgart.
- (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. – Jb. niedersächs. geol. Ver., **4**: 1–102, 1 Tab.; Hannover.
- (1922): Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**, 1 (1920): 226–253, 1 Tab.; Berlin.
- GWINNER, M. P. (1980): Eine einheitliche Gliederung des Keupers (Germanische Trias) in Süddeutschland. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1980**: 229–234, 2 Tab.; Stuttgart.
- HAACK, W. (1926): Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **47**, 1: 160–207, 2 Abb.; Berlin.
- HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M., & SIMON, T. (1987): Profile durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 131–160, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- HERRMANN, A. (1964): Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. – Geol. Jb., **81**: 11–72, 13 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- HIEKE, W. (1966): Stratigraphie (Trias, Tertiär) und Tektonik am Remsfelder Grabenknoten (nördliches Hessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 201–234, 7 Abb.; Wiesbaden.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HOFMANN, K., & HERRMANN, A. (1983): Die Untergliederung der Unteren Myophorien-Schichten des Mittleren Keupers in der Hellmitzheimer Bucht (Kreis Kitzingen/Ufr.). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **65**: 345–358, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HOFMEISTER, E., SIMON, P., & STEIN, V. (1972): Blei und Zink im Trochitenkalk (Trias, Oberer Muschelkalk 1) Nordwest-Deutschlands. – Geol. Jb., **D 1**: 103 S., 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- HORN, M. (1982): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4520 Warburg, 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden
- KÄDING, K.-Ch. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123–130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KÜHL, K. W. (1956): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. – Diss. techn. Hochsch. Braunschweig: 199 S., 34 Abb., 2 Anl.; Braunschweig. – (Unveröff. Masch.-Schr.; gedruckte Kurzfassung: 64 S., 6 Abb., 2 Tab.; Braunschweig 1957).

- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHN A. K., & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 3–223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- KLEINSORGE, H. (1935): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Nord- und Mitteldeutschland. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **15**: 57–106, 12 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Hamburg.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – Freiberg. Forsch.-H., **C 280**: T. I: 1–56; T II: 1–71, Anl.: 15 Tab.; Leipzig.
- LAEMMLEN, M. (1954): Beiträge zur Stratigraphie und Petrographie des oberen Mittelkeupers und Räts von Nord-Württemberg-Baden. – Diss. techn. Hochsch. Stuttgart: 311 S., 44 Abb., 1Tab.; Stuttgart (Unveröff. Masch.-Schr.).
- (1958): Lexique stratigraphique international; Vol. **I**: Europe; Fasc. **Vd2**: Allemagne, Keuper. – 235 S., 2 Kt., 2 Beil.; Paris (Centre nat. Rech. sci.).
- (1965): Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5125 Bad Hersfeld; Wiesbaden.
- (1966): Die Gliederung des Röt im Raum Bad Hersfeld/Eiterfeld. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 373–378, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1967): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5124 Bad Hersfeld, 280 S., 16 Abb., 7 Diagr., 10 Tab., 31 Textprof., 4 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1968): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5222 Grebenau, 208 S., 11 Abb., 10 Diagr., 10 Tab., 15 Textprof., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1974): Altangelegte Züge im Landschaftsbild des Kreises Fulda – ein Beitrag zur Erdgeschichte. – Jb. Landkr. Fulda für **1975**: 119–126, 4 Abb.; Fulda.
- (1975): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5225 Geisa, 2. Aufl., 272 S., 39 Abb., 11 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1987): Neu aufgefundene tektonische Strukturen im Bereich des osthessischen Fuldaberglandes und deren genetische Deutung (Bl. 5223 Queck und 5323 Schlitz). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 285–303, 4 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – Geotekt. Forsch., **62**: I–II, 1–267, 84 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MIXIUS, K. F. (1940): Das hessische Grabengebiet im Süden der Sollingscholle. – Geotekt. Forsch., **5**, (III): 60–123, 39 Abb., 4 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- PATZELT, W. J. (1964): Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. – Erlanger geol. Abh., **52**, 30 S., 16 Abb., 2 Taf.; Erlangen.
- PENNDORF, H. (1951): Die Ceratiten-Schichten am Meißner in Niederhessen. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **484**: 1–24, 3 Abb., 6 Taf.; Frankfurt.
- PFEIFFER, W. (1918): Über den Gipskeuper in Südwestdeutschland. – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **7**: 44–62; Stuttgart.
- RICHTER, G. (1936): Der Sedimentationsraum des Unteren Keupers zwischen Harz und Thüringer Wald. – Festschr. Hans Stille: 116–136, 2 Taf.; Stuttgart.
- RIEDEL, A. (1918): Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalks. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **37**: 1–116, 18 Taf.; Berlin.
- RIEDEL, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag zum Problem der „Fiederspalten“. – Centralbl. Mineral. etc., Abt. B, Geologie und Paläontologie für **1929**: 354–368, 12 Abb.; Stuttgart.
- ROCKENBAUCH, K. (1987): Die Struktur der Stromberg-Mulde (Baden-Württemberg). – Jb. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F. **69**: 251–267, 4 Abb.; Stuttgart.
- SCHRÖDER, E. (1982): Entwicklung des Sedimentationsbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. – Geol. Rdsch., **71**, 3: 783–794, 5 Abb.; Stuttgart.
- SEIDEL, G. (1974): Muschelkalk. – In: HOPPE, W., & SEIDEL, G. (1974): Geologie von Thüringen: 609–633, 20 Abb., 5 Tab.; Gotha (Haack).
- STILLE, H., & MESTWERDT, A. (1935): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder, Lfg. **297**, Bl. Peckelsheim. – 29 S., 1 Abb.; Berlin.
- THÜRACH, H. (1889–1890): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. Teil 1 u. 2. – Geogn. Jh., **1** (für 1888): 75–162, 3 Abb.; Cassel 1889; **2** (für 1889): 1–90, 1 Abb.; Cassel 1890.

- TORNOQUIST, A. (1892): Der Gypskeuper in der Umgebung von Göttingen. – Diss. Univ. Göttingen, 37 S.; Göttingen.
- URLICHS, M., & MUNDLOS, R. (1987): Revision der Gattung *Ceratites* DE HAAN 1825 (Ammonoidea, Mitteltrias). I. – Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, Nr. 128: 36 S., 16 Abb.; Stuttgart.
- WAGNER, G. (1913): Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Hauptmuschelkalks und der Unteren Lettenkohle in Franken. – Geol. paläont. Abh., N.F., **12**: 273–452, 31 Abb., 9 Taf.; Jena.
- (1920): Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalkes von Mittel- und Norddeutschland. – Z. dt. geol. Ges., **71**: 80–103, 3 Abb.; Berlin.
- WEBER, H., & KUBALD, P. (1947): Der Kohlenkeuper an der Reichsautobahn bei Eisenach. – Beitr. Geol. Thür., **8**: 190–220; Jena.
- WEIGELIN, M. (1913): Der untere Keuper im westlichen Württemberg. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. – Bd. **35**: 628–688, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WENGER, R. (1957): Die germanischen Ceratiten. – Palaeontographica, Abt. A, **108**: 57–129, 44 Abb., 17 Tab., 13 Taf.; Stuttgart.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **33**; Text: 140 S., 57 Abb., 4 Taf.; Atlas: 15 Ktn. 1:50 000; Hamburg.

Manuskript eingegangen am 29. 1. 1988

# Palynostratigraphie des Buntsandsteins in Mitteleuropa

Von

ERHARD REITZ\*

**Kurzfassung:** Die derzeitigen Möglichkeiten der palynostratigraphischen Zonierung im Buntsandstein des Germanischen Beckens werden aufgezeigt. Die Sporenzonen lassen sich zu zwei zeitlichen Hauptabschnitten zusammenfassen. Bis zur Basis der Solling-Folge bestimmen trilete, cavate, lycopoide Sporen das palynologische Bild. Von der Solling-Folge ab herrscht disaccater Gymnospermenpollen vor.

Die Palynostratigraphie im Germanischen Becken ist mit derjenigen der alpinen Trias bis in Einzelheiten gut vergleichbar. Danach gehört der Buntsandstein bis hin zum Röt Salinar in die Skythische Stufe.

**Abstract:** The paper presents a palynostratigraphy of the epicontinental Buntsandstein sequence in Central Europe.

In the basal portion (below the Solling sequence), the assemblages are characterized by trilete, cavate spores of lycopodial type. In the Upper Buntsandstein from the Solling sequence, bisaccate gymnosperm pollen grains are dominant.

The palynological zones can be connected with those of the Alpine Triassic. Accordingly, the basal Buntsandstein below the Röt Salinar belongs to the Skythian stage.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	106
2. Unterer Buntsandstein . . . . .	106
3. Mittlerer Buntsandstein . . . . .	106
3.1. Subzone <i>Densoisporites neyburgii</i> - Acritarcha (P I) . . . . .	107
3.2. Subzone <i>Densoisporites neyburgii</i> (P II) . . . . .	107
3.3. Subzone <i>Densoisporites neyburgii</i> - <i>Cycloverrutriletes presselensis</i> (P III) . . . . .	108
4. Oberer Buntsandstein . . . . .	109
4.1. Solling-Folge . . . . .	109
4.2. Röt-Folge . . . . .	110
5. Schriftenverzeichnis . . . . .	111

\* Dr. E. REITZ, Geologisch-Paläontologisches Institut der Justus-Liebig-Universität Gießen, Senckenbergstr. 3, 6300 Gießen.

### 1. Einleitung

Vom Buntsandstein des Germanischen Beckens liegt zwar eine detaillierte Lithostratigraphie vor, aber bislang noch keine umfassende biostratigraphische Gliederung. In Konsequenz gibt es erhebliche Unsicherheiten in der überregionalen Konnektierung der Profile. So stellen KOZUR & SEIDEL (1983) fest, daß eine Parallelisierung des Buntsandsteins in Polen mit dem westlichen Germanischen Becken nicht eindeutig möglich ist. In der vorliegenden Arbeit wird auf der Grundlage neuerer Ergebnisse die Palynostratigraphie im Buntsandstein von Nordhessen und Niedersachsen (REITZ 1985) mit der des Buntsandsteins von Westpolen (ORLOWSKA-ZWOLINKSA 1977, 1984, 1985) verbunden. Da letztere palynologisch sehr eingehend untersucht worden ist, ergeben sich hier gute Vergleichsmöglichkeiten. Vorliegende palynologische Daten aus dem Buntsandstein des Thüringer Beckens sind mit berücksichtigt worden. Darüber hinaus liegen auch neue Daten aus der alpinen Untertrias vor (BRUGMAN 1986). Diese ermöglichen eine detaillierte Korrelation von germanischer und alpiner Trias.

### 2. Unterer Buntsandstein

Aus den Sedimenten des Unteren Buntsandsteins konnten nur wenige Sporen isoliert werden. Selbst in der sonst so reichhaltigen Fazies der graugrünen Tonsteinhorizonte treten sie nur verstreut auf. Ähnlich schlechte Erfahrungen haben auch KOZUR & SEIDEL (1983) bei ihren palynologischen Untersuchungen im Unteren Buntsandstein des Thüringer Beckens gemacht. Dennoch bieten sich einige brauchbare Vergleichsmöglichkeiten.

So enthalten alle Spektren, die von Südniedersachsen, von Thüringen und von Westpolen, viel monocolpaten Pollen (*Cycadopites follicularis* WILSON & WEBSTER) und daneben auch disaccaten striaten Gymnospermenpollen (*Taeniaesporites noviaulensis* LESCHIK, *Striatissaccus ovatus* GOUBIN). Weiterhin kommen die cavaten „selaginelloiden“ Sporen (*Endosporites papillatus* JANSONIUS, *Densoisporites playfordi* BALME) vor.

Bezeichnenderweise finden sich in den Spektren des Unteren Buntsandsteins auch noch typische Elemente des Oberen Perms, z. B. die disaccaten striaten Gymnospermenpollen der Genera *Taeniaesporites* und *Striatissaccus*. Jedoch tritt die Leitform des Zechsteins *Lueckisporites virkkiae* POTONIE & KLAUS im Unteren Buntsandstein nicht mehr auf (ORLOWSKA-ZWOLINKSA 1984). Andererseits sind in den Spektren die typisch triassischen Florenelemente *Densoisporites* und *Lundbladispota* schon vertreten. Insgesamt läßt sich das Bild gut mit der Palynostratigraphie in der alpinen Trias zusammenbringen. Danach muß der Untere Buntsandstein (außer der oberen Salmünster-Folge) in das Griesbachium gehören.

### 3. Mittlerer Buntsandstein

Der Mittlere Buntsandstein ist floristisch durch die Charakterpflanze *Pleuromeia* gekennzeichnet. Die Mikrosporen (*Densoisporites neburgii* SCHULZ) und auch die Makrosporen von *Pleuromeia* sind im Mittleren Buntsandstein, insbesondere in dessen höherem Abschnitt massenhaft vertreten. Deshalb wird der Mittlere Buntsandstein als die Zone von

*Densoisporites nejburgii* bezeichnet. ORLOWSKA-ZWOLINSKA (1977, 1984) konnte hier die folgenden drei Subzonen unterscheiden:

P I *Densoisporites nejburgii* – Acritarcha

P II *Densoisporites nejburgii*

P III *Densoisporites nejburgii* – *Cycloverruiriletes presselensis*

### 3.1. Subzone *Densoisporites nejburgii* – Acritarcha (P I)

Diese Subzone zeichnet sich in Westpolen durch das massenhafte Auftreten von kleinen Acritarchen der Genera *Micrhystridium* und *Veryhachium* aus. Sporen der Spezies *Densoisporites nejburgii*, *Densoisporites playfordi* und *Endosporites papillatus* kommen nur untergeordnet vor.

Ein analoges Spektrum habe ich in der höheren Volpriehausen-Folge Südniedersachsens entdeckt. So herrschen in der „Rotweißen Wechselfolge“ die acanthomorphen Acritarchen des Genus *Micrhystridium* mit über 50% Anteil am Spektrum vor. In der *Avicula*-Folge nimmt die polygonomorphe Art *Veryhachium reductum* (DEUNFF) DE JEKHOWSKY Anteile bis 80% am Spektrum ein. Acritarchen und Prasinophyceen sind durchschnittlich mit über 90% am Spektrum der pflanzlichen Mikrofossilien beteiligt. Untergeordnet kommen noch Sporen der Gruppen *Endosporites papillatus* und *Densoisporites playfordi* vor.

SCHÖN (1967) hat ein ähnliches Spektrum mit Vorherrschen von *Micrhystridium* und *Veryhachium* aus der Volpriehausen-Folge in Thüringen beschrieben.

Die Subzone P I nach ORLOWSKA-ZWOLINSKA entspricht demnach eindeutig der Volpriehausen-Folge. Dieser palynologische Befund in der germanischen Fazies läßt sich mit den nach Ammoniten datierten Vorkommen mariner Bereiche gut korrelieren. Danach gehören die obere Salmünster-Folge und die Volpriehausen-Folge in die Dienerische Stufe.

### 3.2. Subzone *Densoisporites nejburgii* (P II)

Das Hauptmerkmal dieser Subzone ist das plötzliche Vordringen von *Densoisporites nejburgii* in den Hundertsätzen. Weiterhin treten *Punctatisporites triassicus* SCHULZ sowie die *Cyclotriletes*-Arten neu auf. Eine entsprechende Änderung vollzieht sich in Thüringen von der mittleren Detfurth-Folge an aufwärts (KOZUR & SEIDEL 1983). Ich habe diesen Umbruch von der Acritarchen-Vorherrschaft zu der von *Densoisporites nejburgii* im bearbeiteten Gebiet noch nicht fassen können. Die Detfurth-Folge liegt in Nordhessen und Südniedersachsen meist durchgehend in roter Ausbildung vor. Die wenigen grünen Tonsteinhorizonte erwiesen sich als ehemalige oxidierte Gesteine, die sekundär reduziert und daher fossilfrei waren. Das bezeichnende Spektrum der Zone P II von ORLOWSKA-ZWOLINSKA (1984) erscheint erst in der unteren Hardeggen-Folge des Reinhardswaldes. Im Buntsandstein des Germanischen Beckens umfaßt die Zone P II wahrscheinlich den Bereich der oberen Detfurth- und der unteren Hardeggen-Folge.

Nach BRUGMAN (1986) entspricht die Zone P II im wesentlichen der Smithischen Stufe der alpinen Trias.

Tab. 1. Korrelation der alpinen Trias mit dem Buntsandstein des Germanischen Beckens

Alpine Trias		Germanische Trias	Palynologische Zonen
Anisium	Pelsonium	Röt 4	<i>Microcachrydites sittleri</i> <i>Illinites chitonoides</i>
	Bithynium	Röt 3	<i>Concentricisporites nevesi</i> <i>Triadispora plicata</i>
		Röt 2	
	Aegeum	Rötsalinar	<i>Triadispora</i> spp. <i>Stellapollenites thiergartii</i>
Skythium	Spathium		<i>Verrucosisporites thuringiacus</i>
		Solling-Folge	<i>Verrucosisporites pseudomorulae</i>
	Smithium	Hardeggen-Folge	<i>Verrucosisporites jenensis</i> <i>Cycloverrurites presselensis</i>
		Detfurth-Folge	<i>Densoisporites nejburgii</i>
	Dienerium	Volpriehausen-Folge	<i>Veryhachium</i> <i>Micrhystridium</i>
		Salmünster-Folge	
	Griesbachium	Gelnhausen-Folge	<i>Endosporites papillatus</i> <i>Densoisporites playfordi</i>
Zechstein		Bröckelschiefer	

### 3.3. Subzone *Densoisporites nejburgii* - *Cycloverrurites presselensis* (P III)

Die Subzone wird durch das Auftreten von *Cycloverrurites presselensis* charakterisiert. Diese Spore kommt in der Zone P II noch nicht vor (ORLOWSKA-ZWOLINSKA 1984). Der Charakter der Zone P III entspricht sonst dem Spektrum der Zone P II. In den Profilen des Reinhardswaldes ist *Cycloverrurites presselensis* auf die Hardeggen-Abfolgen 3+4 beschränkt. In der Solling-Folge wird diese Spore nicht mehr gefunden. Auch in Thüringen scheint nach KOZUR & SEIDEL (1983) die charakteristische Art *Cycloverrurites presselensis* auf die obere Hardeggen-Folge beschränkt zu sein. Die Zone P III entspricht vermutlich dem unteren Spathium der alpinen Gliederung.

#### 4. Oberer Buntsandstein

##### 4.1. Solling-Folge

Mit Beginn der Solling-Folge wird die für den Mittleren Buntsandstein bezeichnende *Pleuromeia*-Flora von einer artenreichen Koniferenflora verdrängt. Während noch in der Hardeggen-Folge *Densoisporites nejburgii* das vorherrschende Charakterelement darstellt, dominiert in der Solling-Folge der disaccate Koniferenpollen mit dem Hauptvertreter *Voltziaceasporites heteromorpha* KLAUS. Diese *Voltziaceasporites-heteromorpha*-Zone charakterisiert auch in Westpolen den Oberen Buntsandstein (ORLOWSKA-ZWOLINSKA 1977, 1984, 1985). Die Mikroflora dieser Zone ist insgesamt artenreicher und unterscheidet sich auch sonst deutlich von der des Mittleren Buntsandsteins. Koniferenpollen dominieren mit über 70% in den Spektren.

Die Solling-Folge ist durch die folgenden Sporen gekennzeichnet, wie sie in der Hardeggen-Folge nicht vorkommen.

##### Sporites

*Verrucosisporites jenensis* REINHARD & SCHMITZ 1965

*Verrucosisporites pseudomorulae* VISSCHER 1966

*Verrucosisporites thuringiacus* MÄDLER 1964

##### Striate Disaccites

*Taeniaesporites noviaulensis* LESCHIK 1955

*Taeniaesporites pellucidus* (GOUBIN) BALME 1970

*Lunatisporites puntii* VISSCHER 1966

*Striatoabietites ayugii* VISSCHER 1966

##### Nichtaeniate Disaccites

*Voltziaceasporites heteromorpha* KLAUS 1964

*Alisporites grauvogeli* KLAUS 1964

*Alisporites* spp.

*Angustisulcites klausii* (FREUDENTHAL) VISSCHER 1966

*Paravesicaspora planderovae* VISSCHER 1966

*Colpectopollis ellipsoideus* VISSCHER 1966

*Sulcatisporites krausei* MÄDLER 1964

Bisaccates incertae sedis

Daneben kommen lokal die folgenden Durchläufer mehr oder weniger häufig im Spektrum vor:

*Calamospora tener* (LESCHIK) MÄDLER 1964 (Equisetales)

*Cycadopites* sp. WILSON & WEBSTER 1946

Die oben aufgeführten Arten reichen bis in den Röt, sind aber nur in der Solling-Folge maßgeblich am Spektrum beteiligt.

Interessanterweise lassen sich in der Solling-Folge in Nordhessen und Südniedersachsen drei kurzfristige Zonen mit *Verrucosisporites jenensis*, *V. pseudomorulae* und *V. thuringiacus* aushalten (REITZ 1985). Diese Arten sind jeweils mit bis zu 15% am Spektrum beteiligt, wogegen sie im Röt gemeinhin nur verstreut auftreten. Herr Dr. KOZUR (Budapest) hat mir kürzlich mitgeteilt, daß sich diese von mir in der Solling-Folge ausgeschiedenen palynologischen Zonen auch in seinem Arbeitsbereich gut erkennen lassen. Er konnte den Umbruch von der *V.-pseudomorulae*- zur *V.-thuringiacus*-Zone im Zentimeter-Bereich nachweisen. Allerdings hat er die *V.-jenensis*-Zone nicht gefunden. Offenbar ist die „Zone der grauen

Tone“, wie sie bei uns an der Basis der Solling-Folge auftritt, nicht überall ausgebildet. In Nordhessen z. B. ist der „Wilhelmshausener Sandstein“ das Fazies-Äquivalent der „Zone der grauen Tone“. Im obersten Drittel der Solling-Folge wird das Sporenspektrum dem des unteren Röt sehr ähnlich, allerdings fehlen hier noch die bezeichnenden Formspezies, mit denen sich die Solling-Folge vom Röt abgrenzen läßt.

#### 4.2. Röt-Folge

Im unteren Abschnitt des Röt 1 erscheinen folgende Arten:

##### Sporites

- Spinotriletes echinoides* MÄDLER 1964
- Kraeuselisporites hystrix* VISSCHER 1966
- Lapposporites lapposus* VISSCHER 1966
- Verrucosporites remyanus* (MÄDLER) ADLOFF & DOUBINGER 1969

##### Disaccites

- Triadispora crassa* (KLAUS) VISSCHER 1966
- Triadispora stablini* (JANSONIUS) KLAUS 1964
- Triadispora falcata* KLAUS 1964
- Angustisulcites gorpüi* VISSCHER 1966
- Angustisulcites grandis* VISSCHER 1966

##### Striate Disaccites

- Striatites* cf. *samoilovichi* JANSONIUS 1962
- Stellapollenites thiergartii* (REINHARD & SCHMITZ) CLEMENT-WESTERHOF et al. 1974

Im oberen Abschnitt des Röt 1 kommen neu hinzu:

##### Sporites

- Retitriletes jenensis* REINHARD & SCHMITZ 1965
- Apiculatisporites plicatus* VISSCHER 1966
- Concentricisporites nevesi* ANTONESCU 1970

##### Disaccites

- Triadispora plicata* KLAUS 1964
- Microcachrydites doubingeri* KLAUS 1964
- Microcachrydites fastidioides* (JANSONIUS) KLAUS 1964
- Illinites kosankei* KLAUS 1964

Auf der Grundlage des vorliegenden palynologischen Befundes läßt sich der Röt 1 in zwei Abschnitte untergliedern. Jeder ist durch das Einsetzen besonderer und bezeichnender Sporenspezies gekennzeichnet. Lithologisch gehört der Bereich des zweiten Abschnitts zum postsalinaren Röt 1 und zum Röt 2.

Auch in der alpinen Trias läßt sich das Sporenbild des unteren Anis in zwei Abschnitte gliedern. So setzen nach VISSCHER & BRUGMAN (1981) die Formen *Angustisulcites gorpüi*, *Stellapollenites thiergartii* und Vertreter der *Triadispora*-Gruppe im Grenzbereich Skyth/Anis ein. *Triadispora plicata* und *Concentricisporites* spp. erscheinen erst wesentlich höher im Profil (VISSCHER & BRUGMAN 1981, BRUGMAN 1986).

Mangels Ammoniten und anderer Leitfossilien ist die Skyth/Anis-Grenze in den Alpen noch nicht genau festgelegt (VISSCHER & BRUGMAN 1981). Daher ist sie auch palynologisch noch nicht exakt zu fixieren.

Nach dem palynologischen Befund gehört der postsalinare Röt 1 sicherlich ins Anis. Ob die Skyth/Anis-Grenze zeitgleich mit der Solling/Röt-Grenze im Germanischen Becken ist oder innerhalb des Rötalinars liegt, kann erst entschieden werden, wenn in der alpinen Trias die Grenze biostratigraphisch exakt festgelegt ist.

Das Sporenspektrum des Röt 4 hebt sich aufgrund des andersartigen Massenspektrums deutlich von dem des Röt 1 und 2 ab. Vertreter der *Alisporites*-Gruppe und *Voltziaceasporites heteromorpha* werden weniger und solche der *Microcachrydites*-Gruppe nehmen deutlich zu.

Daneben treten die folgenden Spezies neu auf:

*Reticulatisporites bunteri* MÄDLER 1964

*Microcachrydites sittleri* KLAUS 1964

*Illinites chitonoides* KLAUS 1964

In der höchsten sporenführenden Probe des Röt 4, kurz unterhalb der Basis Muschelkalk, kommen noch zwei Vertreter hinzu:

*Tsugaepollenites oriens* KLAUS 1964

*Aratrisporites* sp.

Eine Mikroflora, wie sie dem Röt 4 des Germanischen Beckens entspricht, hat sich in Rumänien in Schichten gefunden, die den Ammoniten zufolge der *Balatonites-balatonicus*-Zone des Pelsoniums (ANTONESCU et al. 1976) angehören. Auch die Mikroflora des „Grès à *Voltzia*“ (ADLOFF & DOUBINGER 1969) ist eine typische Röt-4-Flora.

##### 5. Schriftenverzeichnis

- ADLOFF, M. C., & DOUBINGER, J. (1969): Etude palynologique dans le Grès à *Voltzia* (Trias inférieur). – Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lorr., **22** (2): 131–148, 1 Abb., 2 Taf.; Straßburg.
- ANTONESCU, E., PATRULIUS, D., & POPESCU, I. (1976): Corrélation palynologique préliminaire de quelques formations de Roumanie attribuées au Trias inférieur. – *Dari de Seama ale Sedintelor*, **62**: 1–30, 2 Abb., 4 Taf.; Bucarest.
- BRUGMAN, W. A. (1986): A palynological characterization of the upper Skythian and Anisian of the Transdanubian Central Range (Hungary) and the Vicentinian Alps (Italy). – PhD Thesis Rijksuniv. Utrecht, 95 S., 9 Tab., 15 Taf.; Utrecht.
- DOUBINGER, J., & BÜHMANN, D. (1981): Röt bei Borken und bei Schlüchtern (Hessen, Deutschland). Palynologie und Tonmineralogie. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 421–449, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- KOZUR, H., & SEIDEL, G. (1983): Die Biostratigraphie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostracen. – *Z. geol. Wiss.*, **11** (4): 429–464, 2 Abb.; Berlin.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA, T., (1977): Palynological correlation of Bunter und Muschelkalk in selected profiles from Western Poland. – *Acta geol. pol.*, **27**: 417–430, 5 Abb., 8 Taf.; Warschau.
- (1984): Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of Western Poland. – *Acta Palaeont. Polonica*, **29** (3–4): 161–194, 3 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Warschau.
- (1985): Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. – *Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci.*, **33** (3–4): 107–117, 2 Abb.; Warschau.
- REINHARDT, P. (1964): Über die Sporeae dispersae der Thüringer Trias. – *Mber. dt. Akad. Wiss.*, **6** (1): 46–56, 5 Abb., 2 Taf.; Berlin.

- (1964): Einige Sporenarten aus dem Oberen Buntsandstein Thüringens. – Mber. dt. Akad. Wiss., **6** (8): 609–614, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- & SCHMITZ, W. (1965): Zur Kenntnis der Spora dispersae des mitteldeutschen Oberen Buntsandsteins. – Freiberger Forsch.-H., **C 182**: 19–96, 8 Taf.; Leipzig.
- & SCHÖN, M. (1967): Spora aus dem Mittleren Buntsandstein (Untere Trias) Thüringens. – Mber. dt. Akad. Wiss., **9** (9–10): 747–758, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. – Geol. Abh. Hessen, **86**, 36 S., 11 Abb., 11 Taf.; Wiesbaden.
- SCHÖN, M. (1967): Hystrichosphaeren aus dem Mittleren Buntsandstein (Untere Trias) Thüringens. – Mber. dt. Akad. Wiss., **9**: 527–535, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- SCHULZ, E. (1964): Sporen und Pollen aus dem Mittleren Buntsandstein des Germanischen Beckens. – Mber. dt. Akad. Wiss., **6** (8): 597–606, 2 Taf.; Berlin.
- VISSCHER, H. (1974): The impact of Palynology on Permian and Triassic stratigraphy in Western Europe. – Rev. Palaeobot. Palyn., **17** (1–2): 5–19; Amsterdam.
- & BRUGMAN, W. A. (1981): Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. – Rev. Palaeobot. Palyn., **34**: 115–128, 5 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- WARRINGTON, G., AUDLEY-CHARLES, M. G., ELLIOTT, R. E., EVANS, W. B., IVIMEY-COOK, H. C., KENT, P. E., ROBINSON, P. L., & SHOTTON, F. W. (1980): A correlation of Triassic rocks in the British Isles. – Geol. Soc. London Sp. Rept., **13**, 78 S.; London.

Manuskript eingegangen am 25. 11. 1987

## **Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung**

Von

MARTIN HOTTENROTT\*

**Kurzfassung:** Die Tertiärvorkommen in Mittelhessen und Nachbarbereichen werden auf ihre Sporenspektren untersucht und danach stratigraphisch eingeordnet und gegliedert. Die palynologische Zeitskala ist an Vorkommen geeicht, deren Altersstellung durch radiometrische Daten oder Fossilien belegt ist.

Im Zeitabschnitt Mitteloligozän bis Pliozän können 12 palynologische Abschnitte unterschieden werden. Auch das Eozän/Unteroligozän ist mit mehreren palynologischen Abschnitten vertreten. Diese werden hier am Rande mitbehandelt.

Eine Schlüsselstellung der palynologischen Gliederung nimmt das Stadtgebiet Frankfurt a. M. ein. Das Oligo-Miozän ist hier vollständiger entwickelt als im engeren Bereich des Mainzer Beckens. Basaltströme des Vogelsberg-Vulkanismus reichen bis in die Abfolgen des Stadtgebietes hinein.

Palynologische Richtschnitte werden bis in die angrenzenden Nachbargebiete gelegt, nach S in den Rheingraben, nach N über Wetterau und Vogelsberg bis nach Niederhessen. Ein W-E-Schnitt wird vom Neuwieder Becken über Westerwald, Vogelsberg und Landrücken bis in die Rhön gelegt.

Auf der Grundlage des palynostratigraphischen Befundes wird die Entwicklung des Gebietes rekonstruiert.

**Abstract:** The Tertiary deposits in Central Hessen and neighbouring areas are subjected to a palynostratigraphic study. Our palynological time scale is calibrated by radiometric data and fossils.

The time span from Middle Oligocene to Pliocene can be divided into 12 palynostratigraphic units. Additionally the underlying sequence of the Eocene to Lower Oligocene age contains a series of palynostratigraphic units. But these are only marginally considered in the present work.

The area around Frankfurt a. M. is of special interest, because the Oligo-Miocene is developed here more completely than in the vicinity such as the Mainz basin. Basaltic lava flows of the Vogelsberg can be traced in to the local profiles of Frankfurt.

The occurrences are stratigraphically connected to those of the Rhinegraben in the south and to Wetterau and Vogelsberg in the north. Another stratigraphic section runs from the Neuwied basin in the west across Westerwald and Vogelsberg to Landrücken and Rhön in the east.

Based on the palynostratigraphical data the paleogeographic evolution of the region can be reconstructed.

---

\* Dr. M. HOTTENROTT, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	114
2. Regionale Geologie . . . . .	115
2.1. Raum Frankfurt a. M. . . . .	115
2.1.1. Mitteloligozän . . . . .	117
2.1.2. Oberoligozän . . . . .	118
2.1.3. Unteres Untermiozän (M 1) . . . . .	120
2.1.4. Höheres Untermiozän bis tiefes Mittelmiozän (M 2) . . . . .	122
2.1.5. Pliozän . . . . .	125
2.2. Vogelsberg und Hessischer Landrücken . . . . .	126
2.2.1. Alttertiär bis Mitteloligozän . . . . .	127
2.2.2. Oberoligozän . . . . .	129
2.2.3. Unteres Untermiozän (M 1) . . . . .	132
2.2.4. Höheres Untermiozän bis tiefes Mittelmiozän (M 2) . . . . .	136
2.2.5. Mittelmiozän (M 3), Salzhausener Schichten . . . . .	138
2.2.6. Postmittelmiozän . . . . .	139
2.3. Wetterau, Hanau-Seligenstädter Senke und Umgebung . . . . .	140
2.3.1. Alttertiär bis Oberoligozän . . . . .	140
2.3.2. Unteres Untermiozän (M 1) . . . . .	141
2.3.3. Höheres Untermiozän bis tiefes Mittelmiozän (M 2) . . . . .	141
2.3.4. Pliozän . . . . .	141
2.4. Westerwald . . . . .	142
2.4.1. Alttertiär . . . . .	142
2.4.2. Oberoligozän . . . . .	144
2.4.3. Untermiozän (M 1) . . . . .	145
2.4.4. Mittelmiozän (M 3) bis Pliozän . . . . .	146
2.5. Rhön . . . . .	148
2.5.1. Alttertiär . . . . .	148
2.5.2. Oberoligozän . . . . .	148
2.5.3. Unteres Untermiozän (M 1) . . . . .	149
2.5.4. Höheres Untermiozän bis tiefes Mittelmiozän (M 2) . . . . .	149
2.5.5. Mittelmiozän (M 3) . . . . .	149
2.5.6. Pliozän . . . . .	151
2.6. Nordhessen . . . . .	151
2.7. Nördlicher Oberrheingraben . . . . .	153
2.7.1. Bohrung 1 . . . . .	155
2.7.2. Bohrung 2 . . . . .	155
2.7.3. Bohrung 3 . . . . .	156
3. Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	157
4. Schriftenverzeichnis . . . . .	161

### 1. Einleitung

Auf Abb. 1 sind die untersuchten Fundorte eingetragen. Die entsprechenden Rechts- und Hochwerte werden jeweils im Text aufgeführt. Die Entnahmepunkte sind in den Profilen verzeichnet. Die untersuchten Proben stammen teils aus Aufschlüssen, teils aus Bohrungen.

Wesentliches Material ist vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung (Wiesbaden) und von der Oberhessische Versorgungsbetriebe-Aktiengesellschaft (OVAG, Friedberg) zur Verfügung gestellt worden. Prof. Dr. F. NÖRING und Dr. E. KÜMMERLE (Wiesbaden) haben mich hierbei in entgegenkommender Weise unterstützt. Die Arbeit ist unter Leitung von Prof. Dr. Dr.-Ing. H. D. PFLUG (Gießen) durchgeführt worden und Teil des DFG-Projektes Pf 21/32-1.

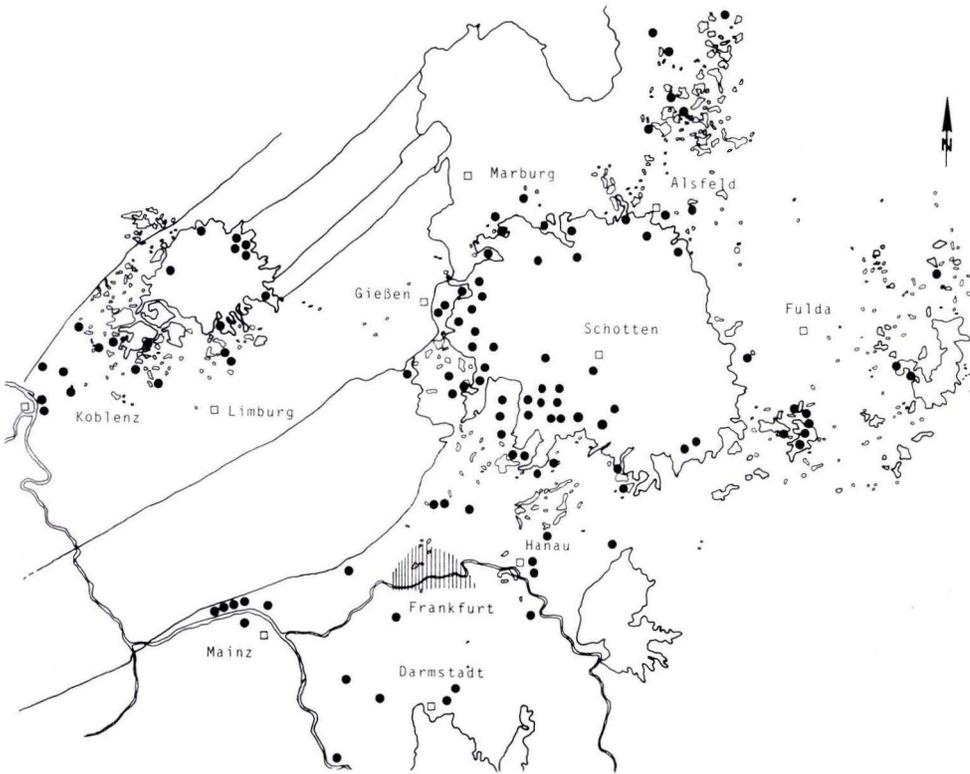


Abb. 1. Übersichtskarte der Probenfundpunkte (Schraffur: 45 Bohrungen im Bereich der Stadt Frankfurt a. M.).

## 2. Regionale Geologie

### 2.1. Raum Frankfurt a. M.

Für die regionale Gliederung des jüngeren hessischen Tertiärs kommt den Frankfurter Profilen eine Schlüsselposition zu. Sie haben gegenüber denen im engeren Mainzer Becken einige Besonderheiten aufzuweisen. Die Abfolge des jüngeren Tertiär ist hier vollständiger erschlossen, überdies sind hier Schichtglieder vertreten, die im Mainzer Becken nicht vorkommen (Abb. 2). Besonders die Abfolge oberhalb der Hydrobienschichten ist für den stratigraphischen Anschluß an die Nachbargebiete wichtig (KÜMMERLE 1971, 1974, 1978; KÜMMERLE & SCHEER 1979); z. B. ermöglicht der in der miozänen Abfolge auftretende Maintrapp die direkte Korrelation mit dem Vulkanismus des Vogelsberges.

Damit lassen sich die Sedimente dieser Region mit ihrer besonderen Fazies dem Normalprofil des Frankfurter Beckens anschließen. Der Maintrapp stellt aufgrund seines radiometrisch ermittelten Alters eine maßgebliche Zeitmarke dar (HORN et al. 1972; FUHRMANN & LIPPOLT 1987).

Für das palynologische Standardprofil des Frankfurter Raumes standen Proben aus ca. 45 Bohrungen zur Verfügung, die meisten stammen von Voruntersuchungen für den Bau der U-Bahn. Die Makrofossilien und Mikrofaunen wurden von WIESNER (1970), BEST (1975) und KÜMMERLE (1971, 1974) bearbeitet. Meine palynologische Untersuchung schließt an diese Befunde an.

Da die Schichten im Frankfurter Raum generell nach NW einfallen, treten im Stadtgebiet die ältesten Schichten im E und die jüngeren im W zutage. Insgesamt erfassen somit die über das Stadtgebiet verteilten Bohrungen des U-Bahn-Baues die gesamte hier interessierende Abfolge.

Die Endteufe der Bohrungen liegt meist bei ca. 30 m u. Gel. Die untersuchten Proben entstammen folgenden Schichten: Cyrenenmergel, obere Cerithienschichten, obere Hydrobienschichten, Landschneckenmergel, Prososthenienschichten, Congerienschichten, Postbasaltische Miozänschichten, Pliozän, quartäre Deckschichten. Mit Ausnahme der Congerienschichten, die in sandiger Fazies entwickelt sind, sind alle Schichten sporenführend und stratigraphisch auswertbar. Die Mehrzahl der Proben kommt aus dem Profilabschnitt oberhalb der Hydrobienschichten. Letztere und auch die unterlagernden *Corbicula*- und Cerithienschichten sind bereits palynologisch gründlich erforscht, wenn auch nicht direkt im Bereich der Stadt Frankfurt a. M. (PFLUG 1966a,b, 1975; STEGEMANN 1964a,b). Einige Proben aus dem Stadtgebiet sind auch von MÜRRIGER & PFLANZL (1955) untersucht worden.

In der Stratigraphie der „Mainzer Triade“ (TOBIEN 1970) hat es in den letzten Jahren Umdeutungen gegeben, die teilweise widersprüchlich geblieben sind.

MARTINI (1978) stellt auch noch einen Teil der oberen Cerithienschichten ins Oberoligozän (Chatt) in seiner Nannoplanktonstratigraphie. Das scheinen die lokalen Säugerfunde zu bestätigen (TOBIEN 1980).

Nach Untersuchungen an Bolivinen und Charophyten kommen auch MEHRNUSCH (1985) und SCHWARZ (1985) zu einer ähnlichen Auffassung.

Die Altersstellung der Hydrobienschichten hingegen ist umstritten. MARTINI (1981, 1987a) will die oberen Hydrobienschichten aufgrund von Nannoplanktonen und Fischresten ins Mittelmiozän stellen. – Das steht im Widerspruch zum Befund nach Säugetieren, der ein etwa oberaquitanes bis unterburdigales Alter indiziert (TOBIEN 1981; STEPHAN-HARTL 1972). Nach TOBIEN (1987) gehören die unteren Landschneckenmergel von Frankfurt a. M. ins frühe Eggenburgien bzw. frühe Burdigal (Untermiozän).

Auch die Untersuchungen von SCHWARZ (1985) an Charophyten ergaben für die Hydrobienschichten ein untermiozänes Alter (Charophytenzone von Paulhiac).

Unsere palynologischen Befunde sprechen ebenfalls gegen die von MARTINI angenommene Altersstellung. Für die palynologischen Tabellen haben diese Differenzen aber keine allzu große Bedeutung.

Entscheidend bleibt die Feststellung, daß der Abschnitt Cerithien- bis Hydrobienschichten einschließlich palynologisch eine Einheit darstellt, gut charakterisiert, scharf begrenzt und gliederbar ist und sich über weite Strecken überregional verfolgen läßt.

Um die Faziesinflüsse aus der palynologischen Eichskala zu entfernen und die Zeitmarken auszufüllen, wurden alle Lokalbefunde eines Stratums in ihren Spektren verglichen. Daraus resultiert die Standardgliederung.

Die Frankfurter Abfolge hat sich als Kernstück dieser Standardgliederung bewährt. Der wesentliche Teil dieser Proben stammt aus dem engeren Stadtbereich. Zusätzlich wichtig sind Proben aus der weiteren Umgebung der Stadt Frankfurt a. M. und aus dem Mainzer Becken.

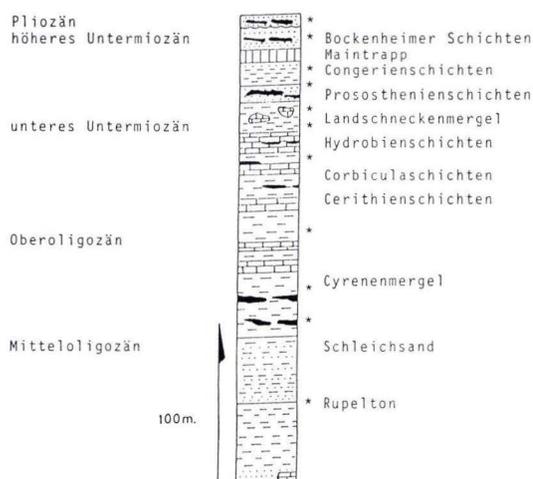


Abb. 2. Palynologisches Standardprofil im Bereich von Frankfurt a. M.  
(\* = Palynologische Probenpunkte).

### 2.1.1. Mitteloligozän

In Frankfurt a. M. treten die ältesten tertiären Gesteine im E des Stadtbereiches auf. Sie gehören in das Mitteloligozän (Rupelien; KÜMMERLE 1978 u. a.).

Die Palynologie dieses Abschnittes ist hier erstmals von HOLTZ (1962) erforscht worden. Sein Probenmaterial stammt von folgenden Vorkommen des Mainzer Beckens: Unterer Rupelton von Bad Kreuznach, Mittlerer Rupelton von Offenbach-Bürgel (Frankfurt), Mittlerer Rupelton von Flörsheim und Oberer Rupelton von Wöllstein und Kirchheimbolanden. In seinem Befund konnte HOLTZ (1962) im Mainzer Becken zwei Abschnitte unterscheiden. Der untere Abschnitt umfaßt das Untere und Mittlere Rupel mit einer noch altertümlichen und wärmeliebenden Sporenflora. Das Spektrum ist nach HOLTZ mit dem Bergisch-Gladbacher Bild zu vergleichen, welches von JUX & PFLUG (1958) im Rupelton der Bg. Dormagen in der Rheinischen Bucht nachgewiesen wurde (PFLUG 1959). Andere Unterscheidungen folgen aus der Verhältniszahlmethode von PFLUG (1957, 1966a,b, 1975, 1986).

Das Probenmaterial von HOLTZ stand mir als Vergleich zur Verfügung, neues Probenmaterial aus dem Raum Frankfurt a. M. war daher nicht erforderlich. Unter den „selteneren Elementen“ ist *Boelensipollis hohli* KRUTZSCH eine wichtige Leitform mitteloligozäner Ablagerungen, sie tritt selten, aber regelmäßig in allen Fazies des Zeitabschnittes auf.

In der palynologischen Gliederung von KRUTZSCH (1966) entspricht das Mitteloligozän dem Calauer Bild (Paläogen-Zone 20). Der Florenbefund von KRUTZSCH stimmt mit dem in Hessen fast völlig überein. KRUTZSCH (1966) läßt das Mitteloligozän aber ungegliedert.

Im Bereich der Paratethys hat HOCHULI (1978) eine Gliederung versucht. Er unterscheidet hier eine Zone 20a und 20b, diese scheinen mit der von HOLTZ (1962) in Hessen vorgenommenen Gliederung des Mitteloligozäns übereinzustimmen.

Planktonen der marinen Fazies sind unter anderem durch die Arbeiten von MARTINI (1982) und WEILER (1982) bekannt.

## 2.1.2. Oberoligozän

Aus dem Cyrenenmergel des Stadtbereiches Frankfurt a. M. standen Proben aus vier Bohrungen zur Verfügung:

- (1) U 1457; R 34 80 211, H 55 54 546 – am FSV-Sportplatz (13,6–14,2 m).
  - (2) U 1452; R 34 80 00, H 55 54 524 – am Bornheimer Hang (19,3 m).
  - (3) B 96/79; R 34 81 91, H 55 55 51 – Riederwald (8,0–10,9 m).
  - (4) U 1632; R 34 80 002, H 55 54 443 – Bornheimer Hang (21,5–22,0 m).
- Alle genannten Bohrungen liegen auf Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost.

Hinzu sind noch Proben des Cyrenenmergels im Rheingau gekommen, die aus drei Bohrungen der Umgehung Eltville–Walluf stammen.

- (1) Brg. 20; R 34 39 01, H 55 45 65 (7,8 m).
- (2) Brg. 30; R 34 37 81, H 55 45 74 (7,2–7,6 m).
- (3) Brg. 35; R 34 37 74, H 54 55 74 (6,8–8,7 m; 11,4–12,3 m).

Weitere Proben stammen aus einem von E. KÜMMERLE (Wiesbaden) entnommenen Profil der Baugrube „Große Hub“ bei R 34 37 35, H 55 45 87 und bei R 34 37 34, H 55 45 83. (Näheres über die örtlichen Verhältnisse s. KÜMMERLE 1986).

Alle genannten Fundpunkte liegen auf Bl. 5914 Eltville am Rhein. Meine Proben entstammen kohlgigen Einschaltungen des Cyrenenmergels, sie haben alle ein reiches Sporenspektrum ergeben.

Die erste Beschreibung einer Cyrenenmergel-Flora findet sich bei MÜRRIGER & PFLUG (1952), sie betrifft die Braunkohle der ehemaligen Grube Emma bei Marxheim (Hofheim). Von dieser Typuslokalität leitet sich auch die in der einschlägigen Literatur gebräuchliche Bezeichnung „Marxheimer Pollenbild“ ab. Es charakterisiert den älteren Abschnitt des hessischen Oberoligozäns und läßt sich über Hessen hinaus überregional verfolgen. Eine Liste der charakteristischen Sporomorphen findet sich bei MÜRRIGER & PFLUG (1952) und HOLTZ (1962).

Die Spektren bezeichnen einen Übergang zu den neogenen Pollenbildern. Hier erscheinen vermehrt rezente Genera gemäßigten Klimas, während altertümliche und wärmeliebende Vertreter zurücktreten (MÜRRIGER & PFLUG 1952; PFLUG 1953). Die Flora hat damit einen deutlich arktotertiären Einschlag.

Eine zusätzliche Besonderheit ist der große Reichtum an großen Farnsporen der Gattungen *Leiotriletes*, *Trilites*, *Baculatisporites*, *Polipodiaceoisporites*, *Verrucingulatisporites* und ähnliche Vertreter. Das ist für die Spektren des Cyrenenmergels typisch und kommt in keinem jüngeren Bild so vor. Eine Charakterform des Cyrenenmergels ist *Inaperturopollenites emmaensis* MÜRRIGER & PFLUG, die in den Spektren in meist hohen Anteilen auftritt.

Zysten von Dinoflagellaten sowie Pollen von Chenopodiaceen finden sich verstreut. Sie sprechen für brackische Ablagerungsbedingungen. Sehr häufig tritt die Form *Monogemmites pseudosetarius* (WEYLAND & PFLUG) KRUTZSCH auf. Bei palynologischen Untersuchungen in der westlichen und zentralen Paratethys hat HOCHULI (1978) diesen Vertreter ausschließlich im Oberoligozän gefunden. Auch KIRCHNER (1984) hat ihn im Oberoligozän (Cyrenenschiefer der bayerischen Molasse) entdeckt. Teile dieser Formgruppe könnten zu *Tythodiscus* gehören.

Im Mitteltertiär, d. h. vom Oberoligozän bis Mittelmiozän liefern die vom Hundertsatz abgeleiteten Verhältniszahlen die genaueren Hinweise für die stratigraphischen Einstufungen (Abb. 3). Später, im jüngeren Miozän und Pliozän ist der Hundertsatz allein aussagekräftig genug. Im älteren Tertiär dagegen basiert die Sporenstratigraphie vorwiegend auf Leitfossilien.

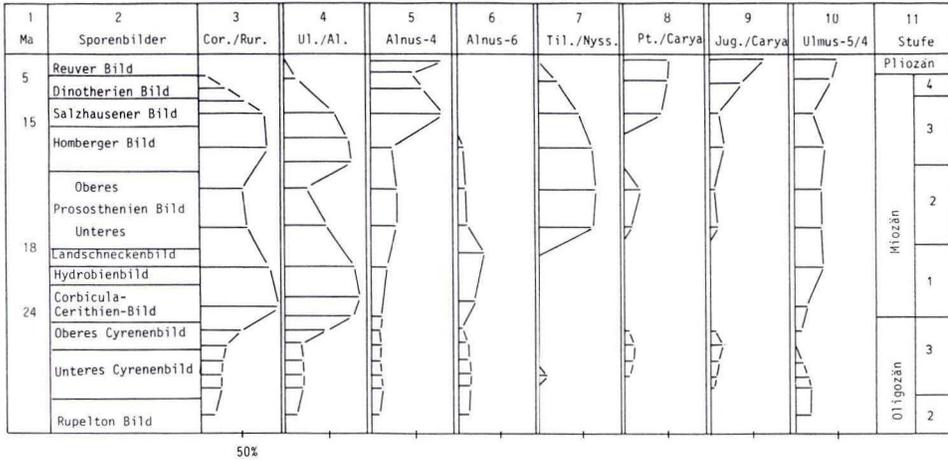


Abb. 3. Palynostratigraphie im höheren Tertiär (1 = Radiometrische Altersdaten in Mio. J., 2 = Sporenbilder, 3–10 = Verhältniswerte der Leitgruppen: 3 = *T. coryphaeus*/*T. rurensis*, 4 = *Ulmus*/*Alnus*, 5 = *Alnus*- Vierporer/ (Fünfporer + Sechsporer), 6 = *Alnus*-Sechsporer/ (Fünfporer + Sechsporer), 7 = *Tilia*/*Nyssa*, 8 = *Pterocarya*/*Carya*, 9 = *Juglans*/*Carya*, 10 = *Ulmus*-Fünfporer/ Vierporer).

Im Sinne der Verhältniszahlmethode sind die Spektren des Cyrenenmergels folgendermaßen zu definieren:

- (1) Die *c/r*-Verhältniszahlen [*T. coryphaeus* (R. POT.) THOMSON & PFLUG/*T. rurensis* THOMSON & PFLUG] liegen stets deutlich unter 50%, die typischen Werte streuen um 30%. Damit nimmt das Cyrenenbild eine Position im unteren Ast des ersten *coryphaeus*-Vorstoßes ein, es bezeichnet hier das untere *c/r*-Minimum (PFLUG 1975). Siehe hierzu das *coryphaeus/rurensis*-Diagramm (Abb. 4).
- (2) Bei *Alnus* dominieren die Fünfporer, die Sechsporer entwickeln ungewöhnlich hohe Anteile bis max. 10%. Sie werden im überlagernden Bild noch häufiger.
- (3) *Carya* überwiegt gegenüber *Pterocarya*, letztere erreicht nur unbedeutende Anteile im Spektrum.
- (4) Das *Ulmus*/*Alnus*-Verhältnis läuft etwa dem *c/r*-Verhältnis parallel. Das scheint im gesamten mittleren und Jungtertiär der Fall zu sein. Örtlich können aber faziell bedingte Abweichungen auftreten, die Werte sind deshalb nur zusammen mit anderen Angaben verwertbar.
- (5) Tilioider Pollen erscheint erst aber Oberoligozän regelmäßig im Spektrum. Das läßt sich stratigraphisch gut verwerten, Chatt und „Burdigal“ sind Abschnitte, die sich in den übrigen Verhältniswerten manchmal sehr ähnlich sein können. Sie lassen sich durch die tilioiden Pollen gut unterscheiden (z. B. im *Tilia*/*Nyssa*-Verhältnis). Aber Faziesinflüsse können das Merkmal zuweilen überdecken.

Pollenspektren des unteren Chatts sind auch aus der weiteren Umgebung des hier behandelten Gebietes beschrieben worden (so von KRUTZSCH & MAJEWSKI 1967; ZIEMBINSKA-TWORZYDLO 1974; v. D. BRELIE et al. 1981; HOCHLI 1978; KIRCHNER 1984; TAKAHASHI & JUX 1986). Alle Angaben sind hier mitverwertet worden.

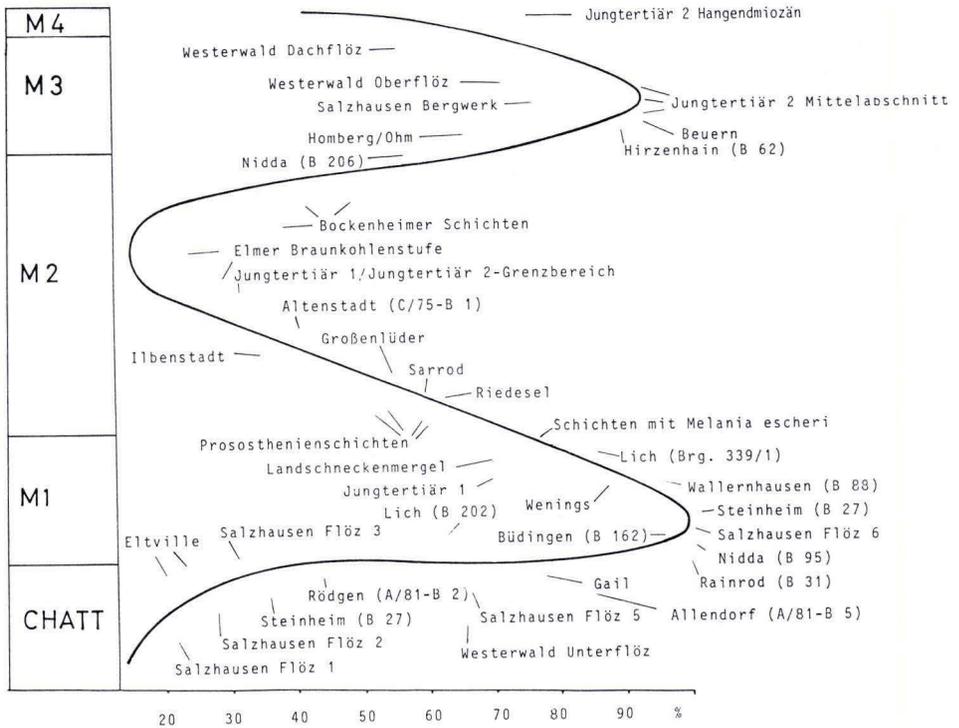


Abb. 4. Einordnung der Fundspektren in das *coryphaeus/rurensis*-Diagramm von PFLUG (1975).

### 2.1.3. Unteres Untermiozän (M 1)\*

In der Sporenstratigraphie des unteren Untermiozäns sind hier folgende Abschnitte zusammengefaßt:

- (1) Cerithiensichten
- (2) *Corbiculas*sichten (Inflatensichten)
- (3) Hydrobiensichten
- (4) Landschneckenmergel

Die Vorkommen waren schon wiederholt Gegenstand palynologischer Untersuchungen, und die Spektren sind daher relativ gut bekannt. Aus dem Raum Frankfurt a. M. standen folgende Proben zur Verfügung:

\* Die Begriffe M1–M4 sind nicht mit denen im Paratethysraum benutzten zu verwechseln!

- (1) Obere Cerithienschichten: U 1441; R 34 79 69, R 55 54 388 – Wittelsbacher Allee (14,5–14,7 m); Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost.
- (2) Untere Hydrobienschichten: Kalksteinbruch der Bonner Zementwerke AG, Budenheim, bituminöse Mergel neben Riffen; R 34 41 70, H 55 43 00; Bl. 5915 Wiesbaden.
- (3) Obere Hydrobienschichten: U 901; R 34 74 822, H 55 53 131 – Theodor-Heuss-Allee (24,4 m); Bl. 5817 Frankfurt a. M. West.
- (4) Hydrobienschichten: Brg. Hof Hausen vor der Sonne; R 34 61 50, H 55 53 26 (28,0 m); Bl. 5816 Königstein im Taunus.
- (5) Landschneckenmergel: KB 14; bei R 34 77 42, H 55 55 06 – Deutsche Bibliothek (5,45; 6,40; 10,45; 18,60 m); Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost.

Die meisten Proben stammen aus bituminösen Mergeln oder aus kohligem Einschaltungen in Kalken und Mergeln. Das Sporenbild der Abfolge ist relativ einheitlich und stellt in der Palynologie des hessischen Tertiärs eine gut identifizierbare Zeitmarke dar. Als wichtiges Merkmal tritt hier der erste *coryphaeus*-Gipfel auf. Er entwickelt sich in den oberen Cerithienschichten und erreicht seinen Kulminationspunkt in den *Corbículaschichten* (PFLUG 1966a,b, 1975). Darüber, in den Landschneckenmergeln, verliert er ein wenig an Höhe und fällt dann auch steil ab. Die Cerithienschichten enthalten viel marines Plankton, das ist ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegenüber den anderen Abschnitten des ersten *coryphaeus*-Gipfels. Die Cerithienschichten haben aber nur artenarme Spektren, die oft kaum mehr als *T. coryphaeus* und *Ulmus* führen. Innerhalb der Ulmengruppe überwiegt die vierporige Ausbildung deutlich. Die *Ulmus/Alnus*-Verhältniswerte verhalten sich etwa proportional den *c/r*-Verhältniswerten. Das „Aquitän“ des Mainzer Beckens ist also auch durch diesen *Ulmus*-Gipfel gut charakterisiert. Soweit erkennbar, herrschen bei den Erlen die Fünfporer vor, ähnlich wie im Chatt. Die Sechsporer erreichen hier bis gegen 20%. Das ist einmalig für das Jungtertiär (STEGEMANN 1964b; PFLUG 1966a,b, 1975).

*Carya* dominiert eindeutig vor *Pterocarya*. Diese Erscheinung ist ebenfalls ein deutliches Charakteristikum des ersten *coryphaeus*-Gipfels und fehlt im zweiten *coryphaeus*-Gipfel, der im Mittelmiozän auftritt.

In den oberen Hydrobienschichten werden die Spektren etwas reichhaltiger. Häufig ist disaccater Koniferenpollen. Wahrscheinlich ist dies ein Indiz für die Fazies weiträumiger Wasserbedeckung, in der sich ferntransportierter Pollen anreichert. *Inaperturopollenites emmaensis* MÜRRIGER & PFLUG und *Monogemmites pseudosetarius* (WEYLAND & PFLUG) KRUTZSCH treten regelmäßig auf, aber nicht ganz so häufig wie im Cyrenenmergel. Eine Besonderheit ist das Vorkommen der Grünalge *Pediastrum*, Nach WEILER (1971) handelt es sich dabei um ein Indiz für limnische Fazies.

Neu sind Funde von Nannoplankton in den Landschneckenmergeln. Ich habe sie in dünnen Lagen eines Kalkschluffes entdeckt, die dem Mergel eingeschaltet sind (s. a. WIESNER 1970 und BEST 1975). Meine Fundschicht scheint mit Horizont 11 c von BEST (1975) identisch zu sein. BEST erwähnt aus dem Hangenden dieser Schicht zwei Folgen mit Foraminiferen. Die Kalkschlufflagen entsprechen solchen, die MARTINI (1978) aus den Cerithienschichten beschrieben hat. Das hat seinerzeit den Anlaß zur Untersuchung auf Nannoplankton gegeben. Solches konnte inzwischen nachgewiesen werden, die genauere taxonomische Bestimmung steht aber noch aus.

Immerhin ist indiziert, daß hier die marine Beeinflussung bis in jüngere Zeit noch über die engere marine Folge des Mainzer Beckens hinauf andauert. In den Pollenspektren fand sich

bisher kein marines Plankton, aber reichlich Halophytenpollen vom *Chenopodiaceen*-Typus (s. a. AVERDIEK 1958).

Die Palynologie der *Corbiculaschichten* (Inflatenschichten) ist bereits von STEGEMANN (1964a,b) und PFLUG (1966a,b, 1975) eingehend untersucht worden.

#### 2.1.4. Höheres Untermiozän bis tiefes Mittelmiozän (M 2)

Hier fasse ich die Prososthenienschichten, Congerienschichten, den Maintrapp und die „Postbasaltischen Miozänschichten von Frankfurt“ zusammen (MICHELS et al. 1930; KÜMMERLE 1978 u. a.). Aus dieser Abfolge stand ein umfangreiches Probenmaterial zur Verfügung. Die Prososthenienschichten und die „Postbasaltischen Miozänschichten“ enthalten Braunkohlenflöze, wie sie für die palynologische Untersuchung besonders geeignet sind (Abb. 5). Die Postbasaltischen Miozänschichten führe ich im folgenden unter der eindeutigeren Bezeichnung „Bockenheimer Schichten“, da der Begriff „postbasaltisch“ für stratigraphische Vergleiche ungeeignet ist (HOTTENROTT 1987b). Der neue Name bezieht sich auf einen Stadtteil von Frankfurt a. M., in dem diese Schichten zutage treten und auch in zahlreichen Bohrungen erschlossen sind. Die Palynologie dieses höheren Untermiozäns ist bisher erst unvollkommen bekannt geworden (KÜMMERLE & SCHEER 1979; GOLWER & SEMMEL 1980).

Aus dem Stadtbereich Frankfurt a. M. stand folgendes Probenmaterial zur Verfügung:

Prososthenienschichten:

- (1) W 57; R 34 74 219, H 55 53 827 – Westbahnhof (25,6–28,1 m).
- (2) U 912; R 34 74 198, H 55 53 174 – Theodor-Heuss-Allee (8,5–9,0 m).
- (3) U 913; R 34 74 198, H 55 53 194 – Theodor-Heuss-Allee (6,5–6,8 m).
- (4) U 916; R 34 74 057, H 55 53 202 – Theodor-Heuss-Allee (8,5–10,0 m).
- (5) U 917; R 34 73 997, H 55 53 210 – Theodor-Heuss-Allee (12,9–13,2 m; 15,5–16,0 m).
- (6) U 918; R 34 73 945, H 55 53 210 – Theodor-Heuss-Allee (18,5–19,7 m).
- (7) U 920; R 34 73 849, H 55 53 207 – Theodor-Heuss-Allee (18,9–20,0 m).

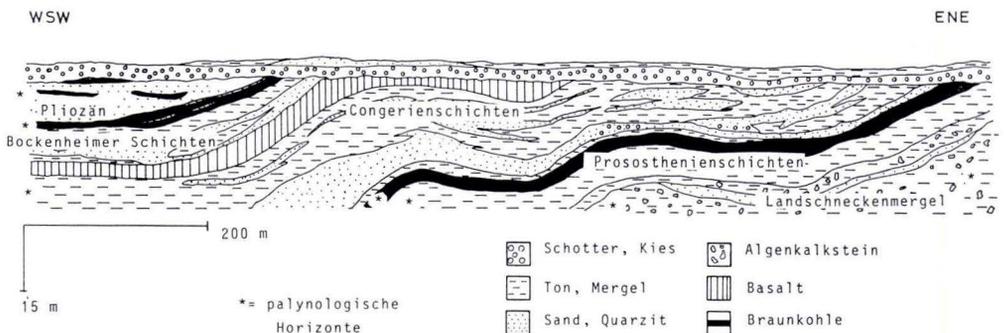


Abb. 5. Schematischer WSW-ENE-Schnitt durch den Raum Frankfurt a. M. mit ungefährender Lage der wichtigen jüngeren palynologischen Profile (geologisches Profil nach KÜMMERLE 1974; \* = Palynologische Horizonte).

Congerienschichten:

- (1) W 56; R 34 74 254, H 55 53 782 – Westbahnhof (8,1–8,5 m).
- (2) W 68; R 34 74 129, H 55 53 907 – Westbahnhof (13,0 m).
- (3) U 919; R 34 73 900, H 55 53 208 – Theodor-Heuss-Allee (17,7–18,0 m).
- (4) U 927; R 34 73 456, H 55 53 207 – Theodor-Heuss-Allee (8,0–8,3 m).
- (5) U 930; R 34 73 30, H 55 53 041 – Am Römerhof, Messe-Parkgelände (26,4–26,5 m).

Postbasaltische Miozänschichten (Bockenheimer Schichten):

- (1) U 1544; R 34 74 814, H 55 38 84 – Franz-Rücker-Allee (15,6–15,9 m).
- (2) W 61; R 34 74 060, H 55 53 884 – Westbahnhof (8,1–8,5 m).
- (3) W 63; R 34 73 950, H 55 53 892 – Westbahnhof (5,49 m).
- (4) W 72; R 34 73 971, H 55 54 054 – Westbahnhof (4,0–5,8 m).
- (5) U 929; R 34 73 358, H 55 53 041 – Am Römerhof, Messe-Parkgelände (6,3–6,7 m).
- (6) U 930; R 34 73 301, H 55 53 050 – Römerhof (10,8–12,0 m).
- (7) U 932; R 34 73 205, H 55 53 013 – Messe-Parkgelände (15,5–16,0 m; 16,0–18,2 m; 18,5–19,7 m).
- (8) U 933; R 34 73 166, H 55 52 970 – Messe-Parkgelände (16,0–17,0 m).
- (9) U 935; R 34 73 080, H 55 52 961 – August-Euler-Straße (17,0–18,0 m).
- (10) U 1544; R 34 74 814, H 55 54 669 – Franz-Rücker-Allee (2,2–3,0 m).
- (11) U 1546; R 34 74 81, H 55 54 719 – Franz-Rücker-Allee (6,0–6,3 m).
- (12) U 1545; R 34 74 95, H 55 54 12 – Franz-Rücker-Allee (4,6–5,0 m).
- (13) U 1553; R 34 74 784, H 55 54 906 – Franz-Rücker-Allee (7,1–7,15 m).
- (14) U 1555; R 34 77 80, H 55 54 958 – Franz-Rücker-Allee (7,1–7,15 m).

Alle hier genannten Proben stammen von Bl. 5817 Frankfurt a. M. West.

Die Prososthenienschichten und die Bockenheimer Schichten haben besonders reiche Sporenspektren erbracht, insbesondere aus den eingeschalteten Braunkohlenflözen. Die Congerienschichten dagegen lieferten nur wenige Sporen und Pollen. Die hier beprobte Schicht wird unmittelbar vom Maintrapp überdeckt, der das Sediment weitgehend in eine Art „Rußgel“ umgewandelt hat (KLÜPFEL 1953; KÜMMERLE 1974).

Die Spektren der Prososthenienschichten und der Bockenheimer Schichten gehören in die obere Flanke des unteren *c/r*-Maximums (PFLUG 1975). Die im „Aquitän“ so verbreiteten Ulmen treten deutlich zurück. Die jeweiligen Verhältniswerte ähneln denen des Cyrenenmergels. Bei *Alnus* herrschen noch Fünfporer vor, die Sechsporer sind aber selten geworden. Die Vierporer lassen bereits eine deutliche Zunahme erkennen, die sich nach oben ins Mittelmiozän weiter fortsetzt. *Pterocarya* nimmt im Verhältnis zu *Carya* einen höheren Anteil ein als im „Aquitän“. Auffallend ist das Hervortreten des tilioiden Pollens im Spektrum. Charakteristisch sind auch die kleinen Vertreter vom Typ *Intratropopollenites insculptus* MAI. Dies ist ein wichtiges Charaktermerkmal zur Unterscheidung dieses Zeitabschnittes vom Oberoligozän mit seinen ähnlichen Verhältniswerten.

Die Spektren der Prososthenienschichten und der Bockenheimer Schichten sind sich sehr ähnlich, worauf auch KÜMMERLE & SCHEER (1979) nach palynologischen Untersuchungen von v. D. BRELIE hinweisen. Ein lokal brauchbares Unterscheidungskriterium ist das *Ulmus/Alnus*-Verhältnis. Die Erlen nehmen in den Bockenheimer Schichten höhere Anteile ein als in den Prososthenienschichten. Überdies zeichnet sich das Ginnheimer Flöz innerhalb der Prososthenienschichten durch sehr konstante *c/r*-Verhältniswerte aus, die generell um die 62%-Marke streuen. Entsprechende Werte sind auch aus anderen Gebieten in gleicher stratigraphischer Position bekannt, so aus dem Hauptflöz der rheinischen Braunkohle, aus dem Vogelsberg und den Hamburger Braunkohlensanden (PFLUG 1966a,b).

Im Frankfurter Raum ist zwischen Prososthenien- und Congerienschichten eine deutliche Erosionsdiskordanz ausgebildet (KÜMMERLE & SCHEER 1979). Aus den vollständigeren Profilen des Rheingrabens (vgl. Abb. 16, 17) scheint hervorzugehen, daß das *c/r*-Minimum bereits in den Prososthenienschichten, also unterhalb der besagten Diskordanz erreicht wird. Die Bockenheimer Schichten gehören palynologisch also bereits in den Anfang des zweiten neogenen *coryphaeus*-Vorstoßes. Aber die in der Diskordanz enthaltene Zeitspanne kann nur kurz sein.

Die Spektren der hier behandelten Schichten sind etwas formenreicher als die des „Aquitans“. Sie enthalten deutlich mehr plio-pleistozäne Elemente wie *Betula*, *Carpinus* und *Liquidambar*. Pteridophytensporen sind häufiger als im „Aquitans“, davon entsprechen viele den Formgruppen des Chatts.

Unter den seltenen Elementen fanden sich in den Bockenheimer Schichten die charakteristischen Vertreter *Echinatisporis miocenicus* KRUTZSCH & SONTAG, *Reevesiapolilis triangulus* (MAMCZAR) KRUTZSCH und *Olaxipollis matthesi* KRUTZSCH. Sie unterscheiden die Prososthenien- von den Bockenheimer Schichten.

Die Planktonen *Tetrapidites* und *Monogemmites pseudosetarius* sind in beiden Schichten vertreten. Häufig ist die bei SONTAG (1962) als *Planctonites* Fsp. 12 abgebildete Form. In einigen Partien der Prososthenienschichten ist ein Massenaufreten von *Pediastrum* bezeichnend.

Hinweise für eine marine Beeinflussung der Prososthenienschichten sind in den Spektren der Braunkohlen nicht auszumachen. Aber in den tonigen Lagen treten Schalenreste von *Hydrobia slavonica* BRUS. und *Prososthenia* auf (MICHELS et al. 1930). Diese Formen werden als Brackwasser-Elemente gedeutet. WENZ (1921) führt die Verbrackung auf salzhaltige Quellen zurück, die dem lokalen Süßwassersee zugeflossen sein sollen. Aber KLÜPFEL (1930b) sieht hier die Randfazies einer „Helvet-Transgression“. Zur Altersstellung der genannten Schichten gibt es bereits Angaben, die auf palynologischen Untersuchungen von v. D. BRELIE beruhen (GOLWER 1968; KÜMMERLE & SCHEER 1979). Es wird ein burdigales Alter postuliert. Unsere Ergebnisse stehen damit in Einklang. Das untermiozäne Pollenbild hat in der Nachbarschaft weite Verbreitung. Es läßt sich bis in die Elmer Braunkohlenstufe des hessischen Landrückens verfolgen, die bereits von PFLUG (1957) palynologisch untersucht worden ist. Von dort ist auch eine wichtige Säugetierfauna des Burdigals bekannt (STEHLIN 1917).

Absolute Alterswerte hat der in der Frankfurter Abfolge eingeschaltete Tholeiitbasalt (Maintrapp) geliefert. Radiometrische Altersbestimmungen an drei Tholeiitproben von Frankfurt a. M. wurden nach der  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Technik durchgeführt (FUHRMANN & LIPPOLT 1987). Die für signifikant gehaltenen Alterswerte liegen hier im Bereich zwischen 15 und 16 Mio. Jahren. Frühere Gesamtgesteinsdatierungen des Maintrapps erbrachten K-Ar-Alter zwischen ca. 13,5 und 17 Ma (HORN et al. 1972).

Ein Spektrum aus der Ottngangstufe in Ungarn (Revier von Salgotarjan) erbrachte übrigens die gleichen Verhältniszahlen wie die Proben der Frankfurter M-2-Schichten. Die Schichten des in Ungarn entnommenen Profils (Aufschlußprofil Kazar) sind ein Faziesstratotypus der Ottngangstufe (HAMOR et al. 1973). Mit meinem Befund gut zu vergleichen ist die palynologische Charakterisierung der Ottngangstufe von PLANDEROVA (1973).

Die Ottngangstufe entspricht einem Abschnitt des Burdigals (STEININGER et al. 1976 u. a.).

### 2.1.5. Pliozän

Aus dem Pliozän von Frankfurt a. M. standen Proben von folgenden Lokalitäten zur Untersuchung an:

- (1) W 13; R 34 74 660, H 55 51 963 – Galluswarte (13,7 m).
- (2) W 16; R 34 74 673, H 55 52 035 – Günderrodestraße (5,8 m).
- (3) W 20; R 34 74 673, H 55 52 130 – Frankenallee (12,0 m).
- (4) W 28; R 34 74 583, H 55 52 328 – Günderrodestraße (5,0 m).
- (5) B 7/83; R 34 79 080, H 55 56 204 – Blumengroßmarkt (15,4 m).
- (6) Aufschluß U-Bahntunnel Leipziger Straße.

Alle Lokalitäten liegen auf Bl. 5817 Frankfurt a. M. West.

Die Probe „Blumengroßmarkt“ entstammt bunten Tonen aus der Füllung einer Erosionsrinne (KÜMMERLE & SCHEER 1979). Sie hat keine Sporomorphen erbracht. Die anderen Proben kommen aus kohligem Lagen und haben dementsprechend reiche Pollenspektren geliefert. Alle zeigen die typischen pliozänen Florenbilder, wie sie sich deutlich von denen des Miozän unterscheiden.

Eine Blätterflora des Frankfurter Pliozäns ist schon lange bekannt („Klärbeckenflora“). Ausführliche Beschreibungen finden sich bei ENGELHARDT & KINKELIN (1908), MÄDLER (1939), KRÄUSEL (1940) und MÄGDEFRAU (1969). Einzelne palynologische Untersuchungen sind von v. D. BRELIE durchgeführt worden (KÜMMERLE & SCHEER 1979).

Das Alter des Frankfurter Pliozäns ist in der Vergangenheit nicht einheitlich beurteilt worden, was wohl auch auf die wechselnde Auffassung in der Grenzziehung zwischen Pliozän und Pleistozän zurückzuführen ist. Die Pliozän-Obergrenze hat man früher vielfach höher angesetzt als heute. MÄDLER (1939: 178) z. B. bezeichnet die Cromer-Serie als Oberpliozän und die Frankfurter Klärbeckenflora als Unterpliozän. Die Cromer-Serie gilt aber heute als Pleistozän. Eine jüngere Einstufung des Frankfurter Pliozäns als die von MÄDLER (1939) vorgenommene wird damit nach heutiger Auffassung ganz zwangsläufig. ZAGWIJN (1959) vergleicht die Frankfurter Makroflora mit der Brunssum-Flora der Niederlande. Zu einer ähnlichen Auffassung führte die palynologische Untersuchung von v. D. BRELIE (KÜMMERLE & SCHEER 1979).

Nach eigenen Untersuchungsergebnissen hat die Mikroflora ein typisch pliozänes Gepräge und entspricht dem Oberpliozän der älteren Autoren. Zu berücksichtigen ist dabei, daß ein großer Teil des Unterpliozäns im älteren Sinne heute in das Miozän gestellt wird. Im hiesigen Raum gilt das beispielsweise für die Folge der Dinotheriensande (ROTHAUSEN & SONNE 1984 u. a.).

Die Grenze Miozän/Pliozän ist palynologisch noch nicht scharf definiert, da Grenzschichten noch nicht systematisch untersucht sind (u. a. v. D. BRELIE 1981). Vergleicht man die Frankfurter Mikroflora mit einschlägigen Angaben bei ZAGWIJN (1959) und v. D. BRELIE (1959, 1981), so kommt man meistens zu einer Einstufung in das Reuver. MÄDLER (1939) vergleicht die Frankfurter Flora mit der von Reuver, stellt diese aber ins Unterpliozän.

Auch die bekannten Pliozän-Floren der benachbarten Wetterau sind meist in das Reuver oder in das „Oberpliozän“ gestellt worden (KIRCHHEIMER 1934; LESCHIK 1956; GRUSCHKAU 1962; JANOSCKEK 1970; HERTER 1985). Nur die Auffassung von v. D. BRELIE (1977) weicht hiervon ab, aber neuere, einschlägige Untersuchungsergebnisse von HERTER (1985) folgen wiederum den Ergebnissen der älteren Autoren. Die Einstufung von HERTER ist sehr präzise. Sie stellt hier REUVER der Stufe B fest. Auch die Frankfurter Mikroflora gehört vermutlich ins Reuver B. Dafür sprechen:

- (1) das starke Hervortreten der Erlen,
- (2) das Fehlen miozäner „Relikte“,
- (3) die geringen Anteile von *Sequoia*,
- (4) das Vorherrschen von *Pinus* der Gruppe *sylvestris*,
- (5) die Häufigkeit von *Ulmus* bzw. *Zelkova*.

Charakteristisch ist auch ein starkes Hervortreten der Taxodiaceen/Cupressaceen-Gruppe (s. a. ZAGWIJN 1959; v. D. BRELIE 1959, 1981).

Das Vorherrschen der vierporigen Erlen innerhalb der Erlengruppe und der fünfporigen Ulmen in der Ulmengruppe ist bezeichnend für das gesamte mittelhessische Pliozän. Ein Dominieren der vierporigen Erlen innerhalb der Erlengruppe scheint ein überregional verbreitetes Phänomen zu sein. Bestätigt wird dies auch aus dem jüngeren Tertiär von Ungarn (KEDVES & KISS 1968).

An seltenen, für das Pliozän bezeichnenden Sporomorphen fanden sich folgende Formen:

*Vaclavipollis pactovae* KRUTZSCH (Cariophyllaceae)

*Cichoriaearumpollenites gracilis* NAGY (Compositae)

*Tricolporopollenites microechinatus* TREVISAN (Compositae)

*Nupharipollis minor* KRUTZSCH (*Nuphar*).

Häufig treten *Quercus* und *Liquidambar* auf.

Monolete Polypodiaceen, *Sphagnum* und *Lycopodium* gehören zu den vorkommenden Sporen, die aber zusammen nur kleine Anteile am Gesamtspektrum ausmachen.

Pollen von Chenopodiaceen läßt sich als Anzeiger von Sole-Zuflüssen deuten. Solche Einflüsse sind von MICHELS et al. (1930) für die Prosostheniensichten vermutet worden.

## 2.2. Vogelsberg und Hessischer Landrücken

Im folgenden wird zunächst das gesamte Probenmaterial aufgelistet, unabhängig von der jeweiligen stratigraphischen Position. Die stratigraphische Beurteilung folgt später, da manche Bohrungen mehrere Zeitabschnitte erschließen.

Folgendes Probenmaterial aus dem Vogelsberg ist untersucht worden:

- (1) Brg. 5046; Firma Gail, R 34 78 579, H 56 03 306 (31,0–31,5 m; 33,0–34,0 m); Bl. 5418 Gießen.
- (2) OVAG Brg. 202; Lich; R 34 88 24, H 55 98 02 (92,4 m; 93,5 m; 95,0–95,3 m; 96,6 m; 98,0–99,5 m; 103,5–104,0 m; 105,8–106,4 m; 107,1 m; 138,5 m; 139,5–139,8 m; Bl. 5418 Gießen.
- (3) OVAG Brg. 192; Ruppertsburg, R 34 97 76, H 55 98 30 (96–97 m; 97–98 m; 197,8 m); Bl. 5419 Laubach.
- (4) Brg. 339/1; Umgehung Lich, Baukilometer 3,5 + 00, R 34 86 68, H 55 99 80 (15,20 m; 15,50 m); Bl. 5418 Gießen.
- (5) Grube Beuern, Hangende Braunkohle; R 34 86 85, H 56 10 68; Bl. 5318 Allendorf (Lumda).
- (6) A/81 – B2; Rödgen, R 34 83 32, H 56 07 34 (41,9 m; 44,30 m; 44,6 m); Bl. Allendorf (Lumda).
- (7) A/81 – B5; Allendorf (Winnen), R 34 87 94, H 56 17 15 (65,1–65,2 m); Bl. 5813 Allendorf (Lumda).
- (8) A/81–B11; Ebsdorfergrund/Leidenhofen, R 34 88 78, H 56 19 81 (17,5 m); Bl. 5219 Amöneburg.
- (9) OVAG B95; Nidda, St. Wallernhausen R 34 99 44, H 55 83 50 (138,5 m; 139,0 m; 141,5 m; 142,5 m); Bl. 5619 Staden.
- (10) OVAG B31; Rainrod, R 35 06 18, H 55 93 20 (316,0 m); Bl. 5520 Nidda.
- (11) OVAG B206; Nidda (Johanniterturm), R 35 00 50, H 55 86 31 (89,7–89,8 m; 91,30–91,50 m); Bl. 5520 Nidda.
- (12) Steinbruch Moebus, intrabasaltische Kohlenlage; R 35 02 58, H 55 86 30; Bl. 5520 Nidda.
- (13) OVAG B88; Wallernhausen, R 35 00 49, H 55 83 66 (141,5 m; 157,2 m); Bl. 5620 Ortenberg.

- (14) OVAG B62; Hirzenhain, Ot. Merkenfritz, R 35 12 52, H 55 86 02 (80,0 m; 82,6 m); Bl. 5521 Gedern.
- (15) B162; Büdingen (Rinderbüngen), R 35 13 22, H 55 75 14 (35,4 m; 53,2 m; 54,0 m; 54,3 m); Bl. 5621 Wenings.
- (16) B48/84; R 35 20 70, H 55 77 48 (35,8–35,9 m; 37,2–37,3 m); Bl. 5621 Wenings.
- (17) B49/84; R 35 20 67, H 55 77 32 (30,9–31,0 m; 31,3–31,4 m); Bl. 5621 Wenings.
- (18) B50/84; R 35 20 77, H 55 77 39 (38,3–38,4 m); Bl. 5621 Wenings.
- (19) B52/84; R 35 20 58, H 55 77 70 (35,15–35,20 m); Bl. 5621 Wenings.
- (20) Tiefbohrung Bad Salzhausen 1975/76; R 34 98 98, H 55 86 35 (6,0 m; 168,0 m; 239,0 m; 354,0 m; 391–395 m; 396–400 m; 534–535 m; 560 m); Bl. 5519 Hungen.
- (21) Haldenmaterial des ehemaligen Bergwerkes „Am Georgsteich“; Bad Salzhausen, Karpolithenkohle, R 34 98 04, H 55 85 66; Bl. 5519 Hungen.
- (22) Ehemalige Grube Zell (Jägertal); Braunkohle, R 35 13 10, H 56 21 05; Bl. 5221 Alsfeld.
- (23) A/83–B5; R 35 21 83, H 56 21 78 (28,2–28,3 m); Bl. 5221 Alsfeld.
- (24) A/83–B6; R 35 22 77, H 56 19 79 (46,0–47,0 m); Bl. 5221 Alsfeld.
- (25) Basaltbruch Nieder-Ofleiden; Liegende Braunkohle, R 34 98 58, H 56 22 80; Bl. 5219 Amöneburg.
- (26) Bo 24; Umfahrung Brauerschwend, R 34 98 58, H 56 21 05 (3,5 m; 3,8 m; 4,1 m); Bl. 5322 Lauterbach (Hessen).
- (27) Brg. 15; Storndorf (2,8–7,3 m); Bl. 5321 Storndorf.
- (28) Himmelsberg b. Großenlüder; Haldenkohle; Bl. 5423 Großenlüder.
- (29) KB2; Sarrod, R 35 27 23, H 55 79 73 (15,55 m; 15,80 m); Bl. 5622 Steinau.
- (30) KB3; Sarrod R 35 27 20, H 55 79 71 (12,3); Bl. 5622 Steinau a. d. Str.
- (31) Fett'scher Stollen; Haldenkohle; Bl. 5219 Amöneburg.

#### Probenmaterial: Hessischer Landrücken

- (1) DB-Landrückentunnel (Schnellbahnstrecke), Nordportal; Profil im Tunnel, R 35 46 25, H 55 86 02, 4 Proben; Bl. 5523 Neuhof.
- (2) Deponie Kalbach; Profil, 5 Proben; R 35 46 95, H 55 87 25, Bl. 5523 Neuhof.
- (3) Brg. DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg, Nr. 40A; R 35 46 69, H 55 88 185 (3,6–3,7 m; 5,0–5,5 m); Bl. 5523 Neuhof.
- (4) Landrückentunnel, Stat. 15/2; R 35 46 37, H 55 84 20; Bl. 5623 Schlüchtern.

(Proben, die im folgenden nicht erwähnt werden, ergaben keinen brauchbaren Befund oder waren exinenfrei.)

Im Tertiär des Vogelsberges hat die paläobotanische und palynologische Forschung eine lange Tradition. Von KIRCHHEIMER (1932) sind fossile Sporen-Spektren aus dem Vogelsberg beschrieben worden. Aber schon viel früher hat GÖPPERT *Alnus*- und *Betula*-Pollen in der Salzhausener Karpolithenkohle gefunden (GÖPPERT 1841 u. a.). Da tierische Fossilien im Vogelsberg-Tertiär selten sind, haben Pflanzenreste hier besondere Bedeutung für die Stratigraphie. Eine Zusammenstellung der entsprechenden älteren Literatur findet sich bei KIRCHHEIMER (1955). Neuere Untersuchungsresultate stammen von PFLUG (1957, 1966a,b, 1975), HOLTZ (1962) und STEGEMANN (1964a,b).

Für die palynostratigraphische Datierung sind die vereinzelt gefundenen Säugerreste (u. a. STEHLIN 1917; HELLER 1933; TOBIEN 1955, 1963) wichtig. Insbesondere kommt ihnen Bedeutung für die Eichung der Sporenbilder zu. Auch die in neuerer Zeit hinzugekommene radiometrische Altersdatierung der Vulkanite (HARRE et al. 1975; EHRENBERG et al. 1977, 1981 u. a.) ist in dieser Hinsicht von Wert.

#### 2.2.1. Alttertiär bis Mitteloligozän

Bei den Spektren der Vogelsbergprofile fanden sich fast alle von Frankfurt a. M. her bekannten Sporenbilder wieder, allerdings verstreut in Einzelvorkommen, also nirgendwo in einer Abfolge übereinander (Abb. 6). Ältestes Tertiär ist im eigentlichen Vogelsberg

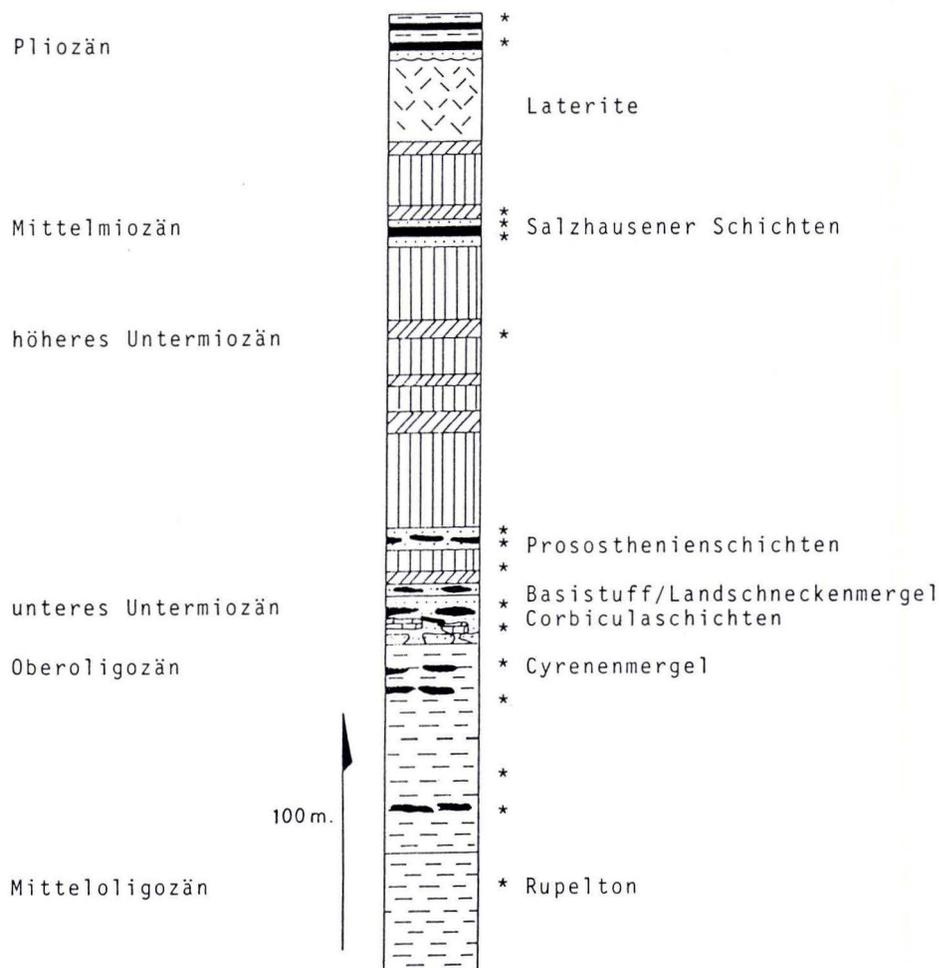


Abb. 6. Palynologisches Standardprofil Vogelsberg (\* = Palynologische Probenpunkte).

unbekannt. Weder Eozän noch Unteroligozän konnte bisher unter dem Vulkangebirge nachgewiesen werden. Eozäne Ablagerungen sind aus paläogeographischen Erwägungen auch kaum zu erwarten (u. a. PFLUG 1959). Unteroligozäne Vorkommen sind verschiedentlich aus Randbereichen des Vogelsberges angegeben worden. Aus dem Gießener Becken meldet HOLTZ (1962) Funde von Foraminiferen in „bunten Tonen der Lindener Mark“. Die Formen indizieren unteroligozänes Alter (WEYL 1980). Noch älter sind nach PFLUG & WERDING (1964) die tertiären Füllungen in lokalen Karstspalten südlich von Gießen.

Weite Verbreitung haben unteroligozäne Vorkommen kontinentaler Fazies nördlich Gießen, besonders im Amöneburger Becken. Hierzu gehören wohl auch Sande mit

Süßwasserquarziten von Treis an der Lumda (SCHENK 1961). Vom Nordhang des Leidenhöfer Kopfes auf Bl. 5218 Niederwalgern beschreibt GRAMANN (1960) Alttertiär der sog. „älteren Sand- und Tonserie“ und des Melanientons. Auch aus den nördlichen und nordwestlichen Randbereichen des Vogelsberges sind solche unteroligozänen Ablagerungen bekannt (KOCKEL 1958 u. a.). Diese vermitteln zu den gleichaltrigen Vorkommen des Westerwaldes, die sich dort über eine Ost-West-Kette von Erosionsresten zwischen Gießen und Wetzlar verfolgen lassen. Die klastische „Arenberger“ und „Vallendarer“ Fazies wird schon lange in den Abschnitt Unteroligozän bis Mitteloligozän gestellt (AHLBURG 1916; PFLUG 1959; WEYL 1980).

Das älteste von mir unter dem vulkanischen Vogelsberg palynologisch identifizierte Sediment ist der Rupelton. Solcher ist im Raum Alsfeld in mehreren Bohrungen angetroffen worden. Auch an der Oberfläche dieses Gebietes ist der Rupelton hier schon länger bekannt (DIEHL 1926). In der Brg. A/83 – B5 zwischen 28,2 und 28,3 m u. Gel. enthält der Rupelton ein Braunkohlenflöz. Dieses zeigt ein typisches mitteloligozänes Pollenspektrum und hat Leitfossilien wie *Boelensipollis hohli* KRUTZSCH geliefert. Das marine Pankton ist im Spektrum nur schwach vertreten. Offensichtlich ist hier die östliche Küste des „Rupelkanals“ erfaßt. Ähnliche Braunkohlenvorkommen des Rupels sind auch vom Westrand des „Kanals“ bekannt, z. B. im Bereich Gießen (s. Bohrungen in: SCHOTTLER 1980: 135–156).

Im Gießener Becken ist das Rupelien in mehrere Abschnitte gliederbar: Unterer Rupelton, Gießener Meeressand, Oberer Rupelton, Schleichsand (KLÜPFEL 1941; GRAMANN 1960; SCHOTTLER 1980). Weiter östlich bei Lich kennt man Vorkommen im Liegenden des Cyrenenmergels (SCHOTTLER 1937, 1980). Ein isoliertes Vorkommen liegt bei Eckardroth im südöstlichen Vogelsberg (SCHOTTLER 1937; EHRENBERG & HICKETHIER 1982). Das dortige Profil zeigt Abb. 7.

### 2.2.2. Oberoligozän

Oberoligozän konnte im Vogelsberg mehrfach palynologisch nachgewiesen werden. Die tieferen Abschnitte entsprechen palynologisch völlig dem Cyrenenmergel, wie er von Frankfurt a. M. und von Eltville im Rheingau bekannt ist. Eine wichtige Schichtenfolge davon ist in der Tiefbohrung Salzhausen 1975/76 erschlossen worden (HOTTENROTT 1985).

Das Tertiär hat hier eine Gesamtmächtigkeit von 571 m, davon wird der größte Teil räumlich von oberoligozänen Sedimenten eingenommen. In der Abfolge finden sich sechs dünne Braunkohlenflöze, von denen fünf dem Cyrenenmergel angehören, wie ihre Palynologie zeigt. Die Spektren bei 400 m u. Gel. und 525 m u. Gel. entsprechen völlig denen des Cyrenenmergels von Frankfurt a. M. und Eltville mit den Charakterelementen des Marxheimer Pollenbildes:

Trilete Sporen, *Inaperturopollenites emmaensis* u. a. Häufig tritt *Monogemmites pseudo-setarius* auf, eine Formgruppe, von der manche Vertreter zu Planktonen der Gruppe *Tythodiscus* gestellt werden können. In den Salzhausener Flözen 1–4 ist die Grünalge *Pediastrum* teilweise massenhaft vorhanden. Dies indiziert ein eher limnisches als telmatisches Milieu (u. a. WEILER 1971, 1985). In Flözhorizont 2 bei 525 m u. Gel. finden sich daneben auch Zysten von Dinoflagellaten. Das deutet auf eine brackisch bis marine



bereits weit über der 30%-Marke. Dieser Abschnitt bezeichnet offenbar einen jüngsten Abschnitt des Cyrenenmergel-Bildes. Er findet sich im Vogelsberg öfter und läßt sich nach Nordhessen in die „jüngere Kohlenfazies“ verfolgen, die dort dem Kasseler Meeressand auflagert (Abb. 15). Dieser jüngere Abschnitt ist auch in der Brg. OVAG 202 bei Lich angetroffen worden. Die Bohrung liegt in einem Gebiet, in dem Cyrenenmergel schon länger bekannt ist (SCHOTTLER 1937, 1980). Cyrenenmergel konnte von mir über einen Teufenbereich von rund 40 m palynologisch nachgewiesen werden. Seine Gesamtmächtigkeit beträgt nach SCHOTTLER (1980) etwa 100 m, wobei der untere Abschnitt wiederum brackisch-marin ausgebildet ist. Der Cyrenenmergel von Bad Salzhausen ist demnach über dreimal so mächtig entwickelt wie der von Lich. Eine solche Mächtigkeit ist sonst nur aus dem Oberoligozän des Rheingrabens bekannt (u. a. BOIGK 1981). SCHENK (1974) sieht in dieser Region eine Verlängerung des Oberrheingrabens bis nach Mittelhessen hinein. EHRENBURG & HICKETHIER (1985) erklären die ungewöhnlich mächtige Sedimentfüllung des „Salzhausener Lochs“ (SCHOTTLER 1925) mit einer nach NE streichenden „Hungen-Schotten-Tiefscholle“, die offenbar lange vor Beginn des Vogelsbergvulkanismus einzusinken begann.

Der Beginn der Absenkung im Raum Salzhausen dürfte dem palynologischen Befund zufolge an der Wende Mittel-/Oberoligozän stattgefunden haben. Der Absenkung müssen im Vogelsberg Hebungen vorausgegangen sein, die wesentliche Teile des Rupeltons wieder entfernt haben. In der Brg. Salzhausen fehlt der Rupelton. Mit den Vorkommen bei Lich (SCHOTTLER 1980) und von Eckardroth (EHRENBURG & HICKETHIER 1982) läßt sich eine Sedimentation während des Rupels auch für das Salzhausener Gebiet vermuten.

Weitere oberoligozäne Ablagerungen konnten im Gießener Raum palynologisch nachgewiesen werden. Hier ist die Gail'sche Kaolinserie zu nennen. Kohlige Einschaltungen der Brg. 5046 (Firma Gail) zwischen 31 und 34,5 m erbrachten reiche Pollenspektren, die dem jüngeren Abschnitt des Cyrenenmergels zuzuordnen sind. Ein auffallendes Merkmal der Spektren ist das häufige Auftreten von *Nupharipollis*. Diese Form ist von mir bislang ansonsten nur im Pliozän angetroffen worden. Eine palynologische Untersuchung der Gail'schen Serie ist bereits von HOLTZ (1962) durchgeführt worden. Seine stratigraphische Deutung ist meiner ähnlich. Er hält die Spektren für jünger als der Cyrenenmergel und als älter als „Aquitän“.

Zwei weitere oberoligozäne Vorkommen konnte ich in der Nachbarschaft von Gießen nachweisen. Die Brg. A/81 – B5 bei Allendorf a. d. Lumda (Stadtteil Winnen) erbrachte bei 65,1–65,2 m u. Gel. ein Pollenspektrum, welches dem der Gail'schen Serie auch in seinen Fazieselementen völlig gleicht. Wie in der Gail'schen Serie tritt viel *Nupharipollis* auf. Als seltene Form ist noch *Cyperaceapollis piriformis* THIELE-PFEIFFER zu nennen, der seine Hauptverbreitung im untersuchten Gebiet, sonst im Mittelmiozän hat.

Ähnliche Spektren finden sich auch in der Brg. A/81–B2 in Rödgen (Gießen) in 44,3 m u. Gel. Das Vorkommen von Winnen dürfte das nördlichste, bislang im Vogelsberg bekannt gewordene sein. Weiter im SE liegt ein von HOLTZ (in SCHRICKE 1975) faunistisch nachgewiesenes Vorkommen vom Cyrenenmergel. Weiter im N scheinen oberoligozäne Bildungen zu fehlen und zwar etwa bis Ziegenhain, wo Kasseler Meeressand auftritt (BLANCKENHORN 1950).

Alle bisher besprochenen tertiären stratigraphischen Einheiten gehören der präbasaltischen Serie des Vogelsberges an (Abb. 6, 7).

## 2.2.3. Unteres Untermiozän (M 1)

Die in diesem Abschnitt zusammengefaßten Schichten konnten in zahlreichen Bohrungen im Vogelsberg nachgewiesen werden. Sie gehören zum größten Teil ebenfalls noch zur präbasaltischen Serie des Vogelsberges. Ihre höchsten Partien sind die Äquivalente der Landschneckenmergel, beziehungsweise der Schichten mit *Melania escheri* (*Brotia escheri aquitanica* NOULET). In den Landschneckenmergel-Äquivalenten finden sich im Vogelsberg und am Landrücken durch Pyroklastite („Tuffe, Tuffite“) erste Belege von Vulkanismus. Da diese Pyroklastite im Liegenden der basaltischen Ergüsse („Basaltbasis“, vgl. EHRENBERG & HICKETHIER 1985) auftreten und sie palynologisch dem gleichen Zeitabschnitt angehören, werden sie hier als „Basistuffe“ zusammengefaßt.

Im engeren Vogelsbergbereich ist mit Cerithienschichten nicht mehr zu rechnen (WENZ 1921). Diese sind aber noch sicher bis in den Raum Karben (Bl. 5718 Ilbenstadt) nachgewiesen (WENZ 1921, 1937) und reichen wahrscheinlich bis in den Raum Butzbach/Rockenberg (STEGEMANN 1964a,b; KÜMMERLE 1981).

Als untermiozäne Sedimente im Vogelsberg kommen in erster Linie Äquivalente der *Corbicula*(Inflaten)schichten vor. Die Äquivalente der Landschneckenmergel bezeichnen, wie sich zeigte, den Beginn des Vulkanismus im Vogelsberg und am Hessischen Landrücken. Marin ausgebildete Cerithienschichten fehlen, und mit ihnen fehlen auch marine Planktonten in den „aquitanen“ Pollenspektren des Vogelsberges.

Die Spektren der „aquitanen“ Sedimente im Vogelsberg entsprechen im übrigen denen des Frankfurter Raumes mit ihren charakteristischen Verhältniszahlen. Wichtigstes Kriterium ist der ausgeprägte untere *coryphaeus*-Gipfel. Dazu kommt eine Vorherrschaft der Fünfporer innerhalb der Erlengruppe und ein Vorstoß der Sechsporer. Letztere erreichen bis gegen 20% Gruppenanteile und bilden damit ein wichtiges stratigraphisches Merkmal zur Begrenzung des unteren Untermiozäns gegen ältere und jüngere Schichten.

In den Frankfurter Spektren erreichen die Erlen nicht ganz so hohe Anteile am Hundertsatz. Daher tritt der Vorstoß der Sechsporer im Vogelsberg viel markanter hervor. Dagegen ist der von Frankfurt a. M. her bekannte *Ulmus*-Gipfel, der dort den ersten *coryphaeus*-Gipfel begleitet, im Vogelsberg nicht überall ausgebildet. Manche Spektren des Zeitabschnittes werden von den Erlen so stark überprägt, daß die *Ulmus/Alnus*-Verhältniszahlen stratigraphisch nicht verwertbar sind. Man nutzt dann die besonders klar und deutlich hervortretenden Verhältniszahlen der Erlengruppe aus.

Die meisten übrigen Verhältniszahlen entsprechen mehr oder weniger denen des Frankfurter Raumes. Die Begleitflora im Vogelsberg ist etwas reichhaltiger als in Frankfurt a. M., was fazielle Gründe haben dürfte.

Die meisten im Vogelsberg nachgewiesenen „aquitanen“ Sedimente liegen in der Südregion. Wichtigstes Beispiel in der geschlossenen Basaltverbreitung ist die Tiefbohrung Salzhausen 1975/76 (HOTTENROTT 1985). Im Hangenden des bereits beschriebenen Oberoligozäns erscheint im Flözhorizont 6 bei 168 m u. Gel. ein typisches „aquitanes“ Pollenspektrum. Es handelt sich wohl vorwiegend um ein Äquivalent der *Corbiculaschichten*, wobei die Beteiligung von Hydrobienschichten im Profil nicht auszuschließen ist. Insgesamt haben aber die *Corbiculaschichten* größere Verbreitung im Vogelsberg (WENZ 1921 u. a.), während die Hydrobienschichten sicher nur bei Münzenberg am Südrand des Vogelsberges

(KÜMMERLE 1981 u. a.) und möglicherweise auch bei Allendorf a. d. Lumda (SCHENK 1964b) vorkommen.

Neben der Lokalität Salzhausen konnten an folgenden anderen Stellen im Vogelsberg und am Landrücken „aquitane“ Spektren nachgewiesen werden:

- Brg. 339/1; Umgehung Lich, zwischen 15,2 und 15,5 m.
- OVAG B95; Nidda (Wallernhausen), zwischen 138,5 und 142,5 m.
- OVAG B88; Wallernhausen, zwischen 141,5 und 157,2 m.
- OVAG B31; Rainrod, bei 316,0 m.
- OVAG B162; Büdingen (Rinderbügen), zwischen 35,4 und 54,3 m.
- B 48/84; Birstein, zwischen 35,8 und 37,3 m.
- B 49/84; Birstein, zwischen 30,9 und 31,4 m.
- B 50/84; Birstein, zwischen 38,3 und 38,4 m.
- B 52/84; Birstein, zwischen 35,15 und 35,20 m.

Hinzu kommen Spektren von Vorkommen im Hessischen Landrücken, die dort den Beginn des Vulkanismus anzeigen.

Profil im Landrückentunnel DB (Nordportal).

Profil der Deponie Kalbach.

Brg. 40A (DB).

Bis auf die Spektren aus der Brg. 339/1, Umgehung Lich, und denen aus der OVAG B162 können alle hier genannten des Vogelsberges ehestens den *Corbiculaschichten* zugeordnet werden. Alle Vorkommen stammen aus der prävulkanischen Serie. Die beiden erstgenannten aus dem Vogelsberg und die vom Landrücken aufgeführten Spektren liegen im Hangenden von Tuffschichten oder sie verzahnen sich mit den ältesten Vulkaniten. Diese Bildungen sind jünger als die Hydrobienschichten. Sehr deutlich wird dies am Landrücken. Hier entsprechen die ältesten, bekannten tertiären Schichten auch faziell den „Schichten mit *Melania escheri*“. Diese wurden von WENZ (1921) und von MICHELS et al. (1930) im Frankfurter Tertiär als das unmittelbare Hangende der eigentlichen Landschneckenmergel betrachtet. Nach KÜMMERLE (1971) ist dort aber keine Unterscheidung zwischen Landschneckenmergeln und den Schichten mit *Melania escheri* möglich. Die geringmächtigen, aber paläogeographisch wichtigen Bildungen werden daher in Übereinstimmung mit WIESNER (1970) im weiteren Sinne gebraucht und als mehr oder weniger zeitgleich angesehen, was auch im palynologischen Befund indiziert ist. Die typische Fazies der „Schichten mit *Melania escheri*“ tritt am Landrücken sowie in der Rhön auf (FISCHER & WENZ 1914; STEINHÄUSER 1936; HIRSCH 1937; MOAYEDPOUR 1977) (Abb. 8, 13).

LAEMMLEN (1970) gliedert die Braunkohlenflöze am Landrücken in Unterflöz, Oberflöz und zwei Zwischenflöze. Die von mir untersuchten Spektren der Landschneckenmergel (Schichten mit *Melania escheri*) entsprechen dem Unterflöz LAEMMLENS. Dieses ist jeweils durch ein tuffitisches Zwischenmittel in Oberbank und Unterbank gegliedert. Am anschaulichsten war das Profil in Kalbach-Mittelkalbach (ehemaliger Steinbruch Schrimpf) aufgeschlossen. Das im folgenden aufgeführte Profil wurde von E. KÜMMERLE aufgenommen und entspricht dem aus dem neuen Landrückentunnel (Nordportal) und dem in der Brg. DB 40A.

- 2,0 m Basaltzersatz/Tuff: Schluff, grüngrau bis lebhaft grün, oben rostbraun, mit Basaltresten
- 2,1 m Ton bis Schluff, grau- bis hellbraun, grüngrau, polyedrisch zerfallend
- 2,8 m Ton, grüngrau, schluffig, polyedrisch zerfallend, mit Blattresten
- 3,2 m Basaltzersatz/Tuff: Ton bis Schluff, grüngrau, dunkelgrau
- 3,7 m Schluff- bis Feinsandstein, plattig, halbfest bis fest, hellgraubraun, hart
- 4,4 m Basaltzersatz/Tuff?: Schluff, braun, grüngrau, blaßviolett, tonige Linsen

- 4,6 m Ton, schwarzbraun, kohlig, mit Holzresten, Schluff, hellgrau
- 5,2 m Schluff, hellgrau
- 5,7 m Schluff, rötlichbraun bis violettbraun
- 6,7 m Basaltzersatz/Tuff: halbfest bis fest, teilweise kugelig abgesondert
- 6,6 m Ton, schwarzbraun, kohlig mit Holzresten (örtlich fehlend)
- 10,8 m Sandstein und Schluffsein (teilweise steilstehende Blöcke), grüngrau, hellgrau, violettrot, glimmerreich (Buntsandstein)

Im Basisabschnitt treten nicht selten Holzreste auf. In den tonig-tuffitischen Ablagerungen sind gut erhaltene Blätter und andere Pflanzenreste häufig, die aber beim Aufsammlen leicht zerfallen.

Der überlagernde Basalt gehört zur älteren Basalt-Generation LAEMMLENS, wie er vielfach noch von mächtigen Sedimentpartien überlagert wird. Dieser Basalt trennt die Schichten mit *Melania escheri* von der jüngeren Elmer Braunkohlenstufe. Ob dieser Basalt vor Ablagerung der Elmer Braunkohlenstufe aufgestiegen oder später in die Sedimentfolge intrudiert ist, ist nicht klar, aber für die stratigraphischen Verhältnisse am Landrücken relativ belanglos (Abb. 8).

STEINHÄUSER (1936) trennt bereits die beiden Hauptabschnitte anhand der paläontologischen Befunde. Die Schichten mit *Melania escheri* werden von ihm (auf der Basis von KLÜPFELS Stratigraphie) in den Grenzbereich Aquitan/Burdigal gestellt, die Elmer Braunkohlenserie nach den Säugetierfunden von STEHLIN (1917) in das Burdigal.

Bezeichnend sind die Verhältniszahlen in den Spektren den Landschneckenmergel vom Landrücken. Die c/r-Verhältniszahlen liegen konstant bei rund 70%. Sie stehen damit genau zwischen denen der Hydrobienschichten und denen der Prososthenienschichten. Die gleichen markanten Verhältniszahlen hat PFLUG in den Schichten mit *Melania escheri* von Theobaldshof (Rhön) nachgewiesen (MOAYEDPOUR 1977). Dem Pollenbild kommt eine vermittelnde Stellung zu. Im Spektrum der Brg. 339/1, Umgehung Lich, im Vogelsberg ist in den Basistuffen ein Kohlenflöz eingelagert. Die Verhältniszahlen streuen stark und indizieren bereits den Übergang zum nächstjüngeren Prososthenienbild.

Zur Altersstellung des „unteren Untermiozäns“ lassen sich unabhängig von der kontroversen Diskussion (u. a. ROTHAUSEN & SONNE 1984) einige Aussagen treffen. Von Bedeutung sind die radiometrischen Datierungen der Basalte im Vogelsberg. Nach den vorliegenden Untersuchungen gehören diese in den Zeitraum zwischen rund 15 Mio. J. und 18 Mio. J. (Daten nach HARRE et al. 1975; EHRENBERG et al. 1981 u. a.) Die Spektren der Cerithienschichten, *Corbiculaschichten*, Hydrobienschichten und der Landschneckenmergel finden sich stets nur im Liegenden der Basalte. Der erste *coryphaeus*-Gipfel des palynologischen Standardprofils muß folglich älter als rund 18 Mio. J. sein. Eindeutig belegen läßt sich das in der Brg. OVAG B31, Rainrod. Unter Vulkaniten von ca. 300 m Mächtigkeit im Liegenden der Basistuffe fand sich in einer Lignitlage bei 316 m u. Gel. ein Pollenspektrum der *Corbicula*- bis Hydrobienschichten. Die radiometrische Datierung der ältesten Basalte im Hangenden hat Alter von rund 17,5 Mio. J. ergeben (KREUZER et al. 1974; ERNST 1977; EHRENBERG et al. 1981, so daß ihre Förderung – nach der Zeitskala BERGREN et al. (1985) – im oberen Untermiozän stattfand.

Am untermiozänen Alter der im Liegenden der Basalte vorkommenden Schichten mit Pollenspektren der *Corbicula*- und Hydrobienschichten sowie der Landschneckenmergel kann danach nicht gezweifelt werden. Das jüngstmögliche Alter für den oberen Abschnitt dieser Abfolge dürfte weitgehend den durch Säugerfaunen ins frühe Burdigal datierten

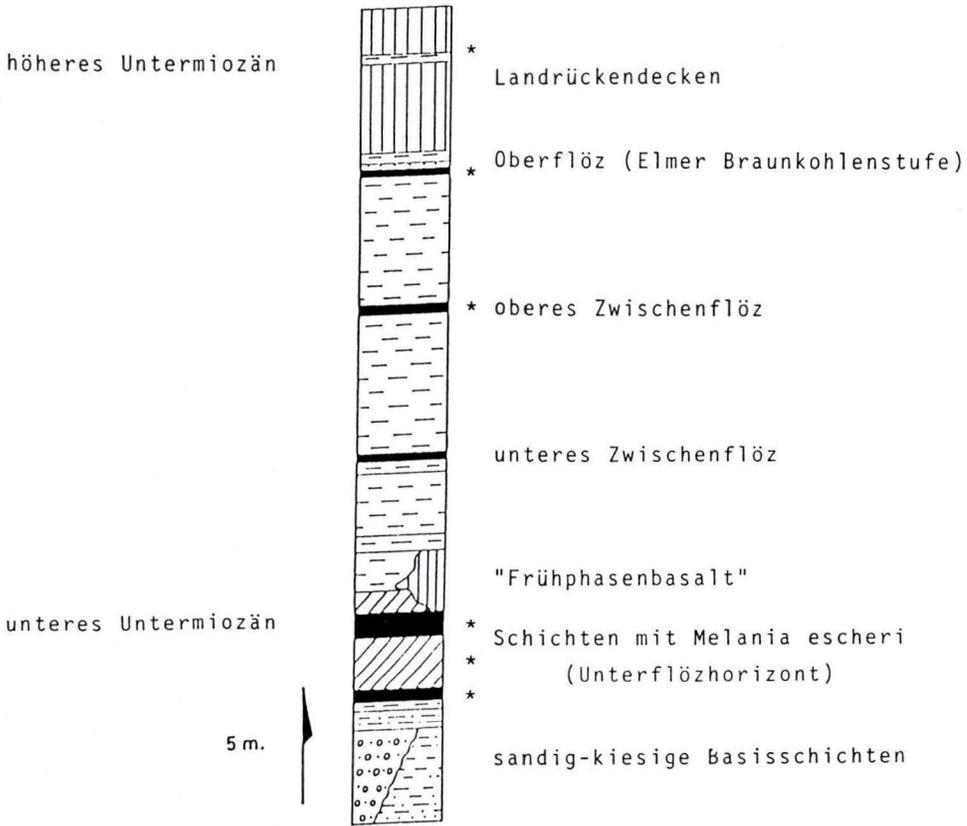


Abb. 8. Palynologisches Profil Landrücken (unter Berücksichtigung der Angaben von STEINHÄUSER 1936 und LAEMMLEN 1970; \* = Palynologische Probenpunkte).

Unteren Landschneckenmergeln von Frankfurt a. M. (STEPHAN-HARTL 1972, TOBIEN 1980, 1987) entsprechen.

Die Ergebnisse in der B31 sind vergleichbar mit allen anderen palynologisch untersuchten Bohrungen im Vogelsberg.

Weitere „Aquitana“-Vorkommen sind u. a. von STEGEMANN (1964b) und PFLUG (1966a,b), 1975) aus dem Vogelsberg und seiner Umgebung bekannt gemacht worden. Die von mir palynologisch untersuchten unteren Horizonte der Brg. OVAG B95 und OVAG B88 sind schon früher von v. D. BRELIE für das Hessische Landesamt für Bodenforschung untersucht worden (EHRENBERG et al. 1981). Sein Befund ist meinem Ergebnis ähnlich.

#### 2.2.4. Höheres Untermiozän bis tiefes Mittelmiozän (M 2)

Diese Schichten mit ihrem charakteristischen Prososthenienbild konnten im Ostteil des hier behandelten Gebietes nachgewiesen werden. Es sind dies Spektren aus:

KB2; Sarrod, zwischen 15,55 und 15,8 m u. Gel.

KB3; Sarrod, bei 12,3 m u. Gel.

Landrückentunnel, Stat. 15/2 (Lüftungsschacht).

Aus einer Probe vom ehemaligen Braunkohlenabbau vom Himmelsberg bei Großenluder.

Weitere Fundstellen, auch aus anderen Bereichen des Vogelsberges, werden bei STEGEMANN (1964b) und PFLUG (1957, 1966a,b, 1975) genannt. Es handelt sich bei allen Vorkommen um „intratuffitische“, teilweise auch um intrabasaltische Bildungen. Die Mächtigkeiten der Vorkommen scheinen im westlichen Vogelsberg nur gering zu sein. Häufig fehlen die Schichten auch oder sind durch vulkanische Bildungen vertreten. Größere Mächtigkeiten und flächendeckende Verbreitungen scheinen im östlichen Vogelsberg – und vor allem auf dem Landrücken – vorzukommen. Darauf deutet auch der palynologische Befund in der Tiefbohrung Salzhausen hin. Hier konnte in der wohlgegliederten, mächtigen Abfolge kein Prososthenienbild nachgewiesen werden. Man muß annehmen, daß der im Westteil des Vogelsberges relativ früh einsetzende Basalt-Vulkanismus die weiträumige Sedimentation verhindert hat. Dagegen sind die wesentlichen Basalte im Landrücken erst nach Ablagerung der Elmer Braunkohlenstufe gefördert worden. Der Zeitabschnitt, in dem die Prososthenien-, Congerien- und Bockenheimer Schichten abgelagert worden sind, dürfte im W, N und S des Vogelsberges mehr durch Vulkanite vertreten sein.

Das Pollenbild der von mir aufgefundenen Vorkommen ähnelt weitgehend dem der Prososthenienschichten in Frankfurt a. M.. Neben den bekannten Verhältniszahlen ist auch hier der für die Prososthenienschichten bezeichnende Vorstoß des tilioiden Pollens deutlich ausgeprägt. Häufig tritt Pollen von Sparganiaceen auf. Das Spektrum vom Landrücken (Lüftungsschacht) enthält viel *Pediastrum*, dies ist für Abschnitte der Prososthenienschichten in Frankfurt a. M. und im nördlichen Oberrheingraben ebenfalls bezeichnend. Die Begleitflora aller Vorkommen ist relativ artenarm. An seltenen Florenelementen fand sich in der letztgenannten Probe *Tricolporopollenites wackersdorfensis* THIELE-PFEIFFER. Frühere palynologische Datierungen vom Landrücken entsprechen meinem Befund und tragen zur Klärung der örtlichen stratigraphischen Verhältnisse bei (PFLUG 1957, 1966a,b, 1975; STEGEMANN 1964b; PFLUG in EHRENBURG & HICKETHIER 1971; HOLTZ in EHRENBURG & HICKETHIER 1971).

Danach ergibt sich folgendes: Das Unterflöz des Landrückens stellt ein Äquivalent der Landschneckenmergel, das Oberflöz und die Zwischenflöze (der Gliederung von LAEMMELN 1970) führen das Prososthenienbild (Abb. 8). In EHRENBURG & HICKETHIER (1971) wird ein entsprechendes Pollenbild auch aus einer von PFLUG untersuchten intrabasaltischen Sedimenteinschaltung der höheren Landrückendecken angeführt. Es kann daher angenommen werden, daß die gesamte von Frankfurt a. M. her bekannte Abfolge: Prososthenien-, Congerien- und Bockenheimer Schichten am Landrücken entwickelt ist. Nähere Angaben zum lithologischen Aufbau des Landrückens finden sich bei STEINHÄUSER (1936), LAEMMELN (1970), EHRENBURG & HICKETHIER (1971).

Ein Indiz für die weite Verbreitung der M-2-Schichten im E des Vogelsberges ist das Vorkommen vom Himmelsberg bei Großenluder, von dem auch eine Bearbeitung der Makroflora vorliegt



den miozänen Einwanderern und steht einer vindobonen Art nahe. Von weitaus größerer Bedeutung ist der Fund von *Brachyodus onoideus*. Er stammt von der ehemaligen Zeche „Kohlenhof“. Das Auftreten dieser Form ist nach STEHLIN (1917) auf das Burdigal beschränkt. Nach STEININGER & SENES (1971) erscheint diese erstmals an der Basis der Eggenburgstufe der Parathethys (höchstes Aquitan bis unteres Burdigal, s. STEININGER et al. 1982).

Im Vogelsberg stehen radiometrische Datierungen zur Verfügung, die zu einer Altersdeutung der M-2-Schichten ebenfalls geeignet sind. In der lithostratigraphischen Gliederung der Vogelsbergbasalte gehören die M-2-Schichten der älteren intrabasaltischen Serie an, die folglich mit ihrem Alter dem der ältesten Deckenbasalte nahe liegt. Die Deckenergüsse des Vogelsberges gehören im wesentlichen in den Zeitraum zwischen 15 und 18 Mio. J. (HARRE et al. 1975; EHRENBURG et al. 1981 u. a.). Folglich kommt für die M-2-Schichten ehestens ein absolutes Alter von rund 17 Mio. J. in Frage. Dies steht in Einklang mit der Säugetierstratigraphie. Die neueren radiometrischen Daten von 15–16 Mio. J. für den „Maintrapp“ von Frankfurt a. M. scheinen für die Bockenheimer Schichten ein bereits postburdigales Alter zu indizieren (FUHRMANN & LIPPOLT 1987, vgl. S. 124).

#### 2.2.5. Mittelmiozän (M 3), Salzhausener Schichten

Hierbei handelt es sich um die jüngere intrabasaltische Sedimentserie des Vogelsberges. Bislang sind davon nur wenige Vorkommen bekannt geworden, diese sind aber schon häufiger auf ihre Fossilführung untersucht worden. Palynologisch gehören sie in den Komplex des Salzhausener Bildes, vergleichbar mit dem bekannten und gut untersuchten Vorkommen von Bad Salzhausen im Vogelsberg.

Das palynologische Profil der Tiefbohrung Salzhausen 1975/76 läßt sich durch Proben aus dem ehemaligen Bergwerk „Am Georgsteich“ ergänzen. Das Pollenspektrum entspricht dem typischen Salzhausener Bild (PFLUG 1959 u. a.). Es repräsentiert das jüngste Miozän im Vogelsberg. Ähnliche Pollenspektren erbrachten die Vorkommen: Beuern, Fetts Stollen (Homberg/Ohm), die Brg. B62 Hirzenhain zwischen 80,0 und 82,6 m und die Brg. B206 Nidda zwischen 89,7 und 91,5 m u. Gel. In allen Spektren ist der sogenannte zweite *coryphaeus*-Gipfel entwickelt. Er wird begleitet durch viel *Pterocary*, erheblich mehr als in allen älteren Schichten. Sehr deutlich ist nun auch das Vorherrschen der vierporigen Formen in der Erlengruppe. Die für den ersten (untermiozänen) *coryphaeus*-Gipfel so charakteristischen sechsporigen Erlenpollen sind fast völlig verschwunden. Auch die altertümlichen Reliktformen, wie sie im „Aquitan“ auftreten, fehlen. Deutlich häufiger werden jetzt Vertreter, die im Pliozän eine Rolle spielen. Wie der untere *coryphaeus*-Gipfel, wird auch der zweite *coryphaeus*-Gipfel von einem Ulmen-Vorstoß begleitet. Die in den M-2-Schichten dominierenden Erlen gehen stark zurück. Innerhalb der Juglandales-Gruppe erreicht *Juglans* erstmalig höhere Anteile. Vom eigentlichen Salzhausener Bild läßt sich noch ein etwas älteres Pollenbild unterscheiden. Nach dem Vorkommen „Fetts Stollen“ bei Homberg/Ohm wird es Homberger Bild genannt. Dieses Bild ist auch im Dysodil von Beuern bei Gießen und in den Spektren der Brg. B62 Hirzenhain vertreten. Der Altersunterschied zum typischen Salzhausener Bild dürfte aber nur gering sein.

Im Rheingraben fand sich unterhalb der Schichten mit typischem Salzhausener Bild ebenfalls das Homberger Bild. Hier ist *Pterocarya* noch spärlich, die Form nimmt nach oben immer höhere Anteile ein. Dem größer werdenden Anteil an *Pterocarya* entspricht ein Rückgang von *Carya*, aber nicht von *Juglans*. Die Begleitfloren aller untersuchten Vorkommen sind sich sehr ähnlich. Unter den Sporen sind die „glatten Lygodien“ (*Leiotriletes maxoides*, KRUTZSCH *Triplanosporites sinuosus* PFLUG) häufiger als die Leisten sporen (*Polipodiaceoisporites*, *Verrucingulatisporites*). Unter den monoleten Sporen dominieren die rauhen Formen (*alienus*-Gruppe). An seltenen Pollenelementen fand sich in einem Spektrum der Brg. B62 die Form *Reevesiapollis triangulus* MAMCZAR (KR.).

Vereinzelte treten in allen Spektren Süßwasserplanktonen auf. KRASSKE (1934) hat dazu Salzwasser-Diatomeen in den Vorkommen Beuern und Homberg/Ohm gefunden. Er schließt daraus auf eine zeitweilige Versalzung der lokalen Becken durch Solquellen des Vogelsberges. Über den Floren- und Fauneninhalt der M-3-Schichten und über ihre Altersstellung gibt es eine umfangreiche Literatur. Das gilt besonders für Salzhausen (s. hierzu: MAI & GREGOR 1982; HOTTENROTT 1985).

Die M-3-Vorkommen (Salzhausener Schichten) aus Fetts Stollen bei Homberg/Ohm und von Beuern haben Wirbeltierreste geliefert, die für die Stratigraphie von großer Bedeutung sind (HELLER 1933; BLANCKENHORN 1930; WEITZEL 1933; TOBIEN 1963). Die Bestimmungen sprechen für mittelmiozänes Alter im Sinne der heutigen Miozängliederung.

Offenbar kommen im Liegenden von Fetts Stollen nach Äquivalente der Prososthenien-schichten vor. Darauf weist ein Pollenspektrum aus Haldenmaterial hin, das ein *coryphaeus/rurensis*-Verhältnis von 62% erbracht hat (PFLUG 1966b).

Die Säugerfunde von Beuern ermöglichen überregionale stratigraphische Vergleiche. TOBIEN (1963) beschreibt von hier *Heteroprox* cf. *lartei* St. und *Dorcattherium crassum* KP. STEININGER et al. (1976) vermelden *Heteroprox*-Funde von Neudorf an der March (Sandberg) in der CSSR. Das Faunenstratum gehört offenbar in den Profilabschnitt mit den Foraminiferenzonen N 11/N 12 (mittleres Badenien). Während *Heteroprox* auch noch in dem etwas älteren Vorkommen von Neudorf/Spalte (Alter Karpatien – Badenien nach RABEDER 1978) angetroffen wurde, setzt *Dorcattherium nauti* (= *crassum*) erst im Badenien von Neudorf/Sandberg ein (THENIUS 1952).

Die M-3-Schichten (Salzhausener Schichten) mit ihrem Salzhausener Pollenbild sind somit in das Badenien zu stellen. Gestützt wird dies auch durch die radiometrischen Datierungen im Vogelsberg und die Palynologie (HOTTENROTT 1985). Nach neuerlichen karpologischen Untersuchungen des Salzhausener Sammlungsmaterials gelangen MAI & GREGOR (1982) ebenfalls zu einer Einstufung ins Mittelmiozän.

Die lateritischen Verwitterungsbildungen im Vogelsberg dürften aus klimatischen Gründen nicht wesentlich jünger sein als die Salzhausener Schichten (s. HOTTENROTT 1985).

### 2.2.6. Postmittelmiozän

Die nächst jüngeren tertiären Ablagerungen, soweit sie aus Randbereichen des Vogelsberges bekannt sind, gehören bereits dem Oberen Pliozän an. Ein Beispiel ist die pliozäne Füllung des Horloffgrabens. Die jüngsten Vorkommen von Basalten (HARRE et al. 1975) sprechen aber dafür, daß die Zeit nach dem Mittelmiozän nicht ereignislos verlaufen ist. Zeugnisse aus dieser Zeit dürften größtenteils der Abtragung anheimgefallen sein.

Überall in Hessen klafft in den Profilen zwischen Miozän und Oberpliozän ein Hiatus. Im Pliozän wurden im Vogelsberg keine Basalte mehr gefördert, es repräsentiert also die postbasaltische Folge. Hierzu gehört ein Vorkommen im NW-Teil des Vogelsberges, am Rand des Amöneburger Beckens. Die Brg. A/81 – B11 hat in 17,5 m Tiefe Schichten angetroffen, die in ihrem Pollenspektrum weitgehend

dem der Frankfurter Pliozänvorkommen ähneln. Nur der Anteil von *Sequoia* ist größer als in den Frankfurter Spektren. Im Amöneburger Becken (Abb. 14) wird Pliozän schon länger vermutet (u. a. BLANCKENHORN 1930). Der vorliegende Pollenbefund dürfte aber der erste biostratigraphische Nachweis für Pliozän in diesem Gebiet sein.

### 2.3. Wetterau, Hanau-Seligenstädter Senke und Umgebung

Zwischen dem Raum Frankfurt a. M., also dem östlichen Ausläufer des Mainzer Beckens, und dem Vogelsberg vermittelt das Tertiär der Wetterau, der Hanau-Seligenstädter Senke und ihrer Umgebung. Hier vollzieht sich der Übergang der typischen Fazies des Mainzer Beckens zu der des Vogelsberges. Aus dem Gebiet stand folgendes Untersuchungsmaterial zur Verfügung:

- (1) Kü 1235; Nd.-Erlenbach 1, anstehendes Flöz, R 34 76 65, H 55 63 47; Bl. 5718 Ilbenstadt.
- (2) Kü 1225; Nd.-Erlenbach 2, Bohrstockprobe, R 34 76 65, H 55 63 47; Bl. 5718 Ilbenstadt.
- (3) C/75-B1; R 34 95 90, H 55 68 60 (36,5–36,55 m; 42,3–42,55 m); Bl. 5719 Altenstadt.
- (4) C/75-B3; R 34 93 90, H 55 67 80 (25,0–25,3 m; 25,3–25,6 m); Bl. 5719 Altenstadt.
- (5) Brg. 218; VACUUM-Schmelze AG, Hanau, R 34 95 237, H 55 54 877 (1,4 m); Bl. 5819 Hanau.
- (6) Brg. 27; Steinheim b. Hanau (23,0–25,0 m; 87–89,0 m; 90,0–91,0 m; 99,0–101,0 m); Bl. 5819 Hanau.
- (7) Brg. 4; Lange Schneise Seligenstadt, R 34 95 11, H 55 43 78 (68,1–69,0 m); Bl. 5919 Seligenstadt.
- (8) A/77-B22; Mainhausen-Zellhausen, R 34 98 52, H 55 42 58 (23,2–23,25 m); Bl. 5919 Seligenstadt.
- (9) A/80-B2; Babenhausen, R 34 94 39, H 55 36 54 (32,7–32,9 m; 71,0–71,30 m); Bl. 6019 Babenhausen.
- (10) Gambach-Ost, Kanalgraben; R 34 81 20, H 55 91 68; Bl. 5518 Butzbach.
- (11) Brg. Stammheim 2; R 34 92 68, H 55 76 62 (24,9–25,0 m); Bl. 5619 Staden.
- (12) Grube Altenhasslau; R 35 14 700, H 55 61 800, Profil im Liegendton; Bl. 5821 Bieber.

#### 2.3.1. Alttertiär bis Oberoligozän

Die mitteleozänen Messeler Schichten im S des Hanauer Beckens (GOLWER 1968) stellen das älteste Tertiär des Untersuchungsgebietes dar. [Eine Arbeit zur Palynologie des Eozäns von Messel wird derzeit von H. THIELE-PFEIFFER (München) vorbereitet.] Nächstjüngeres Schichtglied, vielfach belegt und weit verbreitet, ist das Rupelien (u. a. GOLWER 1968). In den untersuchten Bohrungen ist aber der Rupelton nirgendwo angetroffen worden. Erst der jüngere Cyrenenmergel war an zwei Lokalitäten palynologisch nachweisbar. In der Brg. 27 Steinheim (87–99 m; 99–101 m) und in der Brg. C/75-B1 Altenstadt (42,3–42,55 m) lieferten kohlige Einschaltungen die typischen Mikrofloren-Spektren und Pollen-Verhältniszahlen des Cyrenenmergels. Die fazielle Ausbildung des Cyrenenmergels ist, verglichen mit dem jüngeren Tertiär, über weite Gebiete einheitlich. Dementsprechend sind auch die Mikrofloren der Vorkommen sich überall sehr ähnlich. Eine detaillierte Beschreibung der Cyrenenmergel-Vorkommen im Hanauer Becken sowie eine Verbreitungskarte findet sich bei GOLWER (1968).

Die Spektren der Brg. 27 Steinheim enthalten Indikatoren für Salzwasserfazies, u. a. Zysten von Dinoflagellaten und Chenopodiaceen-Pollen. Daneben kommt auch die Grünalge *Pediastrum* vor, ein typischer Vertreter des Süßwassers (WEILER 1985). Ähnliche Verhältnisse wurden im Cyrenenmergel der Tiefbohrung Salzhausen im Vogelsberg

beobachtet. Auch GOLWER (1968) stellt eine enge Verzahnung von marinen, brackischen und limnischen Sedimenten in Cyrenenmergel des Hanauer Beckens fest. Das scheint allgemein auch außerhalb dieses Raumes der Fall zu sein.

### 2.3.2. Unteres Untermiozän (M 1)

In den Brg. 27 Steinheim und C/75-B1 Altstadt im Hangenden des Cyrenenmergels wurde auch das nächstjüngere Tertiär palynologisch nachgewiesen, und zwar in der Brg. 27 bei 23,0–25,0 m und in der Brg. C/75-B1 bei 36,5–36,55 m. Dort fanden sich in dünnen Kohlenflözen typische Spektren des „Aquitans“. Das Spektrum der Brg. Altstadt entspricht dem der *Corbiculaschichten*, das von Steinheim hat Ähnlichkeit mit dem der Landschneckenmergel. Nach v. REINACH (1899) wären aber auch dort ehestens *Corbiculaschichten* zu erwarten. In beiden Spektren überwiegen die Erlen die Ulmen, dieses Verhältnis weicht von der typischen Frankfurter Ausbildung ab. In beiden Proben treten viele „glatte Lygodiensporen“ auf, daneben auch *Verrucingulatisporites undulatus* KRUTZSCH. Als seltene Form findet sich im Steinheimer Spektrum *Persicarioipollis lusaticus* KRUTZSCH. Diese Form ist nach KRUTZSCH (1962) bezeichnend für Unteres und Mittleres Miozän in brackischer Fazies. In derselben Probe kommen auch die Vertreter *Arecipites*, *Tetracolporopollenites* und Chenopodiaceen vor, die eine typische Begleitflora in „aquitanen“ Spektren bilden.

Die oberflächennahe Probe von Gambach-Ost (Kanalgraben) enthielt keine Sporen, aber auch hier ist eine Herkunft aus den *Corbiculaschichten* aufgrund der Lagerungsverhältnisse anzunehmen (KÜMMERLE 1981).

### 2.3.3. Höheres Untermiozän bis tiefes Mittelmiozän (M 2)

Das nächstjüngere Tertiär des Frankfurter Raumes konnte ebenfalls in der Wetterau palynologisch nachgewiesen werden. In den Proben KÜMMERLE 1235 (1), KÜMMERLE 1235 (2) Ilbenstadt und C/75-B3 (25,0–25,3 m) Altstadt kommen Spektren der Prososthenienschichten vor. Folglich sind Prososthenienschichten der Frankfurter Ausbildung (d. h. entsprechend dem Ginnheimer Flözhorizont) bis vor den Rand des Vogelsberges nachweisbar. Bei Ilbenstadt ist die von Frankfurt a. M. her bekannte Schichtenfolge noch komplett entwickelt (WENZ 1937). Das Auftreten dieser jüngeren Abfolge ist in der Wetterau offenbar an Erosionsreste des überlagernden Maintrapps gebunden. Wo diese fehlen, sind auch die Prososthenienschichten der Erosion anheimgefallen. Mit Annäherung an den Vogelsberg löst sich das geschlossene Sedimentationsfeld in kleine, isolierte Vorkommen auf. Im Vogelsberg treten überdies die noch jüngeren Ablagerungen des Mittelmiozäns auf, wie sie aus Wetterau und Hanau-Seligenstädter Senke nicht bekannt sind.

### 2.3.4. Pliozän

Pliozän wurde in folgenden Bohrungen palynologisch nachgewiesen:

- (1) Brg. 218; Hanau, 11,4 m u. Gel.
- (2) VB4; Seligenstadt, 68,1–69,0 m u. Gel.

- (3) A/77-B22; Mainhausen-Zellhausen, 23,2–23,25 m u. Gel.
- (4) A/80-B2; Babenhausen, 32,7–32,9 m; 71,10–71,30 m u. Gel.
- (5) Stammheim 2; 24,9–25,0 m u. Gel.
- (6) Berstadt Bl. 6; 8,60 m u. Gel.

Das Tonvorkommen in der Grube Altenhasslau hat keine Sporen geliefert, nach SEIDENSCHWANN (1980) ist pliozänes Alter hier aber ebenfalls angezeigt. Alle lokalen Pollenspektren des Pliozäns sind mit denen von Frankfurt a. M. und anderen hessischen Vorkommen vergleichbar und demzufolge in das Reuver zu stellen. Das Oberpliozän von Kahl hat KILPPER (1967) palynologisch untersucht. Seine Ergebnisse entsprechen meinem Befund. Im vorliegenden Gebiet kann das Pliozän Zehnermeter mächtig werden, das zeigt das Profil der Brg. Babenhausen und andere bekannte Vorkommen. Die Brg. Berstadt und Stammheim stehen im Horloffgraben. Über das dortige Pliozän gibt es bereits eine umfangreiche palynologische Literatur (LESCHIK 1956; GRUSCHKAU 1962; JANOSCHEK 1970; BOENIGK et al. 1977; HERTER 1985).

## 2.4. Westerwald

Aus dem Westerwald sind folgende Vorkommen palynologisch untersucht worden:

- (1) Tongrube Stoß; Profil der flözführenden Hangendserie; R 34 41 16, H 56 19 02; Bl. 5215 Dillenburg.
- (2) Steinbruch „Am Schlossacker; intrabasaltische Kohle, Sammlungshandstück d. geol. Inst. Gießen; R 34 41 06, H 56 19 13; Bl. 5215 Dillenburg.
- (3) Halde Grube „Zeilers Zuversicht“; Haldenkohle; R 34 43 10, H 56 19 01; Bl. 5215 Dillenburg.
- (4) Halde Grube „Trieschberg“; Haldenkohle; Bl. 5215 Dillenburg.
- (5) Halde Schacht „Trieschberg“; Haldenkohle; Bl. 5215 Dillenburg.
- (6) Walkerdegrube Jungbecker; Profil der jüngeren Braunkohle; Bl. 5315 Herborn.
- (7) Tongrube Vallendar; Basis der Westerwälder Tonserie, Profil; Bl. 5511 Bendorf.
- (8) Grube „Iphigenie“; Basis der Westerwälder Tonserie, Profil; R 34 42 90, H 56 18 80; Bl. 5215 Dillenburg.
- (9) A/78-B23; Greifenstein-Rodenroht, R 34 46 990, H 56 05 390 (29,0–29,2 m); Bl. 5415 Merenberg.
- (10) A/78-B5; Waldbrunn, OT Hausen, R 34 36 98 00, H 55 99 940 (58,9–59,0 m); Bl. 5414 Mengerskirchen.
- (11) A/78-B11; Hadamar, R 34 30 305, H 55 92 710 (64,9–65,0 m); Bl. 5514 Hadamar.

Die Abb. 10 u. 11 zeigen zwei schematische Profile aus dem östlichen und dem südwestlichen Westerwald.

### 2.4.1. Alttertiär

Das älteste Tertiär des Westerwaldes ist nach palynologischen Untersuchungen von PFLUG (1959) in das höhere Eozän zu stellen. Die Vorkommen beschränken sich nach PFLUG auf einen vom Neuwieder Becken bis in den westlichen Westerwald streichenden Sedimentgürtel. Die Fazies ähneln denen von Nordhessen, wo ebenfalls das Eozän auf lokale Senken beschränkt ist, während das überlagernde Unteroligozän über diese Flächen weit hinweg greift (u. a. PFLUG 1959).

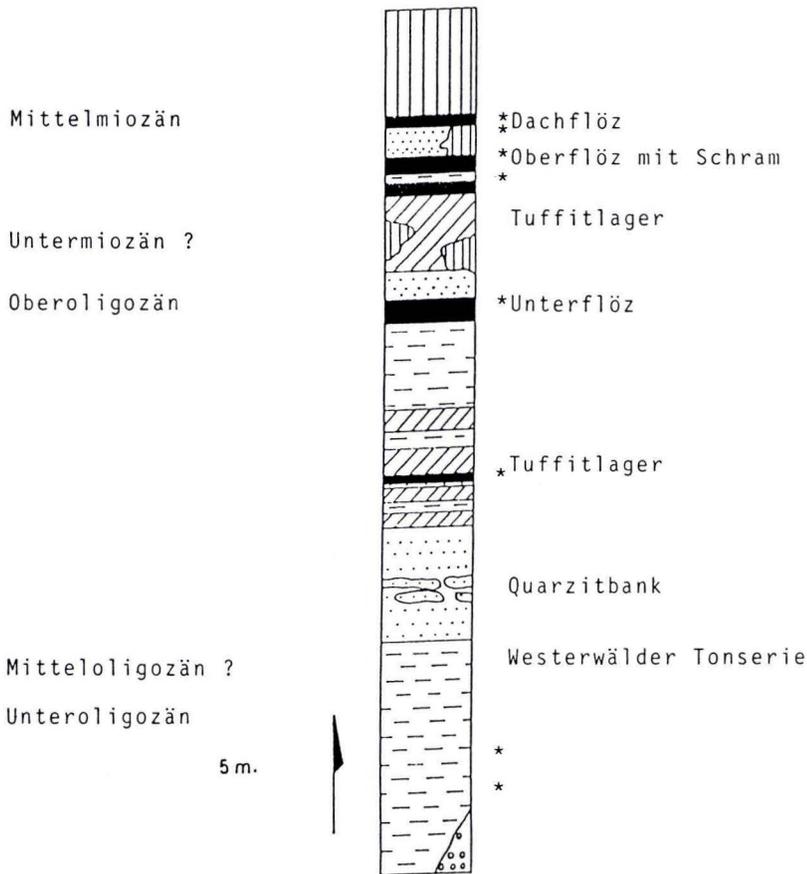


Abb. 10. Palynologisches Profil Westerwald-Nordost (Geologie teilweise nach STECKHAN 1973; \* = Palynologische Probenpunkte).

Das älteste von mir im Westerwald palynologisch nachgewiesene Tertiär ist dem Unteroligozän zuzuordnen. In der Tongrube Iphigenie setzt diese Tertiärbasis einem tiefgründig zersetzten Diabas auf (Abb. 10).

In einem dunklen Ton des unmittelbaren Hangenden fand sich ein artenarmes, aber individuenreiches Pollenspektrum mit viel *T. plicatus* (R. POT.) THOMSON & PFLUG, einem Vertreter des älteren Tertiärs. Die für das Obereozän so bezeichnenden „glatten Palmenpollen“ [*M. tranquillus* (R. POT.) THOMSON & PFLUG] fehlen aber vollständig. Bereits THIERGART (1940) unterscheidet im Westerwald eine ältere Palmenstufe von einer jüngeren unteroligozänen Schizaeaceen-Stufe mit *T. plicatus*. In der Grube Iphigenie lieferte die Umlagerungszone des Diabas-Zersatzes noch unteroligozäne Sporomorphen, folglich dürfte die tertiäre Sedimentation hier im östlichen Westerwald mit dem Unteroligozän begonnen haben.

Ein in allen Einzelheiten gleichartiges Pollenspektrum kommt aus der Tongrube Vallendar im äußersten W des Untersuchungsgebietes vor (Abb. 14). Vallendar gehört bereits zum Randbereich des Neuwieder Beckens, wo Eozän und Unteroligozän in Überlagerung bekannt sind (PFLUG 1959). Unteroligozän ist dort auch neuerdings mit Faunen belegt worden (SCHÄFER 1986). Unteroligozäne Spektren fanden sich auch im südlichen Westerwald, und zwar in kohligen Lagen, die dort in die Westerwälder Tonserie eingeschaltet sind. Die Vorkommen liegen auf Bl. 5514 Hadamar (HENTSCHEL & THEWS 1979) und sind unter anderem in den Gruben „Karl“ und „Maria“ aufgeschlossen (SIEBEIN 1987). Weitere Vorkommen sind von THIERGART (1940) und PFLUG (1959) bekanntgemacht worden. Insgesamt ergibt sich, daß eozäne Sedimente nur lokal im W abgelagert worden sind, die flächendeckende Sedimentation erst im Unteroligozän begonnen, dann aber ausgreifend das gesamte Westerwälder Becken erfaßt hat. Die Hauptmasse der Westerwälder Tonserie ist somit in das Unteroligozän zu stellen. Randlich geht diese in die Schotterserie der Vallendarer Fazies über. Die Ausdehnung der unteroligozänen Sedimentation entspricht wohl weitgehend der heutigen Tertiärverbreitung in diesem Gebiet. Verbindungen zu gleichalten Vorkommen in Nordhessen sind wahrscheinlich (PFLUG 1959). Ein Indiz hierfür sind wieder die Kies- und Sandvorkommen, die auf dem Schiefergebirge zwischen Westerwald und Gießener Becken vorkommen und bereits von AHLBURG (1916) mit dem Unter- und Mitteloligozän in Verbindung gebracht worden sind. Auch im Gießener Becken ist Unteroligozän indiziert (KLÜPFEL 1941; HOLTZ 1962; WEYL 1980).

Über dem Unteroligozän kommt im Westerwald das Rupel in limnischer Fazies vor. Der obere Abschnitt der Westerwälder Tonserie auf Bl. 5514 Hadamar enthält Spektren des Mitteloligozäns (Bergisch-Gladbacher Bild). Die Verbreitung des Mitteloligozäns im Westerwald und in der Idsteiner Senke muß noch durch weitere palynologische Untersuchungen geklärt werden. SONNE (1982) weist auf verschiedene lokale Vorkommen hin, die marine Mikrofaunen des Mitteloligozäns geliefert haben. Eine Fundstelle liegt unweit von unserem Sporen-Vorkommen.

#### 2.4.2. Oberoligozän

Oberoligozäne Sedimente und Vulkanite sind im Westerwald flächig verbreitet. Sedimentvorkommen sind weitgehend an die heutige Basaltverbreitung gebunden. Sie setzen sich aus Sanden, Tonen und Quarziten (sog. Westerwälder Quarzitbank) zusammen. Im oberen Abschnitt treten Trachyttuffe, darüber dann verbreitet Basalttuffe auf. Die Folge schließt mit dem Westerwälder Unterflöz ab (KLÜPFEL 1929; AHRENS 1957, 1960; PFLUG 1959; STECKHAN 1973 u. a.). Die Schichtenfolge ist mit Säugerresten (zuletzt TEIKE & TOBIEN 1950) und Sporenspektren datiert (PFLUG 1959, 1975).

Oberoligozänes Alter haben auch die älteren Basalte des Westerwaldes, wie die radiometrischen Datierungen zeigen (LIPPOLT & TODT 1978; TURK et al. 1984). Der Vulkanismus des Westerwaldes zeigt also einen anderen Ablauf als der im Vogelsberg und am Landrücken. Die radiometrischen Daten indizieren zwei Hauptphasen der Lavenförderung im Westerwald. Eine liegt im Oberoligozän, eine im obersten Miozän bis Pliozän. Im Vogelsberg findet die vulkanische Aktivität genau dazwischen, nämlich im unteren und mittleren Miozän, statt.

Oberoligozän in der Fazies des Hochheimer Landschneckenkalkes hat MICHELS (1969) im südlichen Westerwald entdeckt. Dies stellt die Verbindung mit dem Mainzer Becken her.

### 2.4.3. Untermiozän (M 1)

Hinweise auf Untermiozän sind im Westerwald nur spärlich vorhanden. Allerdings könnte der oberoligozäne Vulkanismus bis in das unterste Miozän angedauert haben. Das scheint aus den radiometrischen Datierungen hervorzugehen (LIPPOLT & TODT 1978). Im Westerwald sind meines Wissens nur untermiozäne Vorkommen der *Corbicula*-(Inflaten)-

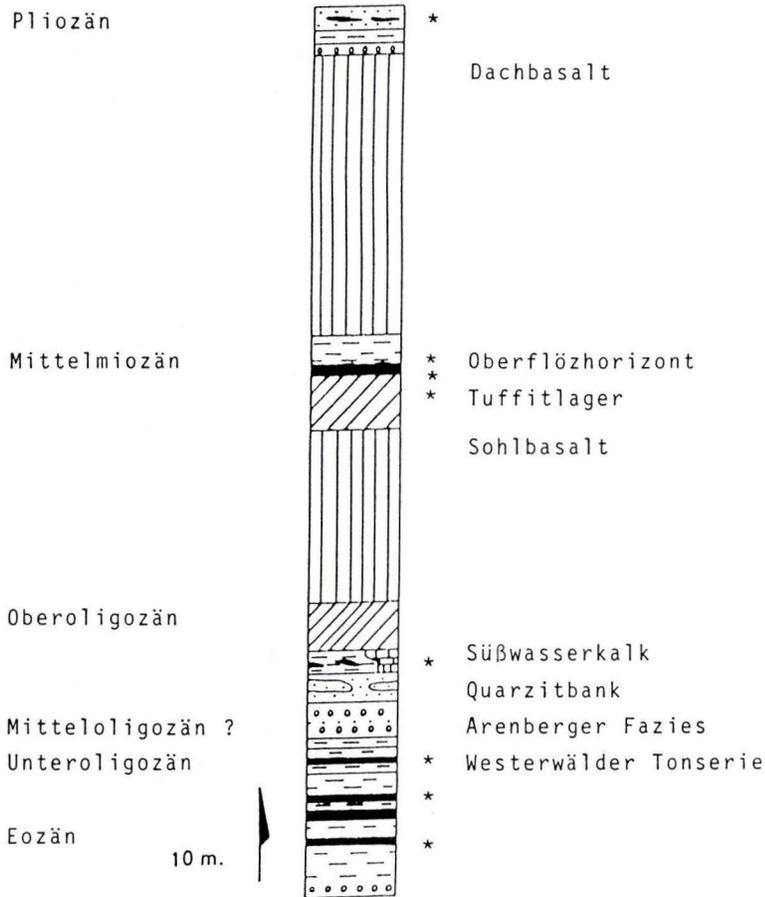


Abb. 11. Palynologisches Profil Westerwald-Südwest (siehe auch PFLUG 1959 und STECKHAN 1973; \* = Palynologische Probenpunkte).

schichten bekannt. Auf einen Fundort bei Breitscheid hat WENZ (1921) hingewiesen, wobei die genaue Position im Profil unklar bleibt (Abb. 10). Eine andere Lokalität ist vom Raum Hadamar gemeldet worden (STENGEL-RUTKOWSKI 1976). Da ich nirgendwo im Westerwald ein Pollenbild des Untermiozäns gefunden habe und auch andere einschlägige Hinweise fehlen, dürfte es sich bei den Vorkommen der *Corbiculaschichten* wohl um lokal begrenzte Bildungen handeln. Eine zeitweilige Verbindung zum Mainzer Becken war vielleicht durch die Idsteiner Senke gegeben (PFLUG 1959). Diese ist aber in dieser Hinsicht noch wenig erforscht (STENGEL-RUTKOWSKI 1976).

Über Ablagerungen des höheren Untermiozäns bis tiefen Mittelmiozäns ist im Westerwald nichts bekannt.

#### 2.4.4. Mittelmiozän (M 3) bis Pliozän

Äquivalente der Salzhausener Schichten sind dagegen im Westerwald wieder weit verbreitet. Entsprechende Pollenspektren haben Proben von folgenden Lokalitäten geliefert:

- (1) Tongrube Stoß, flözführende Hangendserie.
- (2) Steinbruch Schloßacker, intrabasaltische Braunkohle.
- (3) Zeche Zeilers Zuversicht, Haldenkohle.
- (4) Zeche Trieschberg, Haldenkohle.
- (5) Schacht Trieschberg, Haldenkohle.
- (6) Walkerdegrube Jungbecker, Flözhorizont.
- (7) A/78-B23 Greifenstein-Rodenroth (29,0-29,2 m).
- (8) A/78-B5 Waldbrunn, OT Hausen (58,9-59,0 m).

Da die Kohlen teilweise stark xylitisch und überdies durch Basalteintrusionen kontaktmetamorph verändert sind, ist die Pollenausbeute gering (mit Ausnahme der beiden Bohrungen 7, 8). Die Zuordnung zum Salzhausener Pollenbild ist aber eindeutig. In allen Proben ist der zweite *coryphaeus*-Gipfel ausgeprägt. Wie im Vogelsberger Material überwiegen die Ulmen die Erlen, wobei der fünfporige Ulmenpollen hohe Anteile erreicht, vielfach die vierporige Ausbildung zahlenmäßig übertrifft. Die artenarme Begleitflora enthält auffallend viel Elemente, die im Pliozän eine Rolle spielen, z. B.: *Carpinus triporat*, *Tsuga*, *Quercus*, Compositen, *Nupharipollis minor* KRUTZSCH, *Nupharipollis echinatus* KRUTZSCH. Dadurch hat diese Schichtenfolge ein etwas jüngeres Gepräge als das typische Salzhausener Bild im Vogelsberg. Die Abfolge im Westerwald könnte also in Teilen jünger sein als die Salzhausener Schichten.

Auch im Westerwald läßt sich lokal das Salzhausener Pollenbild in einen älteren und einen jüngeren Abschnitt gliedern. Der Altersunterschied kann nicht von Bedeutung sein. Im Westerwald tritt häufig *Cyperaceapollis piriformis* THIELE-PFEIFFER auf, eine Charakterform der mittelmiozänen? Braunkohle von Wackersdorf (THIELE-PFEIFFER 1980; GREGOR 1982). Im Westerwälder Material stellt sie häufig fast den gesamten Hundertsatz. Man kann sie geradezu als „Leitform“ des Westerwälder Mittelmiozäns bezeichnen. Zum Westerwälder Mittelmiozän gehört im wesentlichen das Westerwälder Oberflöz (STECKHAN 1973) einschließlich der örtlich entwickelten Dachflöze. (Das Unterflöz ist oberoligozänen Alters.) Wo der „Sohlbasalt“ (KLÜPFEL 1929 u. a.) vorkommt, zeigt sich, daß dieser obere Flözhorizont intrabasaltisch gebildet ist, wie im Vogelsberg. Im Bereich der Tongrube Stoß

und Umgebung ist ein geringmächtiger Kohlenhorizont zu sehen, der dem „Tuffitlager“ aufliegt, aber vom „Dachbasalt“ durchschlagen und teilweise überlagert wird (s. hierzu auch PFLUG 1959; LIPPERT 1970). Offenbar diente der Flözhorizont häufig als Medium der lateralen Basaltintrusionen (KLÜPFEL 1953; SCHENK 1964a). Diese jüngeren Basalte sind der oberstmiozänen-pleozänen Lavenförderung zuzuordnen (LIPPOLT & TODT 1978; TURK et al. 1984). Die Anwesenheit pleozäner Vulkanite im Westerwald ist bereits länger bekannt. So erwähnt PFLUG (1959) ein Flözchen mit pleozänem Pollenbild, welches von Basalt durchschlagen ist.

Die mittelmiozänen Sedimente im Westerwald sind im Gegensatz zu denen des Vogelsberges flächenhaft verbreitet. Das erklärt sich wohl mit dem unterschiedlichen zeitlichen Ablauf der vulkanischen Aktivität beider Gebirge. Das Mittelmiozän im Westerwald entspricht den radiometrischen Altersdatierungen zufolge einer vulkanischen Ruhezeit, die eine weiträumige und einheitliche Sedimentation begünstigt haben dürfte. Zur gleichen Zeit war der Vogelsberg Schauplatz lebhafter vulkanischer Vorgänge, was eine flächendeckende und einheitliche Ablagerung verhindert haben dürfte.

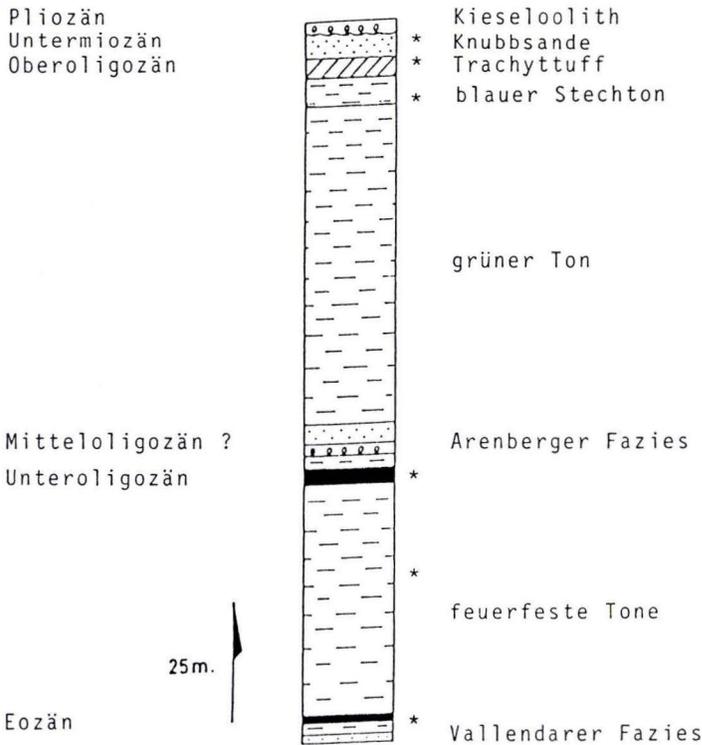


Abb. 12. Palynologisches Profil Neuwieder Becken (\* = Palynologische Probenpunkte; siehe auch PFLUG 1959).

Zum Pliozän des Westerwaldes ist in diesem Zusammenhang nichts Neues zu berichten, einige Sedimentvorkommen werden von PFLUG (1959) erwähnt. Es scheint, daß die pliozänen Sedimente dort keine große Verbreitung haben, im Gegensatz zu den Vulkaniten dieser Zeit.

Das im W anschließende Tertiär des Neuwieder Beckens fällt nicht mehr ins Untersuchungsgebiet. PFLUG (1959) geht ausführlich auf dieses, dem Westerwald im Prinzip recht ähnlich aufgebaute Sedimentationsgebiet ein (Abb. 12). Eine neuere Untersuchung des lokalen Unteroligozäns liegt von SCHÄFER (1986) vor, dort findet sich auch weitere neuere Literatur.

## 2.5. Rhön

Von der Rhön lag kein neues Untersuchungsmaterial vor, man kann aber einige ältere Ergebnisse zum Vergleich mit den von mir bearbeiteten hessischen Tertiär-Gebieten heranziehen. Wichtig sind die vorliegenden palynologischen Untersuchungen.

### 2.5.1. Alttertiär

Seit langem ist das Braunkohlenvorkommen von Sieblos bekannt. Die ältere Literatur ist bei GAHL (1964) aufgeführt und diskutiert worden. Die palynologischen Ergebnisse von GAHL ergeben bei Vergleichen mit den Invertebratenfunden der älteren Autoren kein widerspruchsfreies Bild. Betrachtet man GAHLS palynologische Ergebnisse nach dem heutigen Stand, so folgt für die Kohle von Sieblos ehestens ein mitteloligozänes Alter. Wichtigste Form, die von GAHL genannt wird, ist *Boelensipollis hohli* KRUTZSCH. Diese ist auf das Mitteloligozän beschränkt und tritt im Oberoligozän nicht mehr auf. Nach KRUTZSCH (1962) könnte diese Form in Mitteldeutschland auch noch bis in das Unteroligozän hinabreichen, aber in Hessen gibt es dafür noch keine Bestätigung. Die Begleitflora von Sieblos entspricht weitgehend der in der Rupelton-Kohle von Alsfeld. Das Siebloser und das Alsfelder Vorkommen lassen sich auch paläogeographisch gut miteinander in Verbindung bringen. Offenbar lag bei Alsfeld die Ost-Küste des „Rupelkanals“, der dort mit einer Bucht in die Röhn einzog. MARTINI (1987b) vergleicht das Vorkommen von Sieblos mit dem Melanienton Niederhessens und stellt es in das Unteroligozän.

### 2.5.2. Oberoligozän

Über oberoligozäne Schichten ist in der Rhön wenig Konkretes bekannt. Äquivalente des Cyrenenmergels scheinen ganz zu fehlen. In der älteren Literatur finden sich Hinweise auf ein kleines Tonvorkommen im Lettengraben („ferussina-Ton“), das Leitformen des Landschneckenkalkes von Hochheim enthält (FISCHER & WENZ 1914; WENZ 1921; HIRSCH 1937; ELBORG 1956). Dieser wird heute in das Chatt gestellt (u. a. ROTHAUSEN & SONNE 1984). Nach ELBORG (1956) scheinen palynologische Untersuchungen vergleichbarer Schichten ein jüngerer Alter nahezu legen. KNOBLOCH (1971) nimmt das Vorkommen in der Rhön zum Anlaß, Vergleiche zwischen dem Sedimentationsraum des Mainzer Beckens und dem von Böhmen zu ziehen.

### 2.5.3. Unteres Untermiozän (M 1)

Eine moderne palynologische Untersuchung dieser Schicht an der Lokalität Theobaldshof ist von PFLUG durchgeführt worden (MOAYEDPOUR 1977). Die *coryphaeus/rurensis*-Verhältniswerte in Höhe von 75% sind typisch für das Bild der *escheri*-Schichten. Die Werte entsprechen völlig den einschlägigen Ergebnissen vom Landrücken.

Mit den *escheri*-Schichten ist auch in der Rhön Vulkanismus verbunden (s. hierzu auch ELBORG 1956). Noch älterer Vulkanismus ist nach radiometrischen Altersdatierungen (LIPPOLT 1980) gegeben.

Für die südliche Rhön (Gebiet von Bischofsheim) hat ELBORG (1956) die Geologie und Stratigraphie bearbeitet. Die detaillierte Einstufung basiert auf palynologischen Untersuchungen von REIN (u. a. 1961). Die stratigraphische Gliederung lehnt sich der von WENZ an (FISCHER & WENZ 1914; WENZ 1921; MICHELS et al. 1930). Sie sieht ein obermiozänes Alter für die Schichten mit *Melania escheri* vor, wobei den entsprechenden Befunden von STEHLIN (1917) und HIRSCH (1937) offenbar nicht Rechnung getragen wurde. So ist eine Umdeutung der Pollendiagramme von REIN erforderlich, um zur Tertiärgliederung des heutigen Standes zu gelangen. Das ist nur mit Einschränkungen möglich, da REIN (1961) nach der wenig aussagekräftigen Methode der Durchschnittsspektren arbeitet und seine Erläuterungen nur kurz gefaßt sind. Mit den genannten Vorbehalten ergibt sich folgendes:

REINS „Helvet“ und „Torton“ in der Rhön entspricht ehestens einem „aquitanen“ Pollenbild neuerer Auffassung. Hier tritt offenbar der erste *coryphaeus*-Gipfel auf, der von einem Ulmengipfel begleitet wird. Da in der Rhön Äquivalente der Cerithien- bis Hydrobienschichten unbekannt sind, muß es sich um Äquivalente der Schichten mit *Melania escheri*, beziehungsweise der Landschneckenmergel im weiteren Sinne handeln.

### 2.5.4. Höheres Untermiozän bis tiefes Mittelmiozän (M 2)

Das „Sarmat“ von REIN liegt anscheinend im Abschwing des ersten *coryphaeus*-Gipfels und in der Verschiebungs-Zone des *Ulmus/Alnus*-Verhältnisses zugunsten von *Alnus*. Das entspricht dem Prososthenienbild und legt eine Einstufung in den Abschnitt Prososthenien- bis Bockenheimer Schichten nahe. In der Rhön wären damit die Verhältnisse denen am benachbarten Landrücken ähnlich. Dort werden die kohleführenden *escheri*-Schichten von der Elmer Braunkohlenstufe (M 2) überlagert. Nach einer Revision der Flora von Bischofsheim kommt KNOBLOCH (1971) zu einer vergleichbaren Alterseinstufung, wobei er auch auf enge Beziehungen dieses Vorkommens zu denen von Böhmen hinweist\*.

### 2.5.5. Mittelmiozän (M 3)

REINS „Pliozän A“ der Rhön entspricht wohl dem „Unterpliozän“ von ELBORG (1956). Hier ist offenbar wiederum ein *coryphaeus*-Gipfel entwickelt. Falls die Schicht, aus der dieses Spektrum stammt, tatsächlich der älteren Serie aufliegt, könnte es sich nur um den für das Mittelmiozän bezeichnenden zweiten *coryphaeus*-Gipfel handeln. Keinesfalls kommt Pliozän in Frage. Ehestens könnten Äquivalente der Salzhausener Schichten vorliegen. Ein

\* M 2-Schichten konnten von mir kürzlich bei Bischofsheim palynologisch belegt werden.

jüngerer Alter als Badenien oder Sarmatien s. str. ist auszuschließen, denn nach NAGY & PLANDEROVA (1985) kommt im Pannonien s. str. (Obermiozän) der Vertreter *T. coryphaeus* nicht mehr vor, während er im Sarmatien s. str. noch vertreten ist (PLANDEROVA 1974; KLAUS 1984). KOBLOCH (1971) schließt ein postburdigales Alter für den jüngsten Schichtabschnitt von Bischofsheim nicht aus. Zu einer ähnlichen Auffassung kommt GREGOR (1982) im Nordabschnitt der Rhön, wo er für den Hangendabschnitt des von MOAYEDPOUR (1977) beschriebenen Profils (Abb. 13) ein mittel- bis obermiozänes Alter fordert.

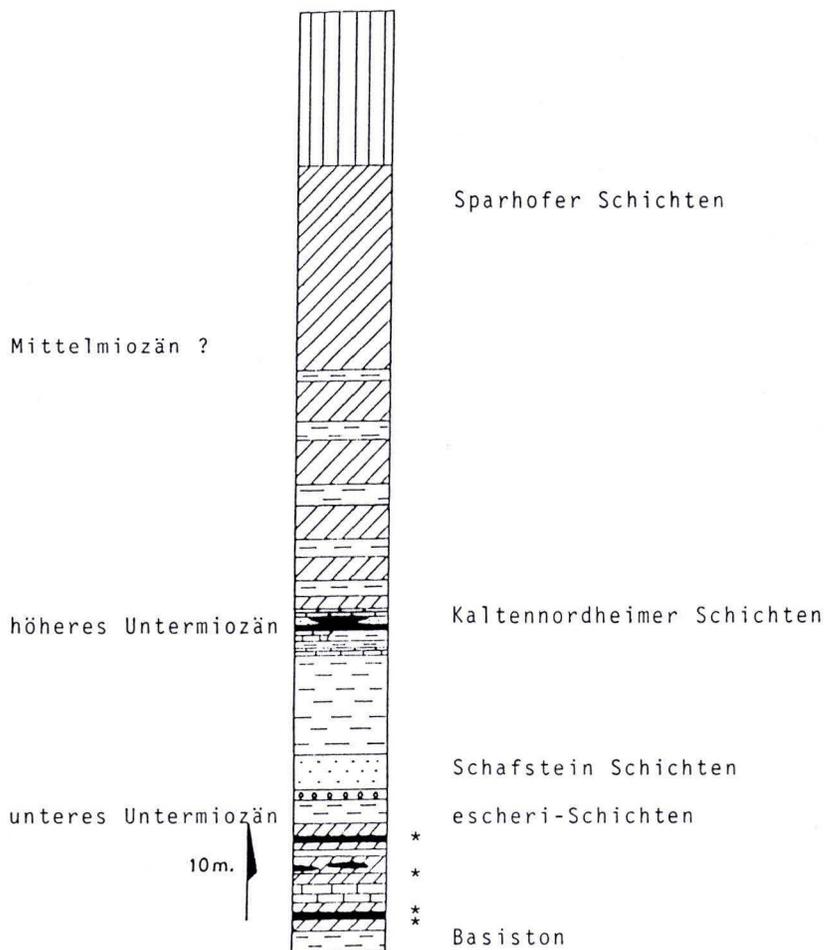


Abb. 13. Palynologisches Profil Rhön-Theobaldshof (Geologie nach MOAYEDPOUR 1977; Palynologie nach PFLUG; \* = Palynologische Probenpunkte).

Zusammenfassend kann zum Miozän der Rhön heute folgendes gesagt werden:

Untermiozäne *escheri*-Schichten sowie Äquivalente der Prososthenien- bis Bockenheimer Schichten und möglicherweise auch solche der Salzhausener Schichten kommen vor, wobei letztere als noch nicht sicher nachgewiesen gelten können. Für obermiozäne Ablagerungen gibt es in der Rhön bislang keinen Anhalt.

### 2.5.6. Pliozän

Das Pliozän in der Rhön ist wie in allen hessischen Tertiärgebieten entwickelt; es führt das charakteristische Pollenbild vom Reuver-Typus (REIN 1961). Für das Pliozän bezeichnende Säugerreste hat u. a. BÜCKING (1916) von dort genannt.

Die Gliederung des sedimentären Tertiärs der Rhön kann nur eine vorläufige sein. Was die Verbreitung der Schichtglieder sowie die Interpretation der älteren Literatur anbetrifft, sind weitere Untersuchungen erforderlich.

### 2.6. Nordhessen

Vom Nordrand des Vogelsberges stand eine Anzahl kompletter Kernbohrungen zur Verfügung. Diese haben ausschließlich Alttertiär erschlossen, dessen einschlägige Stratigraphie und Palynologie in Nordhessen relativ gut bekannt ist. Ein Beispiel hierfür ist das Schichtenprofil des Beckens von Amöneburg/Kirchhain (Abb. 14; s. hierzu auch STECKHAN 1952).

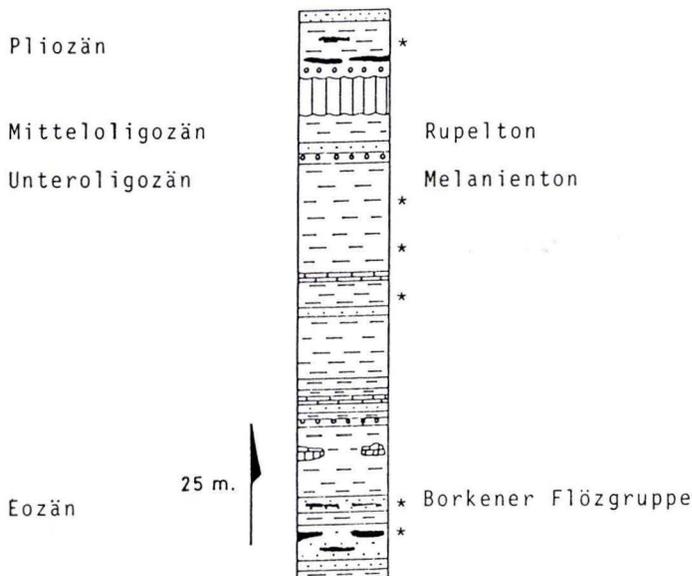


Abb. 14. Palynologisches Profil Amöneburg/Kirchhain (Geologie nach STECKHAN 1952; Palynologie teilweise nach BROSIUS & GRAMANN 1959; \* = Palynologische Probenpunkte).

Eine palynologische Gliederung des hessischen Alttertiärs, die auch die subhercyne Senke einschließt, ist von PFLUG (1986) erschienen. Eine neuerliche palynologische Untersuchung der Braunkohle von Borken liegt von ENGEL (1987) vor.

Neue Ergebnisse zum nordhessischen Jungtertiär bringt KREUTZER (1986). Seine stratigraphischen Ergebnisse scheinen für den ganzen nordhessischen Raum gültig zu sein. Von mir wird in diesem Zusammenhang eine Bohrung aus Nordhessen ausgewertet, als Beispiel von mehreren, deren Proben aufbereitet und untersucht wurden. Es handelt sich um die A/82-B10 Frielendorf-Großroppershausen, R 35 23 89, H 56 44 87 (22,40; 27,0-27,10; 31,00 m), Bl. 5022 Schwarzenborn. Diese Bohrung wurde ausgewählt, da im Vorkommensbereich Frielendorfer Schichten der jüngeren niederhessischen Braunkohlenserie zu erwarten sind, der ein im wesentlichen oberoligozänes Alter zukommt (STECKHAN 1952; KREUTZER 1986; PFLUG 1986) (Abb. 15).

Der palynologische Befund der Brg. A/82-B10 war aber anders als erwartet. Bei 27,0-27,1 m u. Gel. fand sich ein reiches Spektrum des Borkener Bildes im weiteren Sinne.

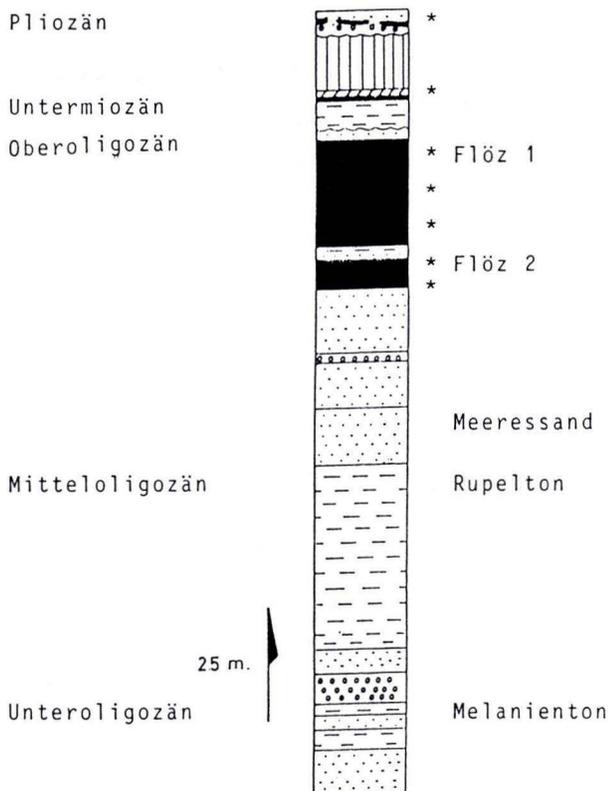


Abb. 15. Palynologisches Profil Frielendorf (unter Berücksichtigung der Angaben von STECKHAN 1952 und PFLUG 1957; \* = Palynologische Probenpunkte).

Charakteristisch ist hier der für das höhere Eozän bezeichnende hohe Anteil an „glatten Palmenpollen“ *M. tranquillus tranquillus* bei gleichzeitigem Zurücktreten disaccater Formen (PFLUG 1986 u. a.).

Als begleitende Elemente sind *T. coryphaeus* und *T. plicatus* in höheren Anteilen vertreten. Das massenhafte Auftreten der Grünalge *Pediastrum* läßt auf eine rein limnische Fazies schließen. Bei 31,0 m u. Gel. im Liegenden fand sich ein ähnliches Spektrum, nur ist hier der Pollengehalt geringer.

Die Hangendprobe aus 22,40 m u. Gel. führt keine Palmenpollen mehr, aber *T. plicatus* ist noch vertreten. Anstelle der Grünalgen wird nun das Septrum von Dinoflagellaten-Zysten bestimmt, was auf eine Änderung der Ablagerungsbedingungen zum brackischen bis zum marinen Milieu hinweist. Diese Schicht ist aufgrund des Sporenspektrums bereits in das Unteroligozän zu stellen. Das Pollenbild entspricht dem „Bild der Melanientone“ sensu PFLUG. Diese Bezeichnung hat nach PFLUG (1986) Priorität vor dem Terminus „Heskemer Bild“ sensu BROSIUS (MÜRRIGER & PFLANZL 1955; BROSIUS & GRAMANN 1959; BROSIUS 1959). Es ist auch an eine geeignete Typuslokalität gebunden.

## 2.7. Nördlicher Oberrheingraben

Im Oberrheingraben ist ein fast komplett entwickeltes Profil des Mittel- und Jungtertiär entwickelt (Abb. 16). Eine Darstellung der regionalen Geologie liegt von BOIGK (1981) vor. Seine stratigraphischen Angaben zum älteren Tertiär sind detailliert, zur Stratigraphie der jüngeren Schichten war aber bislang noch wenig bekannt. Zur Untersuchung standen Proben aus drei Tiefbohrungen der Ölindustrie zur Verfügung, die Jungtertiär in großer Mächtigkeit durchörtert haben. Aus diesen wurden über 50 Proben palynologisch untersucht. Aus Gründen der Vertraulichkeit können hier keine näheren Angaben zur Lokation der Profile gemacht werden.

Die Bohrungen werden im folgenden B1, B2, B3, genannt. Ihre Ansatzpunkte liegen W, NW und SW des Großraumes Darmstadt. Frühere palynologische Untersuchungen im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens finden sich bei MÜRRIGER & PFLANZL (1955), REIN (1961), PFLUG (1966b), v. D. BRELIE (1974). Die Ergebnisse lassen sich mit meinen gut vergleichen. Der wichtigste hier interessierende Abschnitt umfaßt die Hangendserie oberhalb der Hydrobienschichten, der von den Erdölgeologen als Jungtertiär 1 und Jungtertiär 2 bezeichnet wird (BOIGK 1981). Die Mächtigkeit des Jungtertiärs 1 erreicht bis zu 200 m, die des Jungtertiärs 2 (einschließlich des Quartärs) bis zu 600 m (Abb. 16).

Die Proben sind so ausgewählt, daß sie das Profil vollständig erfassen. Der Abschnitt im Grenzbereich Jungtertiär 1/Jungtertiär 2 wurde in kleinen Probenabständen untersucht. Nach den Ergebnissen lassen sich die untersuchten Profile an die lokale Stratigraphie der übrigen hessischen Tertiärgebiete anschließen, insbesondere lassen sie sich gut mit den Frankfurter Typusprofilen zusammenbringen. Sie haben mit diesen entsprechend ihrer engen Nachbarschaft auch viele fazielle Gemeinsamkeiten.

Oberhalb der Hydrobienschichten bleibt das „aquitane“ Pollenbild zunächst erhalten, und zwar bis ca. 20 m unterhalb der Grenze zum Hangenden Jungtertiär 2. Dieser tiefe Abschnitt entspricht den Landschneckenmergeln von Frankfurt a. M. Der Komplex ist im nördlichen Oberrheingraben wesentlich mächtiger entwickelt als irgendwo sonst in Hessen. Das in den Bohrungen über diesem Abschnitt folgende M 2 (Prososthenien- bis Bockenheimer Schichten) ist dagegen kaum stärker als in den Frankfurter Typusprofilen. Innerhalb

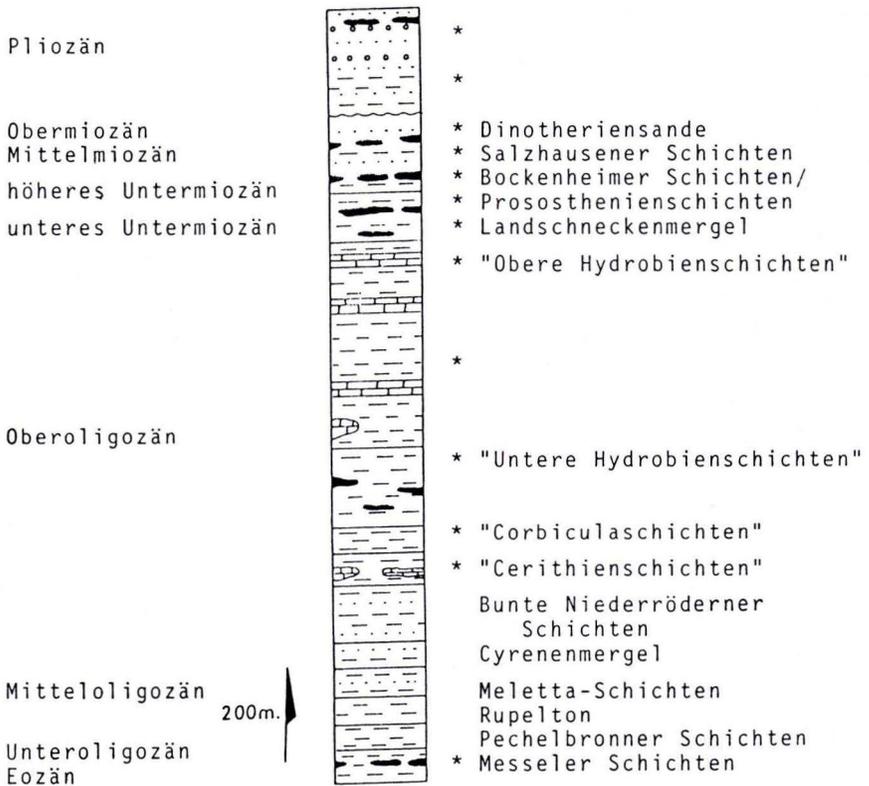


Abb. 16. Palynologisches Standardprofil Nördlicher Oberrheingraben (unter Verwendung von Angaben von BOIGK 1981; \* = Palynologische Probenpunkte).

der Frankfurter M-2-Schichten findet sich eine deutliche, auch durch einen lithologischen Wechsel gekennzeichnete Erosions-Diskordanz (KÜMMERLE 1978; KÜMMERLE & SCHEER 1979). Sie entspricht nach den Untersuchungen weitgehend der Grenze Jungtertiär 1/ Jungtertiär 2. Die Prososthenienschichten bilden das Liegende dieser Diskordanz. Sie gehören noch zum Kalktertiär im weiteren Sinne. Die über der Diskordanz folgenden Congerien- und Bockenheimer Schichten setzen sich aus kalkfreien, lockeren Sanden zusammen und ähneln damit mehr dem jüngsten miozän-pliozänen Abschnitt in ihrer Lithologie.

Das Mittelmiozän der Rheintalprofile findet sich nicht im Frankfurter Raum, wohl aber im Vogelsberg, und zwar dort in den Salzhausener Schichten. Das Mittelmiozän des Rheintales ist in den Pollenspektren wiederum durch den zweiten *coryphaeus*-Gipfel gekennzeichnet, der charakteristischerweise von vierporigen Erlen und *Pterocarya* begleitet wird. Die durch solche Spektren gekennzeichneten Schichten des Rheintales sind also als Äquivalente der intrabasaltischen Serie des Vogelsberges und des Westerwaldes anzusehen.

In der B2 läßt sich über dem Mittelmiozän noch jüngeres Miozän nachweisen, das dem zweiten *coryphaeus*-Gipfel folgt. Ich stelle dieses mit den Dinotheriensanden gleich. Letztere werden heute ins Torton s. str., nicht mehr wie früher ins Pliozän gestellt (ROTHAUSEN & SONNE 1984 u. a.).

Über diesem höchsten nachgewiesenen Miozän folgt offenbar eine Schichtlücke und dann pollenführendes Oberpliozän. Dieses ist in den Bohrungen in großer Mächtigkeit entwickelt. Es liegt anscheinend diskordant den tieferen Serien auf. Ähnliche Verhältnisse sind aus dem Horloffgraben bekannt.

### 2.7.1. Bohrung 1

Das „Aquitän“ ist zwischen 620 und 400 m u. Gel. nachzuweisen. Die Landschneckenmergel reichen hier also nach oben bis ins Niveau 400 m u. Gel. Das erste M-2-Spektrum fand sich bei 396 m u. Gel. Das Ergebnis weicht damit etwas von der geophysikalisch bestimmten Grenze Jungtertiär 1/Jungtertiär 2 ab, die hier bei 400 m u. Gel. angenommen ist. Dem pollenanalytischen Befund zufolge müßte diese also um ca. 10–15 m höher angesetzt werden.

Die Schichten des Mittelmiozäns setzen offenbar bei 360 m u. Gel. oder etwas darunter ein. Aus diesem Bereich standen keine Proben zur Verfügung.

Pliozän läßt sich im Abschnitt zwischen 265 und 95 m u. Gel. nachweisen. Der zwischen dem palynologisch belegten M 2 und dem Pliozän eingeschaltete Schichtenkomplex hat gegenüber den anderen Profilen eine reduzierte Mächtigkeit. Also ist hier weniger „postburdigales“ Miozän abgelagert oder ein Teil ist vor dem Pliozän wieder abgetragen worden. Auf die Indizien für eine Diskordanz zwischen miozänen und pliozänen Schichten ist bereits hingewiesen worden.

### 2.7.2. Bohrung 2

Von dieser Bohrung wurden die meisten Proben untersucht, das Profil ist daher auch im genauesten zu gliedern (Abb. 17). „Aquitän“ läßt sich im tiefen Abschnitt zwischen 710 und 560 m u. Gel. nachweisen. Davon entspricht der höchste Teil zwischen 670 und 560 m u. Gel. den Landschneckenmergeln der Frankfurter Profile. Zwischen 560 und 535 m u. Gel. folgen dann die Prososthenienschichten. Oberhalb davon, zwischen 535 und 530 m u. Gel. lassen sich die Äquivalente der Congerien- und der Bockenheimer Schichten der Frankfurter Stratigraphie nachweisen.

Die in den geophysikalischen Bohrlochmessungen ausgewiesene Grenze Jungtertiär 1/ Jungtertiär 2 entspricht ziemlich genau der Grenze Prososthenienschichten/Congerien-schichten. Der Probenabstand für die Entnahme liegt hier bei ca. 5 m. Das Mittelmiozän (M 3) ist im Bereich zwischen 525 und 480 m u. Gel. entwickelt. Dessen Übergang in den überlagernden Schichten des jüngeren Miozäns (Torton) scheint im Bereich von 450 m u. Gel. zu liegen. Jedenfalls ist das jüngere Miozän im Bereich 435–405 m u. Gel. nachweisbar.

Die darüber folgende Partie zwischen 305 und 100 m u. Gel. hat pliozänes Alter. Das Pollenbild entspricht ganz dem der oberpliozänen Braunkohlenlager im Horloffgraben

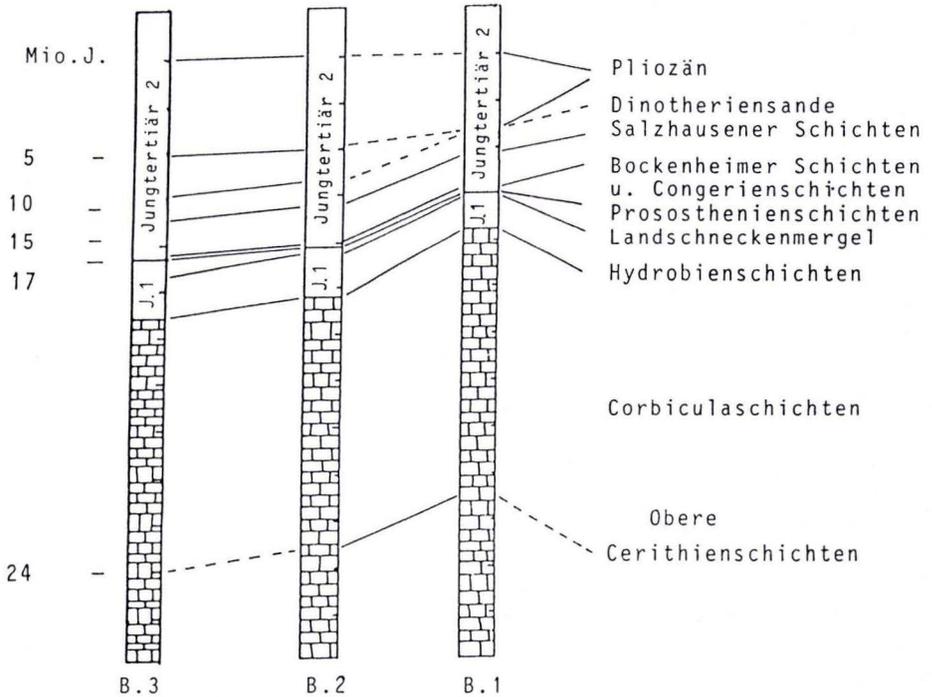


Abb. 17. Korrelation im nördlichen Oberrheingraben nach Maßgabe der Palynologie.

(Wetterau). Die Grenze zum Pleistozän kann Mangels pollenführender Proben palynologisch nicht festgelegt werden. Der einschlägigen Literatur zufolge dürfte Pleistozän bei etwa 100 m u. Gel. zu erwarten sein (u. a. BARTZ 1974).

### 2.7.3. Bohrung 3

In diesem Abschnitt ist „Aquitain“ zwischen 1160 und 540 m u. Gel. angezeigt. Die Probe bei 1160 m enthält als einzige der 52 untersuchten Proben massenhaft Phytoplankton der marinen Fazies. Alle anderen Proben führen nur Süßwasser-Planktonen. Die marine Schicht ist dem Befund zufolge dem oberen Abschnitt der Cerithienschichten im Mainzer Becken gleichzustellen. Die sogenannten Hydrobienschichten der Rheingraben-Stratigraphie enthalten auch Äquivalente der Cerithien- und *Corbiculaschichten* der Mainzer Profile (Abb. 16) (MARTINI 1978; ROTHHAUSEN & SONNE 1984).

Die M-2-Schichten umfassen in der Bohrung den Abschnitt von ca. 540–500 m u. Gel. Die Grenze Prososthenienschichten/Congerienschichten stimmt hier wieder mit der Grenze Jungtertiär 1/Jungtertiär 2 gut überein. Sie verläuft im Niveau zwischen 520 und 515 m u. Gel..

Mittelmiozän (M 3) ist zwischen 490 und 445 m u. Gel. nachzuweisen. Aus dem Hangendabschnitt standen keine Proben zur Verfügung. Die Verhältnisse dürften hier denen der anderen Bohrungen entsprechen.

Übersicht des Probenmaterials aus dem nördlichen Oberrheingraben:

B1 (Teufe 95,0; 265,0; 370,0; 372,0; 384,0; 386,0; 392,0; 396,0; 400,0; 414,0; 432,0; 440,0; 444,0; 620,0 m),

B2 (Teufe 100,0; 215,0; 305,0; 405,0; 435,0; 480,0; 490,0; 500,0; 505,0; 525,0; 530,0; 535,0; 540,0; 545,0; 550,0; 555,0; 565,0; 570,0; 575,0; 625,0; 660,0; 710,0 m).

B3 (Teufe 445,0; 480,0; 485,0; 490,0; 500,0; 505,0; 510,0; 515,0; 520,0; 525,0; 530,0; 535,0; 540,0; 545,0; 550,0; 840,0; 1160,0 m).

### 3. Zusammenfassung der Ergebnisse

In Abb. 18 und 19 sind Profilsäulen zusammengestellt und in zwei Schnitten verbunden worden. Der W–E-Schnitt reicht vom Neuwieder Becken bis in die Rhön, der N–S-Schnitt von Niederhessen bis in den nördlichen Oberrheingraben. In Abb. 17 werden drei typische Profilsäulen des nördlichen Oberrheingrabens palynostratigraphisch verbunden.

Abb. 20 veranschaulicht die paläogeographische Entwicklung im Untersuchungsgebiet, wie sie sich aus den Ergebnissen ableiten läßt. Die Karten verbessern und ergänzen eine ältere Darstellung (HOTTEWROT 1987b, dort auch Literaturangaben). Folgender Ablauf der Ereignisse läßt sich erkennen:

Das Eozän ist das älteste tertiäre Schichtglied des untersuchten Gebietes. Im Westerwald sind eozäne Sedimente nur im Westbereich nachzuweisen. Diese scheinen keine Verbindung mit den Vorkommen in Nordhessen und im Oberrheingraben gehabt zu haben. Die flächendeckende Sedimentation im Westerwald hat erst im Unteroligozän begonnen. Auch im nördlichen Hessen vergrößert sich zu dieser Zeit der Sedimentationsraum.

Während des Mitteloligozäns kommt es bekanntlich zu einer durchgehenden Verbindung zwischen Nord- und Südmeerbecken. Die Meeresstraße weitet sich im Bereich des Vogelsberges aus. Von hier ziehen offenbar buchtformige Ausläufer nach W in den Westerwald und nach E in die Rhön.

Im Oberoligozän wird die Meeresverbindung in Mittelhessen unterbrochen. Das Südbecken endet an einer NW–SE verlaufenden Schwelle im Raum Gießen, Lich, Salzhausen. Das Nordbecken mit seiner charakteristischen Fazies des Kasseler Meeressandes hat seine südlichste Verbreitung in der Nähe von Ziegenhain. Der Westerwald war während des Oberoligozäns weiträumiges Sedimentationsgebiet und wird auch Schauplatz der ältesten flächendeckenden vulkanischen Aktivität soweit es das Untersuchungsgebiet betrifft. Im Landrücken fehlen Anzeichen einer oberoligozänen Sedimentation, in der Rhön ist bisher lediglich ein fraglich oberoligozänes Vorkommen bekannt.

Im „Aquitän“ setzt in Mittel- und Südhessen eine neue Entwicklung ein. Weit nach E greifen die Landschneckenmergel vor. Sie sind dort in der Fazies der „Schichten mit *Melania escheri*“ ausgebildet. Zur gleichen Zeit setzt im Vogelsberg und am Landrücken Vulkanismus mit der Förderung der „Basistuffe“ ein. Im höheren Untermiozän bis tiefen Mittelmiozän dehnt sich der Sedimentationsraum noch weiter aus. Auch nördlich des Vogelsberges sind limnische Sedimente dieses Alters nachgewiesen.

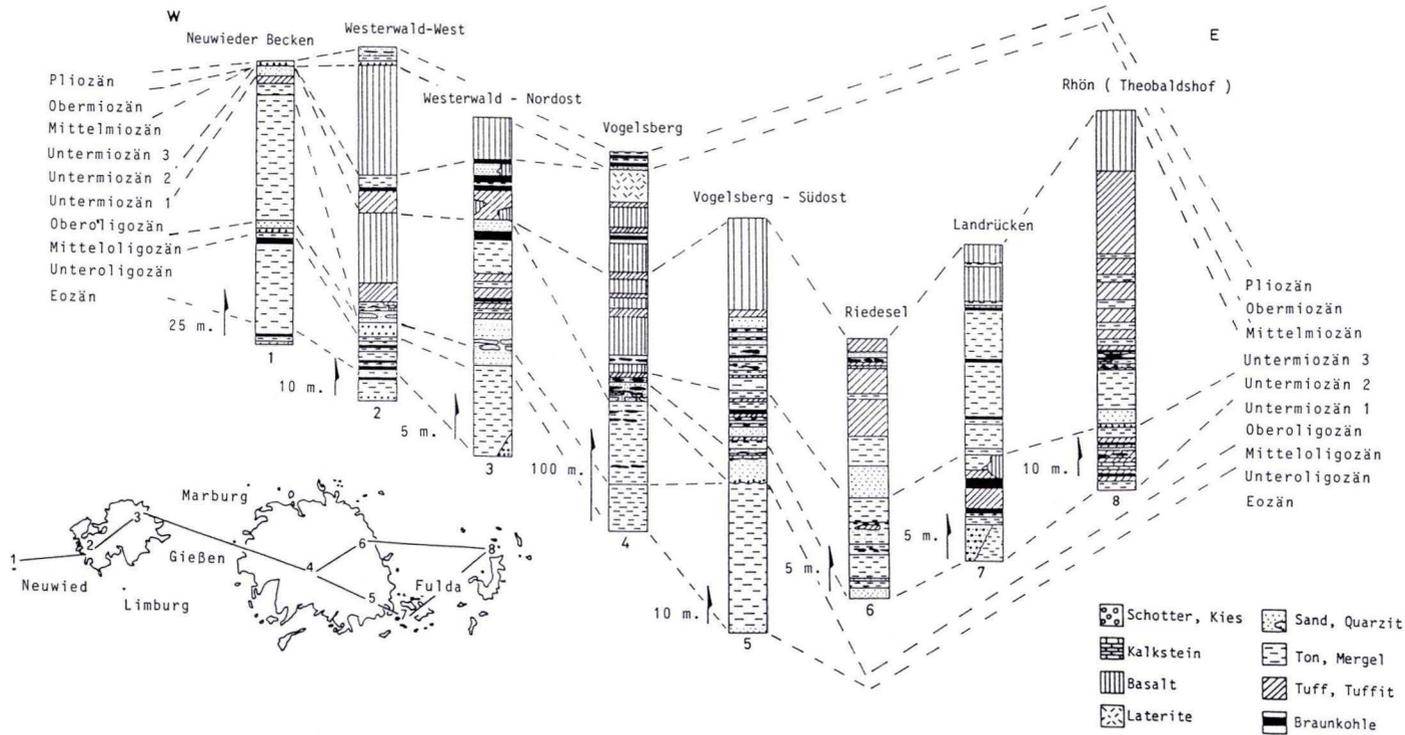


Abb. 18. Korrelation der Profile im W-E-Schnitt nach Maßgabe der Palynologie.

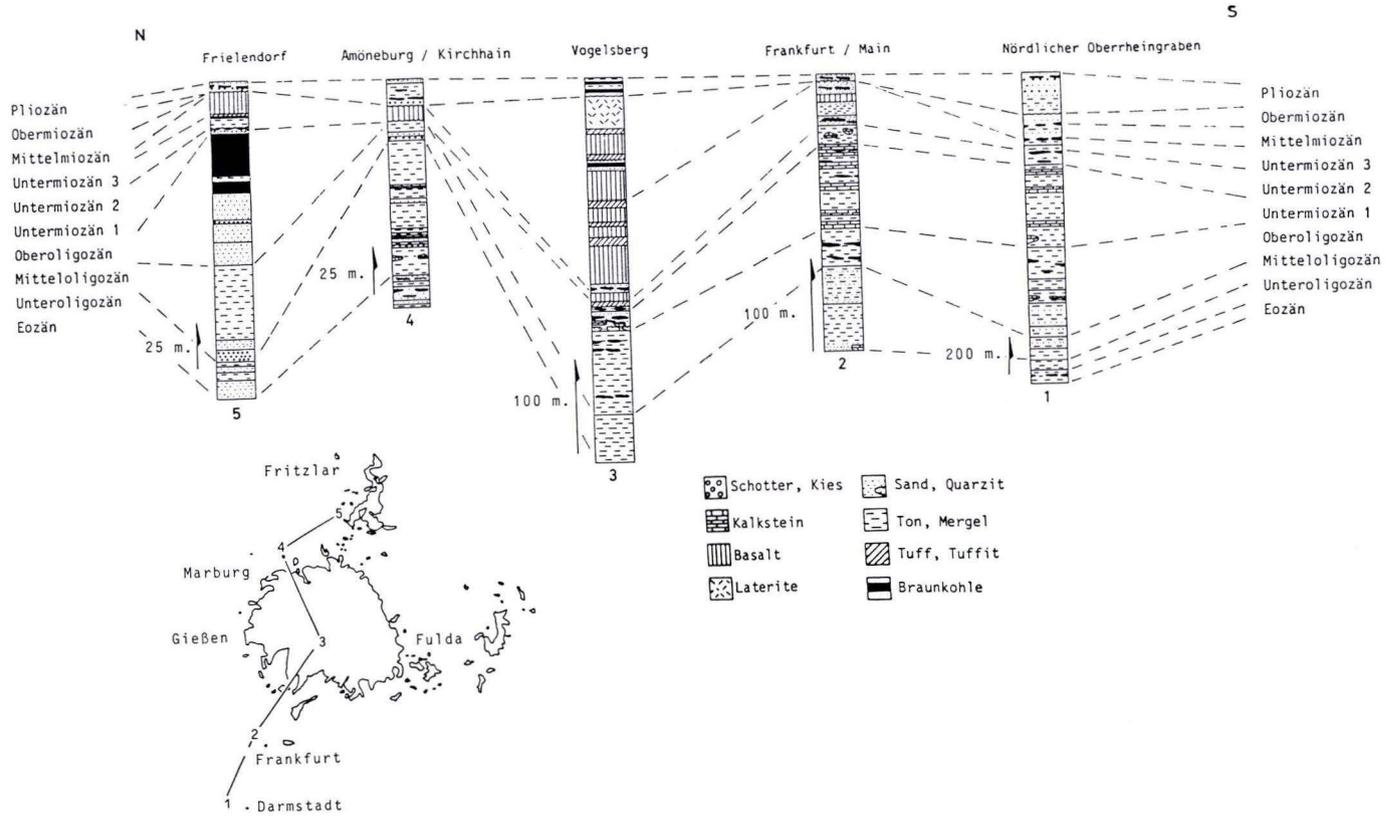
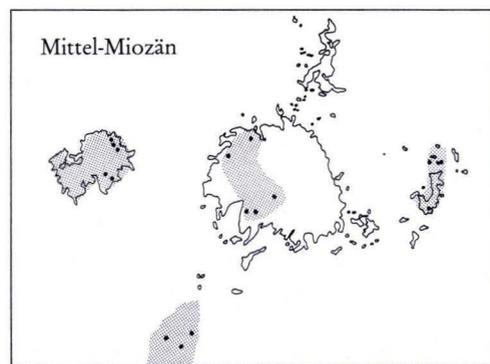
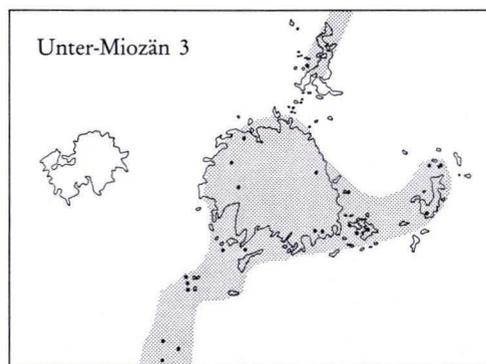
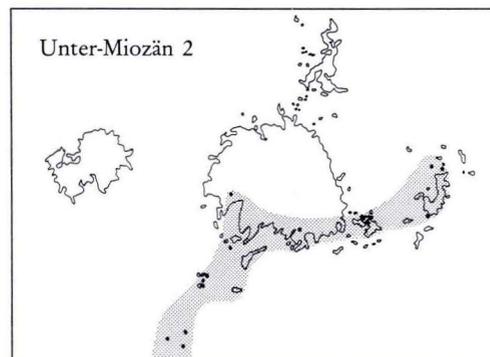
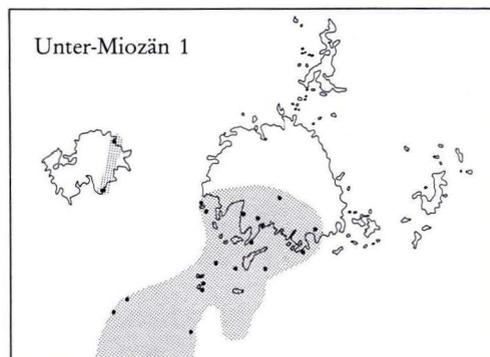
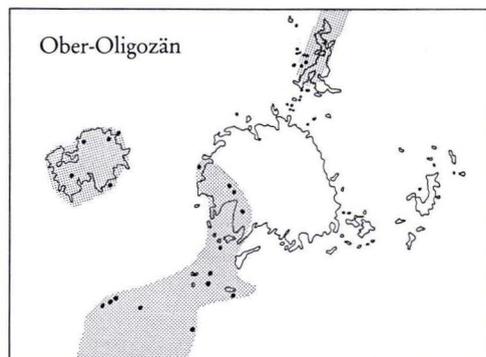
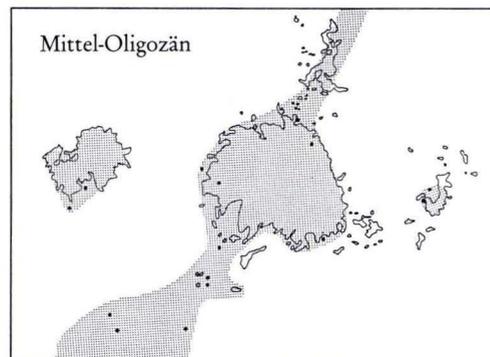
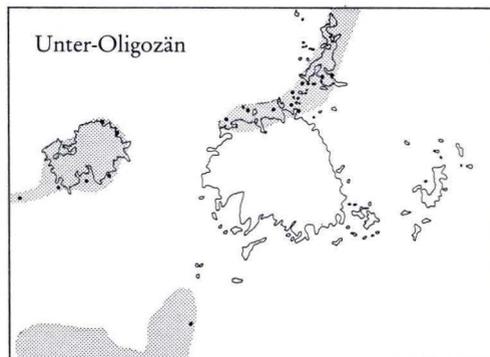
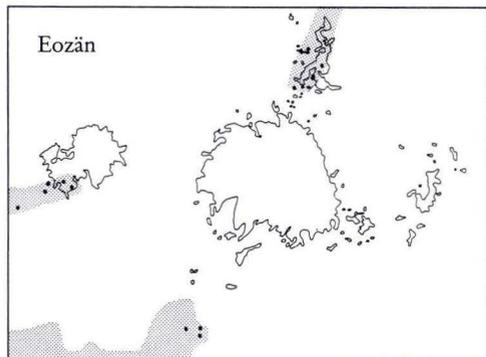


Abb. 19. Korrelation der Profile im N-S-Schnitt nach Maßgabe der Palynologie.



Im Mittelmiozän löst sich im Vogelsberggebiet der zusammenhängende Sedimentationsraum in kleine Teilbecken auf. Im Gegensatz dazu kommt es im Westerwald zu einer großflächigen Sedimentation, die über das gesamte Mittelmiozän andauerte. Aber die Überlieferung aus der untermiozänen Serie ist hier lückenhaft.

Ablagerungen mit Spektren des höheren Miozäns habe ich bisher nur im Oberrheingraben gefunden. In diese Zeit gehören aber auch die Dinotheriensande in Rheinhessen. In Mittelhessen sind zeitgleiche Sedimente noch nicht nachgewiesen worden. Der Rheingraben stellt übrigens das einzige Gebiet dar, in dem alle hier genannten Schichtglieder in fast lückenlosen Profilen vorliegen.

Ablagerungen pliozänen Alters kommen in allen hier besprochenen Landschaften vor.

#### 4. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1916): Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn. – Jb. preuß. Geol. L.-Anst. f. 1915, **36** (1): 269–373, 8 Abb., 9 Taf. Berlin.
- AHRENS, W. (1957): Überblick über den Aufbau des Westerwälder Tertiärs, mit besonderer Berücksichtigung der stratigraphischen Stellung der vulkanischen Gesteine. – Fortsch. Mineral., **35**: 109–116; Stuttgart.
- (1969): Die Lagerstätten nutzbarer Steine und Erden im Westerwald. – Z. dt. Geol. Ges., **112**: 238–252, 3 Abb.; Hannover.
- AVERDIECK, F. R. (1958): Pollen vom Chenopodiaceen-Typ im Flöz Frimmersdorf – ein Hinweis auf seine strandnahe Entstehung. – Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 101–112, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BARTZ, J. (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. – In: Approaches to Taphrogenesis: Proceed. int. Rift Sympos. Karlsruhe, April 13–15, 1972: 78–87, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BERGGREEN, W. A., KENT, D. V., FLYNN, J. J., u. COUVERING, J. A. VAN (1985): Cenozoic geochronology. – Geol. Soc. Am. Bul., **96**: 1407–1418, 6 Abb., 3 Tab.; Boulder, Co.
- BEST, G. (1975): Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 75–183, 18 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Mainz.
- BLANCKENHORN, M. (1930): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. **299**, Bl. Amöneburg–Homberg a.d. Ohm, mit Erl., 83 S.; Berlin.
- (1950): Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911–1946. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**: 7–82, 9 Abb.; Wiesbaden.
- BOENIGK, W., v. D. BRELIE, G., BRUNNACKER, K., KEMPF, E. K., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R., & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. – Geol. Abh. Hessen, **75**, 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland. – 330 S., 109 Abb., 51 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Enke).
- BRELIE, G. v. D. (1959): Zur pollenanalytischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. – Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 27–54, 9 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- (1974): Mikrofloristische Untersuchungen zur Altersstellung der jungtertiären Ablagerungen im mittleren und nördlichen Oberrheingraben. – In: Approaches to Taphrogenesis: Proceed. int. Rift Sympos. Karlsruhe, April 13 – 15, 1972: 145–155, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).



Abb. 20. Paläogeographische Entwicklung in Mittelhessen von Eozän zum Mittelmiozän (Zusammenstellung nach den palynologischen Angaben). (Schraffur: Verbreitung der Sedimente, vulkanische Fazies nicht berücksichtigt).

- (1977): Die Mikroflora. – In: BOENIGK, W., BRELIE, G. v. D., BRUNNACKER, G., KEMPF, E. K., KOČI, A., SCHIRMER, G., STADLER, G., STREIT, R., & TOBIEN, H.: Jungtertiär und Quartär im Horloffgraben/Vogelsberg. – Geol. Abh. Hessen, **75**: 55–65, 2 Taf.; Wiesbaden.
- unter Mitarbeit von HAGER, H., & KOTHEN, H. (1981): Neue Gesichtspunkte zur Pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. **29**: 265–274, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- HAGER, H., & WEILER, H. (1981): Pollenflora und Phytoplankton aus den Kölner Schichten sowie deren Lithostratigraphie im Siegburger Land. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **29**: 21–58, 6 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- BROSIOUS, M. (1959): Die Tertiärmulde von Glimmerode. – Hess. Lagerstättenarch., **4**, 48 S., 7 Abb., 3 Tab., 5 Taf., 10 Anl.; Wiesbaden.
- & GRAMANN, F. (1959) „Heskemer Pollenbild“ und Melanienton am N-Rand des Vogelsberges. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 162–167, 1 Abb.; Wiesbaden.
- BÜCKING, H. (1916): Rhön.-Slg. Geol. Führer, **21**, 262 S., 46 Abb., 3 Taf., 2 Kt.; Berlin (Borntraeger).
- DIEHL, O. (1926): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. Alsfeld, mit Erl., 84 S.; Darmstadt.
- EHRENBERG, K.-H., FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S., PUCHER, R., STRECKER, G., SUSIC, M., & ZSCHAU, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im hohen Vogelsberg (Hessen). Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**, 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf.; Wiesbaden.
- HARRE, W., & KREUTZER, H. (1977): Datierungen nach der K/Ar-Methode. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5721 Gelnhausen: 107–110, 1 Tab.; Wiesbaden.
- & HICKETHIER, H. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5623 Schlüchtern, 2. Aufl., 298 S., 46 Abb., 16 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1982): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5622 Steinau a.d. Str., 2. Aufl., mit Erl., 199 S., 19 Abb., 18 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- ELBORG, A. (1956): Geologie des Bauersberges bei Bischofsheim v. d. Rhön. Ein Beitrag zum Vulkanismus der Rhön. – Diss. Univ. Freiburg, 129 S.; Freiburg/Br.
- ENGEL, E. (1987): Zur Palynologie und Stratigraphie der Braunkohle von Borken (Hessen). – Geol. Jb. Hessen **115**: 171–203, 6 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- ENGELHARDT, H. (1903): Über Tertiärpflanzen vom Himmelsberg bei Fulda. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **20**: 249–305, 5 Taf.; Frankfurt a. M.
- & KINKELIN, F. (1908): Oberpliozäne Flora und Fauna des Untermaintales, insbesondere des Frankfurter Klärbeckens – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **29**: 149–281, 14 Taf.; Frankfurt a. M.
- ERNST, T. H. (1977): Petrographisch ermittelte Altersfolge der Basaltergüsse von Rainrod 1 (Vogelsberg) im Gegensatz zur radioaktiven Altersbestimmung. – N. Jb. Mineral., Abh., **129** (1): 75–99, 15 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- FISCHER, K., & WENZ, W. (1914): Das Tertiär in der Rhön und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **35** (2): 37–75, 10 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- FUHRMANN, U., & LIPPOLT, H.-J. (1987): K-Ar-Datierungen an Maintrapp-Basalten aus Bohrungen in Frankfurt a. M. nach der  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ar-Stufenentgasungstechnik. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 245–257, 6 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GAHL, H. (1964): Paläontologie und Stratigraphie der tertiären Vorkommen von Sieblos und Obernhassen in der Rhön. – Diss. Univ. Gießen, 51 S., 2 Abb., 3 Tab.; Gießen.
- GÖPPERT, H. R. (1841): Über das Vorkommen von Pollen im fossilen Zustand. – N. Jb. Mineral., **1841** 338–340; Stuttgart.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- & SEMMEL, A. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5917 Kelsterbach, 3. Aufl., 221 S., 17 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- GRAMANN, F. (1960): Das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. – Sber. Ges. Beförderung ges. Naturwiss. Marburg, **82** (1): 6–113, 19 Abb., 3 Taf., 2 Beil.; Marburg.

- GREGOR, H.-J. (1982): Die jungtertiären Floren Süddeutschlands. Paläokarpologie, Phytostratigraphie, Paläoökologie, Paläoklimatologie. – 278 S., 34 Abb., 16 Taf., 7 Seiten mit Profilen und Plänen; Stuttgart (Enke).
- GRUSCHKAU, H. (1962): Pollenanalytische Untersuchungen der Wetterauer Braunkohle und über holarktische Ericaceen. – Diss. Univ. Gießen, 50 S., 10 Taf.; Gießen.
- HAMOR, G., KNOBLOCH, E., NEMEJC, F., & PLANDEROVA, E. (1973): Faziesstratotypen der Salgotarjaner Schichtengruppe. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen M 2 Ottnangien: 197–226, 8 Abb.; Bratislava.
- HARRE, W., KREUTZER, H., MÜLLER, P., PUCHER, R., & SCHRICKE, W. (1975): Datierungen nach der K/Ar-Methode und Paläomagnetik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5319 Londorf: 67–73, 1 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- HELLER, F. (1933): Wirbeltierreste aus der obermiozänen Maar-Ausfüllung von Homberg a. d. Ohm. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., **15**: 248–256, 1 Taf.; Gießen.
- HENTSCHEL, H., & THEWS, J.-D. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5514 Hadamar, 2. Aufl., 169 S., 14 Abb., 10 Tab.; Wiesbaden.
- HERTER, G. (1985): Palynologische Untersuchungen der plio/pleistozänen Grenzschichten und eines (?prä-elsterzeitlichen) Interglazials im Horloff-Graben/Wetterau. – *Palaeontographica*, B, **195**: 1–128, 11 Abb., 7 Tab., 8 Taf.; Stuttgart.
- HIRSCH, L. (1937): Tertiärgeologische Untersuchungen in der Rhön. – Diss. Univ. Gießen, 166 S., 14 Taf.; Würzburg (Triltsch).
- HOCHULI, P. A. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. – Beitr. Paläontol. Österr., **4**, 132 S., 21 Abb., 14 Taf.; Wien.
- HOLTZ, S. (1962): Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **40**, 46 S., 1 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- HORN, P., LIPPOLT, H. J., & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. – *Eclogae geol. Helv.*, **65** (1): 131–156, 4 Abb., 2 Tab.; Basel.
- HOTTENROTT, M. (1985): Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhausen. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 75–82, 3 Abb.; Wiesbaden.
- (1987a): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Diss. Univ. Gießen, 100 S., 23 Abb.; Gießen.
- (1987b): Palynologie und Stratigraphie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – *N. Jb. Geol. Paläontol.*, Abh., **175** (1): 65–79, 4 Abb.; Stuttgart.
- HUMMEL, K. (1929): Die tektonische Entwicklung eines Schollengbirglandes (Vogelsberg, Rhön). – *Fortschr. Geol. Paläontol.*, **8** (24), 234 S., 12 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- JANOSCHEK, A. (1970): Jung-Pliozän und Alt-Pleistozän im Horloff-Graben (Wetterau). – Diss. Univ. Gießen, 58 S., 12 Abb., 9 Tab.; Gießen.
- JUX, U., & PFLUG, H. D. (1958): Über Aufbau und Altersgliederung des Rheinischen Braunkohlenbeckens. – *Geologie*, B. H. **20**, Jg. 7, 47 S., 11 Ab.; Berlin.
- KEDVES, M., & KISS, I. U. (1968): Etudes Comparatives sur les Pollens du Genre *Alnus* du Tertiaire de Hongrie. – *Acta Bot. Acad. Sci. Hungaricae*, **14** (3–4): 315–321, 3 Abb.; Budapest.
- KILPPER, K. (1967): Pollenanalyse der oberpliozänen Braunkohlen. – In: OKRUSCH, M., STREIT, R., & WEINELT, W.: Erl. geol. Kt. Bayern 1:25000, Bl. 5920 Alzenau i. Ufr.: 164–167, 1 Abb.; München.
- KIRCHHEIMER, F. (1932): Über Pollen aus der jungtertiären Braunkohle von Salzhausen (Oberhessen). – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol.*, B, Beil.-Bd. **67**: 305–311, 1 Taf.; Stuttgart.
- (1934): Das Hauptbraunkohlelager der Wetterau. – *Ber. wetterau. Ges. ges. Naturkde.*, **33**: 1–74, 6 Abb., 10 Taf.; Hanau.
- (1955): Die Karpolithen-Kohle von Salzhausen im Vogelsberg. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **83**: 47–70, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- KIRCHNER, M. (1984): Die Oberoligozäne Mikroflora des südbayerischen Pechkohlenreviers. – *Palaeontographica*, B, **192**, Lfg. 4–6: 85–162, 8 Abb., 10 Tab., 8 Taf., 3 Beil. Stuttgart.
- KLAUS, W. (1984): Zur Mikroflora des Unter-Sarmat am Alpen-Südostrand. – *Beitr. Paläontol. Österr.*, **11**: 289–419, 17 Abb., 19 Taf.; Wien.

- KLÜPFEL, W. (1929): Der Westerwald. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., C. Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., **1927/28**: 75–135, 3 Abb., 3 Taf.; Bonn.
- (1930a): Profil der Tongrube bei Lauterbach. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst. (V), **13**: 101–102, 1 Taf.; Darmstadt.
- (1930b): Die Burdigal- und Helvettransgression im Rheintalgraben zwischen Basel und Gießen. – Geol. Rdsch., **21**: 163–174; Berlin.
- (1941): Der Boden der Stadt Gießen. – Heimat im Bild, Beil. Gießener Anz., Nr. 8, 17. 4. 1941; Gießen.
- (1953): Basaltgeologie. Ein Beitrag zur Kenntnis der tertiären Basalte. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 326–353, 2 Abb., 2 Bilds. Hannover.
- KNOBLOCH, E. (1971): Berichtigungen zur miozänen Flora der Rhön mit Bemerkungen zur Altersstellung. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläontol. hist. Geol., **11**: 251–262, 1 Abb., 1 Taf.; München.
- KOCKEL, C. W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. – Slg. geol. Führer, **37**: 248 S., 28 Abb., 2 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- KRÄUSEL, R. (1940): Die Frankfurter Wälder vor der Eiszeit. – Natur u. Volk, **70**: 446–461, 15 Abb.; Frankfurt a. M.
- KRASKE, G. (1934): Die Diatomeenflora der hessischen Kieselgur lager. – Sber. Heidelberger Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 26 S., 5 Abb., 1 Taf.; Heidelberg.
- KREUTZER, H. W. (1986): Palynologie, Stratigraphie und Tektonik im Becken von Großalmerode (Blatt 4724 Großalmerode, Niederhessen). – Diss. Univ. Gießen, 112 S.; Gießen.
- KREUTZER, H., KUNZ, K., MÜLLER, P., & SCHENK, E. (1974): Petrologie und Kalium/Argon-Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod I (Vogelsberg). – Geol. Jb., **D 9**: 67–84, 6 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- KRUTZSCH, W. (1962a): Stratigraphisch bzw. botanisch wichtige neue Sporen- und Pollenformen aus dem deutschen Tertiär. – Geologie, **11** (3): 265–307, 10 Taf.; Berlin.
- (1962b, 1963, 1967, 1970, 1971): Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen- sowie Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. – Lfg. **1–7**; Jena (VEB G. Fischer).
- (1966): Erläuterungen zu den sporenstratigraphischen Tabellen vom Zechstein bis zum Oligozän. – Abh. zentr. geol. Inst., **8**, 149 S., 8 Tab.; Berlin.
- & MAJEWSKI, J. (1967): Zur Methodik der pollenstratigraphischen Zonengliederung im Jungtertiär Mitteleuropas. – Abh. zentr. geol. Inst. **10**: 83–98, 1 Abb., 3 Tab., 22 Lit.; Berlin.
- KÜMMERLE, E. (1971): Zur Geologie der nordwestlichen Stadtgebiete von Frankfurt a. M. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 214–231, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1974): Geologische Ergebnisse neuerer Bohrungen in Frankfurt am Main. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 143–158, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1981): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5518 Butzbach, mit Erl., 214 S., 30 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1986): Bemerkungen zur Geologie der „Großen Hub“ bei Eltville am Rhein. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 95–109, 2 Abb.; Wiesbaden.
- & SCHEER, H.-D. (1979): Die geologischen Verhältnisse längs der U-Bahn-Strecke Leipziger Straße in Frankfurt am Main. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 145–161, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1970): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5523 Neuhof, 2. Aufl., mit Erl., 274 S., 30 Abb., 5 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LESCHIK, G. (1956): Die Entstehung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora. – Palaeontographica, **B, 100**: 26–64, 5 Taf., 4 Beil.; Stuttgart.
- LIPPERT, H.-J., unter Mitarbeit von HENTSCHEL, H., & RABIEN, A. (1970): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., mit Erl., 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LIPPOLT, H. J. (1978): K-Ar-Untersuchungen zum Alter des Rhön-Vulkanismus. – Fortschr. Mineral., **56** (1): 85; Stuttgart.
- TODT, W., & HORN, P. (1974): Volcanism of the Rhinegraben: potassium-argon ages. Local setting, petrology, and gravity anomalies. – In: Approaches to Taphrogenesis (Inter.-Union Comiss. on Geodynamics, Sci. Rep. 8): 213–221, 2 Abb., 3 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

- (1978): Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. – N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **1978** (6): 332–352, 4 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- MÄDLER, K. (1939): Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **446**, 202 S., 34 Abb., 13 Taf.; Frankfurt a. M.
- MÄGDEFRAU, K. (1968): Paläobiologie der Pflanzen. – 549 S., 395 Abb.; Stuttgart.
- MAI, D. H., & GREGOR, H.-J. (1982): Neue und interessante Arten aus dem Miozän von Salzhausen im Vogelsberg. – Feddes. Repert., **93** (6): 405–435, 9 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- MARTINI, E. (1978): Massenvorkommen von Nannoplankton in den Cerithien-Schichten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens (Ober-Oligozän). – Mainzer geowiss. Mitt., **7**: 155–169, 2 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- (1981): Sciaeniden (Pisces) aus dem Basisbereich der Hydrobien-Schichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän). – Senckenbergiana lethaea, **62**: 93–123, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1982): Bestandsaufnahme des Nannoplanktons im „prä-aquitanen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 29–36, 1 Tab.; Mainz.
- (1987a): Nannoplankton aus den Oberen Hydrobien-Schichten des Hanauer Beckens (Miozän). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 217–226, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1987b): Nannoplankton aus dem nordhessischen Melanienton und von Sieblos/Rhön (Unteroligozän). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 161–169, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MEHRNUSCH, M. (1985): Die Bolivinen (Foraminifera) der Oberen Cerithien-Schichten im Mainzer Becken. – Mainzer geowiss. Mitt., **14**: 369–399, 20 Abb., 3 Taf.; Mainz.
- MICHELS, F. (1969): Über das Alter der fluviatilen Quarzgerölle (Vallendarer Schotter) des terrestrischen Tertiärs im Lahnggebiet südlich des Westerwaldes. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **100**: 32–35; Wiesbaden.
- WENZ, W., & ZÖLLER, A. (1930): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, mit Erl., Lfg. **300**, Bl. Frankfurt/Main-West (Höchst)-Steinbach, 96 S., 3 Taf.; Berlin.
- MOAYEDPOUR, E. (1977): Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlenlagers“ von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). – Geol. Abh. Hessen, **76**, 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf.; Wiesbaden.
- MÜRRIGER, F., & PFLANZL, G. (1955): Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 71–89, 1 Tab.; Wiesbaden.
- & PFLUG, H. D. (1952): Über eine palynologische Untersuchung des Braunhohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI), **3**: 56–66, 2 Taf.; Wiesbaden.
- NAGY, E., & PLANDEROVA, E. (1986): Palynologische Auswertung der Floren des Pannonien. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen M 6 Pannonien: 586–604, 8 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Budapest.
- PFLUG, H. D. (1953): Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. – Palaeontographica, B, **95** (4/6): 60–171, 10 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Stuttgart.
- (1957): Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 125–178, 5 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. – Freiburger Forsch.-H., **C 71**, 110 S., 13 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- (1966a): Stratigraphische Einordnung weiterer hessischer und außerhessischer Tertiär-Vorkommen. – N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **166** (12): 736–744, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1966b): Zur Stratigraphie des mittleren Tertiärs in Hessen und in benachbarten Gebieten. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 259–268, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1975): Sporenstratigraphische Korrelation des Vogelsberg-Gebietes mit benachbarten Tertiärbecken; Das nordwestdeutsche Tertiärbecken, Beitrag Nr. 13. – Oberhess. naturwiss. Z., **42**: 21–30, 5 Abb.; Gießen.
- (1986): Palyno-Stratigraphie des Eozän/Oligozän im Raum von Helmstedt, in Nordhessen und im südlichen Anschlußbereich. – Beitr. reg. Geol. Erde, **18**: 567–595, 4 Abb., 2 Taf.; Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- & 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

- PLANDEROVA, E. (1973): Palynologische Charakteristik der Salgotarjaner Schichtengruppe. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen M 2 Ottnganien: 760–798, 3 Abb., 14 Taf.; Bratislava.
- mit einem Beitrag von NAGY, E. (1974): Palynologische Charakteristik des Sarmatien s. str. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen M 5 Sarmatien: 674–687, 10 Taf.; Bratislava.
- RABEDER, E. (1978): Die Säugetiere des Badenien. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen M 4 Badenien: 467–480, 2 Abb.; Bratislava.
- REIN, U. (1961): Die Möglichkeiten einer pollenstratigraphischen Gliederung des Miozäns in Nordwestdeutschland. – *Meyniana*, **10**: 160–166, 1 Abb., 1 Tab.; Kiel.
- REINACH, A. v. (1899): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt 5819 Hanau, 87 S., 3 Abb.; Berlin.
- RÖGL, F., & STEININGER, F. F. (1984): Fossils and Cimate (edited by P. BRENCHLEY). Neogene Paratethys, Mediterranean and Indopacific Seaways. Implications for the palaeobiogeography of marine and terrestrial biotas: 171–200, 13 Abb.; London, New York (J. Wiley u. Sons Ltd.).
- ROTHAUSEN, K., & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – *Slg. geol. Führer*, **79**, 203 S., 21 Abb., 3 Tab., 47 Taf.; Stuttgart (Borntraeger).
- SCHÄFER, P. (1986): Eine unteroligozäne Mikrofauna von Bubenheim bei Koblenz (Tertiär, Neuwieder Becken). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **13**: 65–76, 7 Abb.; Mainz.
- SCHENK, E. (1961): Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 2. Das tertiäre Quarzitlager im Lumdatal nördlich von Gießen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **89**: 320–330, 4 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1964a): Die geologischen Erscheinungen der Subfusions des Basaltes. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **46**, 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf.; Wiesbaden.
- (1964b): Basalt-Vulkanismus und Aquitan bei Allertshausen im Lumdatal nördöstlich von Gießen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 223–249, 4 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1974): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. Ein Beitrag zur tektonischen Analyse der Riftsysteme. – In: *Approaches to Taphrogenesis (Inter.-Union Comiss. on Geodynamics, Sci. Rep. 8)*: 286–302, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHOTTLER, W. (1921): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5519 Hungen, mit Erl., 107 S.; Darmstadt.
- (1925): Die Geologie von Salzhausen. – *Notizbl. Ver. Erdkde. u. Hess. geol. L.-Anst. (V)*, **7**: 23–55, 1 Kt.; Darmstadt.
- (1937): Der Vogelsberg. – *Notizbl. hess. geol. L.-Anst. (V)*, **18**: 3–86, 2 Abb., 2 Taf.; Darmstadt.
- (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5418 Gießen, 2. Aufl., 163 S., 9 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRICKE, W. (1975): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5319 Londorf, mit Erl., 192 S., 30 Abb., 26 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- SCHWARZ, J. (1985): Revision der Charophyten-Flora der Süßwasserschichten und des Kalktertiärs im Mainzer Becken (Ober-Oligozän – Unter-Miozän). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **14**: 7–98, 18 Abb., 10 Tab., 14 Taf.; Mainz.
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes. – *Rhein-Main. Forsch.*, **91**, 198 S., 18 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Frankfurt a. M.
- SIEBEIN, A. (1987): Lithologie und Palynologie am nordwestlichen Rand der Lahnmulde. Unter besonderer Berücksichtigung der Tonvorkommen von Hintermeilingen, Heckholzhausen und Obertiefenbach. – *Dipl.-Arb. Univ. Gießen*, 128 S.; Gießen.
- SONNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **11**: 217–219, 1 Abb.; Mainz.
- SONTAG, E. (1966): Mikrobotanische (palynologische) Untersuchungen am 2. Niederlausitzer Flözhorizont. – *Geologie, Beih.* **54**, 141 S., 1 Tab., 93 Taf.; Berlin.
- STECKHAN, W. (1952): Der Braunkohlenbergbau in Nordhessen. – *Hess. Lagerstättenarch.*, **1**, 212 S., 38 Abb.; Wiesbaden.
- (1973): Die Braunkohlen des Westerwaldes. – *Hess. Lagerstättenarch.*, **6**, 114 S., 47 Abb.; Wiesbaden.
- STEGEMANN, W. (1964a): Zur Datierung der Rockenberger und Ostheimer Schichten. – *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 139–153, 3 Abb.; Wiesbaden.

- (1964b): Paläontologie und Stratigraphie einiger Sedimentvorkommen im Vogelsberg. – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Gießen, N. F., naturwiss. Abt., **33** (4): 251–279, 18 Abb.; Gießen.
- STEHLIN, H. G. (1917): Miocäne Säugetierreste aus der Gegend von Elm (Prov. Hessen). – Verh. naturforsch. Ges. Basel, **28**: 191–205, 7 Abb.; Basel.
- STEININGER, F. (1963): Über die stratigraphische Verwertbarkeit von *Anchitherium aurelianense* (CUV.) im Jungtertiär Österreichs. – N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **116** (2): 149–161, 1 Tab., 3 Beil., Stuttgart.
- RÖGL, F., CARBONNEL, G., KIRICEK, R., & HUGUENEY, M. (1982): Biostratigraphische Gliederung und Korrelation.: Zentrale und westliche Paratethys, Rhone-Tal und Mediteraner Raum. – Docum. Lab. Geol. Lyon, H. S. **7**: 87–91, 1 Tab.; Lyon.
- & MARTINI, E. (1976): Current Oligocene/Miocene concept of the Central Paratethys (Middle Europe). – Newsl. Stratigr., **4** (3): 174–202, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- & SENES, J. (1971): Die Definition der Zeiteinheit M 1 (Eggenburgien). In: Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der zentralen Paratethys M 1 Eggenburgien: 45–46; Bratislava.
- STEINHÄUSER, W. (1936): Tertiärgeologische und vulkanologische Untersuchungen am südöstlichen Vogelsberg und am hessischen Landrücken. – Diss. Univ. Gießen, 138 S.; Gießen.
- STENGEL–RUTKOWSKI, W. (1976): Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 183–224, 9 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- STEPHAN–HARTL, R. (1972): Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusenammer (Frankfurt/M. Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **64**: 1–97, 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf.; Wiesbaden.
- TAKAHASHI, K., & JUX, U. (1986): Sporomorphen aus dem paralischen Oberoligozän der südöstlichen Niederrheinischen Bucht (West-Deutschland). – Bull. Faculty of Liberal Arts, Nagasaki Univ. (Natur. Sci.), **26** (2): 27–303, 10 Abb., 4 Tab., 31 Taf.; Nagasaki.
- TEIGLER, B. (1985): Der Vulkan Reuters (Blatt Lauterbach), östlicher Vogelsberg. – Dipl.-Arb. Univ. Gießen, 73 S.; Gießen.
- TEIKE, M., & TOBIEN, H. (1950): Über Säugerreste aus der Braunkohlengrube „Glückauf-Phönix“ bei Breitscheid/Westerwald. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**: 112–119; Wiesbaden.
- THENIUS, E. (1952): Die Säugetierfauna aus dem Torton von Neudorf an der March (CSR). – N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **96**: 27–136; Stuttgart.
- THIELE–PFEIFFER, H. (1980): Die Miozäne Mikroflora aus dem Braunkohlentagebau Oder bei Wackersdorf/Oberpfalz. – Palaeontographica, B, **174**, Lfg. 4–6: 95–224, 17 Taf.; Stuttgart.
- THIERGART, F. (1940): Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. – Schr. Gebiet Brennstoffgeol., **13**, 82 S., 5 Tab., 15 Taf.; Stuttgart (Enke).
- THOMSON, P. W., & PFLUG, H. (1953): Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. – Palaeontographica, B, **94**, Lfg. 1–3: 1–138, 20 Abb., 4 Tab., 1 Beil.; Stuttgart.
- TOBIEN, H. (1955): Eine miozäne Fauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 588; Hannover.
- (1963): *Dorcatherium* KP. und *Heteroprox* ST. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselgur-lagerstätte von Beuern im Vogelsberg (Krs. Gießen). – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 7–15, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1970): Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer Beckens und die Altersstellung der Fundschichten. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **56**: 13–36, 5 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1980): Taxonomic Status of some Cenozoic Mammalian Local Faunas from the Mainz Basin. – Mainzer geowiss. Mitt., **9**: 203–235, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- mit Beitr. v. FAHLBUSCH, V., u. MAYR, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der altmiozänen Säugerfauna von Frankfurt/Nordbassin und der präbasaltischen Sedimentfolgen im Untergrund von Frankfurt a. M. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 205–216, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- TURK, P. G., LOHSE, H. H., SCHÜRSMANN, K., FUHRMANN, U., & LIPPOLT, H. J. (1984): Petrographische und Kalium-Argon-Untersuchungen an basischen tertiären Vulkaniten zwischen Westerwald und Vogelsberg. – Geol. Rdsch., **73**: 599–617, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- WEILER, H. (1917): Fossile Algen in jungtertiären Süßwasserablagerungen des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**: 178–186, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.

- (1982): Bestandsaufnahme des Phytoplanktons (Dinoflagellatencysten, Prasinophyceae und Calciodinelloiden) im „präaquitanen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 13–17, 1 Tab.; Mainz.
- (1985): Die Grünalge *Pediastrum* MEYEN in tertiären Sedimenten Südwestdeutschlands. – Mainzer geowiss. Mitt., **14**: 307–343, 57 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- WEITZEL, K. (1933): Fische aus der Kieselgur von Beuern (Kreis Gießen) und deren Alter. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. hess. geol. L.-Anst. (V), **14**: 98–100; Darmstadt.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 352 S., 39 Taf.; Heidelberg (Ehrig).
- (1937): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Bl. 5718 Rodheim v. d. Höhe, mit Erl., 60 S., 1 Abb.; Darmstadt.
- WEYL, R. (Herausg., 1980): Geologischer Führer durch die Umgebung von Gießen, 2. Aufl., neu bearb. v. F. STIBANE. – 193 S., 46 Abb., 8 Tab.; Gießen.
- WIESNER, E. (1970): Das Miozän im östlichen Mainzer Becken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna. – Diss. Univ. Frankfurt, Kurzfassung, 21 S., 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- ZAGWIJN, W. H. (1959): Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer-Graben der Niederlande. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 5–26, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- ZIEMBINSKA-TWORZYDLO, M. (1974): Palynological Characteristics of the Neogene of Western Poland. – Acta Palaeont. Pol., **19** (3): 309–432, 26 Taf.; Warszawa.

Manuskript eingegangen am 11. 6. 1987

## Ein Beitrag zur Kinematik der saxonischen Tektonik anhand der Tunnelaufschlüsse an der DB-Neubaustrecke in Ost- und Nordhessen

Von

HELMUT PRINZ\*

**Kurzfassung:** In der vorliegenden Arbeit wird versucht, einige beim Bau der Neubaustrecke der DB zwischen Fulda und Kassel erkannte Phänomene und die altbekannten Erscheinungsformen der saxonischen Tektonik mit den Vorstellungen der Plattentektonik und mechanischer Bruchhypothesen zu deuten. Für die Süddeutsche und die Niedersächsische Scholle wird eine tiefreichende Schubbeanspruchung durch die mediterrane Plattendrift angenommen. Anhand von einfachen Modellfällen und Hypothesen können mit einer solchen Schubbeanspruchung der Beulungscharakter der saxonischen Tektonik, die bekannten Horizontalverschiebungen samt ihren Begleiterscheinungen, die symmetrisch ausgerichteten Grabenbrüche mit ihren Zerrungs-, Einengungs- und Überschiebungsstrukturen sowie auch die bei den Tunnelbauten der DB erkannte tektonische Gebirgsauflockerung an Störungszonen bestimmter Scherbruchrichtungen erklärt werden. Die von der Erdbebenphysik in den 70er Jahren entwickelte Modellvorstellung dilatanter Zonen an tektonischen Bruchflächen wird damit indirekt bestätigt.

**Abstract:** The ideas of plate tectonics and mechanical fracture hypotheses are used to interpret long known features of Saxonian tectonics together with phenomena which have been recognized during construction of the German high-speed railroad between Fulda and Kassel. The mediterranean plate motion is thought to cause a deep reaching compressional load in the South German and the Lower Saxonian blocks. Bulge-type features of Saxonian tectonics, horizontal fault movements with their accompanying features, symmetrically oriented graben fractures with their tensional, compressional, and thrust structures, as well as weakened shear zones which have been found in tunnels of the railroad for certain fracture orientations can be explained by simple model cases and hypotheses. This yields an indirect proof for the existence of dilatant volumes around tectonic fracture planes, an idea which has been developed by earthquake physics in the seventies.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung .....	170
2. Bisherige Interpretation der Saxonischen Tektonik .....	170
3. Ergebnisse der Tunnelaufschlüsse der 80er Jahre. ....	171
3.1. Harnische und Strömungen als direkte Bewegungsanzeichen .....	171
3.2. Ergebnisse kleintektonischer Auswertungen .....	175

---

\* Prof. Dr. H. PRINZ, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

3.3 Verformungsverhalten des Spritzbetonausbau als Anzeichen tektonischer Gebirgsauflöckerung . . . . .	176
4. Bruchmechanische Deutung . . . . .	181
5. Schriftenverzeichnis . . . . .	186

## 1. Einleitung

Bei einem Großprojekt wie der Neubaustrecke der Deutschen Bundesbahn (DB-NBS) von Hannover nach Würzburg mit insgesamt 61 Tunneln und einer Gesamtlänge von fast 121 km waren von vornherein einmalige Aufschlüsse und auch geologische Neuerkenntnisse nicht nur über die Stratigraphie und die Lagerungsverhältnisse, sondern besonders auch hinsichtlich der Erfassung des tektonischen Baustils und der Kinematik der Gebirgsbildungsprozesse dieses Gebietes zu erhoffen. Die nach einigen Anfangsergebnissen hochgestellten Erwartungen hinsichtlich eindeutiger Anzeichen für eine Horizontalschub-Tektonik wurden jedoch lange nicht erfüllt. Erst einige zufällige Großaufschlüsse und besonders das auffällige Verformungsverhalten des Buntsandsteingebirges beim Tunnelvortrieb brachten einigermaßen eindeutige Hinweise über die Kinematik der Bruchschollentektonik dieses Gebietes. Ziel der Arbeit ist, einen Teil der geowissenschaftlichen Ergebnisse von den Tunnelaufschlüssen in Ost- und Nordhessen frühzeitig darzustellen und von Seiten der Ingenieurgeologie einen Diskussionsbeitrag zu leisten, wie diese Ergebnisse in die Vorstellungen über die Kinematik der saxonischen Gebirgsbildung passen.

## 2. Bisherige Interpretation der saxonischen Tektonik

Die saxonische Verbiegungs- und Bruchtektonik dieses Gebietes ist im wesentlichen charakterisiert durch flachwellige Schichtverbiegungen, z. T. mit ausgeprägtem Mulden- und Beulencharakter, wobei die Schichttafeln durch vielgestaltige Bruchflächen in ein Mosaik unterschiedlich großer Schollen zerlegt sind. In Nordwestdeutschland hat diese Schichtlagerung z. T. eine zusätzliche Störung durch die dortige Salztekonik erfahren (JARITZ 1973).

Als typische großtektonische Elemente treten in Teilen des Gebietes in auffallend streng systematischer Anordnung die sog. saxonischen Gräben auf. Anfangs wurden die rheinischen Grabenstrukturen vorwiegend als Zerrungsformen und die herzynischen als Pressungsformen gedeutet (s. RICHTER-BERNBURG 1968, 1977). In den 30er Jahren führte dann die Erkenntnis, daß abschnittsweise oder nebeneinander Zerrungs- und Einengungsformen vorliegen, zu Begriffen wie gepreßte Zerrungsgräben (LOTZE 1938, 1949, MARTINI 1937) oder den überpreßten Zerrungsformen HEIMBACHS (1958) bzw. den Überquell-Effekten SCHRÖDERS (1976). Von den erstgenannten Autoren wurde damals schon die Vorstellung vertreten, daß diese Zerrungs- und Pressungsvorgänge letztlich nur mit  $\pm$  horizontal wirkenden tangentialen Kräften bzw. Bewegungen erklärt werden können.

In den Folgejahren setzte dann unter dem Einfluß salztekonischer Arbeiten ein gewisser Wandel der Anschauungen ein, welcher der Vertikalkomponente wieder eine zumindest gleichberechtigte Stellung bei der Kinematik der tektonischen Grabenbrüche einräumte (s. BOIGK 1968:865, RICHTER-BERNBURG 1977:15 u. JORDAN 1986). Die Ursachen der

Überschiebungerscheinungen in den Gräben und die häufigen Pressungerscheinungen im unmittelbaren Störungsbereich sind damit allerdings bis heute nicht zufriedenstellend zu erklären.

Hauptstudienobjekt der Grabenforschung war der Oberrheingraben. Die Vorstellung, daß sich an den rheinischen Strukturen zwischen Basel und Norddeutschland sowohl vertikale als auch horizontale Bewegungen vollzogen haben, ging im wesentlichen von ILLIES (1962) aus. Später (ILLIES 1974, AHORNER 1975) entstand das Bild eines alt angelegten Zerrgrabens mit nachträglicher linkslateraler Scherung. Nach ILLIES & GREINER (1976) verschiebt sich die Süddeutsche Scholle in nördlicher Richtung. Der Oberrheingraben selbst wird als eine Art Subplattengrenze angesehen.

Im Südwestdeutschen Schichtstufenland wurden die horizontale Verschiebungstendenz bzw. die sinistrale Scherbewegung an Störungszonen und den dortigen kleineren Grabenformen ebenfalls schon frühzeitig erkannt und mit plattentektonischen Überlegungen in Zusammenhang gebracht (SCHÖNENBERG 1973, darin Lit.). Zwischenzeitlich werden aus diesem Gebiet immer häufiger Einengungsstrukturen mit eindeutigen Anzeichen von Horizontalverschiebungen beschrieben (REUTHER 1981: 155, darin Lit.).

Die saxonische Bruchtektonik im NE der Süddeutschen Großscholle ist im Gegensatz zur Tektonik in der benachbarten Böhmisches Masse (MALKOWSKY sowie SZADÉCKY-KARDOSS (1976, darin Lit.), bis Mitte der 70er Jahre (SCHRÖDER 1976, darin Lit.) nicht in direktem Zusammenhang mit der mediterranen Plattentektonik gesehen worden. Allerdings deuteten schon ILLIES & GREINER (1976: 27), ORTLAM (1981) VOSSMERBÄUMER (1985) und jetzt auch UNGER & SCHWARZMEIER (1987) die Einengungsformen an den vorwiegend herzynischen Strukturelementen als Auswirkungen der Kollisionsfront der Ostalpen (Abb. 1). Ob dabei die typischen Grabenbildungen in Osthessen und Niedersachsen auf ein eigenständiges Reagieren des Hangendstockwerkes über den mächtigen oberpermischen Salzlagern zurückzuführen sind (ILLIES & GREINER 1976: 18, MEIBURG 1982), erscheint einer weiteren Diskussion wert.

### **3. Ergebnisse der Tunnelaufschlüsse der 80er Jahre**

#### **3.1. Harnische und Striemen als direkte Bewegungsanzeichen**

Beim Auffahren des Straßentunnels Hirschhorn im südlichen Odenwald sind mehrfach rheinisch streichende Verwerfungen mit nur geringem Vertikalversatz von 0,5 bis 1,0 m, aber ausgeprägten Mylonitzonen von 0,2 bis 1,0 m Dicke, mit völlig zerriebenem Sandstein und eingeschlepptem Ton(stein)material angetroffen worden. An einigen dieser Verwerfungsflächen konnten auch ausgeprägte Harnische mit horizontal liegender Striemung beobachtet werden (PRINZ, REUL & SCHOLZ 1981: 26). Sie belegen erneut, zusammen mit den für den geringen Vertikalversatz viel zu breiten Mylonitzonen, daß hier, etwa 10 bis 15 km E des Oberrheingrabens, an rheinisch streichenden Parallelbrüchen ganz erhebliche Horizontalbewegungen stattgefunden haben.

Zur gleichen Zeit wurden auch in Nordosthessen bei den Aufschlußarbeiten für einen Straßentunnel der B 27 bei Eschwege und auch bei den Aufschlußarbeiten für die Neubaustrecke der DB zwischen Fulda und Kassel (Abb. 2) immer wieder ausgeprägte, z. T. bis zu 6 m breite Störungszonen mit mehreren Bewegungsbahnen erbohrt, die keinen oder keinen nennenswerten Vertikalversatz aufweisen (PRINZ & TIEDEMANN 1983: 142).

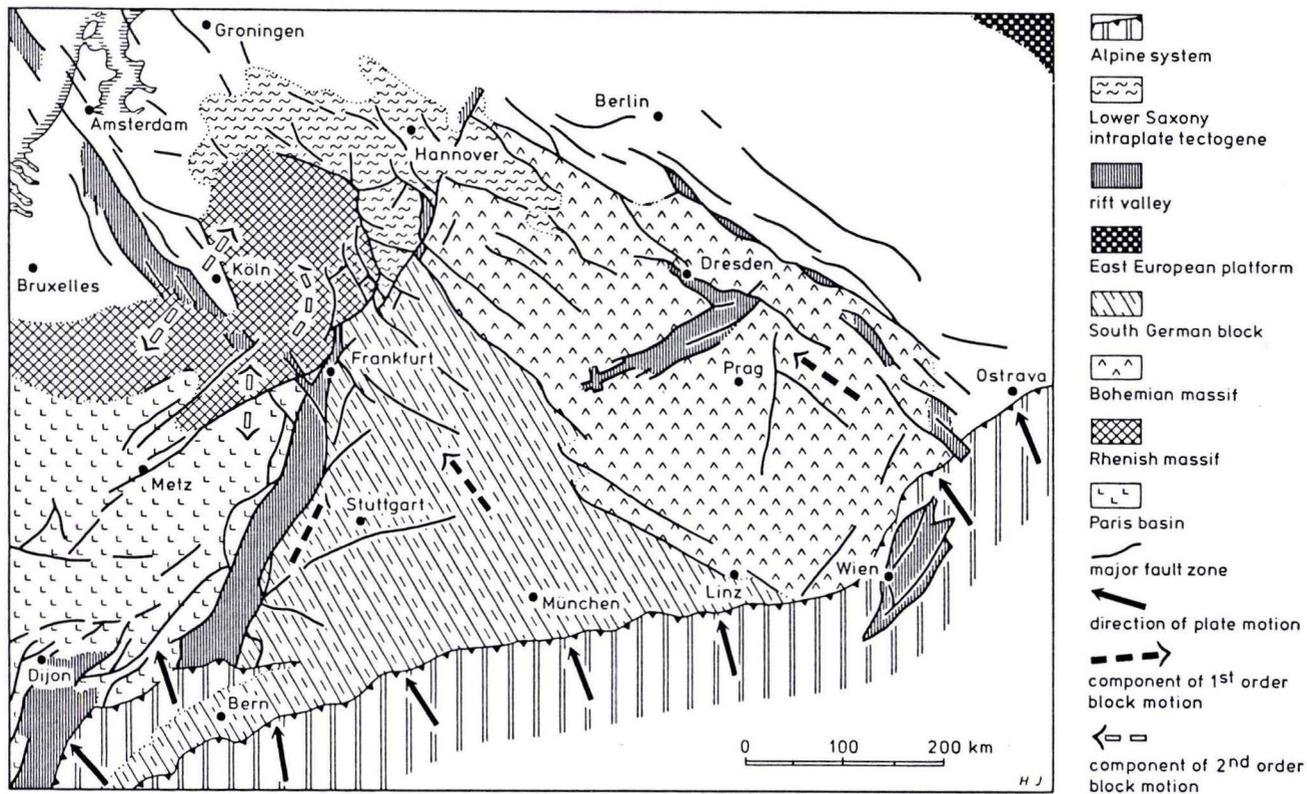


Abb. 1. Großtektonische Strukturen des nördlichen Alpenvorlandes und die Beanspruchung durch die Kollisionsfront der alpidischen Orogenese (aus ILLIES & GREINER 1976: Abb. 8).

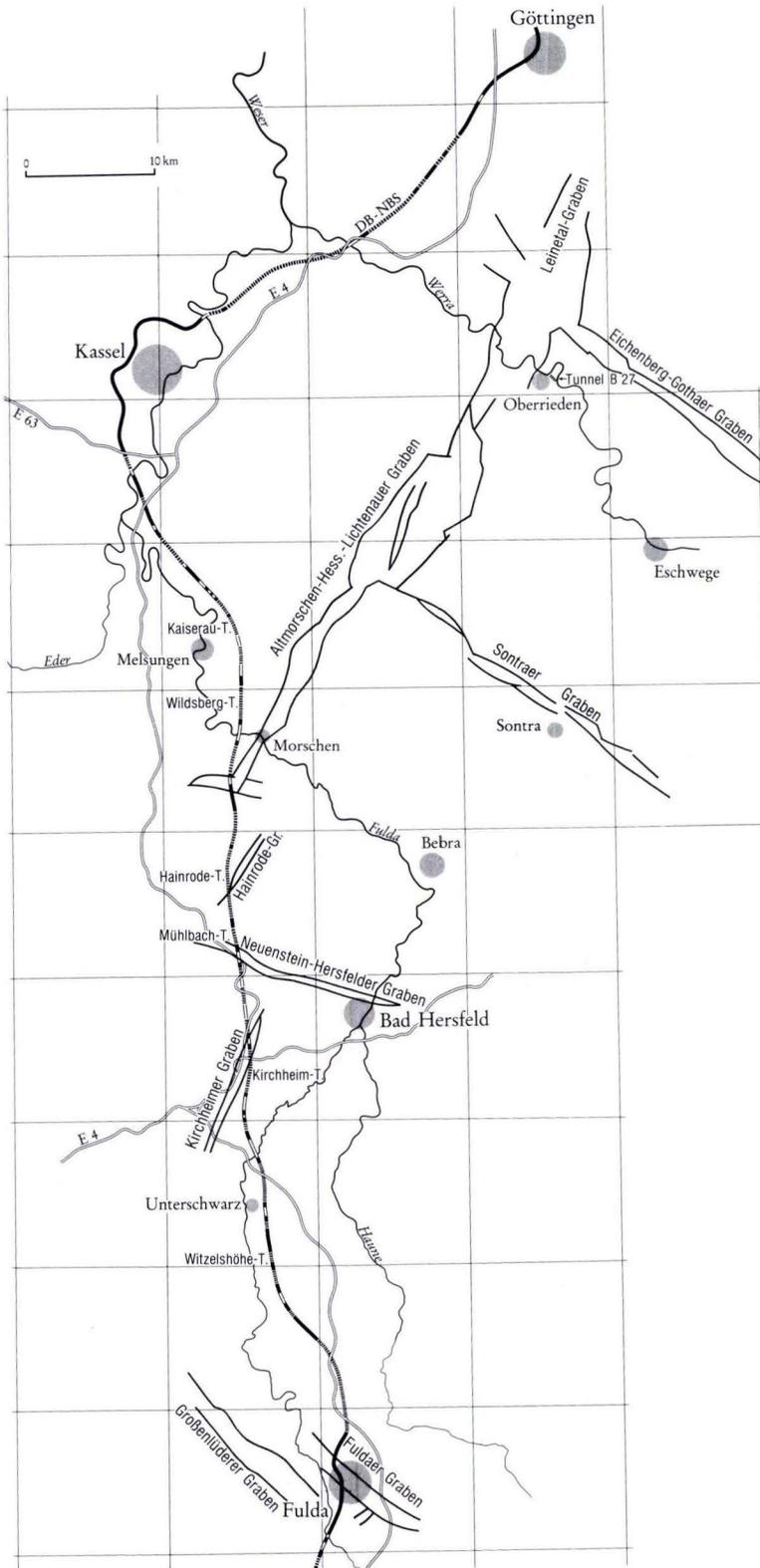


Abb. 2. DB Neubaustrecke Hannover-Würzburg zwischen Fulda und Göttingen und die saxonischen Gräben in Nordosthessen (nach GK 300 000 Hessen).



Hinzu kamen hier im Verschneidungsbereich des rheinisch streichenden Altmorschen-Hess. Lichtenau-Grabens mit dem herzynisch streichenden Eichenberg-Gothaer-Graben auch mehrfache Funde von Harnischen und horizontalen bzw. flach schrägliegenden Striemungen auf Kluftflächen (MUNK 1983: 71). Diese Beobachtungen ließen vermuten, daß zumindest in der Nähe oder an den Rändern der Grabenbrüche dieses Gebietes Horizontalverschiebungen stattgefunden haben. Die weit verbreiteten Harnische und Striemungen auf tonigen Schichtflächen und verschuppte oder z. T. fast mylonitisierte dünne Tonsteinlagen zwischen Sandsteinbänken wurden dabei nicht als zuverlässiges Indiz für tektonische Horizontalbewegungen angesehen (PRINZ & TIEDEMANN 1983).

Nach diesen Ergebnissen stellte sich die Frage, welche Rolle horizontale Schubverformungen bei den bruchtektonischen Vorgängen in diesem Gebiet tatsächlich gespielt haben? Die hochgestellten Erwartungen, bei den umfangreichen, von Verwitterungserscheinungen weniger beeinflussten Tunnelaufschlüssen, beweiskräftige Antworten darauf zu finden, wurde jedoch lange nicht erfüllt. Dies hängt zunächst damit zusammen, daß die Ortsbrustaufschlüsse beim Tunnelvortrieb nur kurzfristig sind und besonders die tektonisch gestörten Bereiche wegen der notwendigen Teilausbrüche und der Nachbruchgefahr meist schlecht zu kartieren sind. Hinzu kommt, daß das bankige bis dünnbankige, z. T. tonsteinreiche Buntsandsteingebirge meist nur eine geringe Festigkeit und eine, bes. in Störungszonen tiefreichende Verwitterung aufweist, so daß möglicherweise vorhanden gewesene Harnische und Striemungen offensichtlich nicht erhalten geblieben sind. Jedenfalls wurden an den zahlreichen Ortsbrustaufschlüssen in Ost- und Nordhessen auf steilstehenden Kluft- oder Verwerfungsflächen praktisch keine oder keine eindeutigen Bewegungsanzeichen gefunden.

### 3.2. Ergebnisse kleintektonischer Auswertungen

Die in großer Zahl vorliegenden Ortsbrustaufnahmen der beteiligten Ingenieurbüros ergaben aber immer wieder ganz charakteristische Sturkturbilder mit sich schienenartig verzweigenden Scharen von Bewegungsbahnen, treppenartig angeordneten oder schräg liegenden Ab- und Aufschiebungen auf engstem Raum, eingeklemmten Keilschollen und auch Querstörungen, an denen die tektonischen Strukturen wie abgesichert wirken (Abb. 3). So erfreulich diese Aufschlußergebnisse im einzelnen waren, mußte man sich aber die Frage stellen, ob die verhältnismäßig kleinflächigen Ortsbrustaufnahmen ohne sonstige Bewegungsanzeichen von ausreichender Beweiskraft sind, mögliche Horizontalverschiebungen zweifelsfrei zu klären. Eine gewisse Sicherheit in der Beantwortung dieser Frage brachte dann der zufällige Großaufschluß eines Verbruchsschachtes, der zeigte, daß auch vermeintlich wenig aussagekräftige Ortsbrustbilder Elemente recht eindeutiger Strukturmodelle sein können, die mit Vertikaltektonik allein nicht widerspruchsfrei zu erklären sind (Abb. 4).



Abb. 3. Kleintektonische Strukturen in den Schichten der Gelnhausen-Folge am Südennde des Hainrode-Tunnels, Station 174-240 (Ingenieurgeologische Tunnelkartierung Geotechnisches Büro Dr. F. Bräutigam und Partner, Olpe).

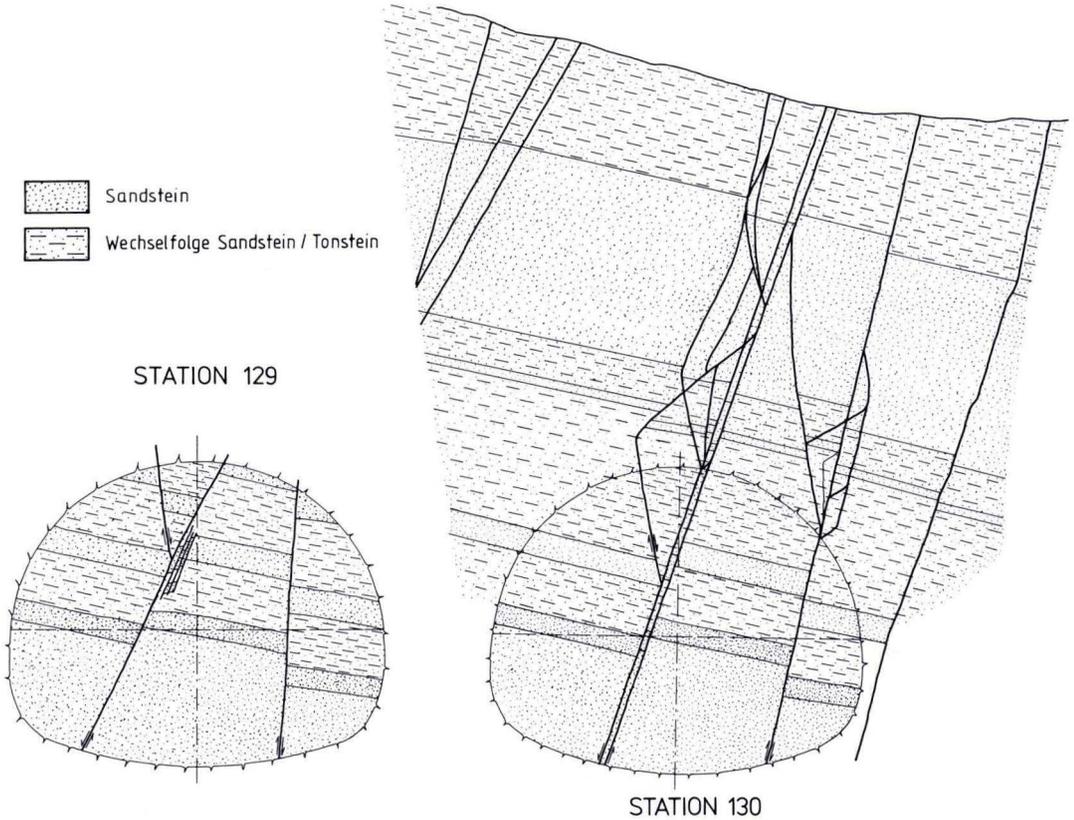


Abb. 4. Vergleichende Gegenüberstellung der Aussagekraft einer Ortsbrustaufnahme mit dem großflächigen Aufschluß der Schachtaufwältigung eines Verbrauchs (Ingenieurgeologische Aufnahme Lahmeyer International, Frankfurt a.M.).

### 3.3. Verformungsverhalten des Spritzbetonausbau als Anzeichen tektonischer Gebirgsauflockerung

Beim Tunnelvortrieb kommt es zu Spannungsumlagerungen, die sowohl in Längsrichtung über die Ortsbrust als auch quer zur Tunnelachse tangential um den Hohlraum herum abgetragen werden und hier zu Spannungserhöhungen gegenüber dem primären Spannungszustand führen. Diese Spannungserhöhungen lösen Setzungserscheinungen am Spritzbetonausbau und im Gebirge aus, deren Größenordnung in erster Linie von der Spannungsverteilung und dem Verformungsmodul des Gebirges abhängig ist. Die Verformungen am Spritzbetonausbau werden beim weiteren Vortrieb in Meßpunktabständen von durchschnittlich 10 m über einen längeren Zeitraum regelmäßig gemessen. Die anfängliche Verformungsgeschwindigkeit und die Größenordnung der Verformungen aus Kalotten-,

Strossen- und Sohlausbruch sind Ausdruck der Standsicherheit des Gebirges und des Tunnelbauwerks. Auch wenn man berücksichtigt, daß das Ausmaß dieser Verformungen von der Art des Vortriebs, den angewendeten Sicherungsmitteln und dem Zeitpunkt ihres Einbaues abhängig ist, so haben sich bei der Auswertung von mehreren Kilometern Tunnelvortrieb im Buntsandsteingebirge interessante Zusammenhänge ergeben (NAUMANN & PRINZ 1988b, PRINZ & VOERSTE 1988).

Zunächst war auffällig, daß an zahlreichen, wenn auch nicht allen Verwerfungen bzw. Störungszonen teilweise stark erhöhte Setzungen und auch einzelne Tunnelverbrüche aufgetreten sind (NAUMANN & PRINZ 1988a) und daß keine direkte Abhängigkeit der Größe der Setzungen von der Art und der Stärke der tektonischen Gebirgszerbrechung erkennbar war. Eine systematische Auswertung der ingenieurgeologischen Tunnelaufnahmen der verschiedenen Ingenieurbüros und des Verformungsverhaltens der Tunnelschalen ließ dann jedoch eine deutliche Abhängigkeit von den verschiedenen tektonischen Richtungen erkennen.

Auf Abb. 5 ist ein solches Beispiel von einem Tunnel in der tonsteinreichen Volprie-hausener Wechselfolge dargestellt. Die spitzwinklig zur Tunnelachse verlaufenden rheinischen Strukturen bewirken sowohl am Anfang, bei noch geringer Überlagerung, relativ große Verformungen als auch später bei Tunnelmeter 262 und ab Tunnelmeter 326 bzw. ab 420 m, wo die Überlagerungshöhen bereits 60 bis 80 m betragen haben. Dabei bewirkten aber nicht die größeren Störungszonen bei Tunnelmeter 410–442 oder bei Tunnelmeter 520 bis 611 die höchsten Verformungsmaße, sondern z. T. gerade kleinere Verwerfungen und Scharungen von Großklüften, besonders wenn sie von rheinisch ausgerichteten flexurartigen Schichtverbiegungen begleitet waren. Die spitzwinklig zur Tunnelachse verlaufenden herzynischen Bruchrichtungen verursachten dagegen trotz teilweise intensiverer Gebirgszerbrechung (Tunnelmeter 165 bis 229) keine ungewöhnlichen Setzmaße.

Die größeren Verformungen der Tunnelschalen waren auch nicht auf die tonsteinreichen Wechselfolgen beschränkt, sondern sind auch in tonsteinarmen Folgen aufgetreten, wenn auch wegen des verformungsärmeren Gebirges meist mit entsprechend geringeren Gesamtverformungen. In solchen Fällen war es vielfach nötig, die Setzung der einzelnen Meßpunkte im Querprofil auszuwerten, um die Zusammenhänge mit den tektonischen Bruchlinien richtig zu erkennen. Auf Abb. 6 ist ein solches Beispiel dargestellt. Die den Tunnel einseitig flankierenden Bruchzonen kommen im Verformungsverhalten des rechten Kalottenfuß-Meßpunktes deutlich zum Ausdruck, wobei die erhöhten Setzungen beim Strossenausbruch einerseits auf den Einfluß solcher tektonischen Flächen auf die seitliche Spannungsabtragung zurückzuführen sein können, andererseits die Engräumigkeit der Gefügelockerung an Bruchzonen anzeigen (NAUMANN & PRINZ 1989).

Bei allen diesen Auswertungen ist man sowohl hinsichtlich des Erkennens der Zusammenhänge als auch der bruchmechanischen Deutung und auch bei der Präsentation der Ergebnisse auf überschaubare tektonische Modellfälle angewiesen, die sich, wie schon beim Abschn. 3.2, erst aus der Vielzahl der Tunnelauswertungen ergeben haben. Solche Beispiele liegen von den Tunneln der Neubaustrecke der DB in großer Zahl vor. Leider ist es weder aus Platzgründen noch aus Gründen der Zeichenkapazität möglich, aus dem umfangreichen Auswertungsmaterial eine größere Zahl von Fallstudien zu veröffentlichen. Selbstverständlich liegen auch noch andere, tektonisch wie bruchmechanisch kompliziertere Fälle vor, die einer weitergehenden Deutung und Auswertung bedürfen.

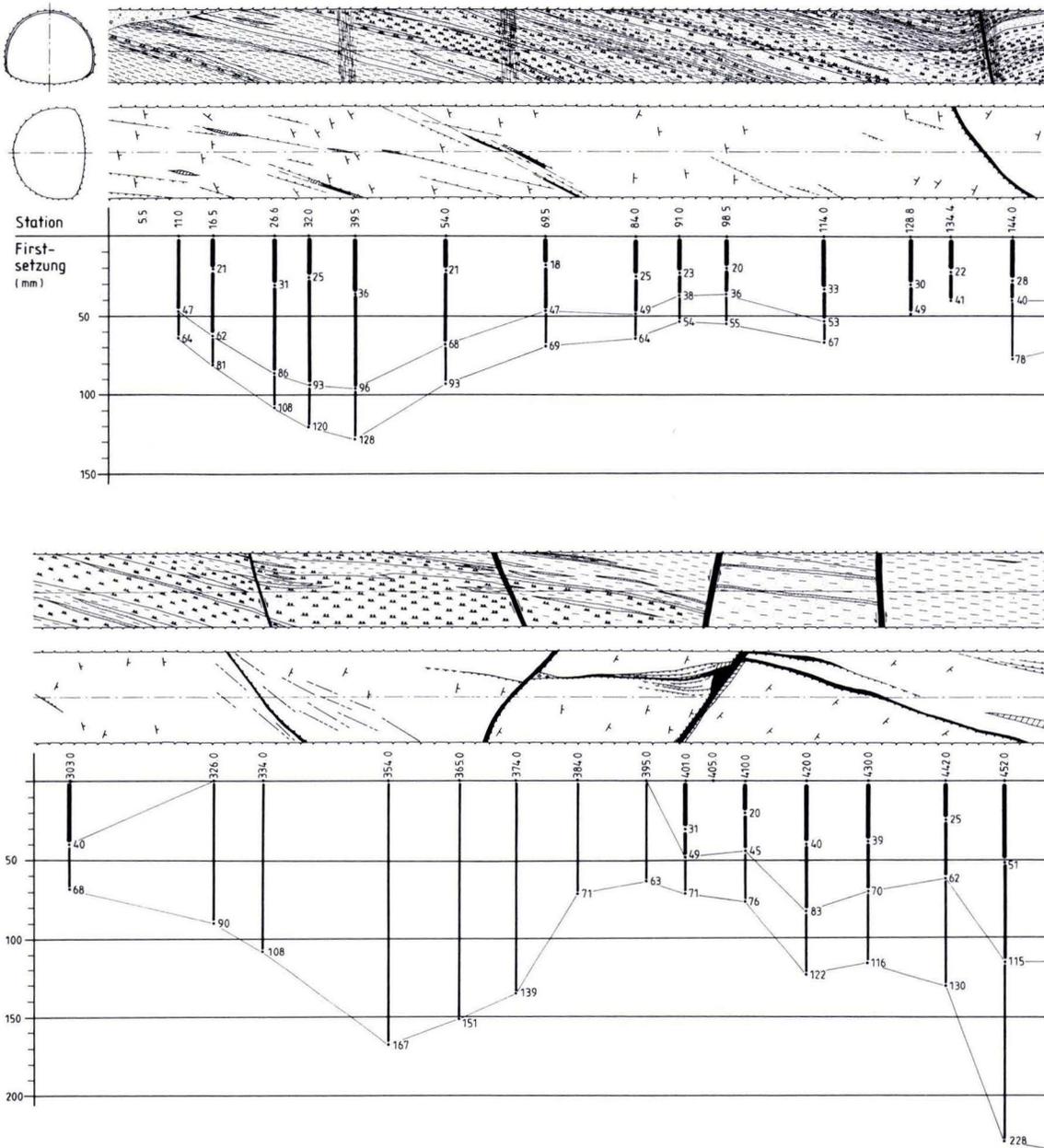
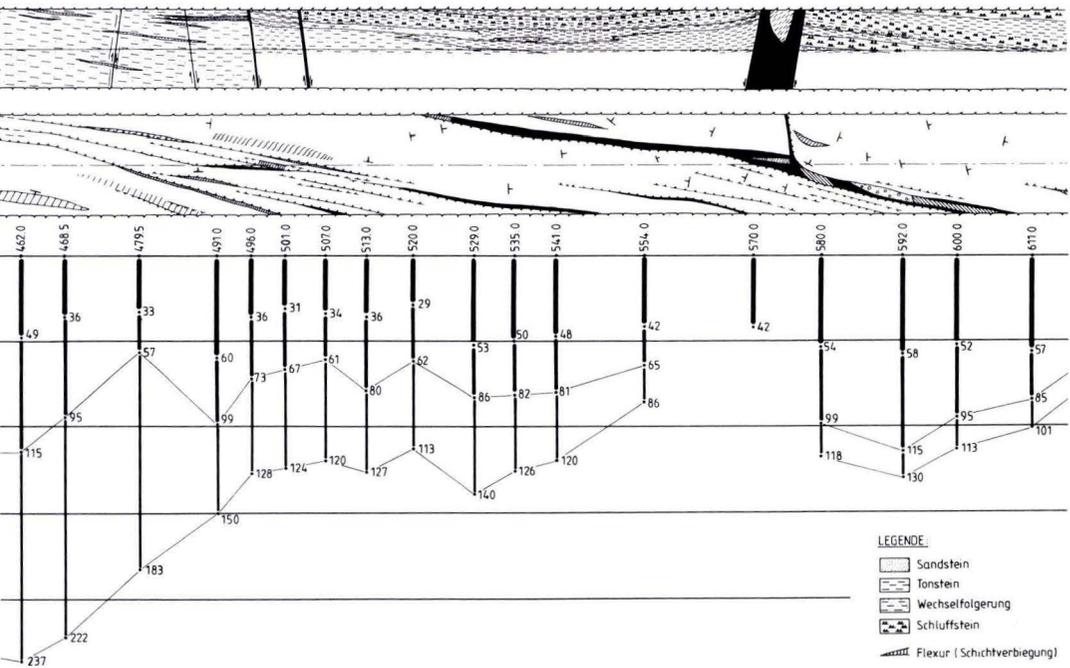
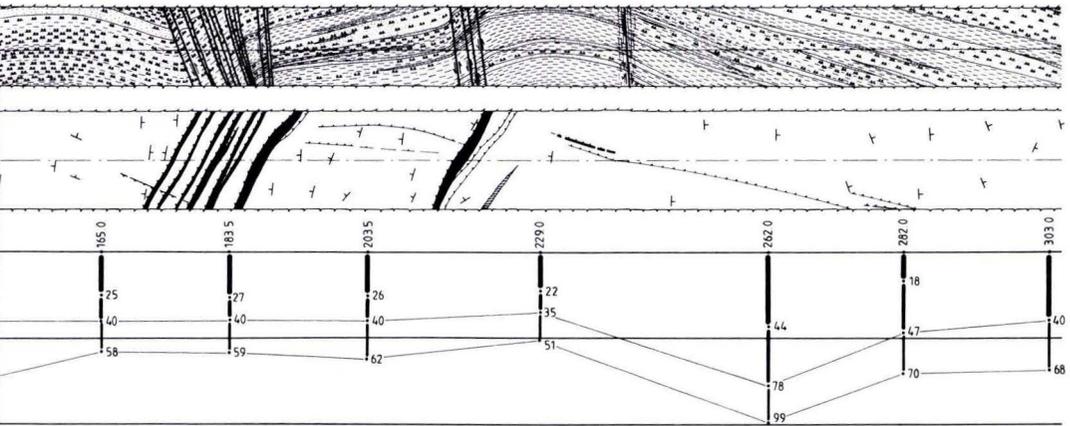
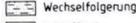
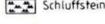
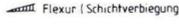
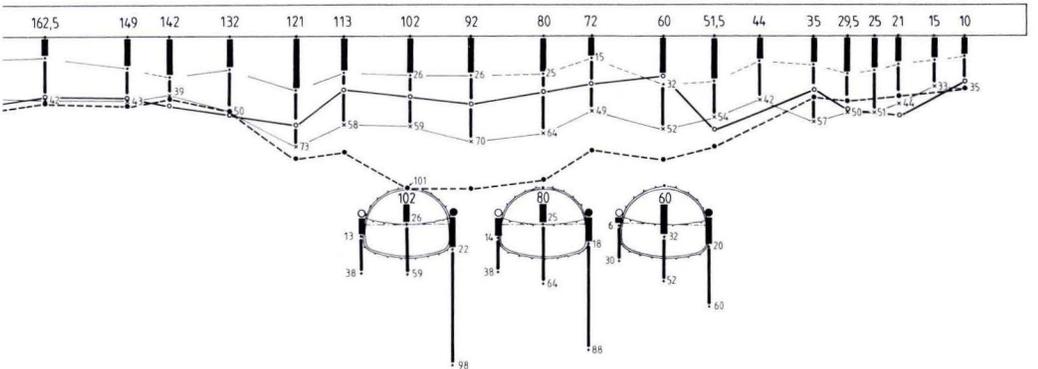
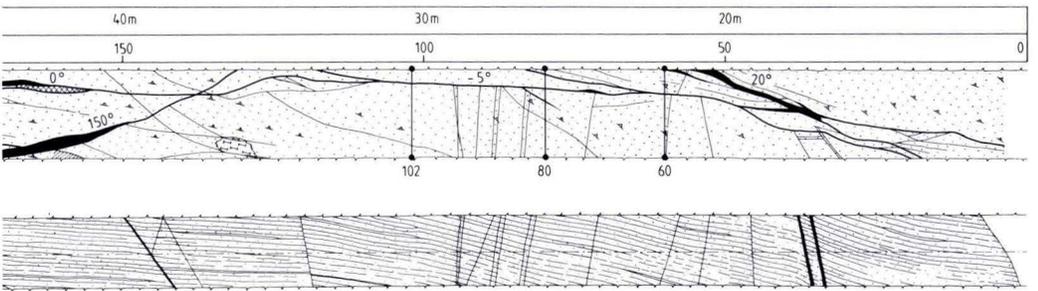
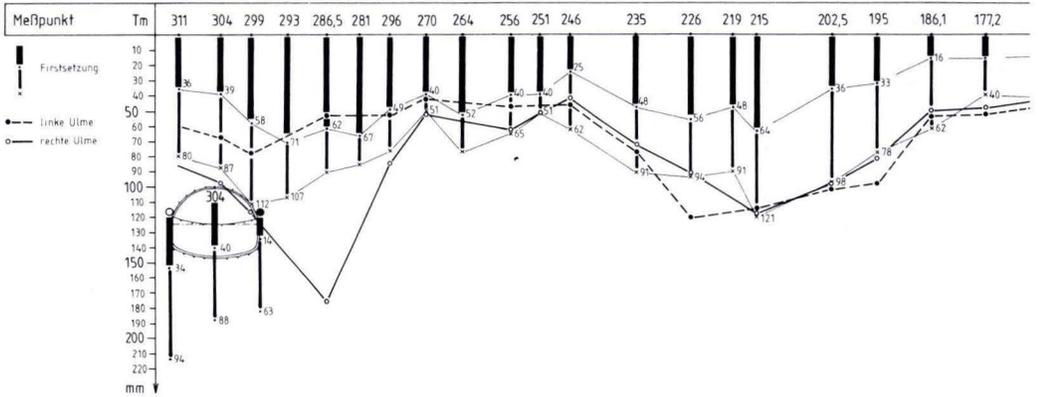
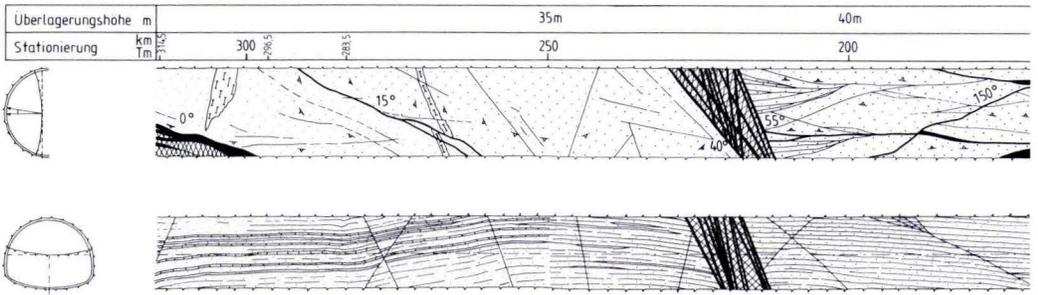


Abb. 5. Ingenieurgeologische Tunnelkartierung vom Südvortrieb des Kaiserau-Tunnels mit den Setzungen der Firstpunkte, aufgeteilt nach 3-Tage-Setzung, Setzungen aus Kalottenvortrieb und Setzungen aus Strossen- und Sohlausbruch (Aufnahme Lahmeyer International, Frankfurt a.M.).



- LEGENDE:
-  Sandstein
  -  Tonstein
  -  Wechselfolgerung
  -  Schluftstein
  -  Flexur (Schichtverbiegung)



#### 4. Bruchmechanische Deutung

Bei dem Versuch einer bruchmechanischen Deutung muß man davon ausgehen, daß die bekannten Erscheinungsformen der saxonischen Tektonik einschließlich des auffälligen Verformungsverhaltens des Buntsandsteingebirges bei den Tunnelbauten der DB auf einen grundlegenden Beanspruchungsplan zurückgehen (s. a. SCHÖNENBERG 1973: 84). Dafür bietet sich aus heutiger Sicht nur eine leicht aufwärts gerichtete horizontale Druck- bzw. Schubbeanspruchung im Zuge der mediterranen Plattentektonik an (s. Abschn. 2), deren deutlichste Auswirkungen praemiozän und damit in die früh- und mittelalpidischen orogenen Phasen einzuordnen sind.

Eine solche tiefreichende Schubbeanspruchung wird zunächst zu einer Wiederbelebung altangelegter Beulungsstrukturen und Rupturen im Basement führen, die sich in den ehemals 1000 bis 2000 m dicken mesozoischen Sedimentstapel durchpausen. Bruchzonen im Basement werden sich in der Sedimentgesteinsdecke, wie MANDEL (1980) anschaulich demonstriert hat, zunächst in Form von parallelen Zerrungs- oder Fiederbrüchen (RIEDEL 1929) auswirken (Abb. 7 oben). Als Vorläuferphänomene können sich dabei infolge anfänglicher Stauchungs- bzw. Dehnungseffekte in Schubbruchrichtung gestreckte flache Mulden bzw. Rücken ausbilden, die sich später durch gleichsinnig wirkende Schub- oder Scherbrüche teilweise zu Sattelhorst- oder Muldengrabenstrukturen verstärken können, wie sie von LAEMMLEN (1987) beschrieben werden, allerdings mit kinematischen Vorstellungen, denen hier nicht gefolgt werden kann.

Die weitere Entwicklung der Zerrungs- oder Fiederbrüche zu Scherbrüchen in Schubspannungsrichtung ist auf Abb. 7 unten dargestellt. Dabei kommt es entsprechend den Bruchhypothesen von GRIFFITH (1924) und SKEMPTON (1966) zu einer Häufung und Ausweitung der Zerrungs- oder Fiederbrüche und bei Überschreiten der Schubfestigkeit zur Ausbildung von Scherbrüchen oder lamellären Scherbruchbündeln, wie sie im Gebirge bei entsprechenden Aufschlußverhältnissen häufig anzutreffen sind (z. B. Abb. 3).

Von Druckversuchen an Gesteinsproben ist bekannt, daß dabei schon vor dem eigentlichen Bruch eine zunehmende Gesteinsauflockerung und eine Änderung der physikalischen Gesteinseigenschaften eintritt (RUMMEL 1979), die sich beim Bruchvorgang verstärken und zu einer Volumzunahme in der Bruchzone führen können. Dieser Prozeß wird von PALUSKA (1985) bestätigt, der bei zweiachsialen Belastungsversuchen an Geschiebemergelproben zu beiden Seiten der Scherbruchflächen Dehnungs- bzw. Dilatationszonen, begleitet von nach außen angrenzenden Verdichtungszone, festgestellt hat.

Überträgt man diese vereinfachten Bruchhypothesen und das Phänomen der Gefügelockerung an Scherbrüchen auf das an der DB-NBS beobachtete Verformungsverhalten des



Abb. 6. Ingenieurgeologische Tunnelkartierung und Verformungsverhalten der Spritzbetonschale in der tonsteinarmen Gelnhausen-Folge, Hainrode-Tunnel (S), Station 0–150 m, Überlagerungshöhe 20–40 m. In den Querprofilen Aufteilung der Setzungen in Kalotten- und Strossenvortrieb. (Geologische Aufnahmen, Geotechnisches Büro Dr. F. Bräutigam und Partner, Olpe).

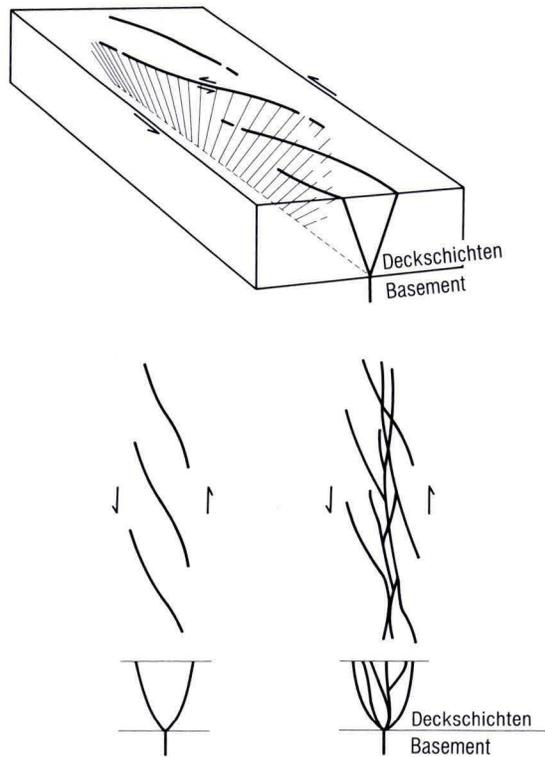


Abb. 7. Schematische Darstellung der Entwicklung von Scherstrukturen in den Deckschichten, oben Blockbilddarstellung, unten in Grundriß und Querschnitt (nach MANDEL 1980).

Spritzbetonausbau, so hat man eine plausible Erklärung für die z. T. großen Verformungen bzw. die niedrigen Verformungsmodule des Gebirges in tektonischen Bruchzonen, nämlich eine örtlich eng begrenzte, bruchmechanisch bedingte Gebirgsauflockerung.

In den hier getroffenen Annahmen wird auch kein Widerspruch zu den von KLEMENS (1987) diskutierten Bruchtheorien gesehen, da sich in dem geschichteten und geklüfteten Sedimentgesteinsstapel weder eine reine Schubbeanspruchung mit ausschließlicher Zerrung, noch konjugierte Scherflächen einstellen werden. Aufgrund der genannten Anisotropien und von immer vorhandenen Unregelmäßigkeiten im Spannungszustand kommt es frühzeitig zur bevorzugten Ausbildung bestimmter Scherbruchrichtungen, die den jeweiligen Hauptbruchrichtungen der saxonischen Tektonik entsprechen.

Auch die Beobachtung, daß z. B. bei Abb. 5 nur die rheinischen Längsstörungen und nicht auch die herzynischen Querstörungen größere Verformungen bewirkt haben, läßt sich bruchmechanisch erklären. Bei bevorzugter Ausbildung einer Scherbruchrichtung wird die Gegenrichtung mechanisch unterdrückt und es tritt, wie zahlreiche Auswertungen von den DB-Tunneln zeigen, an ihr keine Dilatanz auf. Als Beispiel seien hier nur die Einengungs-

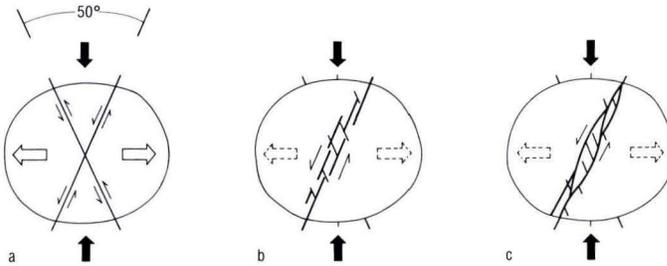


Abb. 8. Darstellung des primären und des örtlichen sekundären Spannungszustandes bei Druckbeanspruchung im Deformationsellipsoid. (a: Primärer Spannungszustand mit anfangs komplementären Scherbrüchen; b: Sekundärer Spannungszustand nach Ausbildung von Scherzonen 1. Ordnung mit unterdrückten Scherbrüchen 2. Ordnung, Einengung zwischen Scherbrüchen 1. Ordnung; c: Weitere Entwicklung zu Scherbruchbündeln).

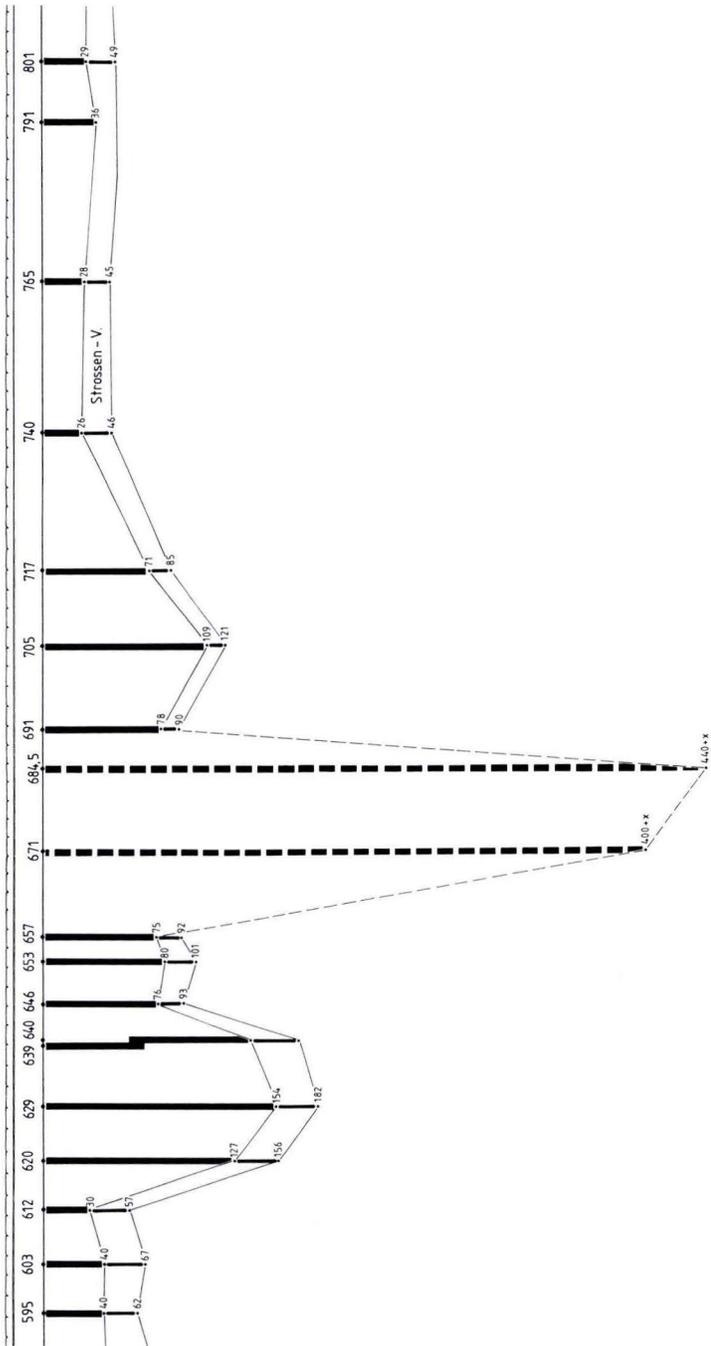
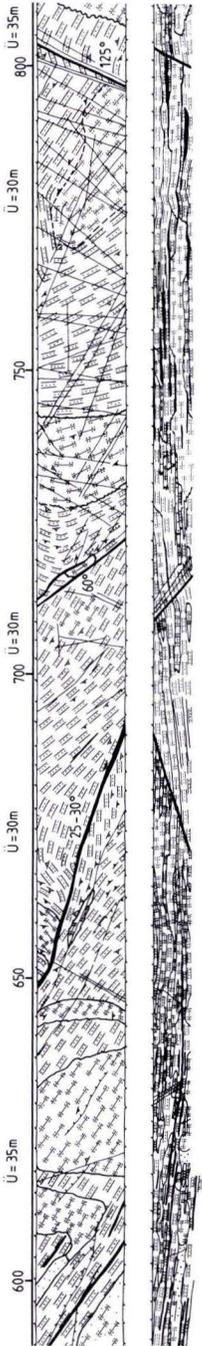
formen an den herzynischen Querstrukturen der Abb. 5, Stat. 120–230 angeführt sowie die mehrfach beobachteten 15–30° schräg zur Scherstruktur verlaufenden sattelartigen Kleinflexuren. Offensichtlich stellt sich bei einer solchen großräumigen Schubbeanspruchung nach Ausbildung einer bevorzugten Scherbruchzone örtlich ein sekundärer Spannungszustand ein, mit Pressung bzw. Einengung nahe bzw. zwischen den Scherbrüchen (Abb. 8).

Das Phänomen solcher, die Scherbrüche begleitender Verdichtungszone, scheint nicht auf Einzelstrukturen beschränkt zu sein. Das auf Abb. 9 dargestellte Beispiel zeigt eine etwa 250 m breite rheinisch streichende Scherzone mit einer, besonders zwischen Stat. 660 und 690 extremen Gebirgsauflockerung, die hier zu starken Firstsetzungen geführt hat (PRINZ & VOERSTE 1988). Diese Scherzone ist Teil der westlichen Randstrukturen des Hainrode Grabens (BECKER 1989). Östlich, d. h. grabenwärts dieser rheinischen Scherzone treten dann bis in die Grabeneinmündung hinein fast nur herzynische Strukturen auf, an denen keine auffälligen Setzungserscheinungen der Tunnelschale mehr aufgetreten sind. Aus diesem, wegen seiner geringen tektonischen Beanspruchung einfachen Modell, läßt sich der Deformationsplan der sog. „gepreßten Zerrungsgräben“ der 30er Jahre ableiten.

Bei weitergehender Schubbeanspruchung kommt es entlang der längsgerichteten Scherbrüche zu schrägen Auf- oder Abschiebungen und bei großen Verschiebungswegen auch zu regelrechten Aufpressungen und zu weitreichenden Überschiebungen. In den dazwischenliegenden Schollen treten an Querbrüchen Einengung mit Aufschiebungen und Überschiebungsformen mit faltenähnlichen Schichtverbiegungen auf. Auch im Hainrode Graben sind mit zunehmender, von Brüchen begleiteter Grabeneinmündung flache Aufschiebungs- und Überschiebungsformen zu verzeichnen.

Mit dieser Hypothese der Scherbruchgräben lassen sich praktisch alle bekannten Grabenformen deuten, auch die sog. Inversions-Strukturen in NW-Deutschland (BALDSCHUN, FRISCH & KOCKEL 1985), ein großer Teil der von JORDAN (1986) halokinetisch gedeuteten Strukturen Südniedersachsens und auch die auf Mittleren Buntsandstein überschobenen Zechsteingesteine im Sontraer Graben (MOTZKA-NÖRING 1987: 133).





## 5. Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L. (1975): Present-Day Stress Field And Seismotectonic Block Movements Along Major Fault Zones in Central Europe. – *Tectonophysics* **29**: 233–249; Amsterdam.
- BALDSCHUN, R., FRISCH, U., & KOKEL, F. (1985): Inversionsstrukturen in NW-Deutschland und ihre Genese. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **136**: 129–139, 4 Abb.; Hannover.
- BECKER, R. (1989): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, in Bearb.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – *Geol. Jb.*, **85**: 861–900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- FRISCH, W., & LOESCHKE, J. (1986): Plattentektonik. – *Erträge der Forschung*, **236**, 190 S., 63 Abb.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- GRIFFITH, A. A. (1924): Theory of rupture. – *Proc. 1st. Internat. Congr. Appl. Mech.*, 55–63; Delft.
- HEIMBACH, W. (1958): Tektonische und gravitative Deformationen in der Trias Unterfrankens. – *Diss. Geol. Inst. Uni. Würzburg*, 73 S. + VII; Würzburg.
- ILLIES, H. (1962): Prinzipien der Entwicklung des Rheingrabens, dargestellt am Grabenabschnitt von Karlsruhe. – *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, **31**: 58–121, 18 Abb., 2 Taf., 3 Beil.; Hamburg.
- (1974): Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **23**: 1–24, 12 Abb.; Karlsruhe (Vlg. C. F. Müller).
- & GREINER, G. (1976): Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **25**: 1–40, 12 Abb.; Karlsruhe.
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. – *Geol. Jb.*, **A 10**, 77 S., 3 Abb., 2 Taf., 1 Tab.; Hannover.
- JORDAN, H. (1986): Halotektonik am Leinetalgraben nördlich Göttingen. – *Geol. Jb.*, **A 92**: 3–66, 13 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- KLEMENS, E. (1987): Der Schollenbau des Deckgebirges im Odenwald, gedeutet anhand klassischer Bruchhypothesen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **138**: 173–188, 10 Abb.; Hannover.
- LAEMMLER, M. (1987): Neu aufgefundene tektonische Strukturen im Bereich des osthessischen Fuldaberglandes und deren genetische Deutung (Bl. 5223 Queck und 5323 Schlitz). – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 285–303, 4 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LOTZE, F. (1938): Das Problem der „saxonischen Faltung“. – *Geotekt. Forsch.*, **3**: 73–83, 3 Abb.; Berlin.
- LOTZE, F. (1949): Die orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung. – In: *Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland*, 43–46, 2 Abb.; Hannover (NLFb).
- MALKOVSKY, M. (1976): Saxonische Tektonik der Böhmisches Masse. – *Geol. Rdsch.*, **65**: 127–143, 7 Abb.; Stuttgart (Enke).
- MANDL, G. (1980): Bruchtektonik – Einführung in Mechanik und Modelle. – *Blockkurs am Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg* (unveröffentl.).
- MARTINI, H. J. (1937): Großschollen und Gräben zwischen Habichtswald und Rheinischen Schiefergebirge. – *Geotekt. Forsch.*, **1**: 69–123, 36 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – *Geotekt. Forsch.*, **62**, 267 S., 84 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MUNK, C. (1983): Vergleichende Gefügeuntersuchungen für den Tunnelbau im Buntsandstein. – *Diss. Philipps-Uni. Marburg.*, 161 S., 50 Abb., 21 Tab., 11 Anl.; Marburg (geol. Inst.).
- MOTZKA-NÖRING, R. (1987): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra, 296 S., 91 Abb., 14 Tab., 6 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- NAUMANN, G., & PRINZ, H. (1988a): Tunnelbau im Buntsandsteingebirge bei geringer Überdeckung. – *Bautechnik*, **65**: 145–152, 5 Bild., 2 Tab.; Berlin (Ernst u. Sohn).
- (1988b): Ingenieurgeologische Tunnelkartierung als Bestandteil der NÖT. – *Felsbau* (in Druck).
- (1989): Die Bedeutung richtungsabhängiger tektonischer Gebirgsauflockerung für den Tunnelbau im Buntsandsteingebirge. – *Felsbau* (in Druck).
- ORTLAM, D. (1981): Neue Aspekte der känozoischen Entwicklung im Nordteil der Mittelmeer-Mjösen-Zone. – *Geol. Rdsch.*, **70**: 344–353, 5 Abb.; Stuttgart (Enke).
- PALUSKA, A. (1985): Verformungsverhalten und Sturkturfestigkeit norddeutscher Geschiebemergel. – In *Ingenieurgeologische Probleme im Grenzgebiet zwischen Locker- und Festgestein* (Herausgegeben von K.-H. HEITFELD), 477–493, 11 Abb.; Berlin–Heidelberg (Springer).

- PRINZ, H., REUL K., & SCHOLZ, N. (1981): Neue Wege zur Erkundung tektonischer Strukturen im Tunnelbau. – *Rock Mechanics, Suppl.* **11**: 9–32, 10 Abb.; Berlin–Heidelberg (Springer).
- PRINZ, H., & TIEDEMANN, J. (1983): Geologisch-Ingenieurgeologische Erkundung tektonischer Strukturen für den Tunnelbau im Buntsandstein. – Ber. 4. Nat. Tagung Ingenieurgeologie in Goslar, 139–150, 3 Bilder; Essen (DGEG).
- PRINZ, H., & VOERSTE, R. (1988): Ziele und Grenzen der Baugrunderkundung bei Großbaumaßnahmen. – Eisenbahntechnische Rundschau (in Druck).
- REUTHER, C.-D. (1981): Das Störungsmuster des Hirschberges nordwestlich von Ludwigsburg (Südwestdeutschland) und seine tektonische Deutung. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 149–157, 5 Abb.; Hannover.
- RIEDEL, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. – *Centralbl. Min.*, B, 354–368, 12 Abb.; Stuttgart.
- RICHTER-BERNURG, G. (1968): Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen. – *Geol. Jb.*, **85**: 997–1030, 20 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1977): Saxonische Tektonik, HANS STILLES Begriff aus heutiger Sicht. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128**, 11–23, 10 Abb., 1 Taf., Hannover.
- RUMMEL, F. (1979): Die Physik des Erdbebenvorganges. – *Physikalische Blätter*, **35**: 184–186; Weinheim (Physik Vlg.).
- SCHÖNENBERG, R. (1973): Zur Tektonik des südwestdeutschen Schichtstufenlandes unter dem Aspekt der Plattentektonik. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **22**: 75–86, 3 Abb.; Karlsruhe (Vlg. C. F. Müller).
- SCHRÖDER, B. (1976): Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – *Geol. Rundsch.*, **65**: 34–54, 8 Abb., 1 Taf.; Stuttgart (Enke).
- SKEMPTON, A.W. (1966): Some observations on the tectonic shear zones. – *Proc. 1st Congr. ISRM Lissabon*, **Bd. I**: 329–335, 7 Fig.; Lisboa (Bertrand).
- SZADECZKY-KARDOSS, E. (1976): Plattentektonik im pannomisch-karpatischen Raum. – *Geol. Rdsch.*, **65**: 143–161, 10 Abb., Stuttgart (Enke).
- UNGER, H. J. & SCHWARZMEIER, J. (1987): Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns. – *Geol. Jb.*, **A 105**: 2–23, 4 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- VOSSMERBAUMER, H. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen im Mainfranken: Bestandsaufnahme und Versuch einer Interpretation. – *Z. dt. geol. Ges.*, **136**: 69–92, 14 Abb.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 10. 2. 1988

## **Das Schalsteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge)**

Von

H. DIETER NESBOR und HEINER FLICK\*

**Kurzfassung:** Während der devonisch-karbonischen Sedimentation im Rheinischen Schiefergebirge kam es auch im Lahn-Dill-Gebiet mehrfach zu Perioden vulkanischer Aktivität. Davon kommt der Givet/Adorf-Phase (Mittel-/Oberdevon) die meiste Bedeutung zu. Sie wird von der Förderung der als Schalstein bekannten basischen Pyroklastite beherrscht. Ein Profil am Gänsberg (S Weilburg) in der mittleren Lahnmulde schließt den oberen Bereich dieser Abfolge auf, die dort frei von Ergüssen und Lagergängen ist. Die Deutung der Ablagerungsbedingungen läßt auf eine zu den Eruptionsspalten distale Fazies schließen. In dieser Position zwischen den Rückenachsen wurde von verschiedenen Quellen Material beigesteuert. Im Gegensatz dazu ist in der nachfolgenden Sedimentation des Oberdevon eine Schwellenposition zu erkennen. Diese wurde jedoch nicht durch die Anhäufung der Pyroklastite verursacht, sondern kann auf die Aufbeulung durch eine oberflächennahe Intrusion eines Keratophyrs (Meta-Trachyt) zurückgeführt werden. Sie läßt sich damit an das Ende der vulkanischen Aktivitäten einstufen.

**Abstract:** Submarine basic pyroclastics are of major importance during the Givetian/Adorfian episode of the Palaeozoic volcanism in the Lahn syncline (Rhenish Mountains, Western Germany). Spilitization processes during diagenesis and during weak Hercynian metamorphism have yielded alterations in mineralogy, chemistry, and texture. These are responsible for the nomination of the rock as "Schalstein" by local miners in former time adopted and still in use in geological literature. A section through the upper part of the sequence is described from the Gänsberg near Weilburg in the middle Lahn syncline. It exposes a facies of pyroclastics rather distant to the erupting fissures. Therefore, flows and/or sills are lacking to be known from other sections. Several depositional processes can be distinguished, and at least two different volcanic edifices have contributed material. The distant pyroclastic facies contrasts to the reduced thickness of the succeeding sediments indicating a volcanic ridge. This can be attributed to the late high-level intrusion of a dome of meta-trachytic composition.

### **Inhaltsverzeichnis**

1. Einleitung . . . . .	190
2. Profil der basischen Pyroklastite am Gänsberg . . . . .	191

---

\* Herrn Prof. Dr. HANS-JOACHIM LIPPERT zum 75. Geburtstag gewidmet.  
Dr. H. D. NESBOR, Prof. Dr. H. FLICK, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234, 6900 Heidelberg.

3. Faziestypen . . . . .	193
3.1. Ungeschichtete Lapillituffe . . . . .	195
3.2. Geschichtete Lapillituffe . . . . .	195
3.3. Geschichtete kristallführende Lapilli- bis Aschentuffe . . . . .	196
3.4. Aschentuffe . . . . .	199
4. Genetische Deutung . . . . .	199
5. Fazielle und paläogeographische Folgerungen . . . . .	202
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	204

### 1. Einleitung

Die Sedimentation im S des Rheinischen Schiefergebirges wurde zeitweise von einem lebhaften bimodalen Vulkanismus begleitet, dessen Produkte in Lahn- und Dillmulde einen bedeutenden Anteil an den devonischen und unterkarbonischen Abfolgen einnehmen. Die bedeutendste Phase der vulkanischen Aktivitäten dauerte vom oberen Mitteldevon bis zum unteren Oberdevon (Givet/Adorf-Phase), (Abb. 1) und förderte vor allem große Mengen basischer Pyroklastite. In der geologischen Literatur sind diese seit BECHER (1789) als „Schalstein“ bekannt. Der Begriff stammt aus dem nassauischen Roteisensteinbergbau, der im wesentlichen auf dem „Grenzlager“ im Hangenden der Pyroklastite umgegangen ist. Darunter sollte wegen der großen Heterogenität in der Ausbildung nicht eine petrographische, sondern nur eine stratigraphische Sammelbezeichnung verstanden werden (LIPPERT 1951).

Die ursprünglich basaltischen Pyroklastite bildeten mächtige submarine Rücken, deren Orientierung nach dem regionalen Streichen als Hinweis auf Spalteneruptionen gilt. Eine häufige Zwischenschaltung von Riffkalken belegt das wiederholte lokale Erreichen der Meeresoberfläche. Hierdurch wird angezeigt, daß die großen Mächtigkeiten der Pyroklastite (bis etliche Hundert Meter) im wesentlichen durch synchrone Absenkung und nicht durch Füllung eines vorher schon tiefen Meeresraumes hervorgerufen wurden. Die Vergrünung der Vulkanite ist die Folge von Spilitisierungsvorgängen (s. Diskussion bei FLICK & NESBOR 1988) vor allem während der Diagenese. Daneben wurden sie von der schwachen Regionalmetamorphose während der variscischen Orogenese erfaßt, die auch für die intensive Schieferung verantwortlich ist.

In der mittleren Lahnmulde haben die basischen Pyroklastite ihre größte Verbreitung. Dort gibt ein Profil durch den Schalstein-Hauptsattel (Bezeichnung nach AHLBURG, s. KEGEL 1922) einen guten Einblick in den Aufbau eines besonders großen Vulkankomplexes, an dem neben den Pyroklastiten in verschiedener Ausbildung auch zahlreiche Ergüsse und Lagergänge beteiligt sind (FLICK & NESBOR 1988, Abb. 10). Auf der Nordseite des Schalstein-Hauptsattels ist am Gänsberg S Weilburg ein längeres Profil aufgeschlossen, das ausschließlich aus Pyroklastiten aufgebaut wird. Gute Zugänglichkeit sowie der erwähnenswert hohe Anteil gut geschichteter Typen (HENTSCHEL 1951a) machen dieses Vorkommen zu einem beliebten Exkursionsziel in der Lahnmulde (s. HENTSCHEL & MICHELS 1953, MICHELS 1962, RIETSCHEL 1966b, MEISL et al. 1982). Daher erscheint dessen nähere Vorstellung und die Deutung der Ablagerungsvorgänge lohnenswert.

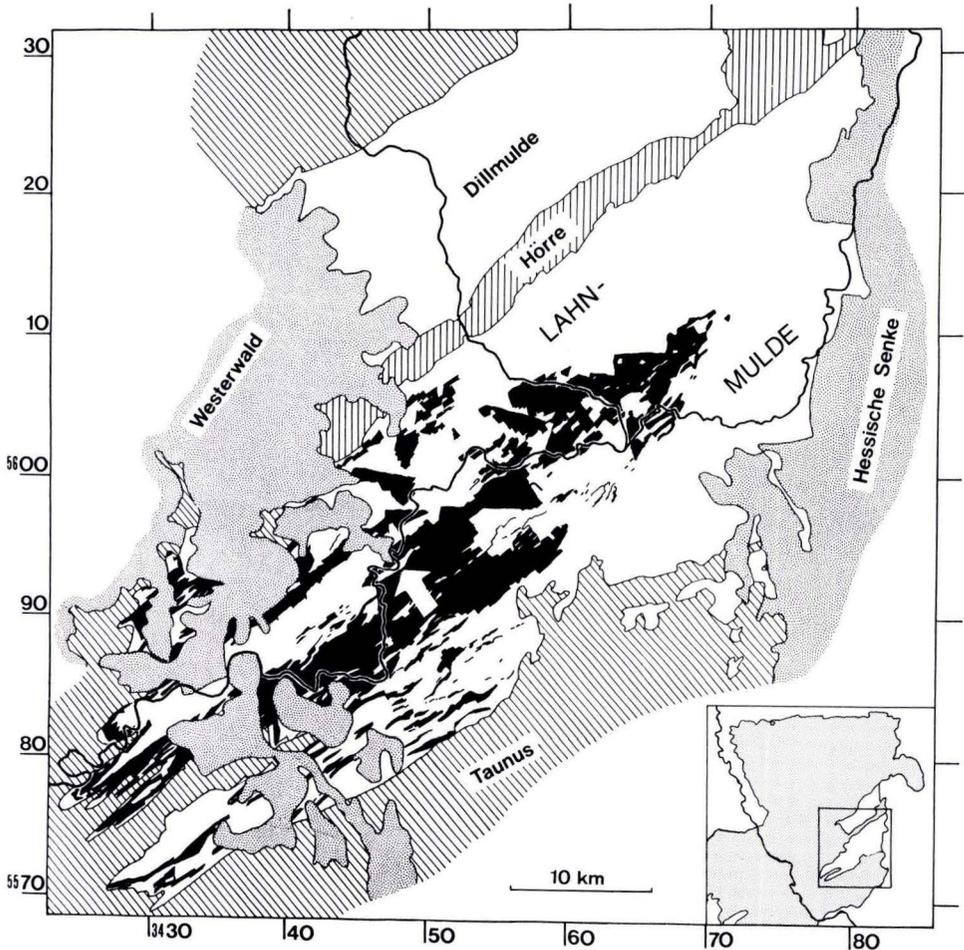
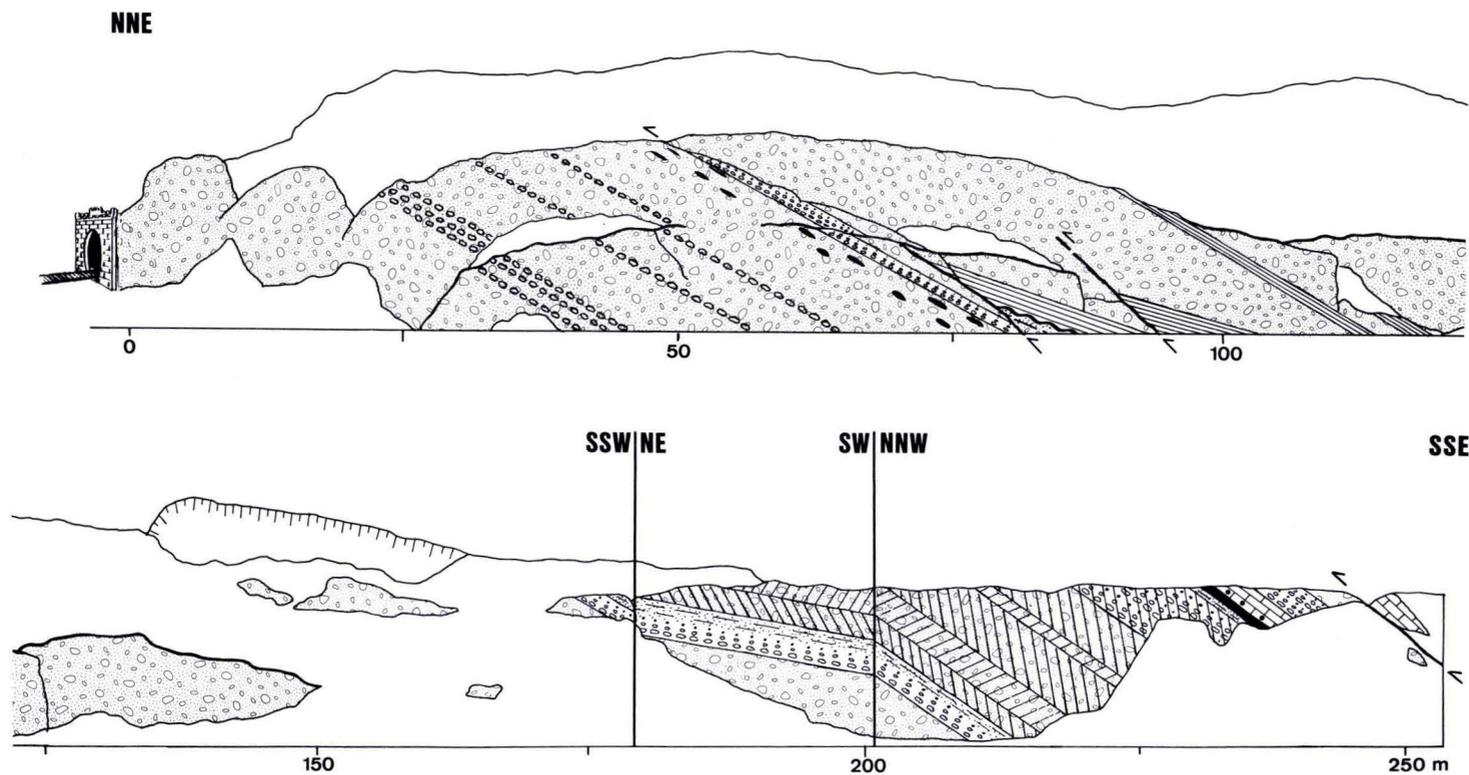


Abb. 1. Verbreitung der basischen Vulkanite der Givet/Adorf-Phase (i.w. Pyroklastite = „Schalstein“) in der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge) mit Position des Profils am Gänsberg südlich Weilburg (weißer Pfeil).

## 2. Profil der basischen Pyroklastite am Gänsberg

Die Westseite des Gänsberges S Weilburg bildet den Prallhang einer Lahnschleife vor der Einmündung des Weiltals. Die dadurch schon geschaffenen natürlichen Aufschlüsse wurden durch Straßenbaumaßnahmen sowie zwei (aufgelassene) Steinbrüche noch verbessert. So bietet sich dort ein besonders eindrucksvolles Profil durch den hangenden Abschnitt der „Schalstein“-Folge.



CRINOIDEN



VIOLETTFÄRBUNG



BOMBENLAGE



PLATTENKALK



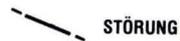
ASCHELTUFF

UNGESCHICHTETER  
LAPILLITUFFROTEISENSTEIN-  
LINSEN/LAGERGESCHICHTETE KRISTALL-  
FÜHRENDE LAPILLI-BIS  
ASCHELTUFFE

DISKORDANZ



BLEICHUNG

GESCHICHTETER  
LAPILLITUFF

STÖRUNG

Diese Folge setzt in einem Tälchen auf der Nordseite des Gänsberges (= Südrand von Weilburg) an einer Überschiebung auf Adorf-Plattenkalken ein (AHLBURG 1918). Die guten Aufschlußverhältnisse beginnen erst nach ca. 300 m auf der Südseite des Eisenbahntunnels. Sie reichen von dort bis in die hangenden Adorf-Plattenkalken über dem Grenzlager nach Umbiegen in das Weital und ergeben eine Profillänge von 250 m (Abb. 2). Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse sind damit die hangenden 110 m der Abfolge zugänglich (Abb. 3).

Dieser Profilabschnitt wird aus mehreren Typen aufgebaut, die in ihrer Entwicklung der übrigen Lahnmulde vergleichbar sind (s. FLICK & NESBOR 1988). Entsprechend nehmen die gelegentlich bombenführenden ungeschichteten Lapillituffe den Hauptanteil ein (Abb. 3). Eine Besonderheit ist die Häufigkeit der gut geschichteten Lapilli- und Aschentuffe, die im mittleren und obersten Abschnitt verbreitet sind. In letzterem treten violette Farben in den Vordergrund, die im „Edlen Schalstein“ für den früheren Bergbau eine Leitmarkierung bei Annäherung an den Roteisenstein darstellten.

Über dem „Grenzlager“ beginnt die Carbonatsedimentation der Adorf-Plattenkalke (RIETSCHEL 1966a) mit einem etwa 10 cm mächtigen Crinoidenschillkalk an der Basis. Diese werden nach 2 m noch einmal durch geschichtete Lapilli- und Aschentuffe unterbrochen. Deren Mächtigkeit (mindestens 4,5 m) ist durch die Überschiebung der hangenden Plattenkalke nicht näher zu ermitteln. Vor der abschließenden vulkanischen Aktivität kam es bereits zu einer Verkarstung, wie eine Karstschlotte in den liegenden Kalken an der oberen Böschungskante anzeigt. Diese ist mit den hangenden Pyroklastiten in ungestörter Abfolge, lediglich mit Setzungsgefüge, gefüllt.

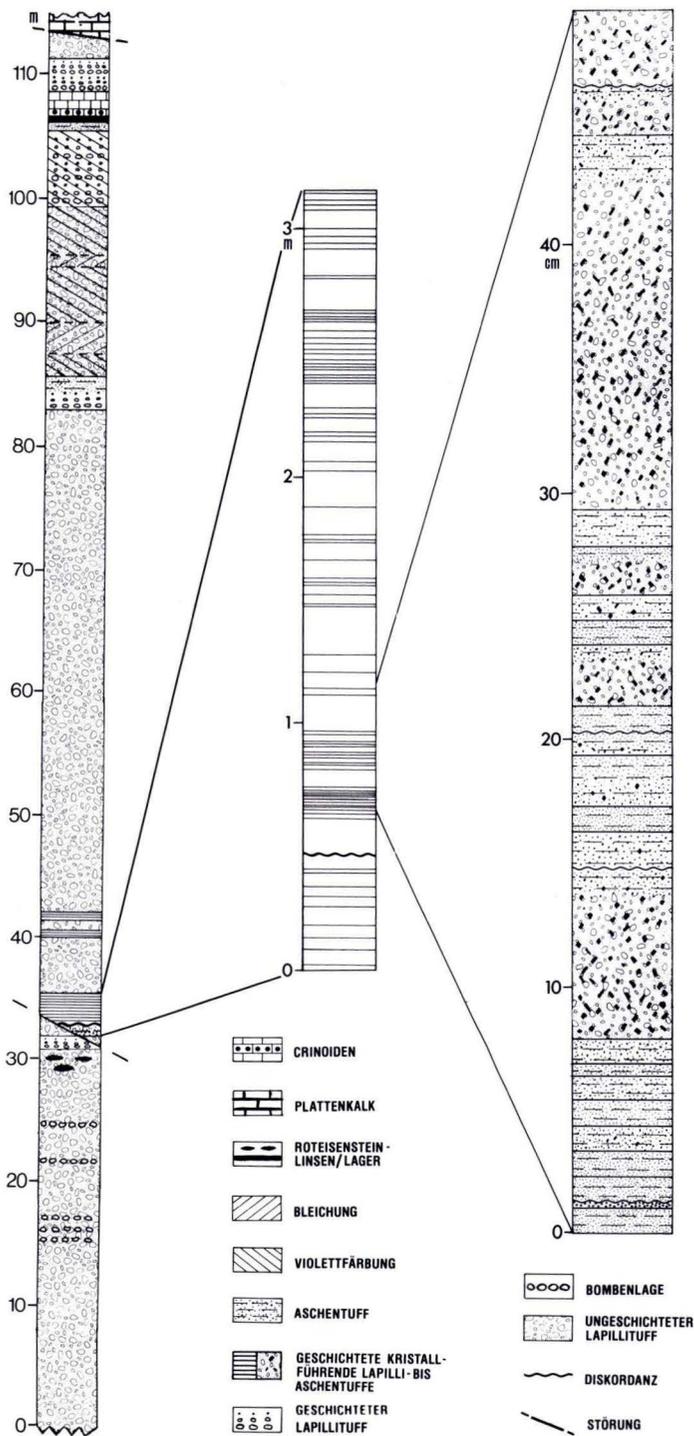
### 3. Faziestypen

Die durch die spilitische Alteration entstandenen Minerale Chlorit und Calcit prägen das äußere Bild des Gesteins. Auf den hohen Chloritanteil geht die durchgehend grüne Farbe zurück. Die Carbonatisierung hellt lokal zu einem Blaßgrün auf, das somit keinesfalls auf Verwitterungsvorgänge bezogen werden darf. Das gilt gleichfalls für eine schichtweise Bleichung im höheren Teil des Profils zwischen den violetten Horizonten (Abb. 3). Diese Farbänderungen sind nicht streng an die Schichtung gebunden (s. auch LIPPERT 1951). Sie lassen keinen Zusammenhang mit bestimmten Typen der Lapilli- oder Aschentuffe erkennen, etwa in Verteilung und Ausbildung der Partikel. Gelegentlich sind diskordante Übergänge der unterschiedlichen Färbung innerhalb eines Horizontes, auch quer durch einzelne Lapilli zu beobachten. Diese Bleichung ist auch aus dem weiteren Lahn-Dill-Gebiet bekannt und ebenfalls nicht auf jüngere Verwitterung zu beziehen (LIPPERT 1951, HENTSCHEL 1960, 1979; LIPPERT & HENTSCHEL 1970).

Die Pyroklasten, überwiegend in Lapillifraktion, machen den Hauptteil des Gesteins aus. Sie bestehen aus feinblättrigem Chlorit sowie Leukoxen, der häufig in hohem Anteil



Abb. 2. Das Schalsteinprofil entlang Lahn- und Weital am Gänsberg südlich Weilburg (mittlere Lahnmulde).



vertreten ist und die Lapilli dann hellgrün färbt. Durch die Schieferung sind sie vor allem bei intensiver Carbonatisierung stark geplättet. Dadurch blieben ihre ursprünglich rundlichen Umrisse nur in der Schieferungsebene erhalten. Entsprechendes gilt für die hauptsächlich mit Chlorit gefüllten ehemaligen Gasblasen in den Lapilli.

### 3.1. Ungeschichtete Lapillituffe

Wie auch im übrigen Raum, herrschen die ungeschichteten Lapillituffe am Gänsberg vor (Abb. 3). Sie enthalten stellenweise bis zu 15% Feldspatkristalle, außerdem Bomben, anreicht in einzelnen Horizonten. Ein lagenweiser Wechsel in der Intensität der Carbonatisierung (Abb. 4) kann dabei vor allem im liegenden Abschnitt eine Schichtung vortäuschen. In ähnlicher Weise ist die Plättung der Pyroklasten durch die Schieferung leicht für eine Einregelung zu halten (Abb. 5).

Ein aufgeschäumter Typ, der nur selten Einsprenglinge (überwiegend Feldspäte) enthält, überwiegt unter den Pyroklasten. Er ist durch die spontane Entgasung der Schmelze bei der Druckentlastung während der Eruption entstanden. In den Pyroklasten sind häufig winzige albitisierte Plagioklasleisten enthalten, die durch die Schieferung eingeregelt wurden. Die kennzeichnenden, gleichmäßig verteilten Gasblasen ( $\varnothing$  0,05 – 0,10 mm) sind mit Chlorit und untergeordnet Calcit gefüllt.

Außerdem ist ein mehr oder weniger blasenfreier Typ, den die Schieferung entsprechend wenig deformiert hat, in geringem Anteil beteiligt. Für diesen ist ein höherer Kristallisationsgrad kennzeichnend. Einsprenglinge von Feldspat (carbonatisiert u. sericitisiert), untergeordnet Pyroxen, evt. auch Olivin (beide als Chloritpseudomorphosen) sind darin stärker vertreten. In der Grundmasse bilden kleine Feldspatleisten ein Gerüst, dessen Zwischenräume mit Chlorit und Leukoxen gefüllt sind.

Ein sparitischer Calcitcement nimmt den Raum zwischen den einzelnen Pyroklasten ein. Hinzu kommt in einigen Fällen pflasterförmiger Quarz, der teilweise wiederum durch Calcit ersetzt wird. Letzterer kann außerdem die Lapilli so weit verdrängen, daß diese nur noch an schmalen opaken Flecken erkennbar bleiben. Seine Verdrängung durch Muskovit und/oder Chlorit ist stellenweise zu beobachten. Die Schieferung hat den Calcitcement örtlich zu rundlichen bis elliptischen Formen ausgewalzt, die im Handstück leicht für Gasblasen gehalten werden können.

### 3.2. Geschichtete Lapillituffe

Die geschichteten Lapillituffe unterscheiden sich von den ungeschichteten neben der geringen Mächtigkeit i. w. nur durch das Merkmal der Gradierung. Der durchschnittliche Durchmesser der ebenfalls aufgeschäumten Lapilli nimmt in den einzelnen Einheiten von



Abb. 3. Die Schalsteinfolge am Gänsberg bei Weilburg als Säulenprofil (links) mit einem Ausschnitt aus den Aschentuffen und den geschichteten kristallführenden Lapilli- bis Aschentuffen aus dem unteren Drittel des Profils (Mitte) sowie einer Detaildarstellung (rechts).



Abb. 4. Ungeschichteter Lapillituff im Anschliff mit starker Verdrängung durch Calcit (weiß) aus dem unteren Abschnitt des Profils am Gänsberg (s. Abb. 3, linke Säule bei 14 m). Aufgeschäumte Lapilli (grau), eingebettet in Calcitzement (hellgrau). Prägung durch die Schieferung hier nicht so deutlich.

1 cm an der Basis nach oben auf wenige Millimeter ab. Außerdem können bis 5 % Plagioklaskristalle, bzw. deren Bruchstücke auftreten. Vorherrschend ist ein Calcitzement, lagenweise ist auch noch eine chloritische Matrix vorhanden.

### 3.3. Geschichtete kristallführende Lapilli- bis Aschentuffe

Die geschichteten kristallführenden Lapilli- bis Aschentuffe wurden als gradierte Sequenzen von 1 bis 20 cm Mächtigkeit abgelagert (Abb. 6). Sie liegen häufig nur in der



Abb. 5. Ungeschichteter Lapillituff im Anschliff aus dem unteren Abschnitt des Gänsbergprofils (s. Abb. 3, linke Säule bei 19 m). Aufgeschäumte Lapilli (grau), eingebettet in Calcizement (weiß). Einregelung und Plättung der Lapilli durch die Schieferung täuscht Schichtung vor.

---

Aschefraktion oder größtenteils in Aschefraktion mit sporadischen Lapilli vor. Darin überwiegen aufgeschäumte Pyroklasten, blasenarme bis blasenfreie sind selten. Deren Durchmesser reicht i. a. bis 6 mm, maximal bis 10 mm. Die Pyroklasten sind durch einen hohen Leukoxengehalt hellgrün gefärbt, unter dem Mikroskop ist eine starke Durchsetzung mit Opakmineralen erkennbar. Die Blasen, mit einem Durchmesser zwischen 0,05 und 0,10 mm, erscheinen durch die Chloritfüllung schwarz. Das beim Zerplatzen von Blasen

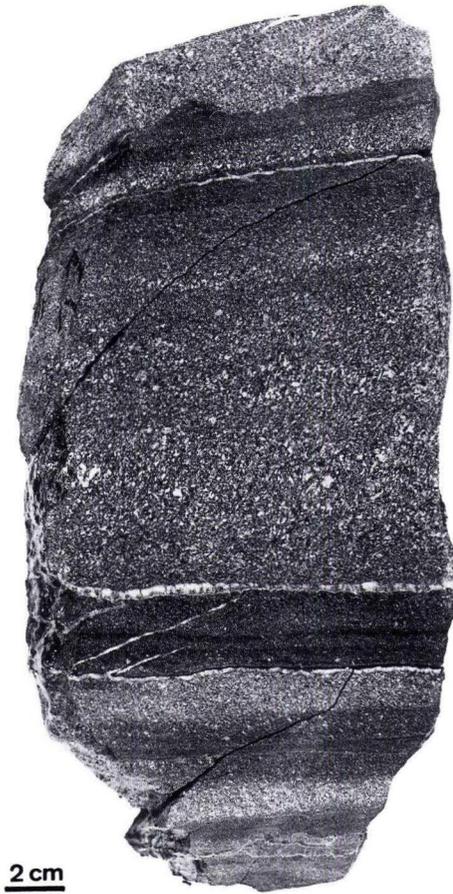


Abb. 6. Turbiditisch abgelagerte geschichtete und kristallführende Lapilli- bis Aschentuffe (s. Abb. 3, linke Säule bei 34 m) mit deutlicher Gradierung und erosivem Kontakt (oben). Lapilli und Kristalle (grau), Aschenlagen (dunkel), Calcitcement (weiß).

erzeugte vitroklastische Gefüge der Scherben (Y-Struktur) ist in der Aschefraktion gelegentlich noch erhalten geblieben.

Die teilweise aggregierten Plagioklaskristalle bzw. deren Bruchstücke nehmen durchschnittlich 10 bis 15 Vol-%, maximal 20 Vol-% des Gesteins ein. Bei überwiegend tafeligem Habitus erreichen sie 3 bis 5 mm, verschiedentlich bis 10 mm Größe. Sie sind vollständig albitisiert, z. T. fleckig, z. T. in Schachbrettalbitisierung. Grobspätiger Calcit füllt den Zwickelraum im Gestein und verdrängt z. T. sehr intensiv die Feldspäte sowie die Pyroklasten, so daß er lagenweise bis 60 Vol-% des gesamten Gesteins ausmacht. Untergeordnet ist auch Sericit an der Verdrängung der Plagioklase beteiligt.

### 3.4. Aschentuffe

Die Aschentuffe enthalten etwa zur Hälfte maximal 0,6 mm große Pyroklasten. Horizontgebunden treten wenige Spilit-Lithoklasten mit Durchmessern zwischen 5 und 20 mm hinzu. In einzelnen Lagen sind darüberhinaus bis zu 5 Vol-% albitisierte Plagioklase (mit Felderung und Schachbrettalbitisierung) in vollständigen Kristallen und Bruchstücken von durchschnittlich 1 mm Größe enthalten. Diese Komponenten schwimmen in einer Matrix aus Scherben, die kleiner als 0,1 mm bleiben. Deren vitroklastisches Gefüge weist wieder auf die Entstehung durch das Zerplatzen rundlicher Blasen. Während eine Verdrängung der Feldspäte durch grobspätigen Calcit vergleichsweise gering blieb, ist sie bei den Pyroklasten in einzelnen Lagen mehr oder weniger stark ausgeprägt.

### 4. Genetische Deutung

Die genetischen Deutungen des Schalstein im Lahn-Dill-Gebiet wechselten im Laufe der Zeit, wobei die pyroklastische Natur bereits von SEDGEWICK & MURCHISON (1842, zitiert in LEHMANN 1941) angesprochen worden war. Von AHLBURG (1918) im Rahmen der geologischen Landesaufnahme, in diesem Fall auf Bl. 5515 Weilburg, wieder aufgegriffen, hat sich diese Auffassung mit LIPPERT (1951) sowie HENTSCHEL (1951 u. später) endgültig durchgesetzt. Die petrographische Vielfalt spiegelt unterschiedliche Eruptions- und Sedimentationsmechanismen wider, die inzwischen weitergehende Deutungen erlauben (s. FISHER & SCHMINCKE 1984).

Die Abfolge der basischen Pyroklastite (Schalstein) setzt sich aus einer großen Anzahl einzelner Sequenzen (vgl. NESBOR & FLICK 1987, FLICK & NESBOR 1988) zusammen. Deren Aufbau (Abb. 7) beginnt mit massigen ungeschichteten Lapillituffen, die den Hauptteil ausmachen und von LEHMANN (1941) als Argument gegen die pyroklastitische Natur benutzt wurden. Darüber folgen die geschichteten Lapilli- und schließlich die Aschentuffe. Eine solche Sequenz ist für subaquatische, nicht verschweißte Pyroklastitströme typisch und läßt sich nach einem Modell von FISKE & MATSUDA (1964; s. a. FISHER & SCHMINCKE 1984) folgendermaßen deuten:

Aus einer kollabierenden submarinen Eruptionssäule, einer Suspension aus aufgeheiztem Wasser, pyroklastischem Material sowie Nebengesteinsfragmenten, entwickelten sich pyroklastische Ströme, die als massige strukturlose Einheit abgelagert wurden. Zum Ende der Eruption, bei Nachlassen der Förderrate, häufte sich das Material im Bereich um die Förderspalt an und rutschte immer wieder ab, sobald die Böschungen instabil wurden. Auf diese Weise kam es zu einer großen Anzahl geringmächtiger Turbiditablagerungen über den (ungeschichteten) pyroklastischen Strömen, die vermehrt auch Kristalle bzw. Kristallbruchstücke führten. Aus dem die Meeresoberfläche durchbrechenden Teil der Eruptionssäule wurden während der gesamten Förderung Aschen produziert, die zum Abschluß eigenständige dünne Tufflagen bildeten.

In der Abfolge vieler solcher Sequenzen wird das Bild dadurch kompliziert, daß diese nicht immer vollständig entwickelt sind und daß sich die Schüttungen verschiedener Förderzentren überlagern. Hinzu kommen syngenetische Rutschungen, die in ihrem Ausmaß nicht abzuschätzen sind, und schließlich noch die tektonische Überprägung. Unter

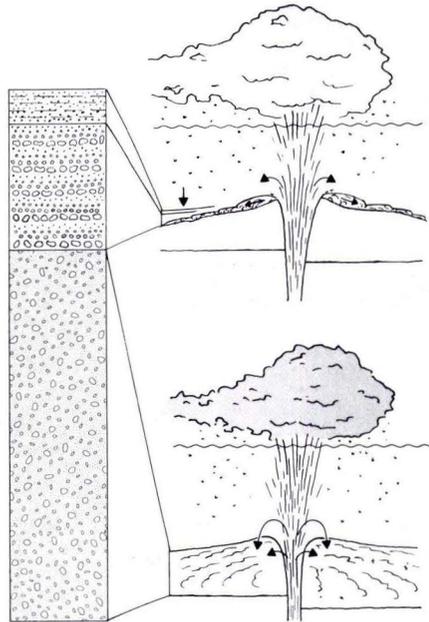


Abb. 7. Modell der faziellen Entwicklung einer einzelnen pyroklastischen Sequenz (links) mit Darstellung der Eruptions- und Ablagerungsmechanismen (rechts): unten = pyroklastische Ströme produzieren massive strukturlose Einheit, oben = Suspensionsströme produzieren eine gradiertere turbiditische Abfolge, überlagert von feinkörnigen Aschen.

Berücksichtigung dieser Vorgänge ergibt sich für das Profil am Gänsberg (Abb. 2 u. 3) derzeit folgende Interpretation:

Das Profil setzt mit pyroklastischen Stromablagerungen (ungeschichtete Lapillituffe) ein. Aus den Bombenlagen (als Korngrößenbegriff) ist zu entnehmen, daß mehrere dicht aufeinanderfolgende Ströme eine Einheit gebildet haben (nach FISKE & MATSUDA, 1964, werden übergroße Komponenten in den sonst nicht gradierten Strömen an der Basis abgesetzt). Diese Einheit wird mit den Turbiditablagerungen (geschichtete Lapillituffe, bei 80 m in Abb. 2) abgeschlossen. Linsen von Roteisenstein mit teilweise umschließender Violettfärbung im Topbereich der ungeschichteten Lapillituffe weisen auf eine längere Pause in der Förderung. Darüber beginnt die Basis einer neuen Sequenz.

Dort (bei 83 m) zieht eine Störung durch. Diese wird als Schrägaufschiebung angesehen, da zum einen die Bewegungsbahn etwa parallel zur nächsten, eindeutig aufschiebenden liegt, zum anderen keine Schichtwiederholung über der Störungsfläche anzutreffen ist.

Über der Störung ist gerade noch der Topbereich der Stromablagerung angeschnitten, der bei 83 m von ca. 0,5 m Aschentuffen eingedeckt wird (Abb. 3, Basis der mittleren Säule). Diese zeigen eine inverse Gradierung (Abb. 8), wobei die einzelnen kleinen Plagioklaskristalle mit dem Feinkornanteil früh abgesunken sind, während gleichgroße blasige Partikel erst später absanken, offenbar, nachdem sie mit Wasser vollgesogen waren.



Abb. 8. Aschentuffe mit inverser Gradierung (s. Abb. 3, linke Säule bei 33 m). Im dunklen Feinkorn einzelne größere Plagioklaskristalle (weiß), nähere Erläuterung im Text.

Darüber folgen etwa 2,7 m geschichtete Lapilli- bis Aschentuffe, die aus vielen gradierten Lagen, z. T. mit erosivem Kontakt, bestehen (Ausschnitt in Abb. 3, rechte Säule). Sie sind besonders kristallreich und passen auch nach Korngröße sowie petrographischem Habitus nicht zur Liegend- und Hangendabfolge. Weiterhin schneiden sie diese diskordant ab. So sprechen mehrere Kriterien für eine Herkunft aus einer anderen Förderspalte.

Die Folge setzt sich mit mindestens 5 m (nach oben mächtiger werdenden) ungeschichteten Lapillituffen analog den tieferen fort. Eine Aufschiebung mit ca. 12 m Versatz bei Profilmeter 94 führt zu einer Wiederholung der kristallführenden geschichteten Lapilli- bis

Aschentuffe. Bei 112 m schalten sich erneut fremde geschichtete Lapilli- bis Aschentuffe von knapp 1 m ein. Nach weiteren ungeschichteten Lapillituffen kommt bei 117 m eine dritte fremde geschichtete Lapilli- bis Aschentufflage. Die folgenden ca. 40 m ungeschichteten Lapillituffe dürften, wie an der Basis des Profils, aus mehreren Einzelströmen bestehen, doch lassen die Aufschlußverhältnisse keine weitere Untergliederung zu. Etwa 2,5 m geschichtete Lapilli- und Aschentuffe schließen diese Sequenz (bei 213 m) ab.

Eine letzte vollständige Sequenz von etwa 20 m Mächtigkeit ist im wesentlichen durch Violettfärbung gekennzeichnet („Edler Schalstein“), die durch zwei Bleichungshorizonte unterbrochen wird. Der darüber liegende Roteisensteinhorizont sowie die 2 m Plattenkalke mit Crinoidenschill an der Basis zeigen eine längere Unterbrechung der pyroklastischen Förderung an. Vor den überschobenen Adorf-Plattenkalken bilden mindestens 4,5 m geschichtete Lapilli- sowie ungeschichtete Lapillituffe aus zwei aufeinanderfolgenden Sequenzen den Abschluß der vulkanischen Aktivitäten. In der Summe werden die ca. 110 m mächtigen Pyroklastite am Gänsberg aus mindestens 11 Sequenzen aufgebaut.

### 5. Fazielle und paläogeographische Folgerungen

Die Entwicklung der basischen Pyroklastite am Gänsberg bei Weilburg weist auf eine distale, d. h. von den Eruptionsspalten entfernte Fazies hin, wie sie in Abb. 9 skizziert ist. Hinweise dafür sind: (1) die relativ geringe Mächtigkeit der ungeschichteten Lapillituffe, verglichen mit anderen Lokalitäten, (2) das Fehlen von zwischengeschalteten Ergüssen und Lagergängen, (3) das Fehlen von Riffkalken (gewachsen wie umgelagert), (4) das Fehlen von Lithoklasten aus dem Unterbau des Vulkans, die in anderen Profilen gefunden und nach FISKE & MATSUDA (1964) bevorzugt in der Nähe des Eruptionszentrums abgelagert werden, (5) die Häufigkeit der in Suspensionsströmen abgelagerten Lapilli- bis Aschentuffe, (6) die durch Erosionsvorgänge und andere Ausbildung angezeigte Herkunft von Ablagerungen aus Suspensionsströmen eines weiter entfernten Eruptionszentrums.

Den faziellen Befunden in den Pyroklastiten scheint die nachfolgende sedimentäre Entwicklung des Oberdevon zu widersprechen, das in seiner Mächtigkeit erheblich reduziert ist und eine Schwellenposition des Profils anzeigt (RIETSCHEL, mdl. Mittlg.). Auch das Auftreten des Grenzlagern im Hangenden, von dessen Abbau ein Pingenzug zeugt, ist geradezu typisch für eine Schwellenposition (LIPPERT 1951, LIPPERT & HENTSCHEL 1970, QUADE 1970). Nach der Ausbildung der Sedimente handelt es sich um eine Tiefschwelle im Sinne von RABIEN (1956). Die Schwelle ist erst am Ende und nach der pyroklastischen Förderung erkennbar. Sie läßt sich daher nicht auf diese beziehen, sondern muß andere Ursachen haben. Dafür bietet sich das Auftreten des Keratophyrs (Meta-Trachyt) von Guntersau (SW-Ecke des Gänsberges) an, der bereits seit SANDBERGER (1852) als intrusiver Stock gedeutet wird (s. FLICK 1977, FLICK & NESBOR 1988). Seine Intrusion hat offensichtlich zu einer Aufbeulung der Pyroklastitfolge geführt und läßt sich hiermit zeitlich näher einordnen.

Danksagung: Die Untersuchungen wurden gefördert im Rahmen des DFG-Projektes FL 163/1-1. Die Herren K. SCHACHERL und R. KOCH trugen mit ihrem Bemühen um die Fotosowie insbesondere Zeichenarbeiten wesentlich zu dieser Darstellung bei.

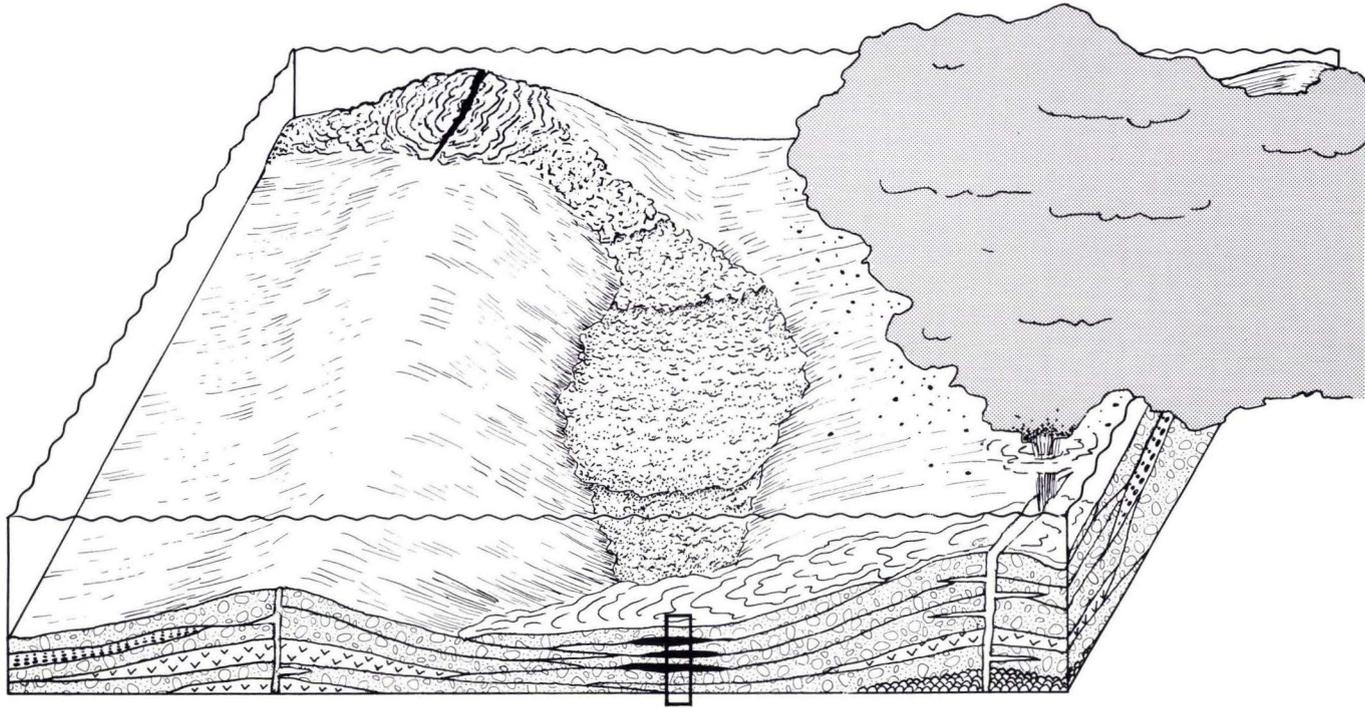


Abb. 9. Faziesmodell basischer Vulkanschwellen der Givet/Adorf-Phase, aufgebaut aus ungeschichteten und geschichteten Lapillituffen, Schicht- (v) und Kissenlaven (halbrund) sowie geschichteten kristallführenden Lapilli- bis Aschentuffen (schwarz). Rechteck kennzeichnet Profilausschnitt für die distale Fazies am Gänseberg (Abb. 2 u. 3).

## 6. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1918): Bl. Weilburg (5515). – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **208**: 1–153, 30 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- BECHER, J. P. (1789): Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande. – 624 S.; Marburg (Neue Akademische Buchhandl.).
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroklastic Rocks. – 472 S., div. Abb., div. Tab.; Berlin (Springer).
- FISKE, R. S., & MATSUDA, T. (1964): Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation. – Amer. J. Sci. **262**: 76–106, 7 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; New Haven, Conn.
- FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Clausthaler Geol. Abh. **26**: 1–231, 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- FLICK, H., & NESBOR, H. D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde, – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **70**: 411–475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1951a): Über die Tuffnatur der Schalsteine. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **(VI) 2**: 122–137; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1951b): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – N. Jb. Mineral., Abh. **82**: 199–230, 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1952): Zum Chemismus der Schalsteine der Lahnmulde. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **(VI) 3**: 191–198, 1 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. (1960): Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. – Freiburger Forschungshefte, **C 79**: 82–105, 4 Abb.; Freiberg.
- HENTSCHEL, H. (1961): Der Schalstein, ein durch Plättung geformter Tektonit. – N. Jb. Mineral., Abh. **96**: 305–317, 6 Taf.; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1979): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5514 Hadamar, 2. Aufl., 57–103, Abb. 7–9, Tab. 2–6; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H., & MICHELS, F. (1953): Geologisch-petrographische Exkursion in die Lahnmulde am 24. Mai 1952. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 306–313, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von JOHANNES AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **86**: 1–81, 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- LEHMANN, E. (1941): Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. – 391 S., 167 Abb., 19 Tab.; Wetzlar (Scharfe).
- LIPPERT, H.-J. (1951): Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. – Abh. senck. naturf. Ges., **485** (R. RICHTER-Festschrift): 1–29, 11 Abb., Taf. 26–35; Frankfurt a. M.
- LIPPERT, H.-J., & HENTSCHEL, H. (1970): Givet-Schalstein. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 71–78; Wiesbaden.
- MEISL, S., LIPPERT, H.-J., & STRECKER, G. (1982): Geosynkinalvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. – Fortschr. Mineral. **60**, (2): 3–15, 1 Abb.; Stuttgart.
- MICHELS, F. (1962): Paläozoikum im Taunus und in der Lahnmulde. – Exkursionsführer Tagung Deutsche Geologische Gesellschaft Frankfurt a. M.; 21 S., 10 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Wiesbaden.
- NESBOR, H. D., & FLICK, H. (1987): Faziesentwicklung der basischen Pyroklastite (Schalstein) im Devon der Lahnmulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Heidelberger Geowiss. Abh. **8**: 175–177, 1 Abb.; Heidelberg.
- QUADE, H. (1970): Der Bildungsraum und die genetische Problematik der vulkano-sedimentären Eisenerze. – Clausthaler Hefte (THIENHAUS-Band) **9**: 27–65, 8 Abb., 5 Tab., 10 Fot.; Berlin – Stuttgart.
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 1–83, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- RIETSCHEL, S. (1966a): Die Geologie des mittleren Lahntroges. – Abh. senck. naturf. Ges. **509**: 1–58, 10 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- RIETSCHEL, S. (1966b): Eine geologische Exkursion nach Weilburg (Lahnmulde). – Natur u. Museum, **96**: 191–194 u. 234–241, 9 Abb.; Frankfurt a. M.

SANDBERGER, F. (1852): Ueber die geognostische Zusammensetzung der Umgegend von Weilburg. – Jb. Ver. Naturkd. Herzogthum Nassau **8** (2): 1–48, Taf. 1–5; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 4. 2. 1988

Geol. Jb. Hessen	116	S. 207-251	6 Abb.	4 Tab.	4 Taf.	Wiesbaden 1988
------------------	-----	------------	--------	--------	--------	----------------

## **Vulkanoklastische Grauwacken des Unterkarbons III der Söse-Mulde (Westharz)**

Von

KARL-HEINZ RIBBERT und WINFRIED ZIMMERLE\*

**Kurzfassung:** Vulkanoklastische Grauwacken einer etwa 30 m mächtigen Gesteinsserie am Kleinen Kautzkopf im Westharz, die in die klastische Kulm-Fazies eingelagert ist, wurden mit Hilfe von Anschliffen und Dünnschliffen, Röntgendiffraktometrie, Kathodolumineszenz, Rasterelektronenmikroskopie und Energie-dispersiver Röntgenfluoreszenz sowie Geochemie untersucht. Die vulkanoklastischen Grauwacken bestehen hauptsächlich (40–60%) aus vulkanischen Glaspartikeln und nur untergeordnet aus epiklastisch-sedimentären Gesteinsfragmenten und Mineralen. Als Grobgerölle treten intraformationelle Kieselschiefer- und Tonschieferbruchstücke neben pyroklastischen Bimsfragmenten und Lapilli anderer Gesteine auf. Im Zuge der Diagenese wurden sämtliche Gesteinskomponenten durchgreifend eingekieselt und albitisiert. Ungradierte bis gradierte Gesteinsbänke, Sohlmarken und das Fehlen von Schichtung deuten auf einen schwerkraftbedingten Massentransport durch Suspensions-Ströme hin. Die detritischen Vitroklaste leiten sich – wie häufig in der Kulm-Fazies – von einem örtlich begrenzten Liefergebiet her, das aus keratophyrischen Vulkaniten bestand.

**Abstract:** Volcaniclastic graywackes from a 30 m thick section at the Kleiner Kautzkopf in the western Hartz Mts., intercalated in the clastic Kulm facies (Dinantian), were examined by means of polished sections and thin sections, X-ray diffractometry, cathodoluminescence, scanning electron microscopy and X-ray fluorescence as well as geochemistry. The volcaniclastic graywackes consist mainly (50–60%) of volcanic glass shards and to a minor extent only of epiclastic-sedimentary rock fragments and minerals. Coarse pebbles comprise intraformational chert and claystone fragments besides pyroclastic pumice fragments and lapilli of other composition. During diagenesis all components were thoroughly silicified and albitized. Nongraded to graded bedding, sole marks and the lack of stratification suggest a gravity mass transport by turbidity currents. The detrital vitroclasts were derived, as normally in the Kulm facies, from a local source area, essentially composed of keratophyric rocks.

**Résumé:** Au „Kleiner Kautzkopf“ dans le Harz occidental, un dépôt de grauwaque d'origine vulcano-clastique d'environ 30 m d'épaisseur, dans le facies Kulm clastique (Dinantien), est caractérisé à l'aide de lames polies et de lames minces, de diffractométrie aux rayons-X, cathodoluminescence, microscopie électronique à balayage et fluorescence aux rayons-X ainsi que de géochimie. La grauwaque volcano-clastique est composée 50–60% de verre pyroclastique et secondairement de débris de roches et de minéraux épiklastique. Comme galets grossiers, il y a des lydienes et d'argilites intraformationels, de fragments de ponce et d'autres lapillis. Au cours de la diagénèse, toute de la roche a été complètement silicifiée et albitisée. Des bancs nongradués à gradués, sol marks et absence de

---

\* Dr. K.-H. RIBBERT, Geol. Landesamt NW, De-Greif-Str. 195, 4150 Krefeld, Dr. W. ZIMMERLE, Prinzensgarten 6, 3100 Celle.

stratification supposent un transport par flux de masse comme „turbidity current“. La région source des vitroclastes détritiques était – comme souvent en faciès Kulm – assez limitée et composée des roches k ratophyriques.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	208
2. Geologischer Rahmen. . . . .	209
2.1. Unterkarbon-Stratigraphie der Söse-Mulde . . . . .	209
2.2. Vorkommen und Alterszuweisung der Vulkanoklastika . . . . .	210
2.2.1. Kleiner Kautzkopf . . . . .	211
2.2.2. Großes Hungerloch . . . . .	212
3. Sedimentologische und petrographische Profilbeschreibung . . . . .	212
3.1. Sedimentologische Beobachtungen . . . . .	214
3.1.1. Gesteinsabfolge . . . . .	214
3.1.2. Sedimentsstrukturen. . . . .	214
3.2. Petrographische Beobachtungen . . . . .	215
3.2.1. Gesteinsmatrix der Grauwacken . . . . .	217
3.2.2. Geröllanteil . . . . .	218
4. Mineralogische und geochemische Untersuchungen. . . . .	219
4.1. Mikroskopische Beschreibung der Gesteine. . . . .	219
4.1.1. Kleiner Kautzkopf . . . . .	219
4.1.2. Großes Hungerloch . . . . .	225
4.2. Submikroskopische Aspekte der vulkanoklastischen Grauwacken . . . . .	227
4.2.1. Probe 14/2 . . . . .	231
4.2.2. Probe 11/2 . . . . .	233
4.3. Geochemische Charakterisierung . . . . .	235
5. Diagenetisch-anchimetamorphe Umwandlungen . . . . .	237
6. Vulkanismus im Unterkarbon . . . . .	241
7. Diskussion und Ergebnisse. . . . .	242
7.1. Sedimentation in der Praeflysch-Phase . . . . .	242
7.2. Modellvorstellungen. . . . .	243
7.3. Ergebnisse . . . . .	244
8. Profilbeschreibung (Straßenanschnitt am Kleinen Kautzkopf) . . . . .	246
9. Schriftenverzeichnis . . . . .	248

### 1. Einleitung

Die nachfolgend beschriebenen vulkanoklastischen Grauwacken stellen eine Besonderheit unter den Gesteinen des Unterkarbons im Westharz und darüber hinaus im Rheinischen Schiefergebirge dar. Ihre Bearbeitung schließt an stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon des Nordwest-Harzes an (RIBBERT 1975), die in den nachfolgenden Jahren auch auf den Raum der Söse-Mulde ausgeweitet wurden.

Die vielfältigen und teilweise konträren Hypothesen, die sich im Laufe der Untersuchung der vulkanoklastischen Grauwacken vom Kleinen Kautzkopf den Autoren wiederholt für die genetische Deutung der Gesteine angeboten haben, wurden schon früher im Zuge der petrographischen Untersuchung der Harzer Porphyroide treffend durch JOHNSEN (1901: 6ff.) im Kapitel zu „Ansichten über die Entstehung“ der Porphyroide aufgezählt und erläutert. Diese Arbeit empfiehlt sich daher als Einführung in das gestellte, komplizierte petrographische Problem.

Ziel der vorliegenden Untersuchung war: 1. Profildarstellungen der vulkanoklastischen Gesteine zu geben, 2. diese besonderen Gesteine petrographisch und sedimentologisch zu beschreiben, 3. ihre diagenetischen Umwandlungen aufzuzeigen, 4. ihren Ablagerungsraum zu deuten und 5. ihre Herkunft zu erklären.

Erste Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen wurden anlässlich des Treffens „European Dinantian Environments“ in Manchester (RIBBERT & ZIMMERLE 1984) mitgeteilt.

Herr Prof. Dr. J. FRECHEN, Bonn, hat einen Dünnschliff vom Kleinen Kautzkopf begutachtet. Prof. Dr. E. VOIGT, Geologisches Institut der Universität Hamburg, und Prof. Dr. J. M. HANCOCK, Kings College, London, haben freundlicherweise strukturelle Aspekte der vulkanoklastischen Grauwacken kommentiert. Dr. U. ZINKERNAGEL, Bochum, hat Dünnschliffe unter dem Kathodolumineszenz-Mikroskop untersucht. Dr. F. KUBANEK, Berlin, hat analytische Daten zur Zusammensetzung der vulkanoklastischen Gesteine zur Verfügung gestellt. Dr. T. NÖLTNER, Karlsruhe, hat Dünnschliff-Untersuchungen mit energiedispersiver Röntgenspektroskopie und mit dem Rasterelektronen-Mikroskop durchgeführt. Dr. H. PIETZNER, Krefeld, ermöglichte die röntgendiffraktometrischen Mineralbestimmungen. Dipl.-Geol. E. ERFLE und H.-H. WAGNER haben die Modalanalysen ausgeführt. Dr. D. STOPPEL, Hannover, vermittelte die Bestimmung der Vitrinit-Reflexion. Dr. H. UFFENORDE, Wietze, untersuchte eine Probe der eingelagerten Tonsteine auf Mikrofossilien. Frau Dr. E. PAPROTH, Krefeld, gab wertvolle Hinweise und Anregungen. Allen sei herzlich gedankt.

## 2. Geologischer Rahmen

### 2.1. Unterkarbon-Stratigraphie der Söse-Mulde

Die im folgenden vorgestellten vulkanoklastischen Gesteine sind Teil der Söse-Grauwacken-Folge, einer monotonen Wechselfolge von Grauwacken und Tonsteinen unterkarbonischen Alters. Gesteine des hier vorliegenden Typs sind in der Söse-Mulde und darüber hinaus im Oberharz bisher nur von zwei Punkten bekannt. Beide Vorkommen liegen auf Bl. 4228 Riefensbeek und sind bei der geologischen Kartierung durch SCHRIEL & STAHL (1939) nicht als solche erfaßt worden.

Das Liegende der grauwackenführenden Gesteinsfolge wird von schwarzen Alaunschiefern und dunkel gebänderten Übergangsgesteinen zu graugrünen Kulmtonschiefern mit Feinsandbänderung gebildet. Die Alaunschiefer haben Goniatiten des Unterkarbon III $\alpha$ 2 und 3 geliefert. Ein Fund von *Entogonites grimmeri* KITTL aus einer vergleichbaren Gesteinsfolge am Diabaszug ist von KULLMANN & MEYER (1963) gemeldet worden. Das Fehlen des im Normalfall an der Kulm-Fazies weit verbreiteten *crenistrina*-Kalkes kann möglicherweise dadurch erklärt werden, daß im Unterkarbon III $\alpha$ 3/4 die feinklastische distale Sedimentation der von S herannahenden Grauwackenschüttungen die Ablagerung eines pelagischen Kalkes verhindert hat. Die unter den Alaunschiefern folgenden Kiesel-schiefer weichen in ihrer lithologischen Abfolge und ihrer stratigraphischen Reichweite (Unterkarbon II  $\beta/\gamma$  bis  $\delta$ ) nicht wesentlich von den Kiesel-schiefern des NW Oberharzes ab. Erst S der Söse-Mulde werden die Kiesel-schiefer zunehmend durch quarzitführende Gesteinsfolgen (Quarzit-Wechsellagerung, Kamm-Quarzit) vertreten.

Durch den Bau der Söse-Talsperre, der im SW-Teil der Söse-Mulde zahlreiche sehr gute Aufschlüsse entstehen ließ, wurde die Grundlage für eine erste stratigraphische Bearbeitung der Söse-Grauwacke und ihrer unmittelbaren Liegendschichten geschaffen (MEMPEL 1933). Die im Anschluß an die stratigraphischen und sedimentologischen Untersuchungen im Unterkarbon N des Oberharzer Diabaszuges (RIBBERT 1975) begonnene Bearbeitung der Söse-Grauwacken konnte die bekannte Gliederung weiter vertiefen.

Durch die Nutzung turbiditsedimentologisch begründeter Oben/Unten-Kriterien wie die BOUMA-Abfolge, Sohl- und Dachmarken konnte gezeigt werden, daß der tektonische Bau im zentralen Teil der Söse-Mulde wesentlich komplizierter ist als von MEMPEL (1933) und auch JORDAN (1976) dargestellt. Es zeigte sich, daß das von MEMPEL (1933) aus den Teilprofilen Engelnberg und Sösekopf zusammengesetzte stratigraphische Richtprofil die Füllung einer im Kern gestörten, fast isoklinalen, nach S leicht vergenteten Mulde darstellt. Auf beiden Muldenflügeln ist das gleiche Profil einer coarsening-upward-Sequenz von Kulmtonschiefern über Grauwacke-Wechselagerung zu dickbankigen, konglomeratischen Grauwacken aufgeschlossen. Dies zeigt, daß zumindest aus diesem „Richtprofil“ die Aufstellung einer Oberen Wechselagerung nicht abgeleitet werden kann.

Die Alterseinstufung der Söse-Grauwacken durch MEMPELS *Goniatiten*-funde bleibt durch die neuen Beobachtungen insofern aber unberührt, als nach wie vor davon ausgegangen werden muß, daß die Hauptmasse der Söse-Grauwacken-Wechselagerung dem Unterkarbon III $\beta$ str/fal angehört. Aus der neuen Sicht der lithologischen Abfolge ist allerdings MEMPELS Fundpunkt 13 aus dem vermeintlich obersten Teil der Oberen Wechselagerung bemerkenswert. Das gemeinsame Auftreten von *Goniatites striatus elegans* – der im übrigen leicht mit *Goniatites crenistria intermedius* (Vorkommen cd III $\alpha$ 4 bis tiefes  $\beta$ ) zu verwechseln ist – zusammen mit Brachiopoden in karbonatischer Erhaltung ist ungewöhnlich und erinnert an ein mögliches Äquivalent des *crenistria*-Kalkes des Oberharzes und des Ostrandes des Rheinischen Schiefergebirges.

Nach den Kartierergebnissen von SCHRIEL & STAHL (1939) ist die Söse-Grauwacken-Wechselagerung im Bereich des Dammgrabens besonders arm an Grauwackenbänken, so daß im Hangenden der Kieselschiefer eigens ein Tonschiefer-Horizont (cdt1,t1) ausgegliedert wird. Dieser Horizont feinsandgebänderter Tonsteine hat abweichend von der amtlichen Karte S der Linie Kamschlacken – Riefensbeek eine weite Verbreitung. Auch im Hungerloch-Profil (s. u.) tritt solch ein Horizont im Liegenden der vulkanoklastisch beeinflussten Schichtenfolge auf.

## 2.2. Vorkommen und Alterszuweisung der Vulkanoklastika

Das am besten aufgeschlossene Vorkommen wurde im Jahre 1972 bei Übersichtsbegehungen entdeckt. Es liegt im obersten Sösetal W des Dammgrabens am Berg „Kleiner Kautzkopf“ (Bl. 4228 Riefensbeek, R 97 800, H 39 300). Die Gesteine, die dort in einem Straßenanschnitt aufgeschlossen sind, sind zwar von KOCHMANN (1968: 34) bereits erwähnt worden, doch hielt er sie wegen ihrer hellgrauen Farbe und ihres splittigen Habitus für Quarzite. Ihr Vorkommen innerhalb der Söse-Grauwackenfolge sollte das Andauern der Quarzitablagerung am Acker-Bruchberg-Zug bis in das Unterkarbon III  $\alpha/\beta$  nachweisen. Das zweite Vorkommen liegt N des Ostendes der Söse-Talsperre im Tal Großes Hungerloch (Bl. 4228 Riefensbeek, R 93 160, H 36 320).

Die Alterszuweisung beider Vorkommen kann mangels tierischer Fossilien nur durch den Profilvergleich erfolgen, was bei dem in der Söse-Mulde vorherrschenden steilstehenden Schuppenbau mit Restunsicherheiten behaftet bleibt.

### 2.2.1. Kleiner Kautzkopf

Das Vorkommen am Kleinen Kautzkopf liegt N eines tektonisch intakten Sattels mit Kieselschiefern im Kern sowie Alaunschiefern und Grauwacken-führenden Tonsteinen auf den Flanken (Abb. 1). Im Nordflügel des Sattels fallen die Schichten zunächst steil bis seiger ein und ihre Sohlmarken zeigen nach S zum Sattelkern hin. Nach einer Aufschlußblücke fällt die gleiche Schichtenfolge steil nach S ein und die Sohlmarken weisen nach NW, was strukturell durch die Annahme einer verschuppten Mulde erklärt werden kann. Mit den gleichen Lagerungsverhältnissen schließt, nach einer weiteren Aufschlußblücke, nach N das Vorkommen vulkanoklastischer Gesteine an. Eine Verbindung zwischen den drei isolierten Aufschlüssen stellt ein dünner, stark verwitterter vitroklastischer Tuff dar, der in die Tonsteine des südlichen Aufschlußteils eingeschaltet ist. Er legt die Vermutung nahe, daß die vulkanoklastischen Gesteine des Hauptvorkommens eine Einschaltung in die Tonsteinfolge (Kulmtonschiefer) unterhalb der Grauwacken-Wechselagerung darstellen und somit ein Alter des tiefen Unterkarbon III $\beta$  haben.

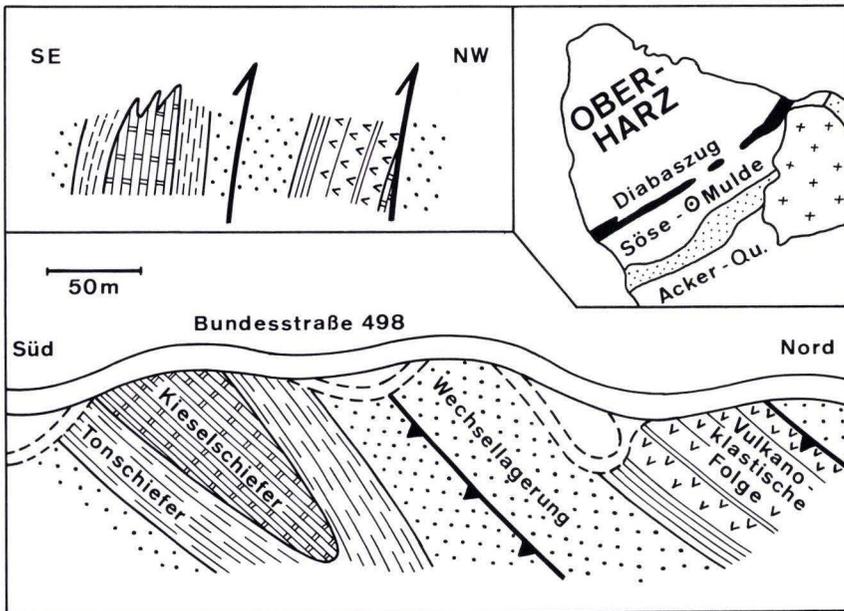


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes (Kreis = Profil am Kleinen Kautzkopf); Straßenanschnitt am Kleinen Kautzkopf im Grundriß und im Querschnitt (verkleinert).

Als einziger direkter Hinweis auf das Alter der Gesteinsfolge am Kleinen Kautzkopf kann der Fund eines körperlich erhaltenen Pflanzenrestes aus einem vulkanoklastischen Gestein gelten. Das Vorkommen eines dünnen Stämmchens von *Calamites* zeigt, daß ein mitteldevonisches Alter auszuschließen und ein unterkarbonisches Alter anzunehmen ist. Die Profilaufnahme der Schichtenfolge am Kleinen Kautzkopf mit allen petrographischen und sedimentologischen Basis-Beobachtungen findet sich in den Kap. 3 u. 8.

### 2.2.2. Großes Hungerloch

Das Vorkommen am Großen Hungerloch zeigt einen ähnlichen Profilaufbau in einer vergleichbar komplizierten tektonischen Situation. Auf einen Schuppensattel mit oberdevonischen Schiefen im Kern folgen nach S Kulmkieselschiefer, Tonsteine und grauackereiche Wechsellagerungsschichten. Diese Abfolge ist in zahlreichen Profilen in allen Schuppenzügen S des Diabaszuges zu beobachten.

Die Schwierigkeiten einer stratigraphischen Ansprache der Schichtenabfolgen im zentralen Teil der Söse-Mulde bestehen darin, daß anders als unmittelbar S des Diabaszuges grauackereiche und grauackearme Schichtenabschnitte ohne kartierbare tektonische Trennlinien aufeinander folgen. Vorkommen von Oberdevon wie N der Söse-Vorsperre oder von Kieselschiefern im Bachbett der Söse im Ort Kamschlacken (nicht auf der GK25) zeigen aber, daß auch im zentralen Teil der Söse-Mulde Schuppenbau vorherrscht.

Im Großen Hungerloch ist daher S des stratigraphisch vollständigen Schuppenzuges eine streichende Störung zu vermuten, auf die nach S wieder Tonsteine (Kulmtonschiefer), dann die vulkanoklastisch beeinflussten Schichten und schließlich zum Teil konglomeratische Grauackern folgen. Die ungestörte Abfolge der steil einfallenden Schichten ist in den Aufschlüssen nicht unmittelbar nachzuweisen. Sie ist aber wahrscheinlich, da die Sohlmarken aller nichtpelitischen Gesteinsbänke nach N und damit zum Liegenden weisen.

Die vulkanoklastisch beeinflusste Schichtenfolge im Großen Hungerloch hat nur eine Mächtigkeit von etwa 10 m und wird neben Tonsteinen von Grauackern (siehe Abschnitt 3.2.) aufgebaut. Neben diesen Gesteinen ist auch ein grauackernartiger Horizont aufgeschlossen, der sich weit über das Profil hinaus innerhalb des gleichen Schuppenzuges im Streichen verfolgen läßt. Ein petrographisch völlig gleicher Horizont tritt auch in einem weiter NW gelegenen Schuppenzug in einem Aufschluß unweit des Sperrdammes der Sösetalsperre auf. Möglicherweise läßt sich das ungewöhnliche Gestein als Leithorizont nutzen. Die scharfkantig brechende, sehr spröde Grauackern zeichnet sich durch eine von normalen Grauackern abweichende mineralogische Zusammensetzung aus, auf die im Abschnitt 4.1.2 näher eingegangen wird.

## 3. Sedimentologische und petrographische Profilbeschreibung

Die sedimentologischen Beobachtungen und die Beschreibung der makroskopisch sichtbaren petrographischen Merkmale beziehen sich auf den am besten aufgeschlossenen, 35 m mächtigen, N Profiltail des Straßenanschnitts am Kleinen Kautzkopf. Doppelt auftretende, gut zu identifizierende Profilabschnitte zeigen jedoch, daß die tatsächliche Mächtigkeit der untersuchten Gesteinsfolge geringer ist.

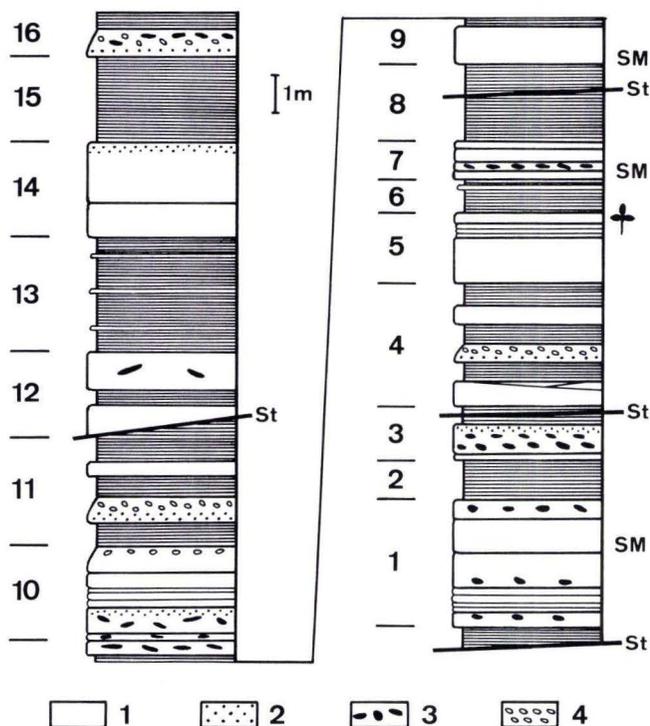


Abb. 2. Säulenprofil des Straßenanschnitts am Kleinen Kautzkopf (Oberharz); Legende: 1 = Vulkanoklastische Grauwacke, Normaltyp; 2 = Abweichende Ausbildungen, Untertyp 2 u. 3 = Ton- und Kieselschiefer-Gerölle, 4 = Gelblich-weiße Einschlüsse, SM = Sohlmarken, St = Störung. Tonsteine schraffiert, Zahlenreihe links = Packen-Nr.

Der Aufschluß besteht aus einer rhythmischen Wechselfolge zwischen psammitisch-psephitischen Gesteinen einerseits und pelitischen Gesteinen andererseits (Abb. 2 u. Abb. 3). Im Zuge der Aufnahme zeigte sich, daß eine Ansprache der psammitisch-psephitischen Gesteine als quarzitisches Sandsteine oder Grauwacken die wahre Natur der Gesteine nur unvollkommen beschreiben würde. Es wurde daher unter Berücksichtigung des im Aufschluß sichtbaren Erscheinungsbildes und erster Verdachtsmomente hinsichtlich einer vulkanischen Natur der Gesteine der Begriff vulkanoklastische Grauwacke verwendet.

Die benutzte Nomenklatur hinsichtlich der Begriffe: Bimsstein (pumice), Lapilli, pyroklastisch und epiklastisch folgt in Anlehnung an CAS & WRIGHT (1987) den gängigen Standardwerken und Lexika (BATES & JACKSON 1980; SCHMID 1981; FISHER & SCHMINCKE 1984: 89ff.). Der deutsche Terminus „Packen“ (sensu STRUVE, 1976: 135, Tab. 1) entspricht ursprünglich dem englischen Ausdruck „bed“ (BATES & JACKSON 1980: 59); in der vorliegenden Arbeit wird er – in Abänderung der STRUVESchen Definition – in folgendem Wortsinn gebraucht: Zusammenfassung mehrerer Bänke vornehmlich ähnlicher Lithologie.



Abb. 3. Detailansicht des Profils (Packen 5), Straßenanschnitt am kleinen Kautzkopf; kleinstückig und splitterig zerfallende vulkanoklastische Grauwacke, im oberen Teil mehrere blätterig-weiche Zwischenmittel, Länge des Hammers 30 cm.

### 3.1. Sedimentologische Beobachtungen

#### 3.1.1. Gesteinsabfolge

Innerhalb der rhythmischen Wechselfolge sind die psammitisch-psephitischen und die pelitischen Gesteine unregelmäßig angeordnet (Abb. 2). Bis zu 4 m mächtige Packen aus vulkanoklastischen Gesteinen, die wiederum aus mehreren Einzelbänken vornehmlich ähnlicher Lithologie aufgebaut sein können, wechseln sich mit max. 3 m mächtigen Packen von Tonsteinen ab. An den Grenzflächen zwischen den Bänken und Packen sind die vulkanoklastischen Gesteine oft zu einer weichen, aufblätternen, grünlichgelben Masse verwittert, die bei der Aufnahme des Profils einen ersten Hinweis auf die vulkanische Natur der Gesteine lieferte.

#### 3.1.2. Sedimentstrukturen

Neben der nur stellenweise zu beobachtenden feinsandigen Streifung der Tonsteine beschränken sich Schichtungs-Strukturen fast ausschließlich auf den Wechsel zwischen

Bänken unterschiedlicher Korngrößen. Das heißt, die psammitisch-psephitischen Gesteine erscheinen bis auf wenige Ausnahmen gänzlich ungeschichtet und lassen außer den weiter unten beschriebenen Korngrößen-Merkmalen keine Internstruktur erkennen. In der Bank 3/2 deuten lagig angereicherte kohlige Partikel eine Schichtung an (Taf. 1, Fig. 1). Auch das oben erwähnte schichtparallele Aufblättern kann als eine versteckte Parallelschichtung gedeutet werden, die erst bei der Verwitterung erkennbar wird.

Rundliche und langgestreckte Wülste an einigen Bankunterseiten können als Belastungs- und/oder Strömungsmarken gedeutet werden. Millimeter-dünne Sandlagen in den Tonsteinen im höheren Teil des Profils zeigen dagegen zweifelsfrei Belastungsmarken sowie Mikrorippelmarken mit interner Schrägschichtung. Unverwitterte Bankunterseiten zeigen, daß die Grenzflächen zu Tonsteinen immer scharf und meist eben sind. Dagegen können an den Bankoberseiten auch fließende Übergänge in das pelitische Hangende auftreten. Auch wenn Korngrößenunterschiede nicht unmittelbar erkennbar sind, so zeigt sich hier zusammen mit der aufblätternen Struktur eine Vergleichbarkeit mit den BOUMA-Zonen A und B Turbidit-sedimentierter Grauwacken. Tierische Fossilien und Bioturbation wurden an keiner Stelle des Profils beobachtet.

### 3.2. Petrographische Beobachtungen

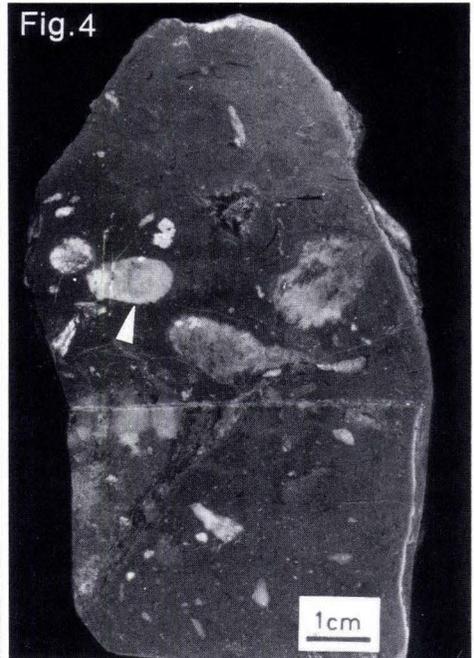
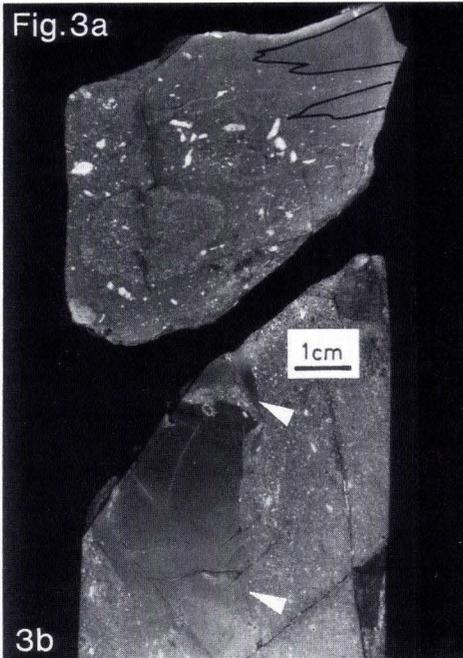
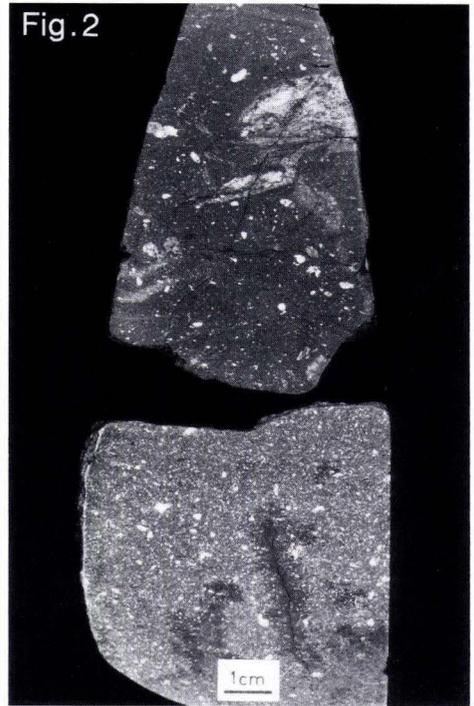
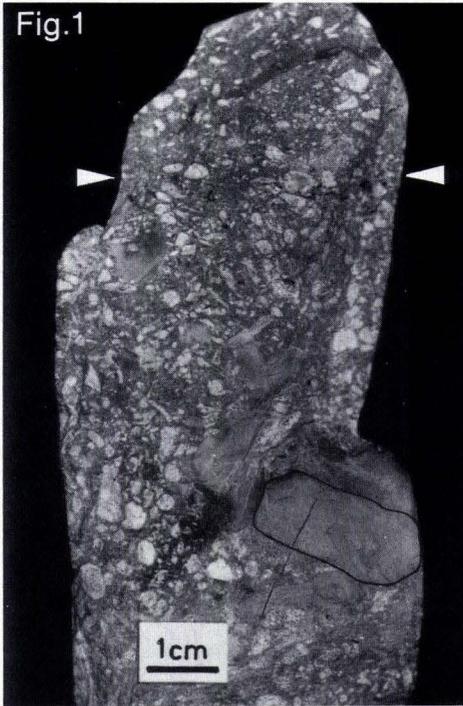
Alle psammitisch-psephitischen Gesteine des Profils sind mit geringen graduellen Unterschieden hart und spröde. Sie brechen splitterig-polyedrisch und klingen beim Anschlagen. Die stellenweise zahlreich vorhandenen bankrechten Klüfte können mit Quarz und/oder Albit mineralisiert sein. Weiße horizontale Klüftfüllungen sind z. T. intensiv verharnischt. Frische Partien der Gesteine erscheinen fast wie Kieselschiefer.

„Normale“ Grauwacken, wie die der angrenzenden Söse-Grauwacken-Wechselagerung, treten im Profil nicht auf. Auch die Tonsteine des Profils sind härter, brechen scherbiger und lassen die Häufigkeit von Feinsandstreifen und schwarzen Lagen der umgebenden „Normalfazies“ vermissen.

Das lithologische Profil (Abb. 2) zeigt eine rhythmische Wechselfolge, die sich i.w. aus zwei Gesteinstypen (Lithosome) aufbaut: Tonsteine und vulkanoklastische Grauwacken (VKG). Diese Gesteinsabfolge ist im Anhang näher beschrieben.

Die Tonsteine sind dunkelgrau und zeichnen sich durch einen beachtlichen Silt/Sandgehalt aus. Reine Tonsteine fehlen. Die Tonsteine sind vielfach fein- bis grobglimmrig und reich an schwarzen organischen Flittern. Beimengungen an Grobsand und Geröllen fehlen. Fast immer scheinen die Tonsteine umgeschichtet; Lamination und Feinschichtung sind sehr selten. Die Tonsteine kontrastieren deutlich zu den vulkanoklastischen Grauwacken. Die vulkanoklastischen Grauwacken können weiter untergliedert werden nach Geröllführung, Korngrößen und Sortierung, nach Farbe und Intensität der Verfestigung und nach dem makroskopischen Erscheinungsbild. Eine Gesteinsansprache muß vor allem makroskopisch von verschiedenen Beobachtern nachvollziehbar sein.

An stärker verwitterten Flächen oder in Anschliffen zeigen die vulkanoklastischen Grauwacken eine extrem schlechte Sortierung der Korngrößen. In schwach angewitterten Grauwackenproben können – vor allem makroskopisch – drei Untertypen von Grauwacken unterschieden werden:



Tafel 1

1. hellgraue oder bläulichgraue, dichte und quarzartige Grauwacken von muscheligem Bruch, deren sandkörnige Struktur erst nach Anschleifen zu erkennen ist (Normaltyp),
2. hellgrünliche, deutlich sandkörnige Grauwacken und
3. dunkelgrünlichgraue, stark tonige Grauwacken.

Trotz des weiten Korngrößen-Spektrums wird nachfolgend zwischen einer Gesteinsmatrix (<1 mm) und einem Geröllanteil (>1 mm bis einige Zentimeter) unterschieden.

### 3.2.1. Gesteinsmatrix der Grauwacken

Die Gesteinsmatrix der vulkanoklastischen Grauwacken ist bei makroskopischer Betrachtung dunkelgrau, von wechselnder Härte, mit dem Auge unauflösbar oder sandkörnig je nach Intensität der diagenetischen Umwandlung. Der Mineralbestand ist nur mikroskopisch erfaßbar (Kap. 4). Neben den Geröllen treten untergeordnet in der Gesteinsmatrix, schon makroskopisch als solche erkennbar, kohlige Partikel bis 5 mm Größe sowie dunkle, pelitische Gesteinsfetzen auf. Nicht selten wechselt das Gefüge der Matrix fließend innerhalb einer Bank (z. B. in Bank 3/4 und 11/2). Es treten auch schlierig und streifig eingelagerte, dunkle, tonige Partien auf, die nicht mit den weiter unten erwähnten Tonsteingeröllen zu vergleichen sind.



### Tafel 1

Makroskopische Charakteristika konglomeratischer Ausbildungen der vulkanoklastischen Grauwacken, Kleiner Kautzkopf, Westharz.

Fig. 1. Unpoliertes, angewittertes Handstück in pseudoporphyrischer Ausbildung: Zahlreiche, unregelmäßig geformte, gelblich-weiße Einschlüsse in einer hellgrauen, undeutlich körnigen Grundmasse; graues Grobgeröll von Kieselchiefer umrandet; im oberen Teil eine Lage kohligter Partikel (Pfeile)  
Untertyp 1, Bank 3/2.

Fig. 2. Zwei repräsentative Handstücke aus einer 50 cm mächtigen Bank: Übergang vom grünlich-grauen, körnigen Untertyp 2 (unten) in eine konglomeratische Ausbildung des Untertyps 3 (oben), unten zahlreiche kleine – oben wenige, unterschiedlich große, gelblich-weiße Einschlüsse mit unscharfer, unregelmäßiger Begrenzung, Bank 4/3.

Fig. 3a. Resedimentähnliche Schlieren und Tonstein-Fetzen (umrandet) im Untertyp 3, Bank 16/1.

Fig. 3b. Kantiges Grobgeröll eines dunkelgrauen, gebänderten Kieselchiefers in einer körnigen Grundmasse. Das Geröll zeigt mit Sediment gefüllte Risse (Pfeil unten) sowie angelagerte kleinere Gerölle (Pfeil oben), Bank 1/8.

Fig. 4. Untertyp 3 mit zahlreichen, unregelmäßig geformten, teilweise zahnradähnlich umgrenzten Einschlüssen von teilweise blasiger Innenstruktur, links oben Einschluß mit Umriß einer Blasenfüllung, Sandkörnigkeit der Matrix nicht mehr erkennbar, Bank 11/2 oben.

### 3.2.2. Geröllanteil

Die Gerölle s.l. bestehen aus folgenden sehr heterogenen Komponenten unterschiedlicher Größe, Form, Farbe und Zusammensetzung:

- gelblich-weiße, eckig-unregelmäßig begrenzte Einschlüsse
- ovale Blasenfüllungen
- rundliche bis bizarr begrenzte Gerölle
- graue Sedimentgerölle
- graue plattige Sedimentscherben.

Die Form der mm- bis cm-großen Gerölle ist besonders deutlich erkennbar verschieden: Es finden sich ideal ovale, relativ scharf begrenzte oder diffus und lappig bis zahnradförmig begrenzte Gerölle. Die verschiedenen Formen sind bedingt durch unterschiedlichen Transport der Gerölle s.l.: nämlich vulkanische Eruptionsmechanismen (Lapilli) und Wasser (Gerölle s.str.), worauf besonders CAS & WRIGHT (1987: 335ff.) hingewiesen haben. Der Farbkontrast zwischen den teils bunt getönten Geröllen und der dunkelgrauen Gesteinsmatrix muß hervorgehoben werden.

Die gelblich-weißen Einschlüsse sind meist nur wenige mm groß und unregelmäßig begrenzt, eckig oder kantengerundet. Sie treten in allen Grauwacken auf, auch als Beimengung in der sandkörnigen Gesteinsmatrix. Maximal erreichen sie Größen bis zu 3 cm. In manchen Grauwacken bedingen sie zuweilen pseudoporphyrisches Aussehen (Taf. 1, Fig. 1). Die Einschlüsse sind – im Gegensatz zu diffus begrenzten und teilweise bizarr geformten Geröllen – scharf gegen die Matrix abgegrenzt und relativ weich. In Bank 4/3 nehmen die gelblich-weißen Einschlüsse von unten nach oben an Größe zu, an Häufigkeit ab (Taf. 1, Fig. 2).

Die ovalen Blasenfüllungen mit konzentrischer Innenstruktur sind eine andere auffällige Komponente der Grauwacken, vor allem im oberen Teil des Profils. Sie werden bis zu 2 cm lang und sind gewöhnlich angewittert und mürbe. Die Wandauskleidungen der Blasen sind weißlich, oft zeigen sie nach innen gerichtete nierige Oberflächen. Die zentralen Teile der Füllungen dagegen sind grünlich.

Die hellen, gelblichen, grünlichen und auch rötlichen Gerölle, z. B. der Bänke 4/3 und 11/2 (Taf. 1, Fig. 2 und 4), sind mm- bis cm-groß, rundlich oder eckig-bizarr begrenzt (z. T. nierig bis zahnradähnlich) und von ausgeprägt heterogener Innenstruktur. Auffällig ist die diffuse Abgrenzung vieler dieser Gerölle zur Matrix. Die diffuse Abgrenzung dieses Gerölltyps, die einer Verschweißung gleicht, ist ein besonderes Kennzeichen dieser konglomeratischen Grauwacken. Die Innenstruktur ist teils konzentrisch mehrfarbig angelegt, teils ist auch blasige Struktur zu erkennen.

Die grauen Sedimentgerölle sind feinkörnig bis dicht, meist eckig, untergeordnet auch kantengerundet bis oval. Sie werden bis zu mehrere cm groß. Es handelt sich um größere Bruchstücke und kleinere Gerölle von schwarzgrauen Kieselschiefern (Taf. 1, Fig. 3b) und von schwarzen kieseligen Alaunschiefern mit kohligem Lagen. Die Gerölle sind von Rissen durchzogen, vor allem die kieseligen Pelite. Manche Gerölle sind erst am Ort der Ablagerung zerbrochen und Material der Gesteinsmatrix ist auf den Spalten eingedrungen (Taf. 1, Fig. 3b; Taf. 2, Fig. 3). Unter Berücksichtigung der angelagerten kleineren Gerölle in der unmittelbaren Umgebung entsteht der Eindruck fortschreitender Zerlegung der

größeren Gerölle in kleinere Bruchstücke, ähnlich wie aus grobkörnigen Grauwacken des tieferen Unterkarbons der Bohrung Spiegeltal beschrieben (ZIMMERLE 1986: 146, Abb. 6).

Die mittel- bis dunkelgrauen, plattigen Sedimentscherben oder -flatschen (Taf. 1, Fig. 3a), die bis zu mehrere cm groß werden können (Bank 16/1) bestehen aus graublauen Tonsteinen. Aufgrund ihrer Größe und Form unterscheiden sie sich deutlich von den zuvor erwähnten Sedimentgeröllen.

Komponenten der beiden letzten Kategorien, die kieseligen Gerölle und plattigen Sedimentscherben, sind unschwer als intraformationell zu erkennen, wobei die Tonsteine und Alaunschiefer dem Unterkarbon III $\alpha$  und die Kieselgesteine dem oberen, hellen Teil der Kieselschieferfolge des Unterkarbons II $\delta$  zuzuordnen sind. Rotkiesel und schwarze Lydite wurden nicht als Gerölle angetroffen.

Daten zur mineralischen Zusammensetzung sowie weitere Hinweise zur Herkunft der Gerölle finden sich im nachfolgenden Kap. 4.

## 4. Mineralogische und geochemische Untersuchungen

### 4.1. Mikroskopische Beschreibung der Gesteine

#### 4.1.1. Kleiner Kautzkopf

Unter dem Mikroskop erscheinen die psammitischen Gesteine als mäßig bis schlecht sortierte, fein- bis mittelkörnige Grauwacken, die aus eckigen und z. T. splittrigen, aber auch runden oder bizarr geformten Körnern aufgebaut sind (Taf. 2, Fig. 1).

Infolge der durchgreifenden diagenetischen Umwandlung ist es schwierig, die detritischen Körner stets voneinander abzugrenzen<sup>1</sup>. Dies erschwert präzise Modal-Analysen, die deshalb vor allem an mittelkörnigen Grauwacken durchgeführt wurden (Tab. 1). Folgende Komponenten wurden nach sorgfältigen Voruntersuchungen unterschieden: Als Gesteinsfragmente treten Fragmente von vulkanischem Glas ohne Blasen und mit Blasen, Bruchstücke vulkanischer Grundmassen, sowie Kieselschiefer – und andere Gesteinsfragmente auf. An Einzelmineralen wurden ausgeschieden: Quarz, Feldspat, Glimmer, Schwerminerale und Karbonate sowie kumulativ die vornehmlich tonige Matrix.

Die Modalanalysen zeigen, daß der größte Anteil des Detritus vulkanischer Herkunft ist und aus sauren bis intermediären Vulkaniten (Quarzkeratophyre und Keratophyre) stammt.

Die Gesteinsfragmente, die vornehmlich in der Grobsand- und Kies-Fraktion vorkommen und die in Abschn. 3.2.2. „Geröllanteil“ aufgezählt sind, sind deutliche Hinweise auf die Zusammensetzung und die ursprüngliche Herkunft des Detritus. Nachfolgend werden sie in ihrer mikroskopischen Zusammensetzung beschrieben und in ihrer Herkunft gedeutet:

Die meist mm-großen, weichen und porösen, gelblich-weißen Einschlüsse, die eckige, bizarre und längliche Kornformen zeigen, sind alle vulkanogen, aber von unterschiedlicher und wechselnder

---

<sup>1</sup> Schon PIRSSON (1915) hat nachdrücklich auf die Schwierigkeiten hingewiesen, umgewandelte saure Tuffe zu identifizieren. Erstaunlich ähnliche Gefüge, eine vergleichbare Mineralogie und die Schwierigkeiten ihrer Identifikation haben MÜGGE (1893) und JOHNSEN (1901) aus den Porphyroiden des Harzes beschrieben.



Zusammensetzung. Sie bestehen vornehmlich aus vulkanischen Gesteinen: Bimsstein (Albit, Quarz, Calcit, Chlorit u. Sericit), ausgewalzten oder schlierigen Tuffen (Taf. 2, Fig. 2) und untergeordnet aus isometrischen oder sphärolithischen vulkanischen Grundmassen. Ihre Kornform ist im wesentlichen pyroklastisch geprägt, als Aschenpartikel oder Lapilli.

Die gelblich-weißen Einschlüsse hatten als Produkte eines sauren Vulkanismus vermutlich schon primär eine helle Farbe. Ob die gelblich-weiße Farbe und der vorliegende Umwandlungszustand schon primär bedingt sind, z. B. durch hydrothermale Zersetzung, oder sekundär durch die vorgegebene Porosität und den Einfluß der Oberflächen-Verwitterung, ist nicht zu entscheiden.

Die rundlichen bis ovalen Blasenfüllungen mit konzentrischer Innenstruktur bestehen aus den farblosen Mineralen Quarz und/oder Albit, die grünen sind Chloritminerale. Celadonit wurde bislang nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Die vorliegende äußere Begrenzung der Blasenfüllungen ist vulkanogen, aber vermutlich beim Transport sedimentär überprägt. Die Blasenfüllungen scheinen jedoch deutlich in der Minderzahl zu sein.

CAROZZI (1960: 83–123, Abb. 20–25) beschrieb aus vulkanogenen Ablagerungen auf verschiedenen Kontinenten ähnliche Gesteinsstrukturen, aber unter anderen geologischen Rahmenbedingungen, z. B. Vulkanoklaste mit „very irregularly indented boundaries“ in Peperiten oder vitroklastische Texturen.

Accretionary Lapilli (vgl. FISHER & SCHMINCKE 1984: 91ff.) oder Bildungen, wie sie von MÜGGE (1893: 653ff.) unter dem Namen wie „linsenförmige oder genauer dreiaxig-



## Tafel 2

Mikroskopische Charakteristika der vulkanoklastischen Grauwacken, Kleiner Kautzkopf, Westharz.

Fig. 1. Mäßig sortierte, fein- bis mittelkörnige, polymikte vulkanoklastische Grauwacke, Beachte folgende Komponenten: ovales, helles Korn einer vulkanischen Grundmasse reich an Kieselsäure (G), ovales dunkles Korn einer Leukoxen-reichen vulkanischen Grundmasse (L), ovales dunkles Korn einer Leukoxen-reichen vulkanischen Grundmasse mit Feldspateinsprenglingen (F), Quarze (Q), Albite (A), und chloritische Blasenfüllung (Pfeil). Unter + Nicols ist vor allem der mikrokristalline Albit-Quarz-Grund erkennbar.

Bank 9/1

a = // Nicols

b = + Nicols

Fig. 2. Detailansicht eines gelblich-weißen Einschlusses, der sich u.d.M. als schlieriger Tuff (= kryptokristalline Tonmatrix) mit vitroklastischen Schlieren (dunkelgrau) erweist. Bank 1/6 + Nicols

Fig. 3. Vitroklastische Ribfüllung in einem Geröll von eingekieseltem Tonstein (T), der uniform aus kryptokristallinem Ton mit Beimengungen von dunkelbraunen organischen Flittern aufgebaut ist.

Bank 1/6 // Nicols

Fig. 4. Vitroklastische Grauwacke mit bizarr geformten Glasfragmenten („Scherben-Gefüge“), die im Zuge der Diagenese vornehmlich in ein inniges Gemenge von Albit und Quarz – vor allem unter + Nicols erkennbar – umgewandelt worden sind. Rechteck zeigt Ausschnitt, der in Fig. 5 vergrößert dargestellt ist.

Bank 10/4

a = // Nicols

b = + Nicols

Fig. 5. Albitisiertes und eingekieseltes blasiges Glasfragment aus Fig. 4. Der Umriß des rundlichen Vitroklasts ist gestrichelt; Pfeile markieren den Blasenraum. Unter + Nicols ist das vitroklastische Gefüge nicht mehr erkennbar. So zeigt das Mikrophoto unter // Nicols vor allem das syndimentäre klastische Gefüge, unter + Nicols nur das diagenetische Mosaikgefüge mit Quarz und Albit.

Bank 10/4

a = // Nicols

b = + Nicols

Tab. 1. Modalanalysen vulkanoklastischer Grauwacken des Unterkarbon III, Kleiner Kautzkopf, Westharz; als Vergleich Probe HL 5 (Großes Hungerloch). Angaben in %; Analytiker E. Erfle und H. H. Wagner

Bank-Nr. bzw. Probenbe- zeichnungen	Korn- größe	GESTEINSFRAGMENTE				EINZELMINERALE					Gesteins- matrix
		Vulk. Glasfragmente ohne Blasen	Vulk. Glasfragmente mit Blasen	Vulk. Grund- massen	Kieselsch. u.a.G.F.	Quarz	Feld- spat	Glimmer	Schwer- minerale	Karbo- nate	
14/2	0,3–0,5 mm	19,5	9,8	15,4	7,9	10,1	11,1	–	1,1	–	25,0
10/4	bis zu 0,5 mm	37,8	12,4	10,5	3,3	2,7	4,0	1,0	2,0	–	26,3
9/1	0,05–0,3 mm	30,6	12,8	12,0	4,1	6,5	7,5	0,3	3,0	–	22,9
5/1	bis zu 0,5 mm	25,3	4,3	17,3	1,3	6,0	12,0	0,7	1,7	3,7	27,7
4/3	0,3–0,5 mm	14,0	3,9	14,2	6,5	10,4	12,8	0,7	2,0	10,8	24,6
HL 5	bis zu 1,1 mm	28,3	10,7	12,3	2,9	2,9	6,8	1,1	4,4	–	30,6

ellipsoidische Körper“ bzw. kugelige Ooide aus den Lenneporphyrten beschrieben hat, wurden unter den Geröllen nicht beobachtet.

Die mm- bis cm-großen, rundlichen bis bizarr begrenzten Gerölle (vgl. Taf. 1, Fig. 1 u. 4) sind mit der pelitischen Matrix stärker verschweißt als die anderen Komponenten. Zahlreiche dieser Gerölle befinden sich im Zustand ihrer allmählichen Auflösung und Resorption durch die Gesteinsmatrix. Auffällig sind auch die diffusen, heterogenen Innenstrukturen der Gerölle, die nicht allgemein gängigen Gesteinsstrukturen entsprechen, wie wir sie sonst aus frischen Sedimenten, Metamorphiten, Vulkaniten oder Plutoniten kennen. Sie deuten auf einen Abbau der ursprünglichen Gesteine unbestimmbarer Zusammensetzung hin. Die intensive Verschweißung mit der Matrix wird als diagenetisches Phänomen gedeutet, nicht aber im Sinne einer synsedimentären ignimbritischen Verschweißung. Im Gegensatz zu der scheinbar grobkristallinen Makrostruktur der Mehrzahl der Gerölle steht das mikroskopische Gefüge, das durchweg krypto- bis Mikrokristallin ist.

Die grauen Sedimentgerölle bestehen aus eingekieselten Tonschiefern und aus Mikrofossil-freien Kieselschiefern. Gelegentlich sind Brüche in den eingekieselten Tonschiefern mit Vitroklasten gefüllt (Taf. 2, Fig. 3). Die ovale Formvariante setzt eine eingehende Abnutzung durch Abrollung und/oder weiten Transport voraus.

Einzelminerale: Kantenrunde bis runde Quarze und Schachbrett-Albite mit Durchmesser bis zu 0,5 mm sind die größten Einzelminerale. Sie sind – wie die einzelnen Quarz-Feldspat-Aggregate mit schrifgranitischer Verwachsung – granitischer Herkunft. Kleinerkörnig und vorherrschend sind Komponenten vulkanischer Herkunft: vulkanische Glasfragmente von charakteristischen bizarren Kornformen (vielfach Y-Form), die heute als „Pseudomorphosen“ von Albit und/oder Quarz vorliegen. Isolierte vulkanische Blasenfüllungen, vertonte Vulkanit-Fragmente mit sperrigem Gefüge der verschränkten Feldspat-Leisten, Vulkanitkörner mit sphärolithischen Grundmassen, weiche kryptokristalline Tuff-Fragmente und vulkanogene Leukoxen-Aggregate sind meist klein und weniger häufig. Muscovit und Biotit sind sporadisch eingestreut; die Biotite sind weitgehend abgebaut.

Sericit-Aggregate und Chloritschiefer metamorpher Herkunft sind sporadisch.

Selten sind auch sedimentäre Komponenten, die allerdings bis zu mehreren cm (5 cm) groß werden können. Sie umfassen im mikroskopischen Bereich eckige Schiefer, Kieselschiefer, z. T. calcitisch; rotbraune Tonsteine, z. T. mit Phosphorit-Einschlüssen; bräunliche Phosphorit-Fragmente sowie Sandsteine und Kalksteine.

Körner von Schwermineralen wie Leukoxen, Titanoxide, Zirkon, Apatit und Pumpellyit treten nur vereinzelt auf.

Die Grauwacken, die den eigentlichen Tonsteinen am nächsten kommen, erscheinen unter dem Mikroskop intensiv vertont, schlecht sortiert und feinkörnig mit einzelnen, wenigen Grobkörnern. Das ursprüngliche Gefüge und die primäre Zusammensetzung der detritischen Grobkörner sind nur noch schwierig zu erkennen und zu rekonstruieren. Das Gefüge ist komplex. Unterschiede in Pigmentierung, Färbung und Struktur lassen auf ein ursprüngliches Sandkorn-Gefüge und einen hohen Anteil an vertonten Vulkanitkörnern (Resorptions-Diagenese!) schließen. Folgende detritische Komponenten können noch mit Sicherheit erkannt werden: Quarz, Feldspat, Quarzaggregate, Chlorit, Muskovit, abgebauter Biotit sowie als Seltenheit kieselige Schwammnadeln.

Chlorit und Sericit sind die vorherrschenden Tonminerale der Matrix. Chlorit ist radialstrahlig und mikro- bis kryptokristallin. Säume von Chlorit können ursprüngliche

Korngrenzen nachzeichnen. Mit Albit gefüllte Zwickel sind selten. Die Matrix zeigt in unterschiedlichem Ausmaß intensive diagenetische Umwandlung. Zusammensetzung der Matrix und Mikrostruktur sind komplex. Es wurden laminierte, maschige und unregelmäßige Strukturen der kryptokristallinen Matrix beobachtet. Der hohe Chloritgehalt leitet sich sicherlich teilweise von einem beträchtlichen Gehalt an detritischem Chlorit ab (= Abbau- und Erosionsprodukt von vulkanischen Gesteinen).

Die vulkanischen Glaspartikel, die wesentlichen Anteil am Aufbau der untersuchten Gesteine haben, sind in erster Linie durch ihre Form, d. h. durch bizarre Kornumrisse, oft mit einspringenden Winkeln oder mit „bubble-wall“-Textur, charakterisiert (Taf. 2, Fig. 4 + 5). Ihre Umrisse werden nur zu einem geringen Teil durch Materialunterschiede, sonst durch gleichmäßige Pigmentierung ehemaliger Kornbereiche detritischer Vulkanitkörner oder durch dünne Pigmentsäume erkennbar.

Die ursprüngliche Glassubstanz wurde aller Wahrscheinlichkeit nach zuerst halmyrolytisch bis frühdiagenetisch abgebaut, wie neuerdings wieder Beobachtungen im Santorin-Archipel (PETERSEN 1974) und Untersuchungen beim 1980er Ausbruch des Mt. St. Helens in den USA (PEVEAR et al. 1982) gezeigt haben. Allerdings erfolgte die heute zu beobachtende Verdrängung durch Albit und Quarz, vielfach Albit außen und Quarz innen, im Zuge einer späteren Phase, die zeitlich mit der Zerbrechung der Grauwacken und der Entstehung der Gängchen einherging. Die diagenetische Albitisierung erfolgte vom Kornrand ausgehend ins Innere der Glaspartikel. Der diagenetische Albit ist klar, frei von Umwandlungen, ohne charakteristische Verzwilligung und oft in Drusen endend. Nur wenige Blasenräume von vulkanischen Glaspartikeln sind durch Calcit ausgefüllt oder verdrängt.

Das Auftreten oder Fehlen von Blasenräumen allein braucht kein Hinweis auf die chemische Zusammensetzung von vulkanischem Glas zu sein, wie FISHER & SCHMINCKE (1984: 96–106) gezeigt haben. Blasenräume sind für hoch-viskose, saure Schmelzen charakteristisch; sie treten auch in keratophyrischen Gesteinen auf (FLICK, mündl. Mitt.).

Die bizarre und längliche Form zahlreicher vulkanischer Glaspartikel, das vollständige Fehlen mafischer Minerale oder ihrer Pseudomorphosen, das Zurücktreten karbonatischer Umwandlungsprodukte und die begleitenden bentonitischen Schwerminerale Zirkon und Apatit sowie Monazit<sup>2</sup> zeigen saure bis intermediäre Gläser und Vulkanite der Quarzkeratophyr-Keratophyr-Familie an.

Zur Bestätigung der Dünnschliff-Befunde wurden von zehn ausgesuchten Grauwackenproben durch H. PIETZNER, Krefeld, semiquantitative Röntgendiffraktometer-Analysen des Gesamtgesteins ausgeführt (Tab. 2).

<sup>2</sup> Monazit kommt auch in Vulkaniten der Keratophyr-Familie vor (PIETZNER, mündl. Mitt.); er wurde gleichfalls in den unterkarbonischen Tuffen des Westharzes beobachtet (KUBANEK & ZIMMERLE 1986: 218/219).

Frisches vulkanisches Glas oder frischer Bimsstein sind wegen ihres hohen geologischen Alters nirgends mehr erhalten. Der Gehalt an opakem Erz oder seinen Umwandlungsprodukten sowie an Biotit ist in den Bimmstein-Fragmenten ausgesprochen niedrig.

„Chloritische Blasenfüllungen: rundlich, oval, blasig oder niedrig begrenzt; vornehmlich von schmutzig-grüner Farbe, aber auch braun oxidiert; als vulkanische Hohlraumfüllungen gedeutet; radialstrahlige oder konzentrische Wachstumsstrukturen, z. T. mit Leukoxen pigmentiert, dunkelpigmentierte Blasenfüllung auch deformiert zu länglichen Ovalen“ treten auch anderswo (GAIDA et al. 1978) in Assoziation mit sauren bis intermediären Vulkaniten auf.

Tab. 2. Semiquantitative Mineralzusammensetzung vulkanoklastischer Grauwacken nach Röntgendiffraktometrie; Unterkarbon III, Kleiner Kautzkopf, Westharz, Analytiker: H. Pietzner, Geologisches Landesamt NW, Krefeld

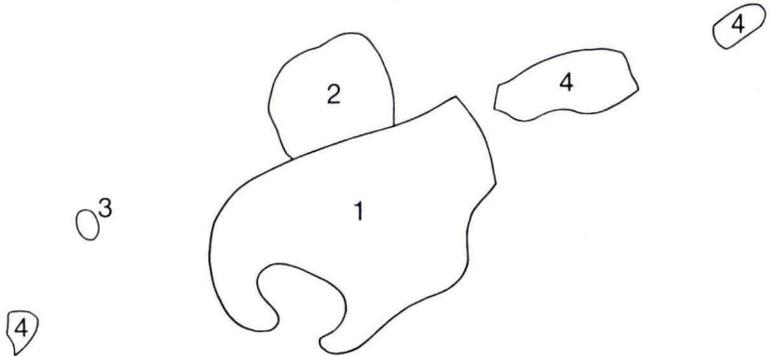
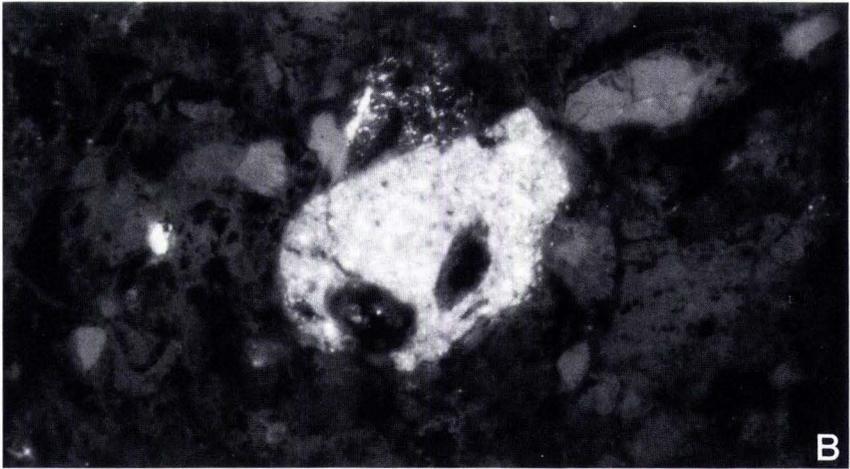
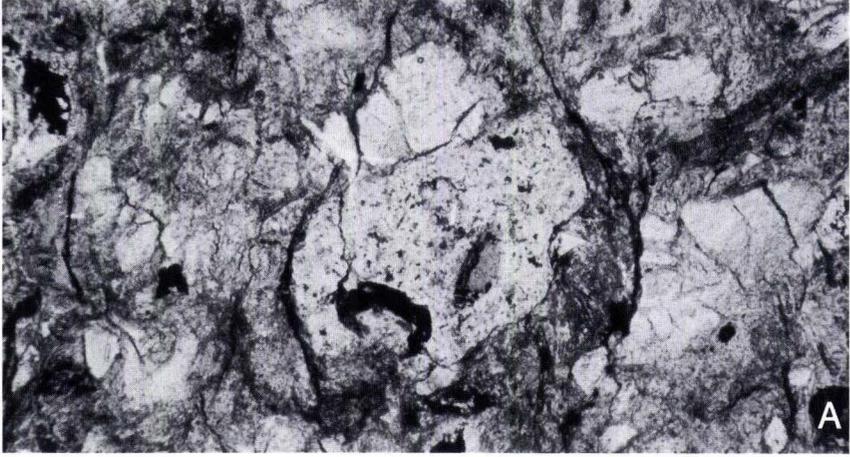
Bank-Nr.	> 50 %	20–50 %	5–20 %	< 5 %
16/1		Quarz Albit	Illit Chlorit	
14/2		Quarz Albit	Illit	Chlorit
11/2		Quarz Albit	Illit Chlorit	
9/1		Quarz Albit Illit	Chlorit	
5/1		Albit Quarz	Chlorit Calcit	Illit
4/5	Quarz	Albit	Illit Chlorit	Calcit

Vorherrschende Mineralkomponenten (>20%) sind, in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit, Quarz und Albit. Illit und Chlorit sind die häufigsten Ton- und Glimmerminerale (<20%). Calcit tritt in drei Proben als diagenetische Neubildung (<20%) hinzu. Die heutige Zusammensetzung der vulkanoklastischen Grauwacken ist folglich mineralogisch einfach.

Drei Grauwacken-Proben wurden außerdem durch U. ZINKERNAGEL unter dem Kathodolumineszenz-Mikroskop (CL) untersucht, um die komplexen Kornabgrenzungen, die Mineralisation auf Haarrissen und pseudoporphyrische Strukturen besser zu deuten. Abb.4 zeigt die Struktur einer vulkanoklastischen Grauwacke unter dem Kathodolumineszenz-Mikroskop. Deutlich treten rötliche CL-Farben neben den blauen auf, die diagnostisch für die vulkanogene Herkunft der detritischen Fragmente (= vulkanische Gesteinsbruchstücke) sind. Das Gefüge der untersuchten Proben erweist sich auch unter CL als kompliziert, mit intensiver Einkieselung und starken Anlösungserscheinungen, vor allem an schichtparallelen Fugen.

#### 4.1.2. Großes Hungerloch

Die vulkanoklastische Gesteinsfolge des Großen Hungerloches besteht aus zwei unterschiedlichen Gesteinstypen. Erstens: ein stark verwittertes Gestein, das zum großen Teil aus vulkanischen Glasfragmenten und Grundmassen aufgebaut ist (Probe HL 5) und im Gegensatz zu den Gesteinen vom Kleinen Kautzkopf nicht albitisiert/silifiziert, sondern stark vertont ist.



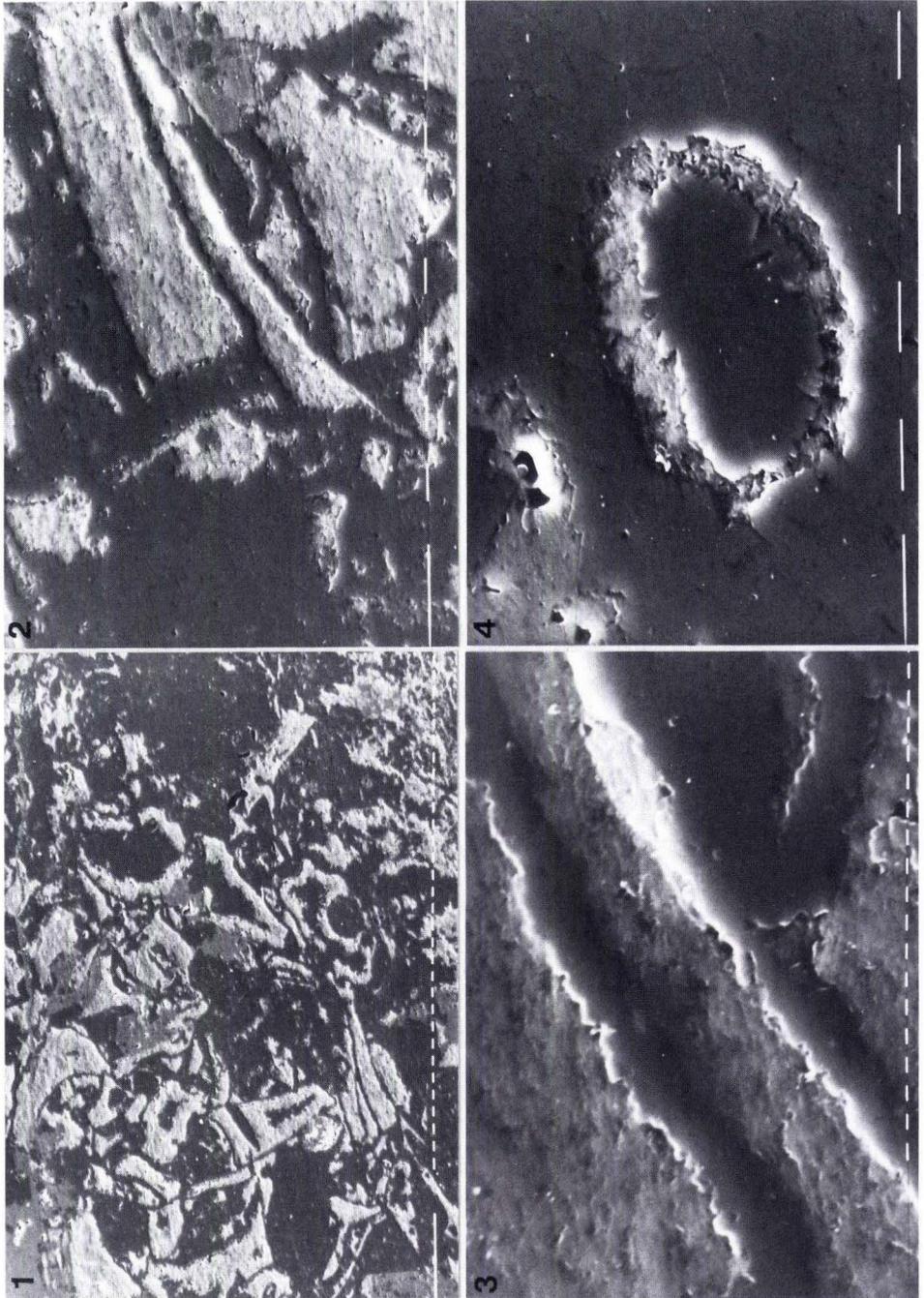
Zweitens: ein Gesteinstyp, der sich durch die Vielfalt der vulkanoklastischen Komponenten auszeichnet (Probe HL 7). Neben sauren Glasfragmenten (Vitroklasten) sind nur grob- und fein-sphärolithische vulkanische Grundmassen, deren auffällige Strukturen sich vermutlich bei der Entglasung gebildet haben sowie einzelne Augit-Pseudomorphosen und sporadische Körner von braunem Spinell überaus auffällige und klar zuzuordnende Komponenten dieser vulkanoklastischen Grauwacken. Die verbreitete Chloritisierung der vulkanischen Komponenten, Augit-Pseudomorphosen und brauner Spinell weisen unmißverständlich auf die Beteiligung mehr basischer Vulkanite im Detritus hin. So heben sich die detritischen Komponenten der Probe HL 7 in Vielfalt, Struktur und teilweise unterschiedlicher Zusammensetzung von denen aus den vulkanoklastischen Grauwacken vom Kleinen Kautzkopf ab. Im Vergleich zu normalen Grauwacken ist der hohe Anteil an vulkanischen Komponenten der deutlichste Unterschied.

#### 4.2. Submikroskopische Aspekte der vulkanoklastischen Grauwacken

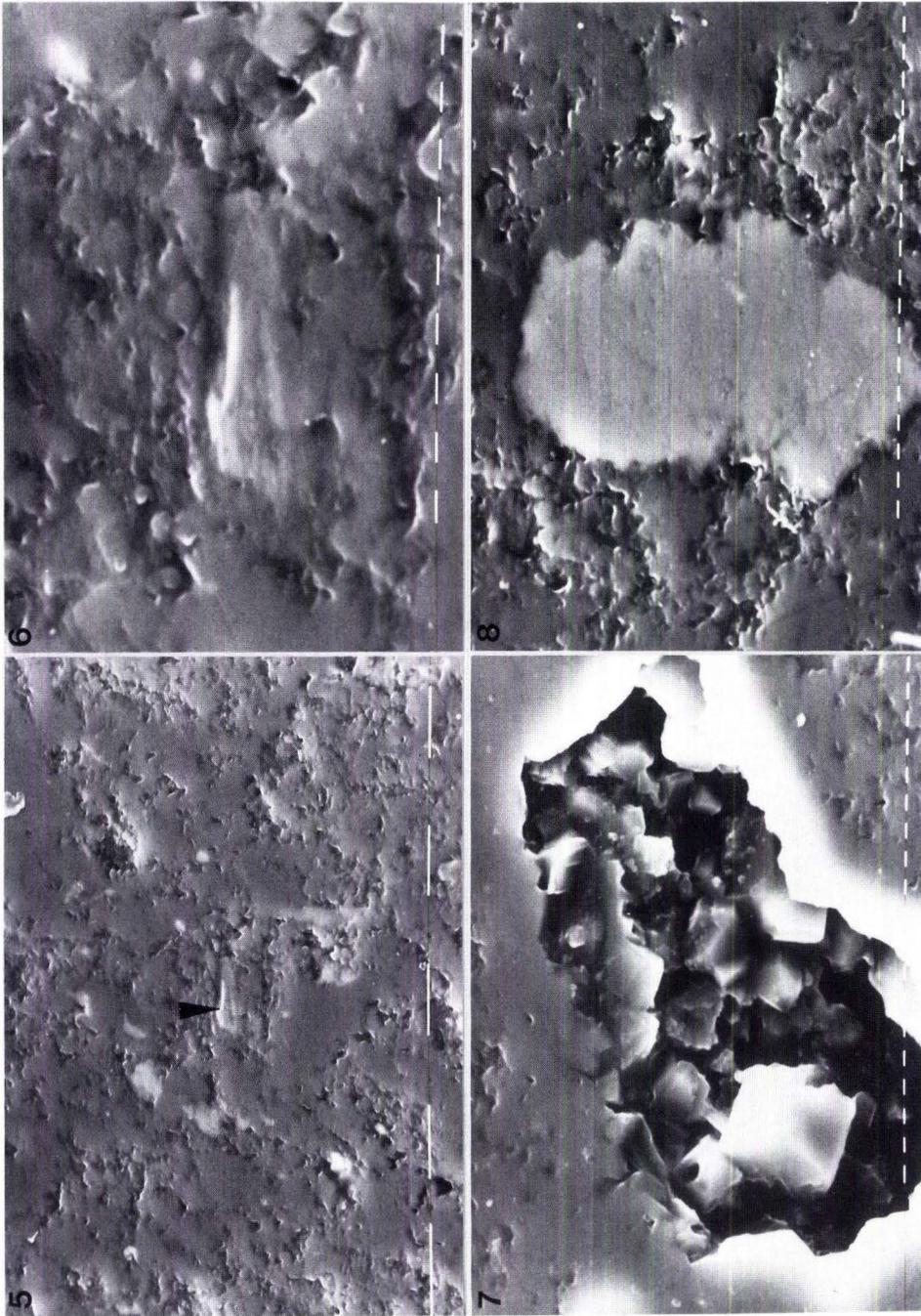
Zur besseren Erfassung der ursprünglichen Mikrostruktur und der heutigen Zusammensetzung der vulkanoklastischen Gesteine und in Fortführung der begonnenen Untersuchungen im Westharz (NÖLTNER 1986, KUBANEK & ZIMMERLE 1986, ZIMMERLE 1986) wurden polierte Dünschliffe von Proben der Bänke 14/2 und 11/2 mit Hilfe des Rasterelektronenmikroskops und der Energie-dispersiven Röntgenfluoreszenz von T. NÖLTNER, Karlsruhe, untersucht. Beide Proben erscheinen unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) uniform. Die intensive diagenetische bis anchimetamorphe Überprägung führte zu einer stofflichen Nivellierung der ursprünglich stärker heterogenen Sedimente. Albit, Quarz und Chlorit sind die hervorstechenden Mineralkomponenten; Calcit tritt untergeordnet hinzu. Schwierig bei der Untersuchung war, die feinsten, chemisch oft verschiedenartigen Bestandteile der Grundmassen bei dem komplexen Aufbau der Proben zu erkennen. Auch die Korngrenzen größerer Partikel waren unter dem REM nicht immer präzise zu fassen. Die submikroskopischen Strukturen der vulkanoklastischen Grauwacken sind also vornehmlich diagenetischen Ursprungs.



Abb. 4. Vulkanoklastische Grauwacke, die reich an vulkanischen Gesteinsfragmenten und stark umgewandelt ist. Unter CL fallen folgende Komponenten auf (Skizze unten) (1) hell-grünlich lumineszierendes Korn = detritisches Korn einer vulkanischen Grundmasse aus mikrokristallinen Verwachsungen von Quarz und Feldspat, (2) himmelblau lumineszierende Partie = detritisches Korn eines weitestgehend abgebauten albitischen Plagioklas, (3) lichtblau lumineszierendes Einzelkorn = akzessorischer Apatit und (4) gelblich-rötlich-bläulich lumineszierende Körner = Quarz. Der Untergrund der Matrix zeigt dumpf-rötliche CL und besteht aus Kieselsäure und eingekieselten vulkanischen Gesteinsfragmenten. Partien, die reich an Glimmermineralen (bräunlich unter // Nicols, B = unter Kathodolumineszenz (CL).



**Tafel 3**  
Fig. 1-4.



**Tafel 3**  
Fig. 5-8.



### Tafel 3

Submikroskopische Aspekte der vulkanoklastischen Grauwacken, Kleiner Kautzkopf, Oberharz

Fig. 1. Bank 14/2

Die Übersichtsaufnahme der vulkanoklastischen Grauwacke läßt drei verschiedene Graustufen erkennen:

- (1) dunkel = Grundmasse, d. h. Albit und Quarz, wenig Kalifeldspat. Helligkeitsunterschiede zwischen Albit und Quarz werden hier nicht aufgelöst.
- (2) mittelgrau = Calcit. Die Probe ist im Gegensatz zur folgenden Probe aus Bank 11/2 calcitisch (oben links oder über der Bildmitte).
- (3) ganz hell = Chlorit, der – nach den Umrissen vieler Chloritflecken zu schließen – durch Umwandlung vulkanischer Glasfragmente entstanden ist. Beachte vulkanisches Glasfragment mit einspringenden Winkeln oberhalb der Bildmitte. Die Probe besteht stellenweise zu etwa 20% aus Chlorit.

Rückstreuелеktronenbild 1 Strich = 10 µm

Fig. 2. Bank 14/2

Ausschnitt aus Fig. 1: Zwischen den chloritisierten Partien (hell - Glaspartikel) sind Kieselsäure-Krusten erhalten geblieben, die vermuten lassen, daß die vulkanischen Gläser fröhdiagenetisch eingekieselt worden sind und die Kieselsäure-Säume die Chloritisierung überdauert haben. Rechts im Bild: Calcit (mittelgrau), der Kieselsäure verdrängt hat (eingeschlossene Verdrängungsreste = dunkelgrau). Die Grundmasse besteht im gesamten Bildbereich aus Kieselsäure.

1 Strich = 10 µm

Fig. 3. Bank 14/2

Ausschnitt aus Fig. 2: Kieselsäure-Krusten (3–5 µm dünn) aus mikrokristalliner Kieselsäure, die von Chlorit (weiches Relief) umgeben sind. Diese Krusten ähneln den aus einem Kieselschiefer der Bohrung Adlersberg beschriebenen Kieselsäure-Krusten (NÖLTNER 1986, Taf. 2).

1 Strich = 1 µm

Fig. 4. Bank 14/2

Albitische Grundmasse mit etwas Calcit (ganz oben links mit Löchern). In der Mitte Blasenraum mit tonigem Saum (Sericit und Chlorit) und mit mikrokristalliner Kieselsäure als zentraler Füllung. Die Kieselsäure zeigt peripher radialstrahliges Gefüge (Chalcedon, Quarzin?). Im Rückstreuелеktronenbild, das allerdings nicht abgebildet ist, sind Chlorit (hell) und Sericit (dunkel) gut zu unterscheiden. Der Kern des Blasenraums hat eine glatte Schnittfläche mit wenigen Pockennarben und Mikroporen als gewöhnlich die albitische oder kieselige Grundmasse. Möglicherweise liegt in der Blasenfüllung noch schlecht rekristallisierter Opal CT vor.

1 Strich = 10 µm

Fig. 5. Bank 11/2

Komplex verschweißte Grundmasse aus mikrokristallinem Albit und Quarz, die von unregelmäßig begrenzten Chlorit-Flecken (hellgrau) durchsetzt ist. In den Mikroporen findet sich Chlorit, seltener auch feinstfaseriger Hellglimmer (vermutlich Sericit). Beachte längliche Partikel aus Ca-Phosphat in der Bildmitte (Pfeil).

1 Strich = 10 µm

Fig. 6. Bank 11/2

Ausschnitt aus Fig. 5: Die Grundmasse ist ein Gemenge von mikrokristallinem Quarz (Chalcedon, Quarzin?) und mikrokristallinem Albit. Die Ca-Phosphat-Partikel hat nach PGT deutlich SEE (Cer-Erden) angereichert und ist noch unmittelbar von Chlorit umgeben.

1 Strich = 1 µm

Fig. 7. Bank 11/2

Kleine Druse in der polierten Oberfläche der Probe. Die Grundmasse besteht aus Albit. Am Rand der Druse münden die feinen Partikel der Grundmasse in idiomorph-eckig begrenzten winzigen Kriställchen aus. In der Pore selbst findet sich ein großer idiomorpher Albit, rechts daneben idiomorpher Quarz mit Pyramidenflächen und ein plattiger Quarz-Kristall. Der „große“ Albit links trägt „Hucke-

pack“ einen kleineren Albit-Kristall mit einem winzigen Hohlraum.

1 Strich = 1  $\mu\text{m}$

Fig. 8. Bank 11/2

Großer unregelmäßig begrenzter xenomorpher Apatit in mikrokristalliner Grundmasse aus Kalifeldspat mit Sericit in den feinen Poren.

1 Strich = 1  $\mu\text{m}$

---

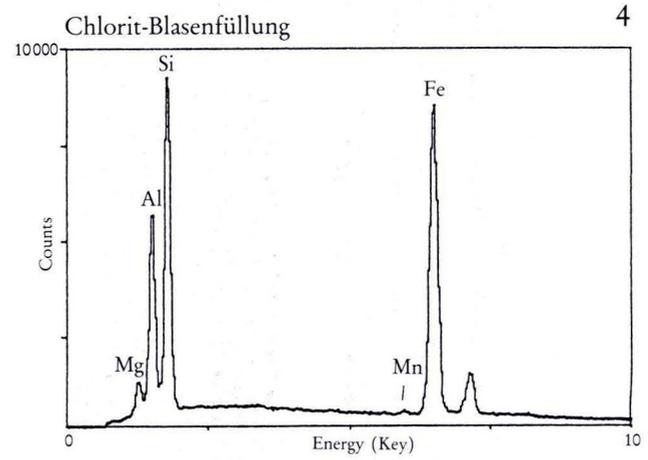
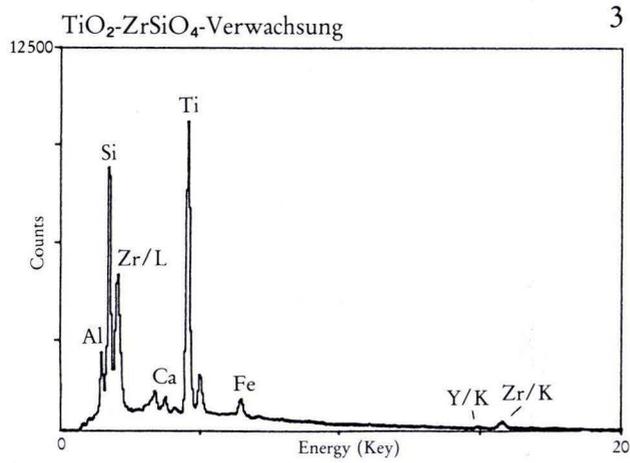
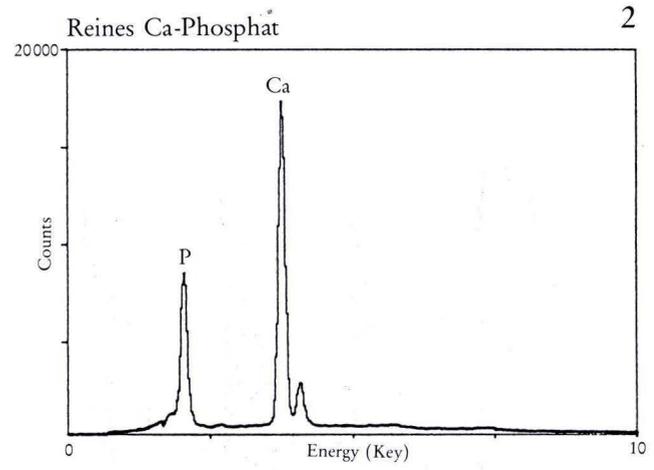
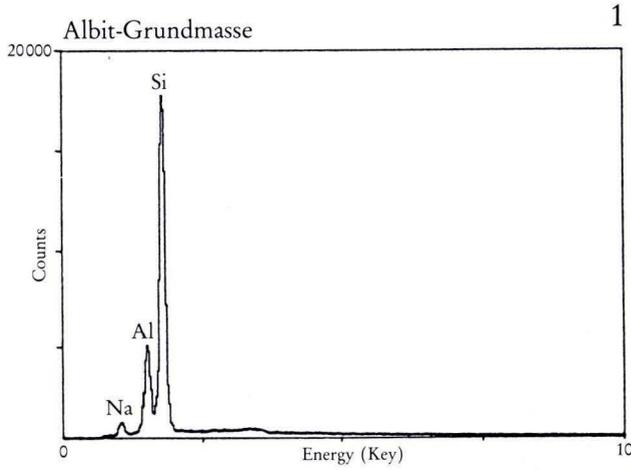
#### 4.2.1. Probe 14/2

Rückstreuerelektronenbilder geben die vitroklastische Textur der Probe besonders deutlich wieder (Taf. 3, Fig. 1); es sind drei verschiedene Graustufen zu erkennen: 1. Grundmasse aus Albit und Quarz; 2. Calcit (mittelgrau); Chlorit (sehr hell) ist – nach den Umrissen vieler dieser Chloritflecken zu schließen – durch Umwandlung vulkanischer Glasfragmente entstanden. Die Probe enthält durchschnittlich 15–20% Chlorit, der stark angereichert ist und dann lokal >30% der Grundmasse ausmacht. Der Chlorit ist lagig angereichert. Wie in Probe 11/2 zeigt Chlorit ungewöhnliche hohe Mn- und sehr geringe oder keine Ti-Gehalte. In Ausschnitt-Vergrößerungen sind zwischen den chloritisierten Partikeln Kieselsäure-Krusten zu erkennen (Taf. 3, Fig. 2). Wahrscheinlich wurden die vulkanischen Glaspartikel frühdiagenetisch eingekieselt, wobei die Kieselsäure-Krusten dann die spätere Chloritisierung der Gläser überdauert haben. Diese nur 3–5  $\mu\text{m}$  dünnen Kieselsäure-Krusten (Taf. 3, Fig. 3) ähneln den Krusten aus der Bohrung Adlersberg (NÖLTNER 1986, Taf. 2), die gleichfalls aus miteinander verschweißten Kieselsäure-Partikeln aufgebaut werden und sowohl kuppige als auch buchtige Ränder zeigen. Die kieselige Grundmasse mit Chloritnestern zeichnet oft deutlich die Konturen von vulkanischen Glaspartikeln nach.

Sericit-Nester enthalten Quarz, darüber hinaus ist Sericit gespickt mit unzähligen winzigen Monazit-Kriställchen. Blasenräume mit tonigem Saum (Sericit und Chlorit) und mikrokristalliner Kieselsäure als zentrale Füllung in der albitischen Grundmasse (Taf. 4, Fig. 1) eingelagert, sind unter dem REM und im Rückstreuerelektronenbild besonders gut zu erkennen (Taf. 3, Fig. 4). Kieselsäure-Füllungen zeigen Andeutungen von radialstrahligen Gefügen (Chalcedon, Quarzin?).

Die chloritisierten vulkanischen Glasfragmente sind z. T. reich an seltenen Erden (SEE), besonders an leichten Cer-Erden. Größere Partikel aus Ca-Phosphat, die vermutlich einseitig etwas weitergewachsen sind, haben SEE nicht in dem Maße angereichert (Taf. 4, Fig. 2) wie in Probe 11/2. In Probe 14/2 sind die Cer-Erden zwar ebenso häufig, aber mehr an tonige Bereiche (Chlorit, Sericit) gebunden, wogegen in Probe 11/2 SE-reicher Apatit vorherrscht.

Pyrit-Framboide kommen gelegentlich, teilweise auch in Nestern angereichert, vor. Selten treten auch Vererzungsspuren auf. Dann werden Nester von Pyriten randlich teilweise oder vollständig von Bleiglanz verdrängt (Abb. 5). Die Pyrite zeigen manchmal einen massiven Kern, der von einer porösen Zone umgeben ist, woran sich nach außen wieder ein kompakter Saum anschließt. Sie sind nach STRIBRNY & URBAN (in Vorber.) typische Rekrystallisate von ehemaligen Framboiden.



## 4.2.2. Probe 11/2

Die Grundmasse der Probe ist feinporös mit winzigen und auch größeren, eckig begrenzten Poren. Sie besteht – im Gegensatz zu den Kieselieferproben aus der Bohrung Adlersberg (NÖLTNER 1986) – weitgehend aus Albit und Quarz (Taf. 3, Fig. 5), untergeordnet auch aus Kalifeldspat. Diese Bausteine der Grundmasse sind aber ziemlich ungleich verteilt. Die Unterscheidung und Trennung einzelner und verschiedenartiger Partikel und ihrer Grenzen (z. B. Albit, Kalifeldspat) ist außerordentlich schwierig.

Die diagenetische Überprägung und geochemische Nivellierung der vulkanoklastischen Grauwacken sind allerdings nicht so durchgreifend, daß sie die Gerölle gleichermaßen wie die Matrix der Grauwacken erfaßt hätten. Die Untersuchung eines grauen ovalen Gerölls einer Probe aus dem Untertyp 3 mit der Mikrosonde und dem Rasterelektronenmikroskop zeigt deutlich, daß das Geröll charakterisiert ist durch einen höheren Gehalt an Na und Al sowie durch einen niedrigeren Gehalt an Si und K. Dagegen sind der Fe- und Ti-Untergrund fast konstant im Geröll wie in der Matrix. Folglich ist das Geröll durch einen höheren Tongehalt charakterisiert.

Wie in den Kieseliefen der Bohrung Adlersberg (NÖLTNER 1986) ist die Grundmasse aus winzigen, miteinander verschweißten, an Poren oft eckig begrenzten Partikeln aufgebaut. Gelegentlich kommen fest in die mikroporöse albitische Grundmasse eingeschweißte Quarze vor, deren Kornumrisse noch ungefähr zu erkennen sind. Die einzigen Poren in der Grundmasse sind fast stets mit Chlorit gefüllt. In den feinen Poren der Grundmasse finden sich manchmal auch illitischer Ton und Sericit (letzterer mit wesentlich mehr K als Illit). Eine Anorthit-Komponente tritt in der Grundmasse nicht auf. Kleine idiomorphe Kristalle (~4–5 µm), die aus einer ungewöhnlichen Verbindung von Zr-Silikat (d. h. Zirkon) mit Ti bestehen, sind vereinzelt eingestreut. Die Zusammensetzung (Zr-Silikat und Ti) ist in allen Kristallen gleich; sie ändert sich auch innerhalb eines Kristalls nicht merklich (Taf. 4, Fig. 3). Eine Verwachsung von Zirkon mit Anatas oder Rutil konnte nicht festgestellt werden. Es scheint sich demnach um einen Ti-haltigen Zirkon zu handeln.

Kleine längliche Partikel aus Ca-Phosphat (Taf. 3, Fig. 6) sind gelegentlich in der albitisch-silikatischen Grundmasse eingelagert. Diese winzigen Ca-Phosphat-Partikel ähneln den Conodonten-Fragmenten aus der Bohrung Adlersberg (ZIMMERLE 1986, Taf. 7), vor allem wegen des angedeuteten Hohlkanals. In den Phosphat-Partikeln selbst sind die leichten Cer-Erden, besonders La, Ce und Nd, deutlich angereichert.



## Tafel 4

Fig. 1. Element-Diagramm der albitischen Grundmasse mit Peaks von Na, Al und Si.  
Bank 14/2

Fig. 2. Element-Diagramm von relativ reinem Calcium-Phosphat mit geringem Anteil von SEE.  
Bank 14/2

Fig. 3. Element-Diagramm des komplexen Zr-Silikats mit Ti, Si, Zr und Y.  
Bank 11/2

Fig. 4. Element-Diagramm einer chloritischen Blasenfüllung. Beachte merklichen Mn-Gehalt.  
Bank 11/2

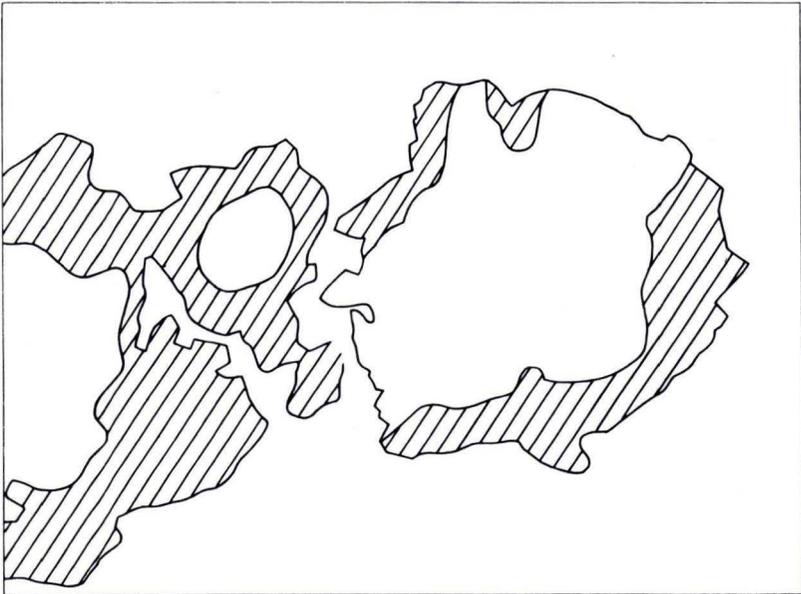
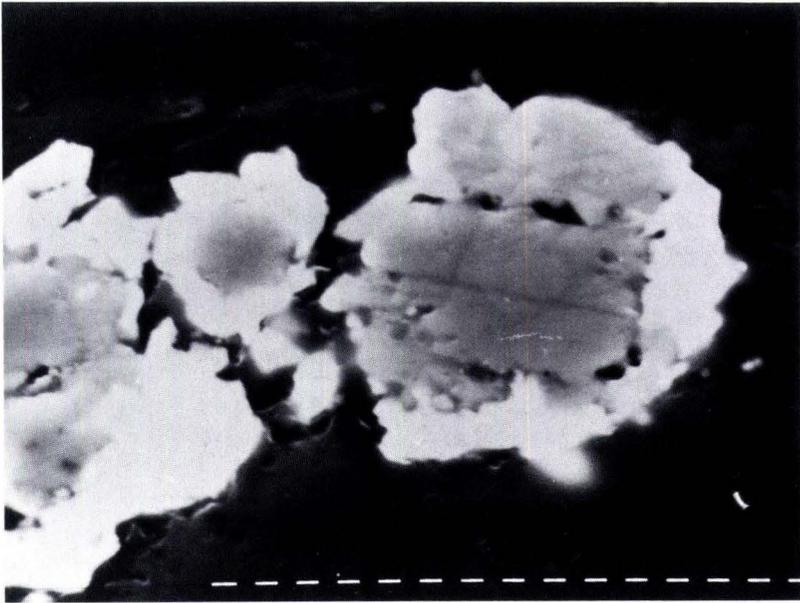


Abb. 5. Vererzungsspuren in vulkanoklastischer Grauwacke: Bleiglanz verdrängt selektiv von der Peripherie her Pyritkristalle, die vermutlich aus rekristallisierten Framboiden hervorgehen. 1 Strich = 1  $\mu\text{m}$ . In der Schemaskizze ist der Bleiglanz schraffiert (Bank 14/2).

Helle Chlorit-„Flecken“ sind wahrscheinlich durchweg Relikte von Partikeln, die im Laufe der Diagenese chloritisiert wurden. Neben Chlorit tritt untergeordnet auch feinstkörniger Hellglimmer (Sericit?) auf.

Sporadisch erscheinen kleine Drusen mit idiomorphen Albit- und Quarzkristallen (Taf. 3, Fig. 7).

Große, unregelmäßig begrenzte, xenomorphe Apatit-Kristalle sind in der mikrokristallinen Grundmasse eingestreut (Taf. 3, Fig. 8). Manche idiomorphe Apatite, die etwas korrodiert sind, „schwitzen“ zonar Seltene Erden, besonders La, Ce und Nd, aus. Lanzettförmige Chloritschuppen in der albitischen Grundmasse sind gelegentlich mit prismatischem Monazit gespickt.

Blasenräume in Albit-Quarz-Partikeln sind mit Chlorit gefüllt, der durch merklichen Mn-Gehalt ausgezeichnet ist (Taf. 4, Fig. 4). Titanminerale, sonst im Chlorit nicht selten, fehlen dagegen. Auch kleinere Einschlüsse ( $\sim 10 \mu\text{m}$ ) in den Blasenräumen bestehen aus Chlorit.

Vermutlich handelt es sich bei den klein-dimensionierten Schwermineralen ( $< 5 \mu\text{m}$ ) wie „Titan-Zirkonen“, korrodierten Apatiten mit SEE-Entmischungen und akzessorischen Monaziten in Gesteinsfragmenten und Chloriten um primäre, aus dem Ursprungsgestein angelieferte Gemengteile, und nicht um halmyrolytische Neubildungen. Allerdings sind nachträgliche Umwandlungen im Zuge der Halmyrolyse nicht auszuschließen. Der merkliche Mn-Gehalt der Chlorite weist auf vulkanogenen Einfluß hin.

### 4.3. Geochemische Charakterisierung

Zwei Proben von vulkanoklastischen Grauwacken aus Bank 3/2 und 5/1 vom Kleinen Kautzkopf waren – ursprünglich im Zusammenhang mit der Untersuchung von Tuffen und kieseligen Tonschiefern aus dem tieferen Unterkarbon der Bohrung Adlersberg (Westharz) – auf Haupt- und Spurenelemente sowie auf ihren Gehalt an Seltenen Erden analysiert worden (KUBANEK & ZIMMERLE 1986: 236, Abb. 15).

Tab. 3 gibt die chemischen Analysen der beiden Proben wieder. Im Vergleich zu den Keratophyr-Tuffen aus der Bohrung Adlersberg (KUBANEK & ZIMMERLE 1986, Tab. 2), die sich vermutlich aus verwandten Gesteinen wie dem Detritus vom Kleinen Kautzkopf herleiten, sind die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte erheblich höher. Sie bewegen sich im Bereich der  $\text{SiO}_2$ -Gehalte saurer Magmen. Die intensive Einkieselung mag den  $\text{SiO}_2$ -Gehalt noch erhöht haben. Die  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -normierten Werte von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MnO,  $\text{TiO}_2$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  dagegen bewegen sich im Bereich der oben genannten Tuffe. Die  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -normierten Werte von CaO sind allerdings auffällig niedrig, ebenso die Werte von  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Form und Größenordnung der SEE-Verteilungsmuster der zwei Proben werden mit den SEE-Verteilungsmustern aus den Keratophyr-Tuffen, aus oberjurassischen „Siliceous mudstones“ (SM von BARRETT 1981) und dem „Pelagic clay“ verglichen (Abb. 6). Der Trend der Chondrit-normierten SEE-Werte vs. Ordnungszahlen der SEE-Proben aus den Keratophyr-Tuffen (33, 34, 37) ist dem der vulkanoklastischen Grauwacken sehr ähnlich. Die Absolutwerte der SEE variieren u. a. durch unterschiedliche Einkieselungsgrade. Das Fehlen einer Ce-Anomalie in den Proben vom Kleinen Kautzkopf deutet, wie die der Tuff-Proben, auf terrigene Prägung des vulkanoklastischen Detritus bzw. mangelnden Kontakt

Tab. 3. Geochemische Charakteristik von zwei Proben vulkanoklastischer Grauwacken des Unterkarbon III, Kleiner Kautzkopf, Westharz; Hauptelemente (Angaben in Massen-%), Spurenelemente (Angaben in ppm)

	Bank 3/2	Bank 4/3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,33	5,56
Mn O	0,10	0,04
Ti O <sub>2</sub>	0,22	0,43
Ca O	0,16	0,26
K <sub>2</sub> O	2,30	2,79
Si O <sub>2</sub>	78,16	67,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,26	15,93
Mg O	0,74	1,34
Na <sub>2</sub> O	2,13	2,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,034	0,084
-----		
Rb	102	138
Sr	63	62
Y	23	33
Zr	133	150
Nb	13	2
Sn	—	—
Ba	291	776
Pb	78	66
Th	20	20
U	7	—
Sc	6	12
Cr	13	40
Co	6	5
As	5	13
Sb	—	1,5
Cs	6	18
Hf	4	5
Ta	1	1

mit Meerwasser hin. Die negative Eu-Anomalie andererseits spricht für reduzierende Bedingungen im Ablagerungsraum.

Die SEE-Verteilungsmuster aber, speziell von verwitterten oder umgewandelten Gesteinen, eignen sich nicht für petrogenetische Modelle (HUMPHRIS 1984, KUBANEK & ZIMMERLE 1986). Ferner ist ein geochemischer Beweis, ob es sich bei den vulkanoklastischen Grauwacken um Sedimente mit Detritus aus Keratophyren handelt, nicht leicht zu erbringen, da die chemische Zusammensetzung klastischer Sedimente variiert und der primäre Mineralbestand durch Halmyrolyse und Diagenese verändert, ja meist bis zur Bildung von Pseudomorphosen umgewandelt worden ist. Im Zr/TiO<sub>2</sub> : Nb/Y-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) allerdings fallen die Proben, wie nach dem petrographischen Befund erwartet, in das Rhyodacit- und Dacit/Andesit-Feld. Dies zeigt eine Vormacht einer rhyodacitischen bis dacitisch/andesitischen Glas-Komponente im Detritus der Grauwacken an.

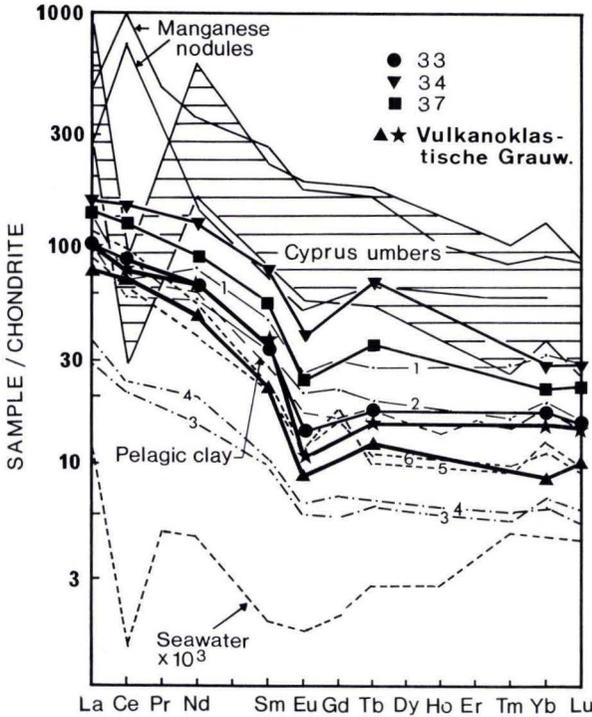


Abb. 6. Chondrit-normierte SEE-Werte vs. Ordnungszahlen von zwei Proben vulkanoklastischer Grauwacken vom Kleinen Kautzkopf (nach KUBANEK & ZIMMERLE 1986: 236, Abb. 15).

### 5. Diagenetisch – anchimetamorphe Umwandlungen

Abfolge und Mineralogie der diagenetisch-anchimetamorphen Umwandlungen sind in Tab. 4 zusammengefaßt. Sie sind unterteilt in Umwandlungen in der Gesteinsmatrix (<20 µm) sowie Umwandlungen in der Silt-, Sand- und Kies-Fraktion (>20 µm) einschließlich der organischen Substanz.

Das Pflastergefüge der Gesteinsmatrix, das stellenweise sowohl detritische Komponenten als auch ehemalige Gesteinszwickele umschließt und verdrängt hat, besteht aus einem Mikromosaik von 2–10 µm kleinen, idiomorphen bis hypidiomorphen Kristallen von Quarz und Albit. Untergeordnet sind Chlorit und stellenweise Kalifeldspat am Aufbau des Pflastergefüges beteiligt. Diese Mikrobausteine des diagenetischen Gefüges erscheinen schon im Dünnschliff ungleich verteilt. Mikroporen (1–5 µm) allerdings sind gleichmäßig verteilt und meist eckig begrenzt; sie sind fast stets mit Chlorit gefüllt. Mikrodrusen, die mit idiomorphen Albit- und/oder Quarzkriställchen ausgekleidet sind, kommen gelegentlich vor. Untergeordnet sind andere Tonminerale beigemischt.

Durchgreifende Albitisierung hat zuerst den freien Porenraum erfaßt und darüber hinaus instabile Komponenten verdrängt. Die ursprünglich detritischen, vielfach rundlichen

Korngrenzen sind von gradlinigen, sekundär-diagenetisch-metamorphen Korngrenzen überprägt. Die Albitisierung vulkanischer Glaspartikel und anderer Gesteinsfragmente beginnt vielfach von der ehemaligen Kornoberfläche aus. Nicht selten sind detritische Sandkörner ganz in Albit umgewandelt, so daß ihre ursprüngliche Identität nicht mehr erkennbar ist. Selbst Biotite können partiell durch Albit verdrängt werden. Porenwickel wurden vielfach zu „Albitdrusen“ umgeformt. Stellenweise ist die Albitisierung von Calcit-Neubildung begleitet, bei der Calcit die Umriss der vulkanischen Glasscherben deutlich nachzeichnet. Die Anfälligkeit der vulkanischen Glaspartikel gegen vielfach kornüberschreitende Diagenese und Metamorphose sind nach FISKE (1969) typisch für Ablagerungen von Bimsstein (pumice).

Das Ausmaß der subsequenten Silifizierung ist groß, wie vor allem die Kathodolumineszenz-Untersuchungen (Abschn. 4.1) gezeigt haben.

Die Art der durchgreifenden, stoffnivellierenden Gesteinsumwandlung und -Verdrängung, die mineral-paragenetisch aus der Kombination Albit-Quarz-Chlorit besteht, läßt die Umwandlung schon dem Bereich der Grünschiefer-Fazies zuordnen.

Die vorliegende Albitisierung der vulkanischen Glaspartikel ähnelt hinsichtlich ihrem internen Gefüge der diagenetischen Umwandlung von Glasfragmenten durch Clinoptilolith in der miozänen John Day Formation, Oregon, U.S.A. (HAY 1963). Die Verdrängung kieseläurereicher Tuffe durch Albit erfolgt in der tiefsten Zone diagenetisch-metamorpher Umwandlung (IJIMA & UTADA 1966).

Stellenweise sind die Grauwacken von Quarz- oder Albit-Quarz-Gängen und -Haarrissen (Tab. 4) durchsetzt, die durch sich verästelnde gangparallele Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse charakterisiert sind. Manchmal treten auch Chlorit und/oder Hämatit hinzu. Detritische Körner von Quarz, Albit, vulkanische Glas- und Vulkanit-Fragmente, sowie Apatit sind in der Gangzone in winzige Scheibchen zerteilt und auseinandergerissen. Der wandständige Albit ist als Gangfüllung eindeutig älter als der zentrale Quarz. Struktur und Zusammensetzung der Ribfüllungen spiegeln insgesamt die Zeitfolge der diagenetisch-metamorphen Umwandlungen der Gesteine wider. Eine frühe Albitisierung (Hohe Minus-Albit-Porosität) wird begleitet und gefolgt von einer durchgreifenden Einkieselung.

Diese diagenetisch-anchimetamorphe Umwandlung hat zum Erscheinungsbild einer albitisierten und silifizierten Grauwacke geführt. Eine Vererzung mit Bleiglanz hat diese Prozesse begleitet.<sup>1</sup> Diese Art von durchgreifender Umwandlung ist mit Sicherheit durch den hohen Gehalt an instabilen vulkanischen Glaspartikeln begünstigt worden. Der Anteil an vulkanischen Glaspartikeln, der im heute vorliegenden Gestein nur noch mit Schwierig-



Tab. 4. Die klastischen Komponenten der vulkanoklastischen Grauwacken und ihre halmyrolytisch-diagenetische Umwandlung, eine schematische Skizze. Kleiner Kautzkopf, Westharz. Die Tonminerale wurden vor allem röntgendiffraktometrisch bestimmt. Hauptkomponenten und vorherrschende diagenetische Endprodukte sind durch schwarze Umrahmung hervorgehoben.

Abkürzungen:

A = Apatit, F = Feldspat

G = Glimmer (z. T. umgewandelt)

P = Pyrit, T = Titanoxide

Sedimentation		Halmyrolyse/Diagenese		Jetztzustand		
	Komponenten	Prozesse	Neugebildete Mineralphasen Verdrängungsprodukte	Mineralphasen	Form Mikrostruktur	Partikelgrößen in $\mu\text{m}$
Gesteinsmatrix ( $< 20 \mu\text{m}$ )	Tonminerale unbekannter Zusammen- setzung	Transformation, Verdrängung	Unbekannte Zwischen- Phasen von Tonmineralen Mikroquarz	ALBIT, QUARZ Chlorit, Sericit Beimengungen von A, F, G, P, T		meist $< 20$
	Opal (vermutl. vulkanogen)	Transformation	Mikroquarz	Mikroquarz		
	Quarz (feinst-klastisch)	Verdrängung, Sammelkristallisation	keine			
Silt-, Sand-, Kies-Fraktion ( $> 20 \mu\text{m}$ )	Vulkanisches Glas (Bimsstein)	Rasche Entglasung und Verdrängung durch andere Minerale Intensive Rekristallisation	zuerst Smektitte, danach andere Tonminerale, Opal, Tridymit und Zeolithe, schließlich Albit und Quarz	ALBIT, QUARZ Chlorit, Sericit Kalifeldspat, Calcit Titanoxide		2—5000
	Vulk. Gesteins- Fragm. (z.B. Grund- massen, Tuffe)	Vertonung, Albitisierung, Einkieselung	unbekannte Zwischenphasen von Tonmineralen, Albit, Mikroquarz			40—3000
	SiO <sub>2</sub> -reiche Gesteins- Fragmente (z.B. Kieselschiefer)	unverändert	keine	SiO <sub>2</sub> -reiche Gesteins-Fragmente		40—40000
	Glimmer	Abbau der Dunkelglimmer	Hellglimmer Rutilmikrolithen	Abgebauter Biotit, Muskovit Chlorit, Rutilmikrolithen		40—400
	Feldspat	Albitisierung Vertonung	Albit, Sericit	Schachbrett-Albit, Sericit		40—300
	Quarz	unverändert	keine sekundären Anwachssäume	Quarz		40—400
	Schwerminerale	meist unverändert, z.T. schwach korrodiert	keine	Schwerminerale (Leukoxen, Apatit, Zirkon)		1—200
	Pflanzliche organische Substanz	Zellulose, Lignin, Lipide	Inkohlung	Sekundäre Macerale	Bituminit, Inertinit Vitrinit : R <sub>0</sub> max. 1,75	
—		Zerbrechung, Kluffüllung	Albit, Quarz, Chlorit	Albit, Quarz, Chlorit		40—400

keiten zu erkennen und zu quantifizieren ist, dürfte im ursprünglichen Sediment noch um einiges höher gelegen haben. Gewöhnlich setzt die Umwandlung vulkanischer Gläser unmittelbar nach der Ablagerung ein (PETERSEN 1974; STEWART 1977: 202; PEVEAR et al. 1982).

Bei den hier untersuchten Gesteinen wurde im Zuge der Diagenese aus den vulkanischen Glaspartikeln – vermutlich über Zwischensphasen mit Neubildungen von Smektit, anderen Tonmineralen, Opal und Zeolith – die heute vorliegende Mineral-Assoziation von Quarz, Albit, Kalifeldspat und Chlorit gebildet. Diese Mineralparagenese ist über einen weiten Bereich der Diagenese und der niedriggradigen Metamorphose stabil. Ob diese aus jungpaläozoischen Sedimentgesteinen des Westharzes bisher nicht bekannt gewordene Mineral-Assoziation durch die Einwirkung von Meerwasser oder natriumhaltigen Porenwässern, durch Hydrothermen und/oder telemagmatische Stoffzufuhr entstanden ist, ist im Augenblick nicht zu sagen.

Das ursprüngliche Gefüge ist diagenetisch so stark überprägt durch Kompaktion und Mineralumwandlung, daß das Vorliegen einer synsedimentären Verschweißung der Vulkanoklasten (Kriterium für das Vorhandensein ignimbritischer Elemente) nicht mehr mit Sicherheit nachgewiesen werden kann. Zwar ist eine Art der Verschweißung der meisten Gesteinsproben im Handstück und in fast allen Dünnschliffen festzustellen, aber die Deutung der Verschweißung ist noch offen. Beim jetzigen Stand der Untersuchung wird einer „Verschweißung“ im Zuge der Diagenese der Vorzug gegeben.

Es bestehen zwar im makroskopischen Erscheinungsbild Konvergenzen zu Adinolen, d. h. Kontaktgesteinen des devonischen Diabas-Vulkanismus (MÜGGE 1922, GRÜNHAGEN 1981), doch ist im Untersuchungsgebiet ein direkter Bezug zu einem Diabaskontakt nicht herzustellen. Auch unterscheiden sich im Vergleich zu den chemischen Analysen der eigentlichen Adinole aus dem Harz (ROSENBUSCH & OSANN 1923: 615) und aus dem NE Sauerland (GRÜNHAGEN 1981: 257, 264, Tab. 2, Tab. 3) die chemischen Analysen der beiden Proben vom Kleinen Kautzkopf (Tab. 3) durch höhere  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , etwas höhere  $\text{SiO}_2$ , vor allem aber durch die entscheidenden, bedeutend niedrigeren  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte.

Da auch der Inkohlungsgrad vitrinitischer Kohlepartikel eines Sediments Aufschluß über die Intensität der Diagenese geben kann, wurde die Vitrinitreflexion einer Tonsteinprobe aus dem Profil in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, untersucht. Der relativ niedrige Wert von  $R_{0,\text{max}} = 1,75\%$  einer angewitterten, inertinitreichen Probe liegt am unteren Ende der Bandbreite von Inkohlungswerten, die LÜTKE & KOCH (1987: 12) für das Unterkarbon der Söse-Mulde angeben. Es ist zu folgern, daß die Diagenese und Anchimetamorphose der vulkanoklastischen Gesteine weder durch eine langanhaltende Wärmezufuhr aus einem Pluton, noch durch eine Erwärmung infolge tiefer Versenkung beeinflusst worden sind. Der Prozeß der durchgreifenden Albitisierung, Silifizierung und Chloritisierung muß kurz gewesen sein, anders ist die Diskrepanz zwischen mineralischer Grünschiefer-Fazies und niedriger Inkohlung nicht zu erklären.

Typische Kontaktminerale wie violetter Flußspat, Turmalinsonnen und Andalusit, wie sie in den Porphyroiden am Kontakt zum Brockengranit beobachtet werden können (JOHNSON 1901: 28ff.), wurden in den Gesteinen am Kleinen Kautzkopf nirgends beobachtet.

Zusammenfassend kann man sagen, daß der ungewöhnliche Gesteinshabitus im wesentlichen auf die diagenetische Umwandlung der instabilen vulkanoklastischen Komponenten der Grauwacken und Tonsteine zurückzuführen ist.

## 6. Vulkanismus im Unterkarbon

Bevor die Untersuchungsergebnisse zu einem Sedimentations-Modell für diesen bisher im Harz nicht bekannten Gesteinstyp der vulkanoklastischen Grauwacken zusammengefaßt werden, soll die Stellung der Gesteine vom Kleinen Kautzkopf innerhalb des Ablaufes des unterkarbonischen Geosynklinal-Vulkanismus beleuchtet werden. Genetisch stehen sie gewissermaßen zwischen rein sedimentär-klastischen Grauwacken und rein pyroklastischen, aus sauren Effusiva entstandenen Gesteinen. Spuren und Umlagerungsprodukte eines sauren bis intermediären Vulkanismus im Harz sind bisher sowohl in den Grauwacken als auch in Form rein vulkanoklastischer Sedimente bekannt. Im Detritus der unterkarbonischen Grauwacken treten sie in Form von Gesteinsbruchstücken neben solchen von magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen auf. (HELMBOLD 1952, HUKKENHOLZ 1959, MATTIAT 1960).

Das Nebeneinander von Gesteinsbruchstücken saurer und basischer Vulkanite kann vermuten lassen, daß es sich weniger um Reste eines grauackensynchronen Vulkanismus handelt, sondern vielmehr um Relikte des in saure und basische Derivate differenzierten mitteldevonischen Initialvulkanismus, der am Nordrand der Faltungsfront der Abtragung und turbiditischer Umlagerung unterlag.

Sedimente aber, die unmittelbar auf einen altersgleichen, sauren bis intermediären Vulkanismus zurückgeführt werden können, sind die meist nur wenige cm mächtigen Glas- und Kristalltuffe, die in den unterkarbonischen bunten Kieselschiefern, den kieseligen Übergangsschichten und den Kulmtonschiefern des W-Harzes vorkommen (KUBANEK & ZIMMERLE 1986, RIBBERT & ZIMMERLE in Vorb.).

Über das Auftreten eines unterkarbonischen sauren bis intermediären Vulkanismus ist bisher nur wenig bekannt geworden, da entsprechende Gesteine im Rahmen von Bearbeitungen anderer Fragestellungen immer nur am Rande erwähnt und untersucht wurden. Daher soll auf Zusammensetzung und Verbreitung des Geosynklinal-Vulkanismus im Unterkarbon des W-Harzes und des östlichen Rheinischen Schiefergebirges im folgenden näher eingegangen werden. Der basische Vulkanismus mit Diabasen, sehr untergeordnet auch mit Schalsteinen und mit Tuffen, beginnt im cd II $\alpha$  und reicht bis in das cd II $\delta$  (WALLISER 1960, MEISCHNER & SCHNEIDER 1970). In der Dillmulde setzen die Diabas-Ergüsse cd I ein und reichen bis ins cd II $\delta$  oder cd III $\alpha$  (BUGGISCH, RABIEN & HÜHNER 1981). SCHADE (1970) beschreibt Intrusionen von Diabasen, die bis in den Horizont der Kulmtonschiefer (cd III $\beta$ ) reichen sollen.

Im gleichen Zeitraum erscheinen gegen Ende der basischen Effusivtätigkeit geringmächtige Kristalltuffe saurer bis intermediärer Zusammensetzung. Sie treten in den hellen und bunten Kieselgesteinen des cd II $\beta/\gamma$  und  $\delta$  auf und überdauern mit Vorkommen aus den kieseligen Übergangsschichten (cd III $\alpha$ ) deutlich das Ende des Diabasvulkanismus. Der jüngste Kristalltuff ist der Beddelhäuser Tuff (KULICK 1960) der cd III $\beta$  *elegans*-Subzone beziehungsweise sein mögliches Äquivalent im Harz (RIBBERT 1975). Dünne, tonig verwitterte Lagen bentonitischer Zusammensetzung treten während des gesamten geschilderten Zeitraumes und auch noch im höheren cd III $\beta$  auf.

Auch in Thüringen (RÖSLER 1960) und im Frankenwald (WURM 1961) sowie in anderen Teilen des varistischen Europas in Belgien, Frankreich, Spanien und Großbritannien, sind saure bis intermediäre Tuffe und basische Vulkanite im Unterkarbon bekannt (SAGON 1969,

BEBIEN & GAGNY 1980, BARRIGA & CARVALHO 1983, BEBIEN et al. 1980, DELCAMBRE 1983, FRANCIS 1983, GRIMMEISEN 1983, MUNHA 1983, SELWOOD et al. 1984).

In ihrer geotektonischen Stellung werden die devono-dinantischen Vulkanite des Harzes, des Rheinischen Schiefergebirges, Thüringens, des Armorikanischen Massivs und SW Englands von BEBIEN et al. (1980) zu den intrakontinentalen Alkalivulkaniten gezählt. In Fortführung dieser geotektonischen Überlegungen faßte ZIEGLER (1982: 34ff.; 1984: 98) die tektonische Entwicklung im Devon und Karbon Mitteleuropas – als zu einem „back-arc rift system“ gehörig – wie folgt zusammen: „The Devonian and Carboniferous evolution of this back-arc rift system was accompanied by an intracontinental alkaline, mafic-felsic, bimodal volcanism.“ Darüber hinaus deutete GRIMMEISEN (1983) die basischen Vulkanite im Unterkarbon der Südportugiesischen Zone aufgrund von 79 Haupt- und Spurenelement-Analysen – als Manteldifferentiate in einem kontinentalen Rift-Milieu und die sauren pyroklastischen Gesteine als anatektische Aufschmelzungsprodukte kontinentaler Kruste.

Für die Herleitung der Glaskomponente der hier behandelten vulkanoklastischen Grauwacken sind im Harz keine sauren bis intermediären Vulkanite im Anstehenden bekannt.

## 7. Diskussion und Ergebnisse

### 7.1. Sedimentation in der Praeflysch-Phase

Das Nebeneinander sedimentär-klastischer und pyroklastischer Komponenten in einem Gestein, das in der Phase vor Beginn der Grauwacken-Schüttungen im tiefen cd III $\beta$  gebildet worden ist, fordert eine Erklärung, die auch die paläogeographische Situation jenes Zeitabschnitts berücksichtigt.

Drei Modellvorstellungen stehen zur Diskussion:

1. Vulkanische Effusionen im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle liefern pyroklastischen Detritus, der zusammen mit klastischem Abtragungsmaterial aus Sedimenten in Form eines Turbidits den Ablagerungsort erreicht hat.
2. Vulkanische Aschen nicht näher lokalisierbarer vulkanischer Zentren, die nach ihrer Ablagerung von Grauwacken-Turbiditen erodiert und weiter transportiert wurden.
3. Pyroklastischer Detritus eines „nahe gelegenen“ vulkanischen Zentrums, der zusammen mit Gesteinsmaterial des unmittelbaren Untergrundes in Form von Suspensions-Strömen überwiegend hoher Dichte in angrenzende Beckenbereiche transportiert wird.

Folgende sedimentologische und petrographisch-mineralogische Eigenheiten der Gesteine vom Kleinen Kautzkopf sprechen für die dritte Modellvorstellung:

1. Die regional begrenzte horizontale Verbreitung der Vorkommen – es handelt sich nur um zwei Vorkommen in mehreren km Entfernung voneinander – spricht gegen einen Transport aus großer Entfernung, der eine gleichmäßigere Verteilung über den Ablagerungsraum hinweg bewirkt haben müßte.
2. In beiden Vorkommen sind die vulkanoklastischen Sedimentfolgen auf Sedimentschüttungen beschränkt, die einer Periode toniger Praeflysch-Ablagerungen (Kulmtonschiefer) angehören. Dies deutet ein Zusammentreffen von Vulkanismus und Einsetzen der Grauwacken-Schüttung in der Söse-Mulde an, das tektonisch bedingt sein kann. In der

beschriebenen Schichtenfolge treten nur mehr oder weniger stark durch vulkanoklastisches Material „verunreinigte“ Grauwacken aber keine normalen Grauwacken auf. Selbst die Tonstein-Zwischenmittel führen in reichlichem Maße vulkanoklastische Beimengungen.

3. Die Vormacht vulkanischer Glasfragmente, verbunden mit den hauptsächlich intraformationellen Komponenten wie mm- bis cm-großen, dunklen Schiefer- und Kieselschiefer-Fragmenten und kleineren Phosphorit-Bruchstücken, weisen – zusammen mit dem lokalen Vorkommen der Grauwacken – auf ein stratigraphisch eingegengtes und räumlich nahes Liefergebiet hin, möglicherweise auf eine vulkanische Hochlage.

Das Vorkommen vom Kleinen Kautzkopf gleicht weder im geologischen Alter noch nach den geologischen Rahmenbedingungen der Amönauer Tuffbreccie in den oberdevonischen Buchenauer Schichten der Bl. 5117 Buchenau, 5018 Wetter (Hessen) und 5118 Marburg am Ortsrand des Rheinischen Schiefergebirges (SCHÖNEBERG 1955: 9–10; LEUTERITZ 1968: 24–25; BENDER et al. 1984: 38, 44–48, Taf. 1; KUPFAHL 1985: 23–27). Die Amönauer Tuffbreccie ist nur untergeordnet durch Beimengungen von Diabastuff, Diabas und Keratophyr charakterisiert. Sie enthält vorwiegend karbonatische, fossilführende Komponenten und ist als ein offenbar während vulkanischer Tätigkeit entstandenes Abtragungsprodukt eines Riffes anzusehen. Sie zeigt außerdem keine so dichte Packung und „Verschweißung“ wie die Gesteine vom Kleinen Kautzkopf. Im Sedimentationsmechanismus (BENDER et al. 1984: 17), also in den Prozessen, die zu einer „Massenstrom-Ablagerung“ (mass flow deposit) führen, sind beide Gesteinsvorkommen allerdings vergleichbar.

Ebenfalls vergleichbare Sedimentationsmechanismen, nämlich Gleitungsvorgänge – allerdings größer-dimensionale – hat beispielsweise VOIGT (1962) aus turonen Plänerkalken Westfalens beschrieben. Aus dem Obercampan von Beckum, z. B. Im sogenannten Flockenmergel, wurden auch in Auflösung befindliche, fossilführende, karbonatische Klaster beobachtet (VOIGT & HANTZSCHEL 1964: 515ff., Taf. 13–18), ähnlich wie die bei ZIMMERLE (1986: 146, Abb. 6) abgebildeten.

Ein geologisch junges und vergleichbares Äquivalent der unterkarbonischen Schichtenfolge vom Kleinen Kautzkopf ist die wenig verfestigte Turbidit-Folge aus dem Komandorskiy-Becken der westlichen Bering-See (DSDP Site 191; STEWART 1976, 1977, 1978). In einer siltigen Tonfolge sind hier bis zu 1 m mächtige Lagen von turbiditischem Sand und vulkanischen Aschen eingeschaltet. Die feldspatolithischen „Grauwacken“-Lagen führen neben sedimentären Komponenten beachtliche Mengen von vulkanischem Detritus. Sie haben scharfe Liegend- und allmähliche Hangendkontakte.

Weitere ähnliche rezente Vorkommen haben STANLEY & TAYLOR (1981) aus der Sohm Abyssischen Ebene im Nordatlantik und DANGEARD (1981) aus dem Mittelmeer beschrieben. Beobachtungen über fossile subaquatische pyroklastische „flow deposits“ haben FISHER & SCHMINCKE (1984: 282–283, Tab. 10–11) zusammengestellt.

## 7.2. Modellvorstellungen

Bei der Deutung der Genese von vulkanoklastischen Sedimenten sind drei wesentliche Prozesse zu berücksichtigen: Materialbereitstellung, Transport und Sedimentation.

Die Materialbereitstellung kann durch Erosion von Gesteinen jeglicher Art und/oder durch vulkanische Eruptionen mit der ihnen eigenen pyroklastischen Fragmentierung (phreatomagmatische Vorgänge) sowohl subaerisch als auch subaquatisch erfolgen.

Der Transport kann durch Wasser, Wind und/oder Eruptionsenergie – erkaltet oder heiß als Ignimbrit, subaerisch oder subaquatisch – geschehen. Die Sedimentation kann

durch Aschenregen (subaerische oder subaquatische fallout tephra), subaquatische Massenströme (mass flows, debris flows) und/oder Suspensions-Ströme (turbidity currents) stattfinden.

Während im rhenoherynischen Paläozoikum den verschiedenartigen Transport- und Sedimentations-Mechanismen und ihren Kombinationsmöglichkeiten bislang noch wenig Beachtung geschenkt worden ist, hat die fortschreitende Erforschung rezenter Vulkanite das Verständnis paläozoischer bis subrezenter vulkanischer Gesteinsfolgen gefördert.

Der im folgenden vorgestellten Sedimentationsablauf der Gesteinsfolge am Kleinen Kautzkopf lehnt sich eng an Modellvorstellungen von FISKE & MATSUDA (1964) an.

Ein auf Spalten aufsteigendes, gasreiches, saures bis intermediäres Magma erreicht die noch wasserreichen, unterschiedlich verfestigten obersten Sedimentschichten des Meeresbodens. Die (geringe?) Wassertiefe bzw. der hydrostatische Druck führen zu einer phreatomagmatischen Explosion, wobei das Magma durch schnelle Abkühlung und Entgasung zu Glasasche und Lapilli aus Bimsstein umgesetzt wird. In diese aufsteigende pyroklastische Suspension werden auch Tonschlamm und Bruchstücke von schon verfestigten Kiesel- und Alaunschiefern aus dem unmittelbaren Untergrund des vulkanischen Geschehens aufgenommen.

Im Modell von FISKE & MATSUDA (1964) saigert die Meereswasser-Sediment-Suspension zunächst den größeren sedimentären und pyroklastischen Detritus aus, der einen ungeschichteten massiven „pyroclastic debris flow“ bildet. Später ausgesaigertes feinerkörniges Aschenmaterial bildet wiederholt Turbidite, die zum Aufbau einer doppelt gradierten, gut geschichteten Sedimentfolge führen. Eine derart komplex aufgebaute, sehr mächtige Schichtenfolge ist im Profil am Kleinen Kautzkopf allerdings nicht zu beobachten.

Schichtenfolgen von vergleichbarem Aufbau sind von einer Reihe Autoren aus paläozoischen bis subrezenten Schichten beschrieben worden. Allerdings ist das ursprüngliche Modell von FISKE & MATSUDA nicht unangefochten und unmodifiziert geblieben. Die größte Unklarheit besteht in der grundsätzlich bezweifelte Möglichkeit einer tief-subaquatischen Pyroklastit-Bildung. Eine weitere, nicht hinlänglich geklärte Frage, die aber in unserem Zusammenhang keine Rolle spielt, ist die bislang bezweifelte Möglichkeit der subaquatischen Ignimbrit-Bildung (CAS & WRIGHT 1987: 276–284). In den hier untersuchten Gesteinen ist die Diagenese zu intensiv, um den Nachweis einer synsedimentären Verschweißung der Glaspartikel erbringen zu können.

### 7.3. Ergebnisse

Im unteren Teil der tonsteinreichen Söse-Grauwackenfolge (cd III $\beta$ ) wurde am Kleinen Kautzkopf Westharz, im Zuge einer Straßenerweiterung eine Tonstein/Grauwacken-Wechselfolge gut aufgeschlossen. Im Profil zeigt die Wechselfolge das Formeninventar turbiditischer Sedimentation: ausgeprägte Wechsellagerung, extrem schlechte Sortierung der Sedimentgesteine und vereinzelt Sohlmarken an der Schichtunterseite der Grauwacken. Gradierung ist nur selten angedeutet. Ungewöhnlich ist der makroskopische Gesteinshabitus im Profil: das schalige Abbröckeln der pelitischen Gesteine wie bei gebranntem Ton; der muschelige Bruch und die Scharfkantigkeit der Grauwacken und das innig verschweißte Korngefüge mit meist deutlich erkennbaren Korngrößen der Gerölle. Deshalb wurden die sandigen Gesteine früher auch als Quarzite bezeichnet.

Die Gesteinsfolgen sind sowohl aus vulkanoklastischen als auch aus sedimentären Komponenten aufgebaut. Diese Komponenten – vor allem in den größeren Fraktionen der

Grauwacken deutlich erkennbar – unterscheiden sich durch Zusammensetzung, Größe, Form und Erhaltungszustand. Die vulkanoklastischen Komponenten umfassen Lapilli (Bimsstein- und andere Tuff-Fragmente sowie isolierte Blasenfüllungen) und sedimentäre Gesteine vulkanogener Herkunft (Auswürflinge) sowie in der Sandfraktion Vulkanoklaste, Vitroklaste und Splitterquarze. Die sedimentären Komponenten bestehen aus Sedimentgeröll und -Flatschen (Tonsteine, Alaunschiefer und Kieselschiefer), detritischen Sandkörnern (vor allem Quarz und Feldspat) und der tonigen Matrix (Chlorit, Illit).

In der Sandfraktion (63–300  $\mu\text{m}$ ) herrschen, wie u.d.M. deutlich hervorgeht, hauptsächlich vulkanische Glasfragmente vor (40–60%); plutonischer, metamorpher und sedimentärer Detritus ist dagegen selten. Kieselige Mikrofossilien wie Radiolarien und kieselige Schwammnadeln treten nur in Spuren auf und dann in einzelnen Lagen. Die tonige Matrix besteht aus Chlorit (bis zu 20%) und Sericit. Röntgendiffraktometrisch wurden meist nur Quarz, Albit, Chlorit und Illit nachgewiesen sowie gelegentlich Spuren von Calcit.

Der zahlenmäßig nicht ganz einfach anzugebende Teil der primär vulkanoklastischen Komponenten mag ursprünglich wesentlich höher gewesen sein als heute erkennbar. Der hohe Anteil an instabilem, vulkanoklastischem Detritus, vor allem von Bimsstein, führte zu einer außergewöhnlichen, die wahre Natur der Gesteine tarnenden Diagenese. Sie begann mit der frühen Entglasung und nachfolgender halmyrolytisch-frühdiaenetischen Umwandlung, deren einzelne Mineralphasen heute nicht mehr erhalten sind. Im Zuge dieser Diagenese erfahren die Sedimente auch eine durchgreifende Albitisierung und Verkieselung, die zu einer innigen Verschweißung des gesamten Korngefüges geführt hat. So ist die Form- und Texturanalyse mittels Dünnschliff, Kathodolumineszenz und Rasterelektronenmikroskopie für die Bestimmung der Identität und Herkunft des Detritus aussagekräftiger als die jetzt vorliegende mineralische Zusammensetzung.

Die trotz durchgreifender diagenetischer Veränderungen noch erkennbaren Sedimentstrukturen zeigen einen auffallenden Mangel an Schichtungsphänomenen und das Auftreten von Gradierung nach Korngröße und Dichte bei einem sehr breiten Korngrößenspektrum. Diagenetische Gradierung zeichnet sich ebenfalls ab, aber nur stellenweise, d. h. Lapilli und Asche haben dann im oberen Bankteil Abbauprodukte für eine stärkere Albitisierung und Einkieselung geliefert. In einigen invers-gradierten Horizonten (vgl. Abschn. 3.2.2.) sind kompakte Komponenten wie z. B. Quarzkörner und Quarz-Feldspat-Verwachsungen an der Basis häufiger und etwas größere und mehr poröse, blasige Komponenten im oberen Teil des Horizontes (vgl. CAROZZI 1960: 94). Die vulkanoklastischen Grauwacken zeigen aber an keiner Stelle eine wohlausgebildete Korngrößenabfolge, die mit der BOUMA-Zonierung zu vergleichen wäre. Dieses strukturelle Inventar der Sedimentgesteine spricht für Ablagerung aus Sediment-Schwere-Strömen, genauer gesagt, für die Ablagerung aus Suspensions-Strömen hoher Dichte (high-concentration turbidity currents). Sie zeigen im Gegensatz zu den wasserreicheren Suspensions-Strömen normaler Grauwacken keine BOUMA-Zonierung, sondern eine Abfolge von invers gradierten, ungradierten und normal gradierten Zonen innerhalb einer Bank (CAS & WRIGHT 1987: 318, Abb. 10. 25).

Die Untersuchungen der vulkanoklastischen Grauwacken mit Hilfe des Rasterelektronenmikroskops und der Energie-dispersiven Röntgenfluoreszenz haben die Zusammensetzung der Grauwacke bestätigt. Selbst unter dem Rasterelektronenmikroskop sind Zusammensetzung und Mikrogefüge nur mit großer Mühe aufzulösen. Die Blasenräume der

vulkanischen Gläser sind mit Sericit und/oder Mn-reichen Chlorit ausgekleidet und mit radialstrahliger Kieselsäure zentral ausgefüllt. Außerdem hat die submikroskopische Analyse winzige Monazitkristalle, z. T. als Einschlüsse im Chlorit, und hohe SE-Gehalte in den umgewandelten chloritisierten vulkanischen Glasfragmenten nachgewiesen. Zuweilen „schwitzt“ Apatit die Seltenen Erden aus. Ungewöhnlich sind winzige (4–5  $\mu\text{m}$ ), idiomorphe Kristalle von Zirkonsilikat mit Titanbeimengungen (Ti-haltiger Zirkon).

Um Pyritkrusten findet sich zuweilen Bleiglanz-Vererzung. Die morphologische Ausbildung der vulkanischen Glasfragmente (Bims), das Auftreten von Monazit, SE-reichen Apatiten und Mn-reichen Chloriten sowie die hohen SE-Gehalte, vor allem an leichten Cer-Erden, weisen auf einen relativ sauren Chemismus der vulkanischen Gläser hin. Plagioklas mit merklichen An-Gehalt fehlt.

Die Zusammenfassung aller Beobachtungen ermöglicht eine fast lückenlose Rekonstruktion von Ursprung, Transport, Ablagerung und Diagenese der Gesteine vom Kleinen Kautzkopf: Während der Praeflysch-Phase des tiefen Unterkarbon III dringt saures Magma bis in die obersten, noch wenig verfestigten und wasserreichen Sedimentschichten auf. Bei der in den obersten Sedimentschichten erfolgten phreatomagmatischen Explosion kommt es zu einer innigen Vermischung pyroklastischer und sedimentärer Komponenten. Die entstehende subaquatische, vulkanoklastische Detrituswolke setzt sich ab und bildet einen Suspensionsstrom, der in Folge eines entweder vulkanisch aufgebauten oder aber natürlichen Gefälles in einem eruptionsentfernten Beckenbereich zur Ablagerung kommt.

Geologisch und petrographisch vergleichbare Vorkommen von solchen Serien vulkanoklastischer Grauwacken und Tonsteine unterkarbonischen Alters, die hart und scharfkantig sind, muscheligen Bruch haben, verschweißte und diffus-begrenzte Gerölle und Klasten führen und pseudoporphyrische Ausbildung zeigen, sind auch im Rheinischen Schiefergebirge zu erwarten.

## 8. Profilbeschreibung (Straßenanschnitt am Kleinen Kautzkopf)

Lage des Profils: Oberes Söse-Tal, an der Bundesstr. 498 (Riefensbeek – Dammgraben bei km 16,7, unmittelbar W des Berges Kleiner Kautzkopf (Abb. 1).

Orientierung: Der Anschnitt beginnt 65 m N des Kilometersteines 16,7; die vorliegende Profilaufnahme endet am o.g. Punkt (Abb. 1). Als Orientierungshilfe sind die Begrenzungspfähle dieses Straßenabschnitts von 1 bis 5 durchgezählt.

Profilaufnahme: Die Aufnahme erfolgte vom Liegenden (N) zum Hangenden (S) (Abb. 2). Die Ansprache der nichtpelitischen Gesteine stellt einen Kompromiß zwischen dem Erscheinungsbild im Aufschluß und der erst später erkannten vulkanischen Natur dar. Es wird folgende Abkürzung verwendet: VKG = vulkanoklastische Grauwacke.

- ca. 1 m Tonstein, dunkelgrünlichgrau; durch eine Querstörung, die das Profil gegen Gesteine der Söse-Grauwacken-Tonstein-Wechselagerung abgrenzt, stark verruscht.
- 3,30 m VKG, hellgrau, feinkörnig-dicht, splitterig-scharfkantiger Bruch; der Packen besteht aus 8 Einzelbänken stark unterschiedlicher Mächtigkeit, die durch cm-dünne, teilweise auskeilende Tonsteinzwischenlagen voneinander getrennt sind; die Grenzflächen der Bänke sind tonig gelb verwittert und zeigen nach N weisende Wülste (Belastungsmarken?); die Bänke erscheinen ungeschichtet, brechen teilweise aber dickplattig. Neben dem makroskopisch nicht näher ansprechbaren Feinkornanteil treten geröllartige Einschlüsse unterschiedlicher Art auf: Grobgerölle 1–5 cm Durchmesser, eckig bis kantengerundet, verwittert hellgrau oder weiß, im Kern dunkelgrau bis schwarz, kieselschieferartig hart und glänzend;

- Feingerölle, 2–8 mm Durchmesser, unterschiedlich kantengerundet, weiß, häufiger als Grobgerölle.
- 1,20 m Tonstein, graugrün, dickplattig-ellipsoidisch spaltend, hart, undeutlich geschichtet.
- 0,15 m VKG, grau, oben und unten tuffitartig verwittert.
- 0,80 m VKG, hellgelblichgrau, w. o., das Gestein erhält durch zahlreich auftretende gelblich-weiße Einschlüsse ein pseudoporphyrisches Aussehen, Einschlüsse oben häufiger als unten (Gradierung?), daneben auch kieselige, dunkle Grobgerölle.
- 0,40 m Tonstein, w.o., gestört.
- 0,70 m VKG, grau, feinkörnig, sehr homogen und nur wenige gelblichweiße Einschlüsse; Bank wird durch Störung im Tonstein abgeschnitten (Pfahl 2).
- 0,20 m VKG, 2 Bände gegensinnig auskeilend.
- 0,50 m VKG, graugrün, körnig, mit zahlreichen 1–5 mm großen Feingeröllen; die Bank geht im unteren Drittel ohne scharfe Grenze über in Tonstein, graugrün, feinkörnig-dicht, mit zahlreichen kleineren (w.o.) und wenigen 1–3 cm großen, unregelmäßig runden oder plattigen, weißen, geröllartigen Einschlüssen.
- 0,50 m Tonstein, w.o.
- 0,50 m VKG, hellgrünlichgrau, unten körnig, nach oben dichter und scheinbar feinkörniger werdend.
- 0,60 m Tonstein, w.o.
- 1,20 m VKG, graublau, feinkörnig-dicht, splitterig im Bruch (Abb. 3).
- 0,60 m VKG, grau, feinkörnig, bestehend aus 4 dünnen Einzelbänken, die durch dünne Tonsteinzwischenmittel voneinander getrennt sind; in der obersten Bank ein körperlich erhaltener Pflanzenrest (Calamiten-Stengelstück).
- 0,70 m Tonstein, w.o., splitterig-kleinstückig zerfallend.
- 0,10 m VKG, grau.
- 0,10 m 0,10 m Tonstein, w.o.
- 1,00 m VKG; bestehend aus 4 Einzelbänken mit dünnen Tonsteinzwischenmitteln; eine Bank keilt im Anschnitt aus; die unterste Bank ist graugrün, deutlich körnig und hat Belastungsmarken an der Basis; die darüber folgende Bank führt dunkle, kieselige Grobgerölle (Pfahl 3).
- 2,00 m Tonstein, w.o.
- 1,00 m VKG, graugrün, körnig, dickplattig spaltend; Basis mit Belastungsmarken und fraglichen Strömungsmarken.
- 0,30 m Tonstein, graugrün, hart, fein gebändert.
- 0,40 m VKG, dunkelgrünlichgrau, undeutlich körnig, mit unregelmäßig begrenzten, 1–3 cm großen Tonsteingeröllen.
- 0,15 m VKG, bestehend aus 3 gegensinnig auskeilenden Einzelbänken, in der mittleren Bank 10 cm langes, plattiges Kieselgeröll.
- 0,80 m VKG, unten grünlich verwittert oben dicht und kieselschieferartig mit dunkelbrauner Verwitterungsfarbe; als Gerölle Tonsteinfetzen und gelblich-weiße Einschlüsse.
- 0,90 m VKG, Abfolge von 4 Einzelbänken, wobei die dünneren Bänke auskeilen können.
- 0,70 m VKG, im oberen Teil ohne scharfe Grenze in Tonstein mit weißen geröllartigen Einschlüssen übergehend.
- 0,80 m Tonstein, w.o., mit dünnen Feinsandstreifen. (Pfahl 4)
- 0,70 m VKG, graugrün, körnig, zahlreiche mm-große weiße Feingerölle, im unteren Drittel ohne scharfe Grenze übergehend in Tonstein, grünlichgraublau, zahlreiche 1–4 cm große unregelmäßig oder auch zackig begrenzte weiße Grobgerölle, schlierige Anordnung von scheinbar körnigeren Partien.
- 0,50m Tonstein, w.o., fast kieselartig hart und dicht.
- 0,50 m VKG, hellgrünlichgrau, unten sehr feinkörnig-dicht, oben mit zahlreichen 1–5 mm großen, weißen Feingeröllen.
- 0,70 m Tonstein, w.o., sehr dicht; untere 3 cm etwas gebändert.
- 0,80 m VKG, grau, leicht körnig; keilt im Anschnitt an Störung aus.
- 1,20 m Tonstein, w.o., durch Störung (s.o.) verruscht.
- 1,00 m VKG, hellgrünlichgrau, feinkörnig-dicht, im mittleren Teil von 15 cm langes, 2 cm dickes, schräg eingelagertes Tonsteingeröll, oder Erosionsrest einer tonigen Zwischenlage.

- ca. 3 m Tonstein, splinterig brechend, einzeln cm-dünne VKG-Lagen.  
 2,50 VKG, grau, dicht, im oberen Teil durch zahlreiche weiße Feingerölle pseudoporphyrisch erscheinend. (Pfahl 5)
- 2,30 m Tonstein, w.o.
- 0,70 m VKG, dunkelgrünlichgrau, zahlreiche gelblich-weiße, geröllartige Einschlüsse von mm- bis cm-Größe, daneben auch schlierig verteilte Feinkörner und/oder Tonsteingerölle.
- ca. 2 m Tonstein, w.o. Zum Hangenden hin zunehmend schlechter aufgeschlossen.

### 9. Schriftenverzeichnis

- BARRETT, T. J. (1981): Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. – *Chem. Geol.*, **34**: 289–317, 10 Abb., 9 Tab.; Amsterdam.
- BARRIGA, F. J. A. S., & CARVALHO, D. (1983): Carboniferous volcanogenic sulphide mineralizations in South Portugal (Iberian Pyrite Belt); in: M. J. Lemos de Sousa, & J. T. Oliveira: The Carboniferous of Portugal. *Memorias dos Servicos Geologicos de Portugal*, **No. 29**: 99–113, 3 Abb., Lisboa.
- BATES, R. L., & JACKSON, J. A. (1980): *Glossary of Geology*. – 2nd ed., 749 S. Amer. Geol. Inst.; Falls Church, Virginia.
- BÉBIEN, J., & GAGNY, C. (1980): Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostrutturale. – *Mémoire du BRGM no. 107–1980*; in: AUTRAN; A., & J. DERCOURT, (Eds.): *Evolutions géologique de la France (Texte intégral du Colloque 7, Géologie de la France, du 26<sup>e</sup> CGI)*. – 99–135, 2 Abb., 4 Tab., 6 Kt.; Orléans.
- & ROCCI, G. (1980): La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque, in: COGNÉ, J., & SLANSKY, M., *Colloque C 6: Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires posthercyniens*. 26<sup>me</sup> C.G. I.- 213–225, 5 Abb.; Villeneuve d'Ascq.
- BENDER, P., HÜHNER, G., KUPFAHL, H.-G., & VOUTTA, U. (1984): Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau auf Bl. 5018 Wetter (Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 31–65, 8 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISCHE, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1981): Zum Alter des unterkarbonischen Deckdiabases (Effusiv-Diabas) bei Oberscheld (Dill-Mulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **109**: 37–55, 3 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- CAROZZI, A. V. (1960): *Microscopic sedimentary petrography*. – 485 S. 88 Abb.; New York (Wiley & Sons).
- CAS, R. A. F., & WRIGHT, J. V. (1987): *Volcanic successions. Modern and ancient*. – 504 S., 404 Abb.; Hemel Hempstead (Allen & Unwin).
- DANGEARD, L. (1981): Types particuliers de sediments oceaniques: serpentinites reconstituees et sediments volcano-clastiques profonds. – *Oceanis*, **7**: Fasc. 3, 279–285; Paris.
- DELCAMBRE, B. (1983): Introduction à l'étude des minéraux lourds de bentonites du Dinantien de Belgique. – *Bull. Soc. belge Géol.*, **92**: 157–159, 1 Abb.; Brüssel.
- FISHER, R. V., & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks*. – 472 S. 339 Abb., 51 Tab.; Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer).
- FISKE, R. S. (1969): Recognition and significance of pumice in marine pyroclastic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **80**: 1–8, 1 Abb., 1 Tab.; Boulder, Colo.
- & MATSUDA, T. (1964): Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. – *Amer. J. Sci.* **262**: 76–106, 7 Abb., 6 Taf., 2 Tab.; New Haven, Conn.
- FRANCIS, E. H. (1983): Carboniferous-Permian igneous rocks. – in: G. Y. CRAIG „*Geology of Scotland*“ 2<sup>nd</sup> ed., 297–324, 25 figs., 1 tab.; Edingburgh (Scotish Acad. Press).
- GAIDA, K.-H., KEMPER, E. & ZIMMERLE, W. (1978): Das Oberapt von Sarstedt und seine Tuffe. – *Geol. Jb.* **A 45**: 43–123, 8 Abb., 11 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- GRIMMISEN, W. (1983): Zur Geodynamik unterkarbonischer Vulkanite der Südportugiesischen Zone (Südwest-Spanien, Süd-Portugal) – *Diss. Uni. Tübingen*, 158 S. 59 Abb., 11 Tab.; Tübingen.

- GRÜNHAGEN, H. (1981): Petrographie und Genese der Adinole an einem Diabaskontakt im nordöstlichen Sauerland. – N. Jb. Mineral. Abh., **140** (3): 253–272, 6 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- HAY, R. L. (1963): Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., **42**: 199–262, 10 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Uni. California Press, Berkeley – Los Angeles.
- HELMBOLD, R. (1952): Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken. – Beitr. Mineral. Petrogr., **3**: 253–288; Heidelberg.
- HUCKENHOLZ, H. G. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. – Beitr. Mineral. Petrogr., **6**: 261–298, 13 Abb., 12 Tab.; Heidelberg (Springer).
- HUMPHRIS, E. (1984): The mobility of the rare earth elements in the crust. – In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. – 317–340, 12 Abb., 2 Tab. – Developm. Geochem. **2**, 510 S., 129 Abb., 29 Tab., Amsterdam (Elsevier).
- IJIMA, A., & UTADA, M. (1966): Zeolites in sedimentary rocks, with reference to the depositional environments and zonal distribution. – Sedimentology, **7**: 327–357, 6 Abb., 7 Tab.; Amsterdam.
- JOHNSEN, A. (1901): Petrographische Untersuchung der Harzer Porphyroide. – N. Jb. Mineral., **BB**, **14**: 1–42, 6 Abb.; Stuttgart.
- JORDAN, H. (1976): Geol. Kt. Niedersachsen 1:25000 – Erl. Bl. Osterode, Nr. 4227. – 148 S., 14 Abb., 12 Tab., 5 Kt.; Hannover.
- KOCHMANN, G. (1968): Die oberdevonische bis unterkarbonische Schichtenfolge und der Schuppenbau im NW-Bereich des mittleren Acker-Bruchberg-Zuges (Oberharz). – Diss. (Auszug), 41 S., 5 Abb.; Erlangen.
- KUBANEK, F., & ZIMMERLE, W. (1986): Tuffe und kieselige Tonschiefer aus dem tieferen Unterkarbon der Bohrung Adlersberg (West-Harz), – Geol. Jb., **D 78**: 207–268, 16 Abb., 3 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3**: 243–288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KULLMANN, J., & MEYER, W. (1963): Zur Gliederung des unteren Kulms nordwestlich der Sösemulde (Oberharz). – Roemeriana, **7**: 5–17, 1 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- KUPFAHL, H.-G. (1985): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5018 Wetter. – 147 S., 20 Abb., 20 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Philipps-Uni., 195 S., 94 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- LÜTKE, F., & KOCH, J. (1987): Inkohlung des Paläozoikums im westlichen Harz. – Geol. Jb., **D 84**: 3–31; 1 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- MATTIAT, B., (1960): Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke. – Beitr. Mineral. Petrogr., **7**: 242–280, div. Abb., div. Taf., div. Tab.; Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- MEISCHNER, D., & SCHNEIDER, J. (1970): Ober-Devon und älteres Unter-Karbon zwischen Acker und Diabas-Zug im Oberharz. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **135**: 42–81, 7 Abb.; Stuttgart.
- MEMPEL, G. (1933): Die Gliederung des Kulms in der Sösemulde und die Kulmkonglomerate im Oberharz. – Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., **153**: 65 S., 7 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- MÜGGE, O. (1893): Untersuchungen über die „Lenneporphyre“ in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. – N.J. Mineral., **BB 8**: 535–721, 7 Taf., 10 Abb.; Stuttgart.
- (1922): Zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose an den Diabasen des Harzes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst. für 1920, **41** (II): 208–246; Berlin.
- MUNHÁ, J. (1983): Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. – in: M. J. Lemos de Sousa, & J. T. Oliveira, The Carboniferous of Portugal, Memórias dos Servicos Geológicos de Portugal, **No. 29**: 39–81, 16 Abb., 4 Tab., Lisboa.
- NÖLTNER, T. (1986): Zur Zusammensetzung, Partikelgröße, Mikrotextrur und Vererzung einiger Tonschiefer- und Kiesel-schiefer-Proben aus dem tieferen Unterkarbon der Bohrung Adlersberg (West-Harz), Geol. Jb., **D 78**: 269–343, 3 Abb., 3 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- PETERSEN, M. (1974): Tuffitische Sedimente im Bereich des Santorin-Archipels (Griechenland) – Mineralogie, Sedimentologie, und Geochemie. – Diss. Uni. Heidelberg, 61 S., 55 Abb., 3 Tab.; Heidelberg.

- PEVEAR, D. R., DETHER, D. P., & FRANK, D. (1982): 1980 Mt. Helens eruption: Clay minerals and early-stage alteration, in: Van VOLPHEN, H. & VENIALE, F. (eds.), International Clay Conference 1981: 557–563; Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).
- PIRSSON, L. V. (1915): The microscopical characters of volcanic tuffs – a study for students. – Amer. J. Sci., 4<sup>th</sup> ser., **40**: 181–211, 6 Abb.; New Haven.
- RIBBERT, K.-H. (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **18**, 58 S., 19 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
- & ZIMMERLE, W. (1984): Volcaniclastic horizons in the siliceous and clastic Kulm facies (Dinantian) of the Harz Mts. (FRG) (Abstract). – European Dinantian Environments, University of Manchester, England; April 11–13, 1984.
- RIBBERT, K.-H., & ZIMMERLE, W. (i. Vorber.): Vulkanoklastische Horizonte im Unterkarbon des Harzes (Niedersachsen, BRD).
- RÖSLER, H. J. (1960): Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. – Freiburger Forschungshefte, **C 92**, 275 S., 106 Abb., 49 Tab., Geolog. Übersichtskt. 1:100000; Berlin.
- ROSENBUSCH, H., & OSANN, A. (1923): Elemente der Gesteinslehre. – 4. Aufl., 779 S., 115 Abb., div. Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SAGON, J.-P. (1969): Le volcanisme dinantien dans la partie orientale du bassin de Châteaulin: région de Saint-Martin-des-Près, Allineuce (Côtes-du-Nord). – Bull. Soc. geol. de France, **11**: 561–573, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Paris.
- SCHADE, H. (1970): Der Kulm in dem nordöstlich der Lahn gelegenen Teil der Dillmulde.– Clausthaler Geol. Abh., 4, 178 S., 33 Abb., 29 Tab., 2 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. – Geology, **9**: 41–43, 1 Abb., 2 Tab.; Boulder (Colorado).
- 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.
- SCHRIEL, W., & STAHL, A. (1939): Geol. Karte Preußen etc., 1:25000, Erl. zu Bl. Riefensbeek, Preuß. Nr. 2377, Bl. 4228. – 2. Aufl., 58 S., 1 Taf.; Berlin.
- SELWOOD, E. B., et al. (1984): Geology of the country around Newton Abbot. – British geol. Survey, Memoir, 1:50000, Sheet 339 (N.S.), 212 S., 32 Abb., 17 Tab., 6 App.; London.
- STANLEY, D. J., & TAYLOR, P. T. (1981): Volcanogenic sediment and proximal versus distal provenance in abyssal plains. – Marine Geol., **43**, 1–2; M 29–M 38, div. Abb.; Amsterdam.
- STEWART, R. J. (1976): Turbidites of the Aleutian abyssal plain: mineralogy, provenance, and constraints for Cenozoic motion of the Pacific plate. – Geol. Soc. Amer. Bull., **87**: 793–808, 14 Abb., 3 Tab.; Boulder, Colo.
- (1977): Neogene turbidite sedimentation in Komandorskiy Basin, western Bering Sea. – Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **61**: 192–206, 12 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- (1978): Neogene volcaniclastic sediments from Atka basin, Aleutian Ridge. – Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **62**: (1): 87–97, 9 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- STRIBNY, B., & URBAN, H. (i. Vorber.): Lower Carboniferous black shales and lydites: Protorees for noble and base metal deposits in the NE Rhenish Massif, FR Germany. – in Mineralogy and Petrology.
- STRUVE, (1976): Unterarten von Retzia prominula im Mitteldevon der Eifel. – Senckenbergiana lethaea **24/57**: 225–247 Frankfurt a.M.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 146–275, 34 Abb., 33 Taf.; Hamburg.
- VOIGT, E., & HÄNTZSCHEL, W. (1954): Gradierte Schichtung in der Oberkreide Westfalens. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 7: 495–548, 18 Taf., 7 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- WALLISER, O. H. (1960): Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dill-Mulde. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3**: 229–242, 1 Taf., 1 Tab.; Krefeld.

- WINCHESTER, J. A., & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **20**: 325–343, 10 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern I. Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. – 2. Aufl., 555 S., 157 Abb., 19 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological atlas of Western and Central Europe. – Shell Intern. Petroleum Maatschappij B. V., 130 S., 29 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – a working hypothesis. – *Geol. en Mijnbouw*, **63**: 93–108, 7 Abb.; The Hague.
- ZIMMERLE, W. (1986): Gesteinstypen und kleindimensionale Sedimentstrukturen im tieferen Unterkarbon der Bohrungen Adlersberg, Bullars, Eselsberg und Spiegeltal im West-Harz: *Geol. Jb.* **D 78**: 95–205, 7 Abb., 1 Tab., 15 Taf.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 22. 12. 1987

## Sedimentologisches Modell einer Rinne im Unteren Muschelkalk (Trias) Nordhessens

Von

VOLKER LUKAS, BERNWARD WENZEL und FRANZ RÖSING\*

**Kurzfassung:** Das Profil „Pferdeloch“ bei Hitzelrode (Nordhessen, Bl. 4726 Grebendorf) erschließt eine etwa N-S verlaufende Großrinne. Die Füllung besteht aus bis zu 4,5 m großen Intrabiomicrit-Blöcken, die in eine Micritbreccie eingebettet sind. Die ungewöhnliche Ausdehnung und Tiefe der Rinne läßt auf erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten schließen, die möglicherweise durch die Verflachung des Wassers im Bereich eines Hochgebietes (Eichsfeld-Altmark-Schwelle) erklärt werden können.

**Abstract:** The outcrop „Pferdeloch“ near Hitzelrode (Northern Hesse) exhibits a N-S running channel, filled with up to 4,5 m measuring blocks of intrabiomicrite. These blocks are embedded in a micrite breccia.

The unusual dimension and depth of the channel indicates higher speeds of current, probably caused by more shallow water near a regional high (Eichsfeld-Altmark-High).

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	253
2. Lithologie . . . . .	255
3. Sedimentationsmodell . . . . .	255
4. Paläogeographie . . . . .	257
5. Schriftenverzeichnis . . . . .	259

### 1. Einleitung

Das bearbeitete Profil im Unteren Wellenkalk (muW1) liegt SE Hitzelrode im „Pferdeloch“ (Bl. 4726 Grebendorf, R 35 74 20, H 56 78 94; Abb. 1), einer NE-SW quartären Abrißschlucht, die durch Rutschung an der Röt/Muschelkalk-Grenze entstanden ist (vgl. KIRBIS 1950).

\* Dipl.-Geol. V. LUKAS, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung der Justus-Liebig-Universität Gießen, Senckenbergstr. 3, 6300 Gießen; Dipl.-Geol. B. WENZEL, Institut für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig-Universität Gießen, Diezstr. 15, 6300 Gießen; Dr. F. RÖSING, Helmholtzstr. 35, 6200 Wiesbaden.

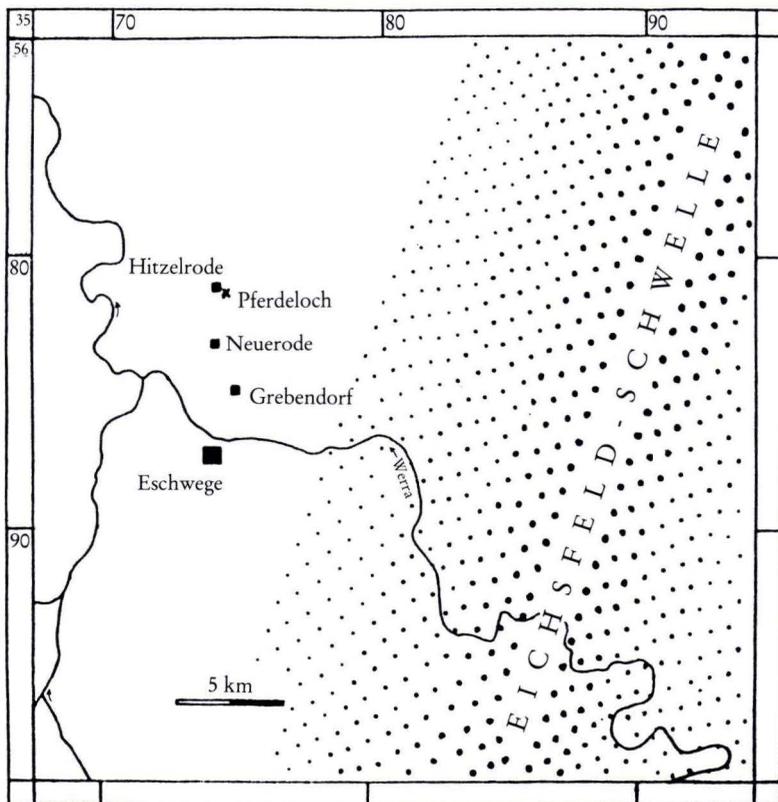


Abb. 1. Lage des Aufschlusses „Pferdeloch“ und schematischer Verlauf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle im Mittleren Buntsandstein (nach HOPPE 1976).

Der Aufschluß am NE-Ende der Schlucht, im noch weitgehend unbeeinflussten Anstehenden, bietet einen Einblick in die Schichtenfolge der oberen 20 m des Unteren Wellenkalks. Die Schichten fallen mit weniger als  $10^\circ$  nach SW ein.

Untersucht wurde eine ca. 2,5 m mächtige Rinne mit einer Ausstrichbreite von ca. 25 m, die jedoch nicht in ihrer gesamten Erstreckung zugänglich ist. Rinnen dieses Ausmaßes sind bisher im Unteren Muschelkalk kaum bekannt. Ein ähnliches Phänomen wurde bisher lediglich von ZIEGENHARDT (1966) aus der Schaumkalk-Zone beschrieben.

Der Aufschluß wurde detailliert aufgenommen, unzugängliche Bereiche wurden fotografiert. Folienabzüge repräsentativer Proben dienten der Untersuchungen sediment-petrographischer und sedimentologischer Details.

Wir danken Herrn Prof. Dr. W. FRANKE (Gießen) für die stete Diskussionsbereitschaft und Durchsicht des Manuskripts. Ferner gilt unser Dank Herrn Dr. R. STEIN (Gießen) und Herrn Prof. Dr. U. ROSENFELD (Münster) für kritische Anmerkungen.

## 2. Lithologie

Das „Normalprofil“ steht am NE-Ende der Schlucht und SW der Rinne an (Abb. 2). Über flaserigen bis plattigen, z. T. mergeligen Mikriten folgt eine 0,30–0,50 m mächtige gradierte Intrabiomikrit-Bank. Die sowohl runden als auch oval-flachen, abgerundeten Intraklasten erreichen Kantenlängen von 35 mm, während die stets gerundeten Bioklasten immer <0,5 mm sind. Diese Bank ist durch Belastungsmarken an der Bankunterseite und durch mehr oder weniger starkes Auflösen in „ball and pillow“-Gefüge gekennzeichnet. Darüber folgen mit erosiver Grenze ca. 0,85 m z. T. „slump“-verfaltete Mikrite, die von flaserigen bis plattigen Mikriten überlagert werden.

In dieses „Normalprofil“ ist eine (bezogen auf den Top der Intrabiomikrit-Bank) ca. 2,50 m tiefe Rinne eingeschnitten. Ihr Streichen entspricht dem Verlauf der Auskolkung an ihrem E-Hang (etwa N–S); die Rinnenachse schneidet also die Aufschlußwand in einem spitzen Winkel. Die Rinne selbst ist asymmetrisch gebaut, mit einem flachen, stufenartig gegliederten E-Hang und einer relativ steilen W-Flanke. Die Rinnensohle ist durch Kalksteinschutt verdeckt.

Die Rinne ist mit kantengerundeten Kalksteinblöcken in einer Matrix aus einer „Wellenkalk“-Brekzie gefüllt. Die einzelnen Blöcke weisen Kantenlängen bis zu 4,5 m auf und sind z. T. intern verfaultet. Sie bestehen aus einem Intrabiomikrit, der dem aus dem „Normalprofil“ beschriebenen entspricht.

Die „Wellenkalk“-Brekzie setzt sich aus plattigen und kugeligen Mikritgeröllen in einer mergeligen mikritischen Matrix zusammen. Die Kantenlänge der Gerölle beträgt max. 0,20 m, im Durchschnitt etwa 0,04 m. Die Gerölle sind i. allg. nicht eingeregelt. Stellenweise ist allerdings im unteren Teil Imbrikation angedeutet, welche eine nach N gerichtete Strömung anzeigt. Außerdem finden sich auch senkrecht stehende Gerölle. Diese „Wellenkalk“-Brekzie wird diskordant von einem ca. 0,50 m mächtigen, deutlich gradierten Intramikrit überlagert. Die max. Korngröße seiner Intraklasten beträgt 20 mm.

In den Intramikrit schneidet ein bis zu 0,10 m mächtiger Biointramikrit ein. Auf diesen folgt ein ca. 1,50 m mächtiger Mikrit, der im unteren Teil schräggeschichtet (246/30) und z. T. intensiv „slump“-verfaultet ist (mit NE streichenden Faltenachsen). – Die Basis der überlagernden Mikrite ist wiederum erosiv.

## 3. Sedimentationsmodell

Der untere und der obere Abschnitt des Profils „Pferdeloch“ sind von plattigen bis flaserigen, meist stark bioturbaten Mikriten aufgebaut. Sie spiegeln relativ ruhige Ablagerungsbedingungen im Subtidal wider (SCHWARZ 1970; FRANKE, PAUL & SCHRÖDER 1977).

Über dem unteren Mikrit folgt in der Normalabfolge ein Intrabiomikrit, der sich auf ein Sturmflut-Ereignis zurückführen läßt (vgl. AIGNER 1977). Das Vorkommen von Belastungs- bis „ball and pillow“-Strukturen mit einer „slump“-ähnlichen Verfaltung des Intrabiomikrits läßt darauf schließen, daß die Ablagerung über dem noch weitgehend unkonsolidierten mikritischen Kalkschlamm erfolgte. Ähnliche, intern verfaultete karbonatische „ball and pillows“ sind bei WEAVER & JEFFCOAT (1978) beschrieben.

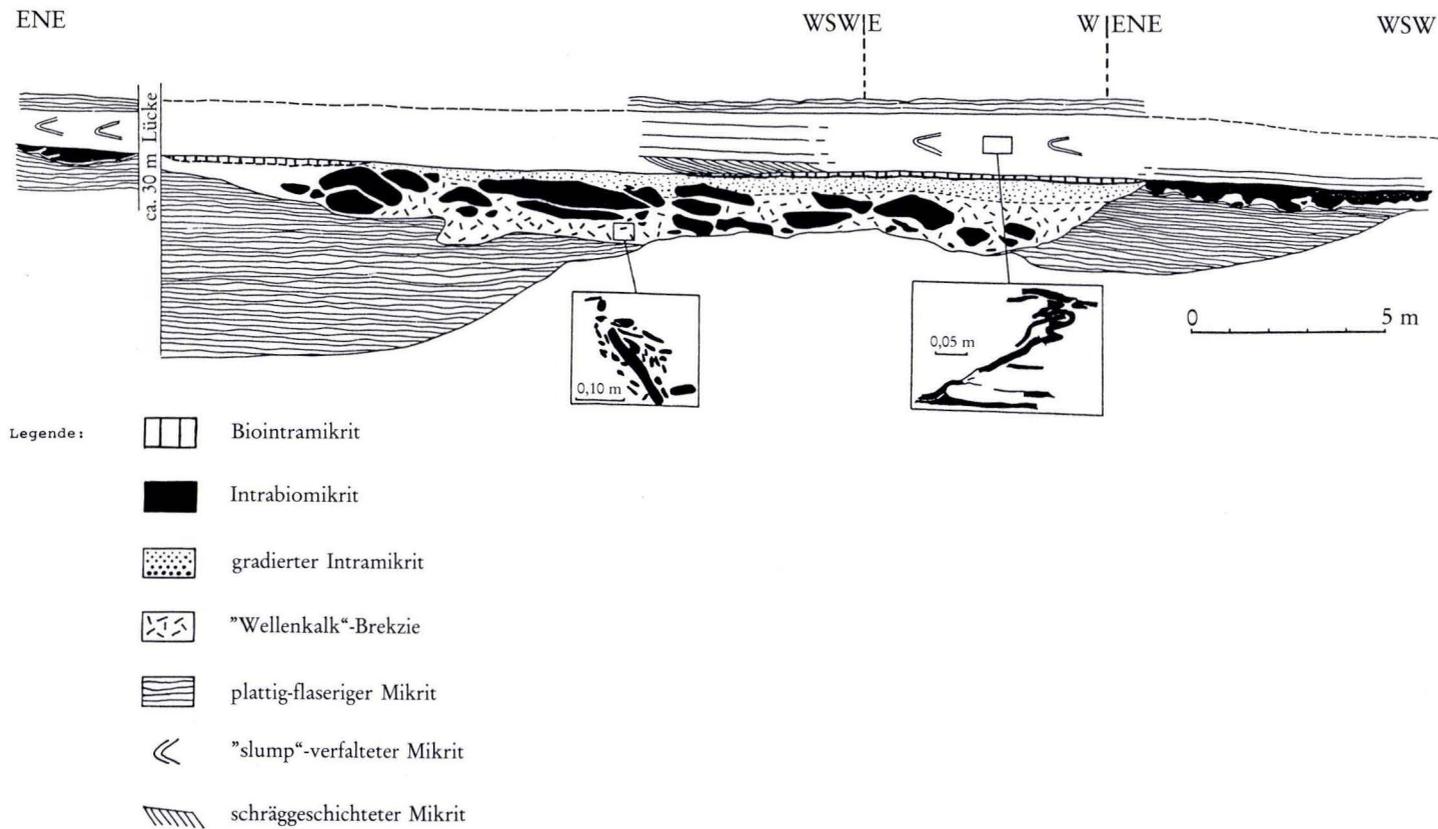


Abb. 2. Aufschlußskizze.

Da der Intrabiomikrit größere, zusammenhängende Blöcke bildet, ist zu vermuten, daß er bei seiner Umlagerung schon durch frühere Zementation verfestigt war. Möglicherweise hat langsame „Normalsedimentation“, d. h. fehlende bis geringe Abdeckung, diesen Vorgang zusätzlich begünstigt (vgl. SHINN 1969; BATHURST 1975; KAZMIERCZAK & GOLDRING 1978).

Nach der Ablagerung des Intrabiomikrits tiefte sich eine etwa N-S verlaufende Rinne (Abb. 3a) ein. Die Ablösung der Intrabiomikrit-Schollen aus ihrem Verband läßt sich wahrscheinlich auf die erosive Übersteilung der Rinnenflanke zurückführen (Abb. 3b). Somit waren die wesentlichen Voraussetzungen dafür geschaffen, daß die Schollen des Intrabiomikrits in die sich vertiefende Rinne abrutschen und übereinandergleiten konnten (vgl. SHINN 1983: 193). Der dabei aus tieferen Lagen aufgearbeitete, schon stärker verfestigte Mikrit bildete die ungeschichtete Brekzie, in die die Schollen eingebettet sind (Abb. 3c).

Die Kantenrundung der Tempestitschollen war vorgegeben, da sie aus dem schon durch Belastungsstrukturen deformierten Intrabiomikrit entstanden sind. Ein längerer Transport in der Rinne ist aufgrund ihrer Größe unwahrscheinlich.

Das häufigere Auftreten der Schollen am E-Hang der Rinne läßt auf ein Abrutschen von dieser Flanke her schließen. Ein weiteres Indiz für verstärkte Erosion an diesem Hang ist die Auskolkung.

Das Relief der Rinne wird weitgehend aufgefüllt durch einen gradierten Intramikrit, der durch nachlassende Transportkraft bei Abklingen eines Sturmflutereignisses entstanden ist (Abb. 3d). In diesen schneidet lokal ein weiterer Tempestit (= Biointramikrit) ein.

Die longitudinale Schrägschichtung (REINECK 1958) des überlagernden Mikrits zeigt eine Strömung aus SSE oder NNW in einer flachen „Restrinne“ an.

Zum Teil ist dieser Horizont durch gravitative Gleitvorgänge intensiv verfaltet. Longitudinale Schrägschichtung und Rutschungshorizonte sind in Großrinnen aus dem Unteren Muschelkalk Süddeutschlands beschrieben (SCHWARZ 1970).

#### 4. Paläogeographie

Im Unteren Muschelkalk war das Germanische Becken von einem flachen, Epikontinental-Meer bedeckt, welches E der Karpaten und über die Oberschlesische Pforte Verbindung zur Tethys hatte (SCHWARZ 1970; KOZUR 1974 u. a.). Strömungsanzeigende Sedimentgefüge im Unteren Muschelkalk sind nach SCHWARZ (1970) in Süddeutschland und nach LUKAS (1986) im Raum Bad Hersfeld (Hessen) N bis NE orientiert.

Das etwa N-S-Streichen der Rinne bei Hitzelrode fügt sich weitgehend in dieses Bild ein, sollte jedoch nicht überinterpretiert werden, da Rinnen stark mäandrieren können.

Das beschriebene Profil liegt im Bereich eines Hochgebietes (Eichsfeld-Altmark-Schwelle), das vor allem im Mittleren Buntsandstein durch geringmächtige Abfolgen und Schichtausfälle (H-Diskordanz) gekennzeichnet ist (WYCISK 1984; HERRMANN 1956). SEIDEL (1965) vermutet auch im Unteren Muschelkalk einen Einfluß der Eichsfeld-Altmark-Schwelle.

Weitere Hinweise darauf, daß das Sedimentationsgeschehen im Unteren Muschelkalk durch Gebiete verminderter Subsidenz beeinflußt worden ist, liefern KOLB (1975), WENDLAND (1980), LUKAS (1986), DAHMER & HILBRECHT (1986). Sie stellten Mächtigkeitsabnahmen im Bereich der Schwellen fest.

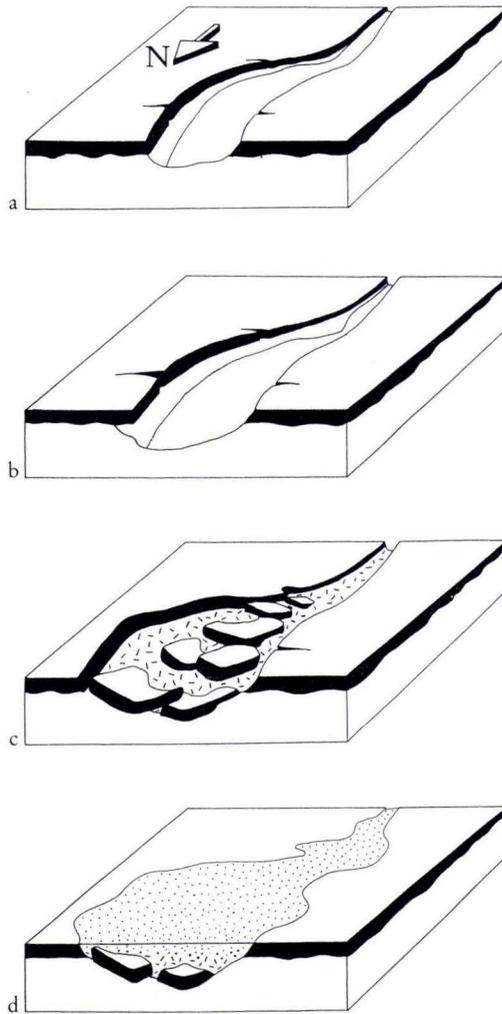


Abb. 3. Modell zur Genese der Rinnenfüllung.

- a. Anlage einer etwa N-S gerichteten Rinne (schwarz = Intrabiomikrit).
- b. Vertiefung der Rinne und Unterspülen der Rinnenflanke.
- c. Ab- und Überinandergleiten von Intrabiomikrit-Schollen (gestrichelt = „Wellenkalk“-Brekzie).
- d. Auffüllen der Rinne (punktiert = Intramikrit).

Möglicherweise hat die Verflachung des Wassers über der Schwelle die Strömungsgeschwindigkeit erhöht, so daß die beschriebene Rinne entstehen konnte. Auch das Auftreten von Großrippeln in der Oberen Oolithbank im ehemaligen Steinbruch Neuerode (R 35 74 15, H 56 77 05) weist auf für den Unteren Muschelkalk ungewöhnlich hohe Strömungsgeschwindigkeiten in diesem Gebiet hin.

## 5. Schriftenverzeichnis

- AIGNER, T. (1979): Schill-Tempestitte im Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **157** (3): 326–343, 7 Abb.; Stuttgart.
- BATHURST, R. G. C. (1975): Carbonate Sediments and their diagenesis. – Develop. Sediment., **12**: 658 S.; Amsterdam (Elsevier).
- DAHMER, D. D., & HILBRECHT, H. (1986): Die Faziesentwicklung des Unteren Muschelkalks bei Bad Hersfeld (Nordhessen) mit Anmerkungen zur Entstehung der Mikrite. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **9**: 513–528, 3 Abb.; Stuttgart.
- FRANKE, W., PAUL, J., & SCHRÖDER, H.-G. (1977): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens (Trias, Tertiär). – Exk.-F. Geotag. 77, II, Exk. I: 41–62; Göttingen.
- HARDIE, L. A., & GARRETT, (1977): General environmental setting. – In: HARDIE, L. A. (ed.): Sedimentation on the modern tidal flats of Northwest Andros Islands, Bahamas. Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., no. 22: 12–49; Baltimore–London.
- HERRMANN, A. (1956): Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. – Geol. Jb., **72**: 341–345, 1 Abb.; Hannover.
- HOPPE, W. (1976): Zur Bildungsgeschichte des Buntsandsteins im germanischen Becken. – Z. geol. Wiss., **4** (11): 1457–1471, 4 Abb.; Berlin.
- KAZMIERCZAK, J., & GOLDRING, R. (1978): Subtidal flatpebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multi provenant high energy product. – Geol. Mag., **115**: 359–366.
- KIRBIS, G. (1950): Beiträge zur Morphologie der Coburg.-Göttinger geogr. Abh., **5**: 54 S.; Göttingen.
- KOLB, U. (1975): Zur Mikrofazies im Muschelkalk des Subherzyns. – Z. geol. Wiss., **3** (11): 1427–1438, 14 Abb.; Berlin.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – Freiburger Forsch.-H., **C 280** (I und II), 15 Tab.; Leipzig.
- LUKAS, V. (1986): Feinstratigraphische, sedimentologische und tektonische Untersuchungen im Bad Hersfelder Graben. – Dipl.-Arb. Univ. Gießen, 140 S., 20 Abb.; Gießen.
- REINECK, H.-E. (1958): Longitudinale Schrägschichtung im Watt. – Geol. Rdsch., **47**: 73–82, 4 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- SCHWARZ, H.-U. (1970): Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalks in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. – Diss. Univ. Tübingen, 267 S.; Tübingen.
- SEIDEL, G. (1965): Zur Ausbildung des Muschelkalkes in NW-Thüringen. – Geologie, **14** (1): 58–63, 3 Abb.; Berlin.
- SHINN, E. A. (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. – Sedimentology, **12**: 109–144; Amsterdam.
- (1983): Tidal flat. – In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G., & MOORE, C. H.: Carbonate depositional environments. – AAPG Memoir, **33**: 171–210; Tulsa.
- WEAVER, J. D., & JEFFCOAT, R. E. (1978): Carbonate ball and pillow structures. – Geol. Mag., **115** (4): 245–253, 6 Abb.
- WENDLAND, F. (1980): Zur Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks in der Thüringischen Vorderröhn (Bez. Suhl, DDR). – Z. geol. Wiss., **8** (8): 1057–1078, 7 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein / Hessische Senke). – Berliner geowiss. Abh., **A 54**: 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Berlin.
- ZIEGENHARDT, W. (1966): Frühdiagenetische Deformationen im Schaumkalk (Unterer Muschelkalk) des Meßtischblattes Plaue (Thüringen). – Geologie, **15**: 159–165, 3 Abb.; Berlin.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Triassic Rifts and Facies Pattern in Western and Central Europe. – Geol. Rdsch., **71** (3): 747–772, 6 Abb.; Stuttgart.

## Beeinflussung der Wassergüte durch den Tunnelbau bei der Spritzbetonbauweise

Von

ADALBERT SCHRAFT\*

**Kurzfassung:** Die Veränderung der Beschaffenheit von angreifendem Grundwasser (DIN 4030) durch den Tunnelbau bei Anwendung der Spritzbetonbauweise wurde untersucht.

[Changes in the quality of ground-water by tunnelling with the shotcrete methode.]

**Abstract:** The variation in the chemical composition of aggressive ground-water (DIN 4030) by tunnelling with the shotcrete methode was examined.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	261
2. Beschaffenheit des unbelasteten Grundwassers (Bergwasser). . . . .	262
3. Zusammensetzung des Zements . . . . .	263
4. Die Korrosion von Beton. . . . .	264
4.1. Korrosion durch die auslaugende Wirkung des weichen Wassers . . . . .	264
4.2. Korrosion durch aggressive Kohlensäure . . . . .	264
5. Die Beschaffenheit der durch den Tunnelbau belasteten Grundwässer . . . . .	266
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	272

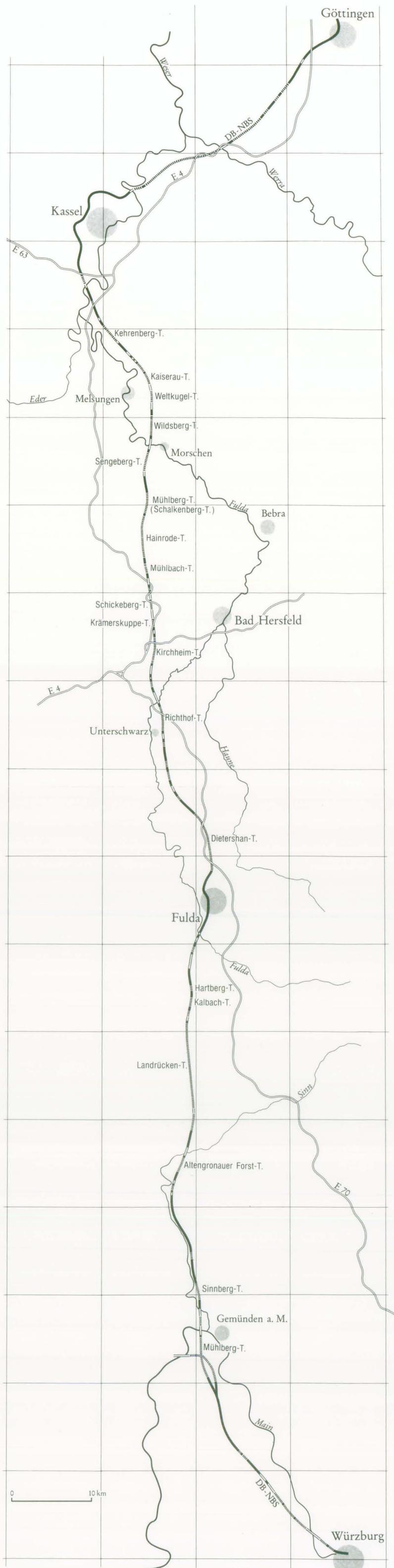
### 1. Einleitung

Beim Anrühren des in den überwiegenden Fällen zum Ausbau der Tunnel verwendeten Portlandzements (meist PZ 35 F mit einem Zementanteil von 330–350 kg/m<sup>3</sup>) wird das Anmachwasser an Calciumhydroxid [Ca(OH<sub>2</sub>)] gesättigt bzw. übersättigt: das Tricalciumsilikat (3 CaO · SiO<sub>2</sub>) geht in Lösung. Dieser Bestandteil des Portlandzements ist eine ziemlich labile Verbindung. Seine wäßrige Lösung zerfällt in Kalkhydrosilikat (Bruttoformel etwa 3 CaO · 2 SiO<sub>2</sub> · 3 H<sub>2</sub>O) einerseits und Calciumhydroxid andererseits. Während das Hydrosilikat infolge seiner Unlöslichkeit ausfällt, neigt das leicht löslichere Calciumhydroxid zunächst zur Bildung einer übersättigten Calciumhydroxid-Lösung, die dann allmählich soviel Kalk abscheidet, bis sich die normale Kalksättigung des Wassers eingestellt hat.

---

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

Abb. 1. DB – Neubaustrecke Hannover – Würzburg (in die Untersuchung einbezogene Tunnel sind namentlich gekennzeichnet).



Der pH-Wert der Zementmilch beträgt bei Herstellung eines normgerechten Zementbreies sofort nach dem Einmischen – also zu Beginn der Hydratation – pH 10–11, einige Stunden später, während des Abbindens steigt er auf 12–13, da die Basizität vorwiegend infolge der Vermehrung der Calciumhydroxid-Menge und der dadurch hervorgerufenen Übersättigung steigt. Diese Vermehrung erfolgt durch Abspalten des  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  während der fortschreitenden Hydratation. Im Beton sinkt der pH-Wert nur im Falle der Zerstörung auf Werte um pH 7.

Um ein schnelleres Abbinden des Zements zu erreichen, wird ein Erstarrungsbeschleuniger zugegeben. Diese Schnellbinder (pH 13–14) bestehen meist aus Gemischen auf der Basis von Alkali-Aluminaten, Kalilauge, Alkalicarbonaten und Calciumhydroxid, die in Mengen von 2–5% des Zementgewichtes (in der Praxis bis 10%) beigemischt werden und während der Hydratation des Zements die basische Reaktion verstärken.

Durch die in Kap. 4 zu behandelnden Vorgänge und Reaktionen werden aus dem Beton vor allem Calciumhydroxid sowie Bestandteile des Schnellbinders ausgewaschen. Dies führt zeitweise zu pH-Werten bis pH 13 im austretenden Dränwasser.

## 2. Beschaffenheit des unbelasteten Grundwassers (Bergwasser)

Die Beschreibung des unbelasteten Buntsandstein-Grundwassers im Trassenbereich (Abb. 1) erfolgt anhand von Mittelwerten der einzelnen Güteparameter von einer jeweils repräsentativen Anzahl von Grundwasseranalysen aus den einzelnen Planungsabschnitten. Diese Wertespanne der Mittelwerte aus dem Unteren (su) und Mittleren (sm) Buntsandstein sind in Abb. 2 – Abb. 4 jeweils durch ein gerastertes Band kenntlich gemacht.

Aufgrund des höheren Kalkgehaltes im Bindemittel des Unteren Buntsandsteins sind die Mittelwerte aller untersuchten, vom Kalk-Gehalt beeinflussten Analysenparameter gegenüber den vergleichbaren Mittelwerten des Mittleren Buntsandsteins erhöht [Leitfähigkeit, Gesamthärte, Carbonathärte, Calcium, Magnesium und Hydrogencarbonat (QUADFLIEG & SCHAFT 1984)]. Im Mittel weisen die Wässer des Unteren Buntsandsteins eine um 150  $\mu\text{S}/\text{cm}$  höhere Leitfähigkeit auf als die des Mittleren Buntsandsteins (su: 290  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , sm: 140  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ); ihre Gesamt- wie auch ihre Carbonathärte ist um 2,9° dH bzw. 1,4° dH höher als in den Wässern des Mittleren Buntsandsteins (Gesamthärte su: 6,1° dH, sm: 3,2° dH, Carbonathärte su: 3,4° dH, sm: 2,0° dH). Während die Wässer des Unteren Buntsandsteins im Mittel neutral reagieren (pH 7,0), weisen die entsprechenden Werte für den Mittleren Buntsandstein deutlich saure Eigenschaften aus (pH 6,1).

Die Mittelwerte der Natrium- und Kalium-Gehalte der untersuchten Grundwässer aus dem Unteren und Mittleren Buntsandstein liegen jeweils relativ dicht beisammen. Vor allem das Natrium, aber auch das Kalium (der Feldspatanteil im Buntsandstein liegt teilweise deutlich unter 20 %) werden weniger von geogenen als vor allem von biologischen (Pflanzenwuchs) und anthropogenen (Düngung) Faktoren, aber auch durch chemische Vorgänge (Ionentausch  $\text{Na}^+$  gegen  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  oder  $\text{Mg}^{2+}$ ) beeinflusst. Die festgestellten Mittelwertsunterschiede zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein sind deshalb als rein zufällig zu betrachten und nicht repräsentativ. Die untersuchten Buntsandstein-Grundwässer weisen einen mittleren Natriumgehalt von 7,0–11,6 mg/l und einen mittleren Kaliumgehalt von 2,5–3,7 mg/l auf.

Entsprechend dem hohen Carbonatanteil im Unteren Buntsandstein ist auch der Calcium-, der Magnesium- sowie der Hydrogencarbonatanteil im Grundwasser des Unteren Buntsandsteins erhöht (Mittelwerte su und sm:  $\text{Ca}^{2+}$ : 31 u. 14 mg/l,  $\text{Mg}^{2+}$ : 8,3 u. 5,0 mg/l,  $\text{HCO}_3^-$ : 102 u. 55 mg/l). Da die Gipsgehalte im Buntsandstein lokal, regional und stratigraphisch stark schwanken, lassen sich keine gesicherten Unterschiede in den Mittelwerten der Sulfatgehalte von Unterem und Mittlerem Buntsandstein erkennen. Die mittleren Sulfatgehalte aller untersuchten Wässer liegen zwischen 15 u. 34 mg/l  $\text{SO}_4^{2-}$ .

In die Mittelwerte der Äquivalent-Konzentrations-Summen gehen die unterschiedlichen Carbonatgehalte von Unterem und Mittlerem Buntsandstein wiederum deutlich ein: während die entsprechenden Mittelwerte im Unteren Buntsandstein bei etwa 2,5–2,6 c(eq) mmol/l liegen, wurden im Mittleren Buntsandstein nur etwa 1,5–1,6 c(eq) mmol/l errechnet.

Angaben über  $\text{SiO}_2$ -Gehalte in „natürlichen“ Buntsandstein-Grundwässern entlang der DB-Neubaustrecke (DB-NBS) sind mangels Analysendaten nicht möglich.

### 3. Zusammensetzung des Zements

Als Rohmaterial bei der Herstellung der Portlandzemente werden neben Kalkstein tonhaltige Rohmaterialien (Ton, Lehm, Mergel), einige Procente Gips sowie eventuell weitere Zusatzstoffe verwendet.

Der Kalkstein besteht hauptsächlich aus Calciumcarbonat. Die Hauptbestandteile der Tone sind die Tonminerale, Aluminiumhydrosilikate mit wechselndem  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - und  $\text{SiO}_2$ -Gehalt. Außer den Tonmineralen enthält der Ton eine erhebliche Menge an Quarzsand sowie sonstige mineralische Bestandteile, z. B. Feldspat, Eisenoxide und Eisenhydroxide.

Beim Brennen des Portlandzements entstehen Calciumsilikate, Calciumaluminat und -ferrite komplizierter Zusammensetzung (Silikatzement).

Die mineralische Zusammensetzung eines Portlandzementklinkers besteht i. w. aus folgenden kristallinen Phasen (Klinker), die allerdings nicht rein vorkommen. Diese sind:

Tricalciumsilikat	$3 \text{ CaO} \cdot \text{SiO}_2$
Dicalciumsilikat	$2 \text{ CaO} \cdot \text{SiO}_2$
Tricalciumaluminat	$3 \text{ CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$
Tetracalciumaluminatferrit	$4 \text{ CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

Das wichtigste Klinkermineral des Portlandzements ist das Tricalciumsilikat. Es bewirkt ein rasches Erhärten und sichert dem Beton die äußerst wichtige Frühfestigkeit. Freier Kalk ist in geringen Mengen unschädlich, in größerer Menge jedoch kann er Treiben und Bindestörungen hervorrufen.

Die analytisch bestimmbaren Hauptkomponenten eines Portlandzements sind:

Glühverlust	1,3– 2,0%
$\text{SiO}_2$	20,0–21,9%
$\text{Al}_2\text{O}_3$	5,9–6,0%
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,5– 3,0%
CaO	63,0–63,4%
MgO	1,5– 2,5%
$\text{SO}_3$	1,5– 2,0%
$\text{K}_2\text{O}$	1%
$\text{Na}_2\text{O}$	

Quantitative Angaben zu den Bestandteilen der Schnellbinder waren aus Wettbewerbsgründen nicht zu erhalten. Bekannt ist nur, daß sie neben Kalilauge und Calciumhydroxid aus Alkalialuminaten und -carbonaten bestehen.

#### **4. Die Korrosion von Beton**

Beton von guter Beschaffenheit ist gegen viele in der Natur vorkommende chemische Angriffe widerstandsfähig. Im Grundwasserbereich wird er vor allem durch weiches und/oder aggressive Kohlensäure führendes Wasser angegriffen.

Eine Beurteilung der betonangreifenden Stoffe und ihre Wirkung kann der DIN 4030 entnommen werden.

##### **4.1. Korrosion durch die auslaugende Wirkung des weichen Wassers**

Weiches Wasser greift den Beton vorwiegend an den Oberflächen an. Diese „Weichwasserkorrosion“ führt zu einer Auflösung und nachfolgenden Auslaugung des freien Calciumhydroxids. Diese Auslaugung erfolgt zuerst rasch, dann mit einer sich allmählich vermindernenden Geschwindigkeit. Sie führt zu einer Zersetzung der übrigen Betonkomponenten, der Hydrosilikate, der Hydroaluminat und der Hydroferrite. Infolgedessen verliert der Beton seine Festigkeit und zerfällt. Die genannten Verbindungen sind nur solange stabil, bis die Calciumhydroxid-Konzentration des Zementwassers einen Schwellenwert übersteigt: Beton auf Portlandzement-Basis wird stark angegriffen und zerstört, wenn vom CaO-Gehalt des Zements infolge Auslaugung mehr als 20% abtransportiert worden sind.

Das Lösungsvermögen aggressiver Grundwässer gegenüber Beton ist bei geringen Carbonathärten besonders hoch. Bei Werten  $< 2^\circ$  dH kann die gesamte freie Kohlensäure kalkaggressiv wirken.

##### **4.2. Korrosion durch aggressive Kohlensäure**

Die Kohlensäure ist eine schwache Säure. Im Wasser enthalten, greift sie Beton durch Herauslösen von Kalk und Calciumhydroxid an. Der korrodierende Effekt der Kohlensäure unterscheidet sich von demjenigen anderer Säuren dadurch, daß die Kohlensäure nur mit dem Kalk, nicht aber mit der Tonerde Salze bildet.

Die korrosive Wirkung von kohlensäurehaltigem Wasser hängt von der Höhe der Carbonathärte ab. So ist bei einem weichen Wasser der zugehörige Kohlensäuregehalt ebenfalls gering. Bei einer schwachen Erhöhung des Kohlensäuregehaltes kann somit ein solches Wasser schnell aggressiv werden. Dagegen wird ein Wasser von großer Härte und einem entsprechend hohen zugehörigen Kohlensäuregehalt bei einer Erhöhung des freien Kohlensäuregehaltes nur selten aggressiv.

Die Kohlensäurekorrosion verursacht infolge ihres höheren Kalklösungsvermögens größere Schäden als die auslaugende Korrosion. Die Zerstörung des Betons erfolgt, weil die Kohlensäure – sie verhindert eine weitere Carbonatisierung – nach Auflösung der an der Oberfläche sich ausbildenden carbonatisierten Zone mit dem Calciumhydroxid des Betons wasserlösliche Salze bildet, die ausgespült werden. Den Ablauf der Betonkorrosion kann

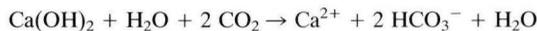
man sich wie folgt vorstellen: Aggressive Kohlensäure enthaltendes Wasser sickert durch den Beton. Am Beginn der Durchsickerung löst dieses angreifende Wasser Kalk aus dem Beton heraus und reichert sich dadurch mit Calciumhydrogencarbonat an:



Das Hydrogencarbonat wird mit dem Wasser abgeführt. Gleichzeitig wird auch das bei der Hydratation des Zementklinkers z. B. nach:

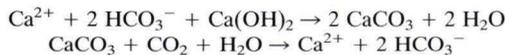


freiwerdende Calciumhydroxid durch aggressive Kohlensäure zu löslichem Calciumhydrogencarbonat umgesetzt



Der Auslaugungsvorgang wird noch komplexer, wenn die sich im Beton bewegende Hydrogencarbonatlösung mit dem Calciumhydroxid des Betonbindemittels reagiert. Bei dieser Reaktion scheidet sich infolge Verschiebung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes Calciumcarbonat aus, das freiwerdende weiche Wasser vermag aufs neue Hydrogencarbonate zu lösen, und der ganze Reaktionsvorgang beginnt von neuem.

Diese Vorgänge lassen sich durch folgende Reaktionsformeln beschreiben:



Das bei der ersten Reaktion entstehende Calciumcarbonat verstopft die Poren des Betons und trägt zu einer anfänglichen Festigung des Betons bei; der Gehalt an aggressiver Kohlensäure durch die nachfolgende Auflösung des Calciumcarbonats führt jedoch wiederum zu einer erhöhten Auslaugung des Betons.

Aufgrund der Wasserlöslichkeit des Calciumhydroxids (1,26 g/l bei 20°C) sowie der Tatsache, daß sehr große Mengen an Calciumhydroxid bei der Zementhydratation entstehen [ca. 250 g  $\text{Ca(OH)}_2$  werden aus 1 kg Portlandzement frei], erklärt sich die alkalische Reaktion des Dränwassers.

Durch Zugabe von Schnellbindern (Beschleunigern) bei der Betonherstellung (Komponenten vgl. Abschn. 3) und deren guter Wasserlöslichkeit wird die alkalische Reaktion des Dränwassers noch verstärkt. Dies erklärt auch die stark erhöhten Natrium- und Kaliumgehalte, die im Dränwasser bestimmt wurden.

Eine Analyse der weißen, kristallinen Sintermasse, dem Auswaschungsprodukt der Spritzbetonaußenschale der Tunnel, im Labor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (HLB) erbrachte folgende Komponenten:

90–95%	$\text{Ca CO}_3$
1–2%	$\text{SiO}_2$
0,5%	$\text{Na}_2\text{O}$
0,2%	$\text{Al}_2\text{O}_3$

Bei den Ausfällungen handelt es sich somit um Calcit, möglicherweise auch um Aragonit. Zementtypische Bestandteile wie Calciumsilikate u. a sind nicht erkennbar.

Diese Ausfällungen führen zu teilweise starken Ablagerungen in den Dränrohren (bis zum völligen Verschluß) und zum Verstopfen der Hohlräume in dem die Dränrohre umgebenden Filterbeton.

Die Tatsache, daß nicht Calciumhydroxid, sondern Calciumcarbonat als Hauptbestandteil der Sinterprodukte festgestellt wurde, erklärt sich durch den Umstand, daß Calciumcarbonat sehr viel schwerer löslich ist als Calciumhydroxid. So beträgt die Löslichkeit von Calcit nach Literaturangaben bei 25 °C lediglich 0,014 g/l.

### 5. Die Beschaffenheit der durch den Tunnelbau belasteten Grundwässer

In den Landkreisen Kassel, Schwalm-Eder und Hersfeld-Rotenburg ist noch ein Großteil der Tunnel im Bau; südlich davon, in den Landkreisen Fulda, Main-Kinzig und Main-Spessart, sind einige Tunnel schon seit fast drei Jahren fertiggestellt.

Durch eine vergleichende Betrachtung hydrochemischer Analysen von Dränwässer aus im Bau befindlichen und schon seit längerer Zeit fertiggestellten Tunnelbauwerken wird eine Beurteilung der Beschaffenheitsveränderung des durch den Tunnelbau abgeführten Wassers ermöglicht. Der Beobachtungszeitraum reicht jedoch noch nicht aus, um eine abschließende Beurteilung der Belastung dieses abfließenden Dränwassers vorzunehmen. Insbesondere ist z. Zt. noch keine abschließende Aussage möglich, welche Mengen an gelösten Inhaltsstoffen in der Betriebsphase der Bahnstrecke mit dem Dränwasser abgeführt werden. Auch kann z. Zt. noch nicht beurteilt werden, ob nach einigen Jahren wieder weitgehend durch den Tunnelbau unbelastetes Grundwasser abfließen wird. Es wird jedoch versucht, anhand der vorliegenden Analysendaten hierzu eine Prognose abzugeben.

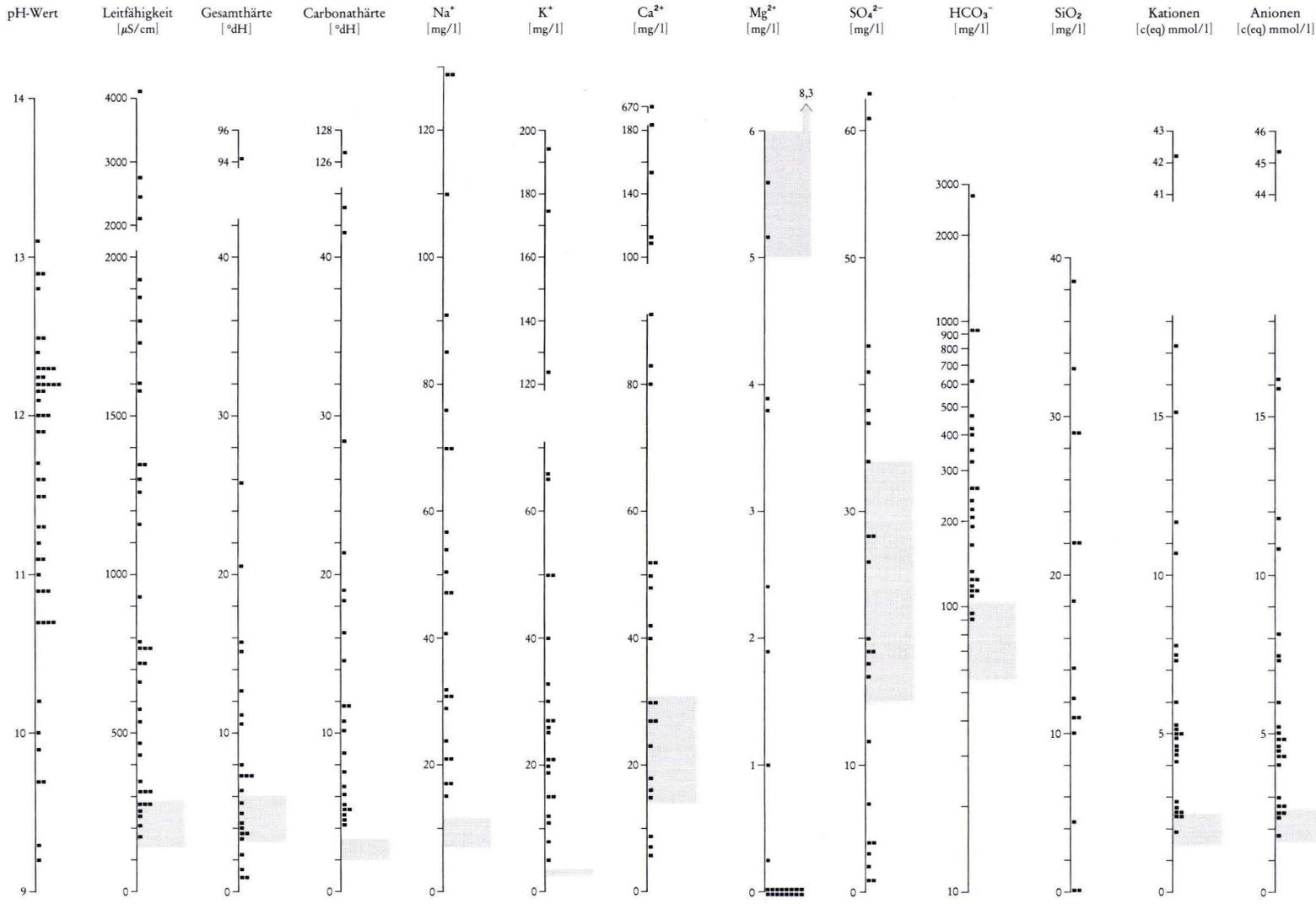
Das an den Tunnelportalen in der Bauphase austretende Dränwasser (Abb. 2) ist stark alkalisch, die Gesamthärte schwankt zwischen sehr weich und sehr hart, je nach Betonzusammensetzung und den laufenden Arbeiten in den Tunneln. Das Wasser enthält in erheblichem Ausmaße Alkalihydrogencarbonate. Deshalb ist die Carbonathärte oftmals höher als die Gesamthärte.

Durch die gute Löslichkeit des bei der Hydratation im Zement freiwerdenden Calciumhydroxids, der alkalischen Wirkung leicht löslicher Alkalicarbonate und -aluminat aus dem Beschleuniger sowie der Freisetzung von Natrium- und vor allem Kalium-Ionen aus dem Zement wird der pH-Wert des ursprünglich sauren bis neutralen Buntsandstein-Grundwassers in den stark alkalischen Bereich (pH 9–13) verschoben. Die Gehalte an Alkalien steigen bei Natrium bis auf das 10fache des Mittelwertes eines relativ unbeeinflussten Buntsandstein-Grundwassers, bei Kalium bis zum 100fachen.

Ebenfalls stark erhöht sind die Calcium-Gehalte (bis zum 6fachen des relativ unbelasteten Buntsandstein-Grundwassers, im Extremfall bis zum 20fachen). Diese werden durch die bereits erwähnte gute Löslichkeit des Calciumhydroxids bei der Zementhydratation freigesetzt und mit dem Dränwasser abgeführt. Bemerkenswert ist der unterdurchschnittliche Magnesium-Gehalt des Dränwassers aller im Bau befindlichen Tunnel [relativ unbelastetes Buntsandstein-Grundwasser (im Mittel): 5–8 mg/l  $Mg^{2+}$ , Dränwasser bis max. 6 mg/l  $Mg^{2+}$  mit einem deutlichen Maximum zwischen 0,0 und 0,2 mg/l  $Mg^{2+}$ ]. Dies erklärt sich aus der geringen Löslichkeit und der besseren Ausfällbarkeit des Magnesium-Ions gegenüber dem Calcium-Ion. In der Bauphase wird durch sich rasch ändernde Druck- und Temperaturbedingungen das Hydrogencarbonat/Carbonatsystem in der Weise gestört, daß das über das



Abb. 2. Beschaffenheit des Dränwassers während der Tunnelbauarbeiten (gerastert: Mittelwerte von Grundwasseranalysen von relativ unbelastetem Buntsandstein-Grundwasser).



Beeinflussung der Wassergüte durch den Tunnelbau bei der Spritzbetonbauweise

Kalk-(Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-)Kohlensäuregleichgewicht überschüssige Kohlendioxid („Kohlensäure“) entweicht, sich das Gleichgewicht zwischen Hydrogencarbonat und Carbonat in Richtung des letzteren verschiebt und das relativ schlecht lösliche Calcium/Magnesium-Carbonat ausfällt. Aufgrund der geringeren Löslichkeit des Magnesium-Ions wird auch primär im Grundwasser enthaltenes Magnesium durch diese Fällungsreaktion mitgerissen und abgeschieden. Dies führt somit zu einer Verringerung der im relativ unbelasteten Grundwasser enthaltenen Magnesium-Ionen-Konzentration.

Aufgrund des geringen Sulfatanteils des Portlandzements erhöht sich die Sulfat-Fracht auch nur geringfügig [bis ca. 30% über dem Intervall der Mittelwerte von relativ unbeeinflusstem Buntsandstein-Grundwasser (Ausreißer bis 100%)].

Das durch die Reaktionen in Abschn. 4.2 freiwerdende Hydrogencarbonat (im Dränwasser bis zum 10fachen über dem Mittelwert-Intervall von relativ unbelastetem Buntsandstein-Grundwasser) führt ebenfalls zu einer deutlichen Erhöhung der Gesamtmineralisierung. Diese drückt sich vor allem im starken Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit (bis zum 10fachen eines relativ unbelasteten Buntsandstein-Grundwassers) und den (Stoffmengen)-Äquivalent-Konzentrations-Summen der Ionenbilanz aus: Während die Mittelwerte der Kationen-/Anionen-Summe im relativ unbelasteten Buntsandstein-Grundwasser i. a. unter 2,5 c(eq) mmol/l liegen, treten während der Bauphase Äquivalent-Konzentrations-Summen bis zum 6fachen (im Extremfall auch darüber) auf.

Bei den im Bau befindlichen Tunnelbauwerken treten je nach Tätigkeit im Tunnel starke zeitliche Schwankungen von pH-Wert und Beschaffenheit auf. Hohe pH-Werte und hohe Leitfähigkeiten treten vor allem beim Anspritzen der Außenschale bzw. bis zu deren Erhärtung in Bereichen, die im Grundwasser liegen, auf (Auswaschung des Zements und des Erstarrungsbeschleunigers).

Bei fertiggestellten Tunnelbauwerken bzw. beim Zementieren der Innenschale können nur noch relativ geringe zeitliche Schwankungen von pH-Wert und Leitfähigkeit und somit auch der Beschaffenheit beobachtet werden (chemische Lösungsvorgänge). Der Lösungsinhalt der Dränwässer wird darüber hinaus auch deutlich geringer (Abb. 4).

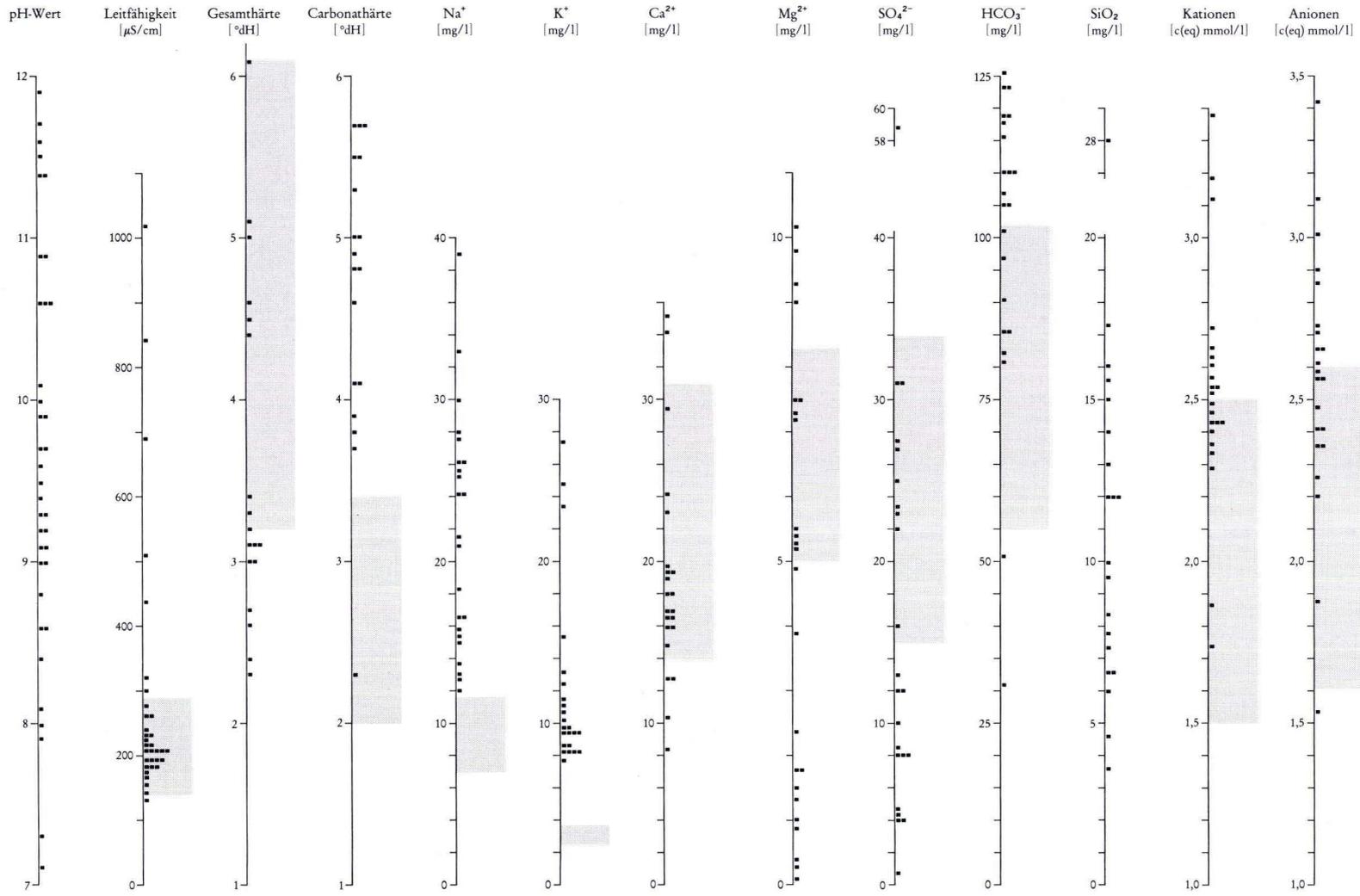
So liegt das Maximum der elektrischen Leitfähigkeit der Dränwässer der fertiggestellten Tunnel im Intervall der Mittelwerte von relativ unbeeinflusstem Buntsandstein-Grundwasser (Abb. 3), die Äquivalent-Konzentrations-Summen der Ionenbilanz, von Ausreißern abgesehen, nur noch bis 0,2 c(eq) mmol/l darüber. Aber auch der pH-Wert hat deutlich abgenommen. So hat sich nach bisherigen Beobachtungen ein Maximum zwischen pH 9 und pH 10 herausgebildet.

Noch sehr deutlich ist die Belastung des Dränwassers bei Betrachtung der Härten zu erkennen. Während sich die Gesamthärte und mit ihr auch die Gehalte an Calcium- und Magnesium-Ionen im Normalbereich eines Trinkwassers bewegen (Abb. 3), liegen die Werte für die Carbonathärte deutlich über dem Intervall der Mittelwerte von relativ

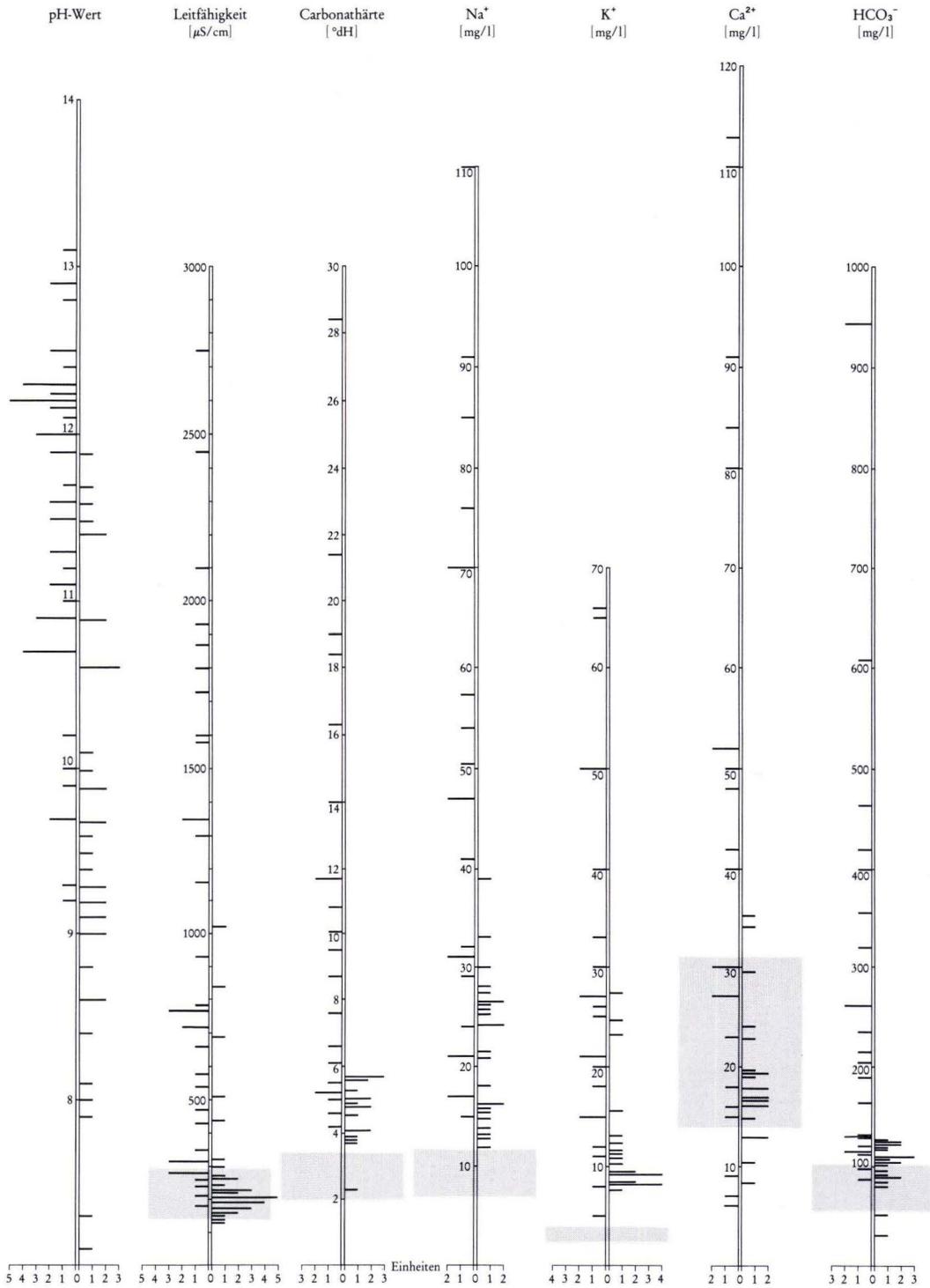
---

→

Abb. 3. Beschaffenheit des Dränwassers aus fertiggestellten Tunnelbauwerken (gerastert: Mittelwerte von Grundwasseranalysen von relativ unbelastetem Buntsandstein-Grundwasser).



Beeinflussung der Wassergüte durch den Tunnelbau bei der Spritzbetonbauweise 269



unbeeinflusstem Buntsandstein-Grundwasser, ebenso wie die die Carbonathärte verursachenden Konzentrationen an Hydrogencarbonat-Ionen (vgl. auch Abb. 3). Die Konzentrationen der zur Absättigung der Hydrogencarbonat-Ionen erforderlichen Alkali-Ionen – die Bindung der Alkali- an die Hydrogencarbonat-Ionen bewirkt die im Vergleich zur Gesamthärte höhere Carbonathärte – liegt deshalb auch deutlich über denen eines unbelasteten Buntsandstein-Grundwassers.

Die Sulfat-Gehalte – sie waren auch während der Bauphase, von Ausreißern abgesehen, nicht ungewöhnlich hoch – liegen infolge Calcium-Ionen-Überschusses und der relativ geringen Löslichkeit bzw. guten Ausfällbarkeit von Gips eher im unteren Bereich eines relativ unbelasteten Buntsandstein-Grundwassers.

Die Belastung der Dränwässer von fertiggestellten Tunnelbauwerken wird i. w. durch die Hydroxid-Ionen [durch Herauslösen von  $\text{Ca(OH)}_2$  aus dem Beton], die Alkali-Ionen (aus dem Schnellbinder und dem Zement) sowie die Hydrogencarbonat-Ionen (Reaktionen bei der Hydratation des Zements und aus dem Schnellbinder) verursacht. Der stark erhöhte Calcium-Ionen-Anteil der Dränwässer in der Bauphase wird während der Hydratation des Zements in Form von  $\text{Ca(OH)}_2$  freigesetzt. In den Dränwässern aus fertiggestellten Tunnelbauwerken sind die Calcium-Ionen nicht mehr signifikant erhöht.

Somit ergibt sich z. Zt. folgendes Bild der Belastung des Dränwassers aus fertiggestellten Tunnelbauwerken:

pH-Wert	statt pH 6–7	→	pH 9–10
Carbonathärte	statt 2–3,4° dH	→	4,5–5,5° dH
Natrium	statt 7,0–11,6 mg/l	→	12–30 mg/l
Kalium	statt 2,5–3,7 mg/l	→	8–12 mg/l
Hydrogencarbonat	statt 55–102 mg/l	→	90–125 mg/l

Vorstehende Angaben gelten nur für Tunnelbauwerke im Buntsandstein mit einer Mindest-Dränwassermenge (im Sinne von MNQ) von 0,5 l/s. Bei Dränwassermengen um 0,1 l/s und darunter können Abweichungen von diesen Werten um mehrere 100% auftreten. Durch den geringen Dränwasseranfall dauert die Ausspülung der gut löslichen Betonkomponenten entsprechend länger.

Vorausschauend kann festgestellt werden, daß die Mineralisierung der Dränwässer mit der Zeit noch abnehmen wird. Für die z. Zt. noch überdurchschnittlich hohen Gehalte einzelner Parameter werden für die Betriebsphase folgende Werte für realistisch gehalten (Dränwässer aus Buntsandstein-Tunnel der DB-NBS):

pH-Wert	8–9
Carbonathärte	< 4,5–5,0° dH
Natrium	< 24–26 mg/l
Kalium	< 8–10 mg/l
Hydrogencarbonat	< 105–110 mg/l



Abb. 4. Vergleich der Beschaffenheit von im Bau befindlichen und fertiggestellten Tunnelbauwerken (links: Beschaffenheit des Dränwassers während der Bauphase, rechts: Beschaffenheit des Dränwassers aus fertiggestellten Tunnelbauwerken; gerastert: Mittelwerte von Grundwasseranalysen von relativ unbelastetem Buntsandstein-Grundwasser).

Hiervon deutlich abweichende Werte können jedoch in Einzelfällen nicht ausgeschlossen werden. Für den zukünftigen Gesamtmineralgehalt ist von Bedeutung:

- die Menge des abfließenden Dränwassers pro Zeiteinheit,
- die Fließgeschwindigkeit und somit die Kontaktzeit mit dem Beton,
- die Länge der Fließwege und die Größe der Kontaktflächen, sowohl entlang der Außenschale als auch in den (versinterten) Dränrohren,
- der Ausbau der Tunnel und die Fassung des Dränwassers (Sohlfilter, Abschlachungen, Entwässerungsbohrungen, Ersatz von Beton durch z. B. Harze),
- die Porosität des Betons der Außenschale und der hydrostatische Druck,
- oder Zementanteil im Filterbeton um die Dränrohre,
- die Rezeptur des mit dem Dränwasser in Berührung kommenden Betons.

Ich danke Herrn Dr. KELTSCH, Leiter des Chemischen Labors des HLB, und Frau SALCHER für die Fertigung der Analysen.

#### 6. Schriftenverzeichnis

- BICZOK, I. (1968): Betonkorrosion, Betonschutz. – 659 S.; Wiesbaden (Bauverlag).  
QUADFLIEG, A., & SCHRAFT, A. (1984): Kalkaggressive Kohlensäure in Grundwässern aus dem Buntsandstein Ost Hessens. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 263–288, 24 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 8. 1. 1988

## **Erste Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen in der Umgebung von Ibb (Arabische Republik Jemen)**

Von

ARNOLD QUADFLIEG und HORST-ROBERT LANGGUTH\*

**Kurzfassung:** Im Rahmen eines nationalen Entwicklungsprojektes wurden vor allem zur Verbesserung der hygienischen Verhältnisse hydrogeologische Untersuchungen in der Umgebung der Stadt Ibb (Arabische Rep. Jemen) durchgeführt.

Ziel der Untersuchungen war es, anhand der ersten erarbeiteten hydrogeologischen Daten mögliche Grundwasservorkommen zu erkunden, auszuweisen und der Erschließung zugänglich zu machen. Vergleichsweise sind die Nutzungsmöglichkeiten für Grundwasser in der Ignimbrit-Folge im südlichen Teil des Ibb-Beckens bedeutend besser als in den Basalten im nördlichen Teilgebiet. Neben der Darstellung des hydrogeologischen und -chemischen Inventars wurde aus diesem Grunde anhand klimatischer Faktoren eine Grundwasserbilanzierung für ein ca. 100 km<sup>2</sup> großes Einzugsgebiet Ibb-Süd versucht.

**Abstract:** In the scope of a national water supply project in order to improve hygienic conditions hydrogeological investigations were carried out in the surroundings of Ibb (Yemen Arab Republic).

The main objective of these investigations was to evaluate and interpret the first acquired hydrogeological basic data in order to develop groundwater resources in the selected area. In comparison the conditions to extract safely available groundwater resources are – contrary to expectation – much more favorable in ignimbrite volcanics south of Ibb than in rocks of basaltic composition north of Ibb.

Groundwater resources within the basaltic aquifers are not sufficient to satisfy the requirement.

For this reason a final groundwater balance was calculated for a 100 square kilometre large catchment area in the south of Ibb on the base of collected meteorological data.

**Resumen:** Dentro del margen de un proyecto de desarrollo nacional en los alrededores de la ciudad Ibb (República Árabe de Yemen), se efectuaron investigaciones hidrogeológicas sobre el mejoramiento de las condiciones higiénicas de dicha región.

La meta de dicha investigación fue, después de haber elaborado los primeros datos hidrogeológicos, el poder reconocer y demostrar la posible utilización de yacimientos de aguas subterráneas. Comparando las posibilidades de aprovechamiento de aguas subterráneas, se pudo observar que en la zona de ignimbrite en la parte sur del Ibb Bassin, son mucho más favorables a las de los Basalt en la región norte.

Aparte de la descripción y presentación de un inventario hidrogeológico y químico y tomando en cuenta los factores climáticos, se probó de hacer una balanza de las aguas subterráneas en el sur de Ibb, en una zona de aprovechamiento de alrededor de 100 km<sup>2</sup>.

---

\* Dipl.-Geol. A. QUADFLIEG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden. Prof. Dr. H.-R. LANGGUTH, Lehr- und Forschungsgebiet Hydrogeologie, RWTH Aachen, Lochnerstr. 4–20, 5100 Aachen.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	274
2. Geologischer Überblick über das Arbeitsgebiet . . . . .	274
2.1. Regionale Einordnung . . . . .	274
2.2. Petrographie und Chemismus der Basalte . . . . .	276
2.3. Petrographie der Ignimbrite . . . . .	279
3. Hydrogeologische Untersuchungen . . . . .	280
3.1. Ergiebigkeit der Grundwasserleiter . . . . .	280
3.2. Ergebnisse der Pumpversuche . . . . .	280
4. Hydrochemie (Grundwasserbeschaffenheit) . . . . .	284
5. Wasserbilanzierung des Einzugsgebietes Ibb-Süd . . . . .	286
5.1. Hydrologische Faktoren . . . . .	286
5.1.1. Niederschlag . . . . .	286
5.1.2. Temperatur . . . . .	287
5.1.3. Potentielle Evapotranspiration . . . . .	288
5.2. Bestimmung der $ET_{reell}$ über $ET_{pot}$ und Bodenwasserhaushalt . . . . .	289
6. Schriftenverzeichnis . . . . .	291

### 1. Einleitung

In der Arabischen Republik Jemen nutzen zentrale Wasserversorgungen zu einem großen Teil kontaminierte Oberflächengewässer. Wegen der sehr hohen Säuglingssterblichkeit (über 30 %) und mangelhafter Hygiene kommt der Trinkwasserversorgung aus Grundwassergewinnungsanlagen, vor allem in den Städten, eine immer größer werdende Bedeutung zu. In einem von der Nationalen Wasserbehörde (NWSA) aufgestellten Fünfjahresplan wurde eine langfristige Konzeption zur Verbesserung der hygienischen Verhältnisse in den größten Städten erarbeitet. Im Rahmen dieses Vorhabens sah die NWSA auch die Planung und Durchführung eines Grundwassererschließungs- und Abwasserbeseitigungsprojektes der Stadt Ibb vor. Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine erste Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse im Projektgebiet unter Zuhilfenahme der Auswertung von verschiedenen Testmöglichkeiten an bereits fertiggestellten Beobachtungsbrunnen.

### 2. Geologischer Überblick über das Arbeitsgebiet

#### 2.1. Regionale Einordnung

Das Arbeitsgebiet (Abb. 1) liegt zwischen Taizz im S und Dhamar im N. Es gehört somit zum zentralen Hochland, welches aus Hochbecken (Höhe über 1600 m) und zwischengeschalteten, nur wenig höheren Bergländern besteht. Ein Teil der aus dem Hochland kommenden Wadis entwässert nach E in die Rub-al-Khali-Wüste, ein anderer Teil nach W zum Roten Meer.

Geologisch kann die Gegend um Ibb jenen großen Arealen S- und W-Arabiens zugeordnet werden, die flächenhaft von vulkanischen Gesteinen bedeckt sind. Die vulkanischen, tektonischen und epirogenen Aktivitäten im Jemen seit etwa Oberem Jura

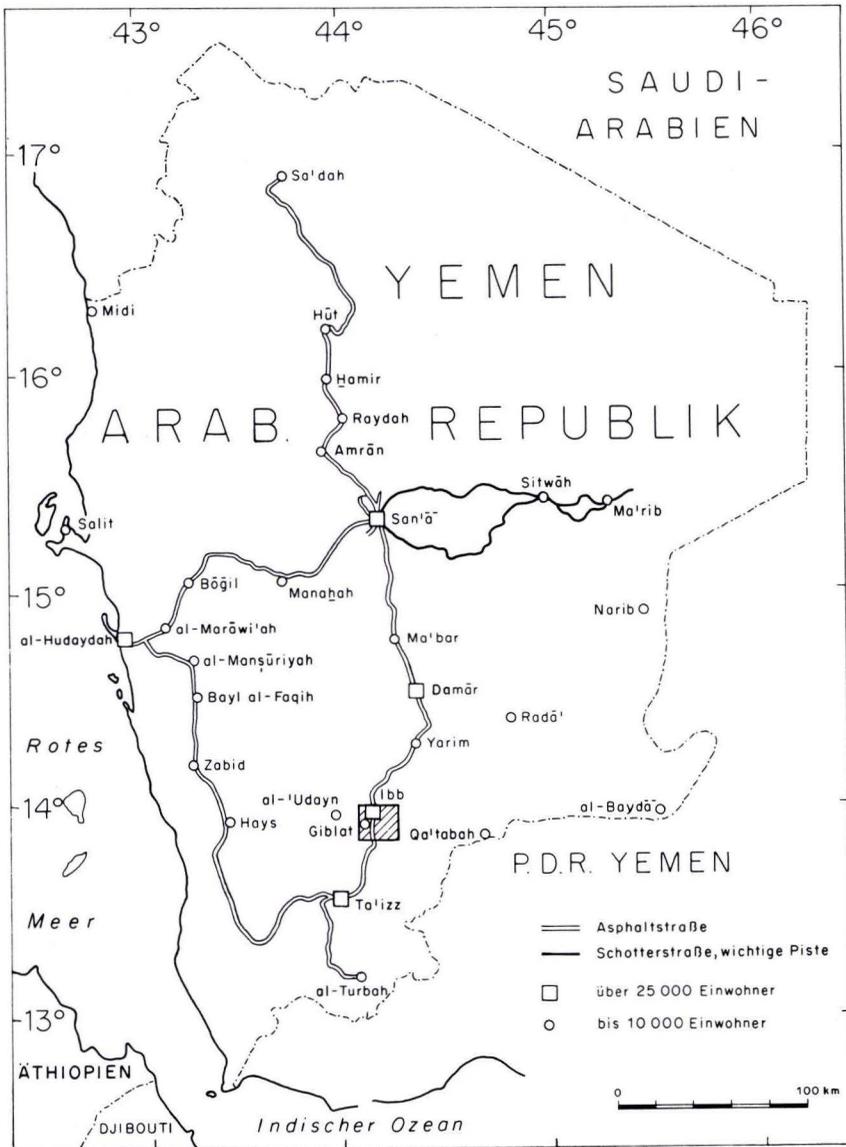


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes (veränd. nach KOPP 1981).

sind Folge des Sea-Floor-Spreading im Roten Meer sowie im Golf von Aden. Nach BUREK (1974) sind zwei Hauptphasen vulkanischer Tätigkeit zu unterscheiden:

- Trapp-Phase (Oberkreide bis Ende Oligozän): Sie ist mit dem tektonischen Geschehen im Bereich des Sheba-Riftes in Zusammenhang zu bringen. Sie war auf den Bereich des Golfes von Aden beschränkt.
- Aden-Phase (Miozän bis rezent): Sie kann mit den Aktivitäten im Bereich des Roten-Meer-Riftsystems in Verbindung gebracht werden und vollzieht sich in der weiteren Umgebung des Roten Meeres.

Bezeichnend für den Vulkanismus des Arbeitsgebietes ist eine alternierende Folge von Effusionen basischer und saurer Laven. In der Regel folgte nach einer Phase basaltischen Vulkanismus eine deutlich kürzere rhyolithische Fördertätigkeit, wobei die Voraussetzungen für den Aufstieg basischer und saurer Magmen durch tektonische Dehnungsbewegungen auf dem Festland geschaffen wurden. Da nur wenige Daten über die Vulkanite aus dem Gebiet von Ibb vorliegen, wird im folgenden kurz deren Petrographie beschrieben.

## 2.2. Petrographie und Chemismus der Basalte

Die Basalte bestehen aus einer mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse, in der neben Olivin vor allem Plagioklas-Phänokristalle meist fluidal eingeregelt sind. Neben Basalten mit meist sehr dichtem Gefüge treten poröse Basalte auf. Die z. T. amygdaloidischen Basalte zeichnen sich durch cm-große, in Fließrichtung gestreckte Blasen Hohlräume aus, die durch Entgasung des Magmas entstanden sind und nachträglich zum größten Teil mit bündelig-nadeligem Chalcedon bzw. mit mikrokristallinem Quarz gefüllt wurden. Überwiegend hypidiomorph bis idiomorph ausgebildete Plagioklasleisten bis zu 12 mm Länge bilden ein typisch intersertales Gefüge, wobei die Zwischenräume von xenomorphen bis hypidiomorphen Pyroxenen, Olivinen und Plagioklasen eingenommen werden. In einigen Fällen ergeben mehr regellos angeordnete Plagioklasleisten, die kurzprismatische Olivin- und Pyroxenkristalle umschließen, ein eher ophitisches Gefüge.

Von dem vorhandenen Gesteinsmaterial wurden 9 Proben chemisch untersucht; anschließend wurde der normative Mineralbestand nach der CIPW-Norm ermittelt (Tab. 1). Die ausnahmslos basaltischen Gesteine repräsentierenden Analysen zeigen  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 43,6–51,0 %. Der  $\text{TiO}_2$ -Gehalt der kontinentalen Basalte ist, verglichen mit dem der Basalte aus dem zentralen Graben des Roten Meeres (1,15–1,40 %; vgl. SCHNEIDER & WACHENDORF 1972), auffallend hoch und liegt bei 1,86–4,51 %. Die Basalt-Analysen 22 840, 22 842–22 844 ergaben in der CIPW-Norm einen Quarz-Überschuß; hingegen wurden geringe Foid-Gehalte für die Pr. 22 838, 22 839 und 22 841 berechnet.

Zur Charakterisierung der Basalte wurden die in der CIPW-Norm ermittelten Werte in das MACDONALD & KATSURA-Diagramm (1964) eingetragen (Abb. 2a). Demnach fallen die Pr. 22 837, 22 845 und 22 844 in den tholeiit-basaltischen Bereich, die Pr. 22 839, 22 838 und 22 841 in das Alkalibasalt-Feld. Die Abb. 2b zeigt das Verhältnis zwischen  $\text{MgO}$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  in Gew.-% nach MURATA. Auch hier gehören die Pr. 22 837, 22 845 und 22 844 in eine mehr tholeiitisch betonte Serie.

Nach der Methode von THORNTON & TUTTLE (1964) wird der Differentiations-Index D. I. (Summe der normativen Or + Ab + Q) der analysierten Basalte gegen  $\text{SiO}_2$  % aufgetragen (Abb. 3). Mit Ausnahme der Pr. 22 841, die als ein Olivin-Andesit zu bezeichnen ist, fallen alle anderen analysierten Vulkanite in das Olivinbasalt-Feld.

Tab. 1. Chemismus, CIPW-Norm, Differentiationsindex (D.I.), normativer An-Gehalt  $\left(\frac{\text{An} \cdot 100}{\text{Ab} + \text{An}}\right)$  und Mg-Werte  $\left(\frac{\text{Mg} \cdot 100}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}\right)$  von Vulkaniten in der Umgebung von Ibb

Probe Art	22837 Bs	22838 Bs	22839 Bs	22840 Bs	22841 Bs	22842	22843 Bs	22844 Bs	22845 Bs	A	B	C
Chemismus (Gew.-%)												
SiO <sub>2</sub>	46.79	45.75	43.59	50.37	48.19	50.99	49.12	50.03	47.47	50.83	47.90	45.73
TiO <sub>2</sub>	1.86	4.51	3.40	2.30	3.49	2.29	2.75	4.40	3.10	2.03	2.65	2.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.01	12.39	14.93	20.14	17.32	20.36	17.45	13.84	11.47	14.07	11.84	14.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.61	5.16	4.58	3.54	4.57	3.46	4.62	4.89	4.08	2.88	2.32	3.16
FeO	8.03	9.47	9.32	6.04	8.09	5.80	8.27	9.13	8.62	9.00	9.80	8.73
MnO	0.18	0.22	0.21	0.12	0.25	0.11	0.21	0.21	0.17	0.18	0.15	0.20
MgO	13.80	6.55	10.00	2.92	2.15	2.79	5.21	4.59	10.47	6.34	14.07	9.39
CaO	12.38	10.93	10.01	9.76	8.57	9.42	7.81	8.59	11.66	10.42	9.29	10.74
Na <sub>2</sub> O	1.61	3.01	2.74	3.64	4.74	3.58	3.34	2.91	2.12	2.23	1.66	2.63
K <sub>2</sub> O	0.54	1.28	0.86	0.86	1.88	0.88	0.78	0.63	0.58	0.82	0.54	0.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.72	0.35	0.31	0.75	0.33	0.43	0.78	0.28	0.23	0.19	0.39
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.94	101.00	99.95
CIPW - Norm (Gew.-%)												
qz	-	-	-	1.66	-	3.15	1.33	8.14	-	A = mittlere Oxid-werte eines tholeiitischen Basaltes nach NOCKELDS (1954)		
or	3.19	7.58	5.10	5.10	11.13	5.18	4.63	3.73	3.42			
ab	13.62	23.83	16.40	30.77	31.60	30.26	28.28	24.63	17.90			
an	21.23	16.49	25.88	36.10	20.41	36.92	30.28	22.83	20.08			
ne	-	0.90	3.69	-	4.62	-	-	-	-			
wo i	16.28	13.78	8.99	4.29	7.18	3.20	2.35	6.15	15.00	B = mittlere Oxid-Werte eines tholeiitischen Olivin-Basaltes nach NOCKELDS (1954)		
en i cpx	11.72	9.28	6.23	2.50	3.40	1.89	1.43	3.82	10.60			
fs i	3.08	3.46	2.03	1.58	3.69	1.15	0.79	1.96	3.11			
en i opx	3.43	-	-	4.77	-	5.06	11.55	7.60	8.45			
fs i	0.90	-	-	3.02	-	3.07	6.41	3.89	2.48			
fo i ol	13.47	4.93	13.08	-	1.36	-	-	-	4.93	C = mittlere Oxid-Werte eines Alkali-Basaltes nach NOCKELDS (1954)		
fai	3.90	2.02	4.69	-	1.63	-	-	-	1.63			
mt	5.23	7.49	6.64	5.14	6.62	5.01	6.70	7.09	5.91			
ilm	3.54	8.57	6.46	4.36	6.62	4.34	5.23	8.36	5.88			
ap	0.42	1.67	0.80	0.72	1.73	0.76	1.00	1.80	0.65			
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	Probe Nr. 22837 - Nr. 22845 Basaltproben aus dem Untersuchungsgebiet Ibb		
D.I.	16.81	32.32	25.19	37.52	47.35	38.58	34.25	36.50	21.32			
An-Geh.	60.92	40.90	61.21	53.98	39.24	54.96	51.71	48.10	52.87			
Mg-Wert	71.23	48.41	60.07	39.03	26.26	38.81	45.88	40.69	63.29			

Die Ergebnisse der ersten petrographischen Studien in der Umgebung von Ibb lassen einen ursächlichen Zusammenhang mit der Tektonik des Afar-Gebietes vermuten.

SCHUBERT (1975) hebt in seiner petrographischen Übersicht über die Vulkanite des äthiopischen SE-Escarpmnts das Fehlen jeglicher intermediärer Vulkanitfolgen zwischen z. T. mächtigen basischen und sauren Vulkaniteinheiten hervor. Anhand von Gesteinsana-

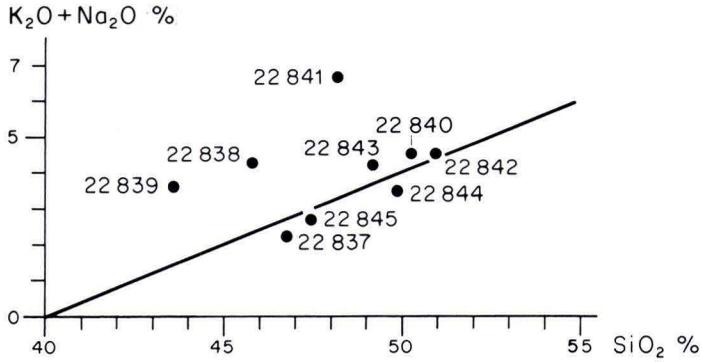


Abb. 2 a. Das Alkali/SiO<sub>2</sub>-Verhältnis in den analysierten Basalten. Die Grenze zwischen dem Feld der Alkalibasalte (oben) und dem Feld der Olivin-Tholeiitbasalte (unten) wurde nach MACDONALD & KATSURA (1964) gezogen.

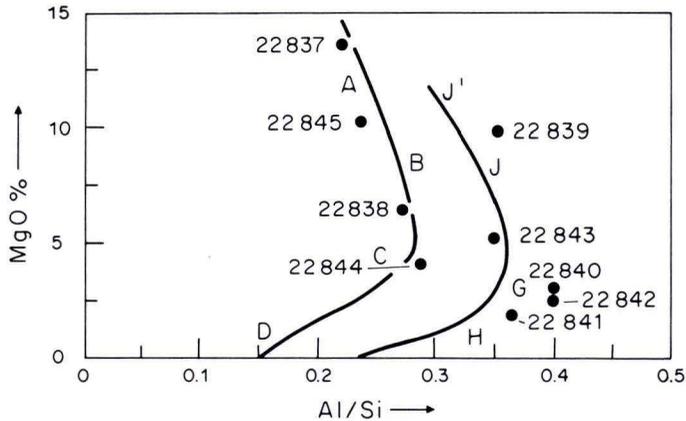


Abb. 2 b. Relation zwischen MgO und Al/Si nach dem Diagramm von MURATA (1960), ABCD tholeiitische Serien, J'JGH Alkalibasal-Serien.

lysen wurde ein tholeiitischer bis olivintholeiitischer Chemismus der basaltischen Gesteine mit durchweg hohen Ti-Gehalten (Mittel = 2,30 Gew.-%) belegt. Nach den Ergebnissen von Spurenelementbestimmungen hält SCHUBERT einen kontinentalen Ursprung der Basalte für wahrscheinlich.

In verschiedenen Beiträgen zur Petrologie der Afar Depression werteten MÜLLER, KUNZ & RASCHKA (1975) über 205 chemische Analysen von Proben aus drei vulkanischen

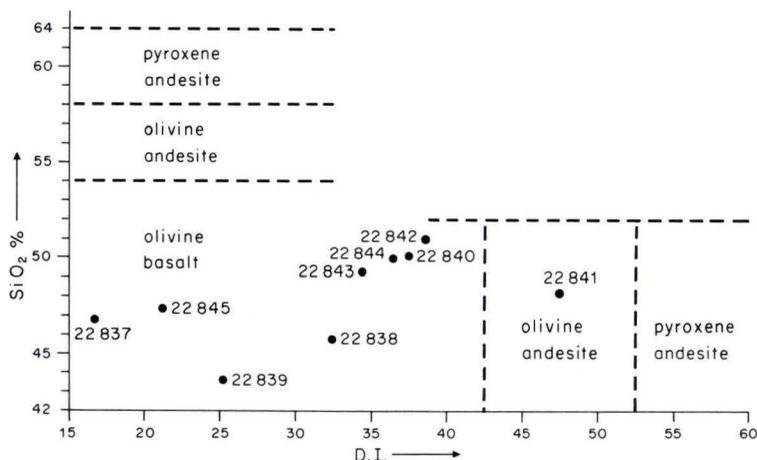


Abb. 3. Relation zwischen D.I. und SiO<sub>2</sub> nach THORNTON & TUTTLE (1960). D.I. = Summe der normativen Or + Ab. + Q.

Hauptsequenzen aus. Die verschiedenen Alkali-SiO<sub>2</sub>-Diagramme der analysierten vulkanischen Gesteine zeigen eindeutig weder einen alkalibasaltischen noch einen tholeiitischen Trend in der Differentiation des basaltischen Stamm-Magmas. Weitere 300 Gesteinsanalysen belegen darüber hinaus vergleichsweise geringe Unterschiede in den einzelnen Vulkanassoziationen zwischen der jüngeren Afar und der älteren Aden-Serie.

### 2.3. Petrographie der Ignimbrite

Neben Trapp-Basalten sind in dem Arbeitsgebiet hochviskose saure Vulkanite weit verbreitet, und zwar deckenförmig. Sie bilden dann plateauähnliche Oberflächen. Wegen einer deutlichen prismatischen Teilbarkeit sowie einer subhorizontalen Lagerung sind die sauren Vulkanite ihrer Genese nach als Ignimbrite im Sinne von COOK (1966) anzusehen.

Die bis zu 20 m mächtigen Ignimbriteinheiten sind im Dünnschliff durch „collapsed structures“, abgeplattete Schmelztröpfchen, girlandenartig verwobene Fasern und Schüppchen sowie durch parallel in Schlieren angeordnete Glasfetzen gekennzeichnet. Die splittrig auseinandergerissenen Enden der Kristalle sowie die länglichen glasigen Fasern, die die intratellurischen Kristalle umfließen, erinnern intuitiv an eine Fluidaltextur, die in diesem Fall nicht als Ergebnis eines Fließvorganges, sondern durch Explosionen gasreicher Magmen entstanden sind.

Des weiteren sind die Ignimbrite durch eine vitroklastische bis eutaxitische Struktur mit subparallel eingeregelteten Einsprenglingen charakterisiert. Hauptgemengteile sind stark getrübe und zu einem großen Teil serizitisierte Plagioklase, deren Zersetzung zu Serizit und Kaolin soweit fortgeschritten ist, daß eine Bestimmung des An-Gehaltes nach RITTMANN nicht mehr möglich war. Daher wurden chemische Analysen dieser Ignimbrite wegen

postdepositionaler Veränderungen des Chemismus (Gas-Hydrothermalphasen, Grundwasser, Verwitterung) nicht durchgeführt.

Die eindeutige Klärung der Genese und strukturellen Ausbildung der sauren Schmelzen steht noch aus.

### 3. Hydrogeologische Untersuchungen

#### 3.1. Ergiebigkeit der Grundwasserleiter

Allgemein kann festgehalten werden, daß die Vulkanite im Arbeitsgebiet durch einen Wechsel basischer und saurer Laven ausgezeichnet sind. Anhand von 9 chemischen Gesteinsanalysen können 2 Gruppen von Basalttypen – plateaubildende Alkalibasalte und durch höhere  $\text{SiO}_2$ -Gehalte gekennzeichnete Tholeiitbasalte – sowie anhand der Petrographie zusätzlich die sauren Ignimbrite unterschieden werden.

Die Folge der sauren Vulkanite bildet aufgrund einer relativ weiten prismatischen Klüftung, eines hohen Durchtrennungsgrades sowie großer Öffnungsweiten der Klüfte den bedeutsamsten Grundwasserleiter des Arbeitsgebietes. Die sauren Vulkanite liegen in der Regel im tieferen Bereich und können regelrecht als ein Grundwasserstockwerk angesprochen werden.

In den meist in den höheren Geländeniveaus anstehenden Basalten bilden sich je nach Ausbildung, Struktur und Dichte ihres Klufnetzes schwebende Grundwasservorkommen, die jedoch in ihrer Bedeutung gegenüber dem tieferen Grundwasserstockwerk der Ignimbriteinheiten deutlich zurücktreten.

Die Leistungs/Absenkungs-Verhältnisse ( $l/s \cdot m$ ) der immer nach gleichem Schema ausgebauten Testbrunnen ergeben erste brauchbare Hinweise auf die wasserleitenden Eigenschaften des Untergrundes. Wie Abb. 4 und 5 zeigen, sind die Basaltfolgen in dem Versuchsfeld Ibb-Nord – Ignimbritlagen wurden dort nicht angetroffen – schlecht wasserwegsam, so daß dieses Gebiet für eine spätere Wassererschließung als ungünstig einzustufen ist. Die Leistungs/Absenkungs-Verhältnisse liegen hier durchweg gegen Ende der Pumpversuchsdurchführung unter  $1 l/s \cdot m$ . Im Versuchsfeld Ibb-Süd stellen sich nach Erreichen der Ignimbrit-Folgen höhere Leistungen mit bis zu  $10 l/s \cdot m$  (Testbrunnen 4s) ein. Für größere Wasserversorgungen müssen demnach die Brunnenbohrungen durchweg bis in die Ignimbrit-Folgen vorgetrieben werden, da in diesen gut geklüfteten Folgen höhere Ergiebigkeiten erzielt werden können. Die in Ibb-Süd ermittelten Leistungs/Absenkungs-Verhältnisse variieren zwischen  $10 l/s \cdot m$  und  $1,5 l/s \cdot m$  (Beobachtungsbrunnen 5 s), wobei die große Schwankungsbreite u. a. auf die unterschiedliche Lage der Brunnen zu den Hauptstörungssystemen zurückzuführen ist.

#### 3.2. Ergebnisse der Pumpversuche

Zur Beurteilung der Permeabilität der grundwasserführenden Vulkanite wurden in den fertiggestellten Beobachtungsbrunnen Pumpversuche ausgeführt. Diese wurden in Bohrlöchern mit einem Ausbau von 6" über einen Zeitraum von max. 96 Stunden gefahren. In allen Fällen wurde auch der Wiederanstieg gemessen.

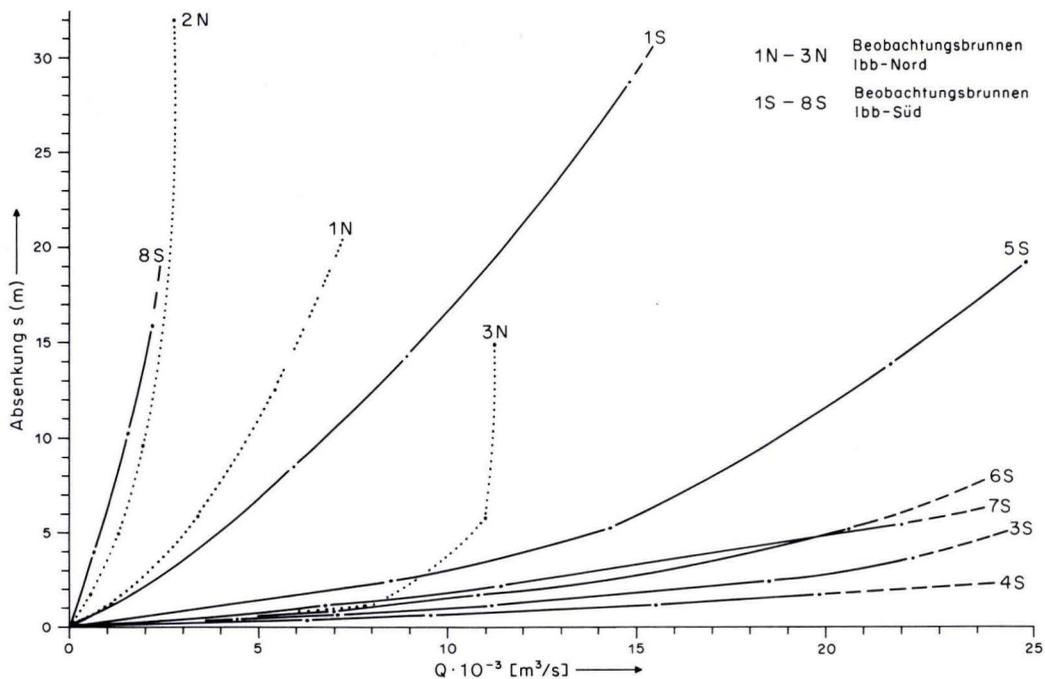


Abb. 4. Leistungskarakteristik der Brunnen.

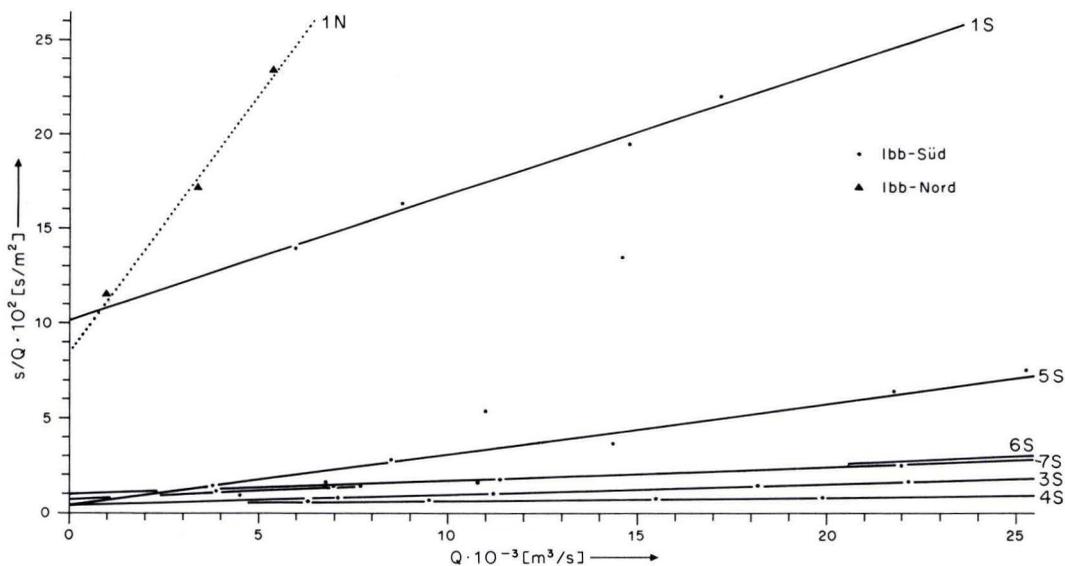


Abb. 5. Darstellung der mittleren Brunnenverluste in den Brunnen Ibb-Nord und Ibb-Süd.

Da meistens keine Beharrung eintrat und die Kurven die Form gespannter, z. T. halbgespannter Grundwasserleiter erkennen ließen, erfolgte die Ermittlung der hydraulischen Parameter des Aquifers nach dem THEISSchen Verfahren für gespannte Aquifere und nach dem WALTONSchen Verfahren für halbgespannte Leiter. Als drittes Verfahren kam die Auswertung nach COOPER & JACOB zur Anwendung (vgl. auch LANGGUTH & VOIGT 1980):

– instationärer Zustand nach THEIS

$$T = \frac{Q}{4 \pi s} W(u) \quad S = 4T (t/r^2) u$$

Darin bedeuten:

$T$  ( $m^2/s$ ): Transmissivität ( $T = K \cdot M$ ). Für  $M$  wurde die Mächtigkeit des Grundwasserleiters bzw. die Länge der Filterstrecken angesetzt

$Q$  ( $m^3/s$ ): Entnahmemenge

$S$ : Speicherkoeffizient

$W(u)$ : THEISSche Brunnenfunktion

$s(r, t)$ : Grundwasserabsenkung im Abstand  $r$  von der Entnahmestelle zur Zeit  $t$

– instationärer Zustand nach COOPER & JACOB

$$T = \frac{0,183 Q}{\delta s} (m^2/s)$$

Darin bedeuten:

$\delta s$  (m): Kurvensteigung

– instationäre Strömung in halbgespannten Leitern nach dem WALTONSchen Verfahren

$$s = \frac{Q}{4 \pi T} W(u, r/B) \quad u = \frac{r^2 S}{4 T t} \quad B = (Tc)^{1/2} \quad c = \frac{m'}{K'}$$

Darin bedeuten:

$W(u, r/B)$  = Brunnenfunktion für einen halbgespannten (leaky) Aquifer

$B$  = Leckagefaktor

$c$  = hydraulischer Widerstand der halbgespannten Schicht gegen eine aufwärts oder abwärts gerichtete Sickerströmung

$m'$  = wassererfüllte Mächtigkeit des halbdurchlässigen Stauers (m)

$K'$  = Durchlässigkeit des halbdurchlässigen Stauers für eine Vertikalströmung (m/s)

Die hydraulischen Kennwerte der Grundwasserleiter konnten in dem Versuchsfeld Ibb-Mitte nicht bestimmt werden, da die Absenkungswerte in den benachbarten Beobachtungsbrunnen zu gering bzw. Null waren. Dies läßt auf sehr geringe Gebirgsdurchlässigkeiten schließen. Der Grundwasserleiter der basaltischen Vulkanitabfolge muß in diesem Bereich bereits auf kurze Entfernung stark inhomogen sein, so daß die Brunnen nur minimal miteinander kommunizieren.

Tab. 2. Grundwasserleiter-Kennwerte nach THEIS (a), WALTON (b) und JACOB (c)

Brunnen-/Piezo- meter-Nr.	Q (m <sup>3</sup> /Tag)	T (m <sup>2</sup> /s)	S	W(u)	1/u	s(m)	(t/r <sup>2</sup> ) (min./m <sup>2</sup> )	r (m)
Br. 1S/P. 4S	1441,15	1,88 x 10 <sup>-2</sup>	2,87 x 10 <sup>-4</sup>	1	10	0,075	6,75 x 10 <sup>-4</sup>	269,50
Br. 2S/P. 4S	2163,46	5,11 x 10 <sup>-2</sup>	9,32 x 10 <sup>-5</sup>	1	10	0,039	7,70 x 10 <sup>-5</sup>	135,75
Br. 2S/P. 5S	2163,46	4,15 x 10 <sup>-2</sup>	5,98 x 10 <sup>-4</sup>	1	10	0,048	6,00 x 10 <sup>-4</sup>	349,33
Br. 4S/P. 1S	1804,90	2,10 x 10 <sup>-2</sup>	1,56 x 10 <sup>-4</sup>	1	10	0,079	3,10 x 10 <sup>-4</sup>	269,50
Br. 4S/P. 2S	1804,90	2,87 x 10 <sup>-2</sup>	6,36 x 10 <sup>-4</sup>	1	10	0,058	9,25 x 10 <sup>-4</sup>	135,75
Br. 5S/P. 1S	1979,42	3,65 x 10 <sup>-2</sup>	2,62 x 10 <sup>-4</sup>	1	10	0,050	3,00 x 10 <sup>-4</sup>	534,05
Br. 5S/P. 2S	1979,42	4,56 x 10 <sup>-2</sup>	5,03 x 10 <sup>-4</sup>	1	10	0,040	4,60 x 10 <sup>-4</sup>	349,33
Br. 7S/P. 6S	1903,39	1,59 x 10 <sup>-2</sup>	1,38 x 10 <sup>-4</sup>	1	10	0,110	3,60 x 10 <sup>-3</sup>	174,30

Tab. 2b nach WALTON

Brunnen-/Piezo- meter-Nr.	Q (m <sup>3</sup> /Tag)	T (m <sup>2</sup> /s)	S	C (Tage)	L (m)	W (u.r/L)	1/u	s(m)	t/r <sup>2</sup> (min./m <sup>2</sup> )	r/L
Br. 1S/P. 4S	1441,15	2,37 x 10 <sup>-2</sup>	1,82 x 10 <sup>-4</sup>	2463	2245	1	100	0,056	3,20 x 10 <sup>-3</sup>	0,12
Br. 2S/P. 4S	2163,46	4,43 x 10 <sup>-2</sup>	1,19 x 10 <sup>-4</sup>	2352	2999	1	100	0,045	1,12 x 10 <sup>-3</sup>	0,04
Br. 2S/P. 5S	2163,46	5,69 x 10 <sup>-2</sup>	3,55 x 10 <sup>-4</sup>	1723	2911	1	100	0,035	2,60 x 10 <sup>-3</sup>	0,12
Br. 4S/P. 1S	1804,90	2,38 x 10 <sup>-2</sup>	1,37 x 10 <sup>-4</sup>	1809	19251	1	100	0,070	2,40 x 10 <sup>-3</sup>	0,14
Br. 4S/P. 2S	1804,90	2,87 x 10 <sup>-2</sup>	6,88 x 10 <sup>-4</sup>	258	800	1	100	0,058	1,00 x 10 <sup>-2</sup>	0,15
Br. 5S/P. 2S	1979,42	5,36 x 10 <sup>-2</sup>	3,32 x 10 <sup>-4</sup>	1559	2687	1	100	0,034	2,58 x 10 <sup>-3</sup>	0,13
Br. 7S/P. 6S	1903,39	1,75 x 10 <sup>-2</sup>	1,25 x 10 <sup>-3</sup>	8037	3486	1	100	0,100	3,00 x 10 <sup>-2</sup>	0,05

Tab. 2c nach JACOB

Brunnen-/Piezo- meter-Nr.	Q (m <sup>3</sup> /Tag)	T (m <sup>2</sup> /sec.)	S	s (m)	t <sub>0</sub> (mm)	r (m)
Br. 1S/P. 4S	1441,15	4,02 x 10 <sup>-2</sup>	4,33 x 10 <sup>-2</sup>	0,076	5,80	269,50
Br. 2S/P. 4S	2163,46	4,98 x 10 <sup>-2</sup>	1,35 x 10 <sup>-4</sup>	0,092	0,37	135,75
Br. 2S/P. 5S	2163,46	6,19 x 10 <sup>-2</sup>	1,10 x 10 <sup>-4</sup>	0,074	1,60	349,33
Br. 3S/P. 1S	1928,45	3,61 x 10 <sup>-2</sup>	9,91 x 10 <sup>-4</sup>	0,113	11,00	232,74
Br. 4S/P. 1S	1804,90	2,45 x 10 <sup>-2</sup>	1,28 x 10 <sup>-4</sup>	0,156	2,80	269,50
Br. 4S/P. 2S	1804,90	4,55 x 10 <sup>-2</sup>	3,17 x 10 <sup>-4</sup>	0,084	0,95	135,75
Br. 5S/P. 1S	1979,42	4,03 x 10 <sup>-2</sup>	2,63 x 10 <sup>-4</sup>	0,104	13,80	534,05
Br. 5S/P. 2S	1979,42	4,36 x 10 <sup>-2</sup>	4,64 x 10 <sup>-4</sup>	0,096	9,60	349,33
Br. 7S/P. 6S	1903,39	1,75 x 10 <sup>-2</sup>	6,70 x 10 <sup>-5</sup>	0,230	0,86	174,30

Dagegen zeigen die Resultate der Pumpversuche in dem Untersuchungsgebiet Ibb-Süd, daß die Ergebnisse der Auswerteverfahren nach THEIS, WALTON und COOPER & JACOB sehr nahe zusammenliegen. Wie aus Tab. 2 zu ersehen ist, liegt die Transmissivität des Aquifers nach dem Verfahren von THEIS zwischen 57,2 und 183,9 m<sup>2</sup>/h, jene nach dem WALTONSchen Verfahren zwischen 63,0 und 204,8 m<sup>2</sup>/h sowie die nach dem Verfahren von COOPER & JACOB ermittelte Transmissivität zwischen 63,0 und 222,8 m<sup>2</sup>/h.

Unter Einbeziehung aller angewendeten Auswerteverfahren liegt der Speicherkoeffizient mit Werten von  $S = 9,3 \cdot 10^{-5}$  bis  $S = 9,9 \cdot 10^{-4}$  im Bereich gespannter Grundwasserleiter. Die Auswertung nach der Methode von WALTON ergibt einen Wert für den hydraulischen Widerstand zwischen  $C = 258$  Tagen und  $C = 2463$  Tagen; der Sickerfaktor  $L$  liegt zwischen  $L = 800$  m und  $L = 2999$  m. Die hohen  $L$ - und  $C$ -Werte zeigen deutlich, daß der Grundwasserleiter im Bereich der jeweiligen Pumpbrunnen gespannt ist.

Die ermittelten  $T$ - und  $S$ -Werte sind nicht repräsentativ für den gesamten Vulkanitkomplex Ibb-Süd, vielmehr liefern sie statistische Hinweise auf die Wassermenge, die pro Zeit- und Flächeneinheit aus der unmittelbaren Nachbarschaft dem Brunnen zuströmt. Wie schon aus Kapitel 3.1 hervorgeht, zeigen die Vulkanite im Untersuchungsgebiet z. T. eine hohe Anisotropie bezüglich der hydrogeologischen Verhältnisse, die u. a. durch Strömungszonen und Klufträume hervorgerufen wird. So entsteht bei den Pumpversuchen i. a. ein sehr unregelmäßiger Absenkungstrichter, der die Auswertung der Daten erschwert.

#### 4. Hydrochemie (Grundwasserbeschaffenheit)

Zur Beurteilung der chemischen Eigenschaften des Grundwassers wurden aus den fertiggestellten Beobachtungsbrunnen am Ende jedes Pumpversuches Wasserproben entnommen. Nach Umrechnung der Analysenergebnisse in  $c$  (eq) wurden in Abb. 6 die Hauptbestandteile an gelösten festen Inhaltsstoffen in Form eines PIPER-Diagramms dargestellt. Die elektrische Leitfähigkeit, ein Anhaltspunkt der im Wasser gelösten Ionen, deutet mit einem Mittelwert von  $495 \mu\text{S}/\text{cm}$  auf eine insgesamt geringe Mineralisation der Wässer hin. Bei den in der vulkanischen Gesteinsserie zirkulierenden Wässern handelt es sich um erdalkalisch-hydrogencarbonatische Wässer mit eindeutiger Calciumvormacht. Die Carbonathärte, die häufig gleich der Gesamthärte ist, deutet auf einen Gehalt an Alkalihydrogencarbonaten hin.

Nach der Härteskala von KLUT-OLSZEWSKI (1945) sind die Wässer vom Typ eines mittelharten bis ziemlich harten Calciumhydrogencarbonatwassers mit Gesamthärten zwischen  $8,5$  und  $16,5^\circ \text{dH}$ . Der Anteil an Magnesium liegt zwischen  $20$  und  $35 c(\text{eq})\%$ , die Gehalte an Alkalien zwischen  $15$  und  $40 c(\text{eq})\%$ . Gegenüber Natrium besitzt Magnesium ein leichtes Übergewicht, was vor allem mineralogisch durch die Anwesenheit von Mineralien der Olivin-Reihe mit dem Endglied Forsterit ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) sowie der Pyroxenreihe in den Basalten zu erklären ist. Die deutliche Calciumvormacht in den Wässern kommt auch bei der Errechnung der Erdalkali-Verhältnisse ( $\text{Ca} : \text{Mg}$ ) mit Werten zwischen  $1,3$  und  $2,1$  (im Mittel  $1,6$ ) zum Ausdruck. In der Anionenverteilung ergibt sich eine ausgesprochene  $\text{Cl}$ - und  $\text{SO}_4$ -Armut. Eindeutig vorherrschend sind Hydrogencarbonate, deren Anteil immer über  $70 c(\text{eq})\%$  liegt. Der Chloridgehalt der Wässer liegt i. a. zwischen  $19,6$  und  $38,6 \text{ mg/l}$ . Insgesamt gesehen ist der Chemismus des aus den Vulkaniten geförderten Wassers sehr einheitlich. So liegt auch der von sämtlichen gelösten Stoffen beeinflusste pH-Wert der Wässer ausnahmslos im schwach alkalischen Milieu (Mittel =  $7,5$ ).

Zur Beschreibung des Verhaltens der Wässer gegenüber festem Kalk wurde die Kalkaggressivität nach der Methode von LANGELIER geschätzt. Eine Bestimmung der Gehalte an aggr.  $\text{CO}_2$  am Probenahmeort nach DIN 38404, Teil 10 (temperierter Marmorlösungsversuch), oder nach DIN 4030 (HEYER-Versuch) wurde nicht durchgeführt.

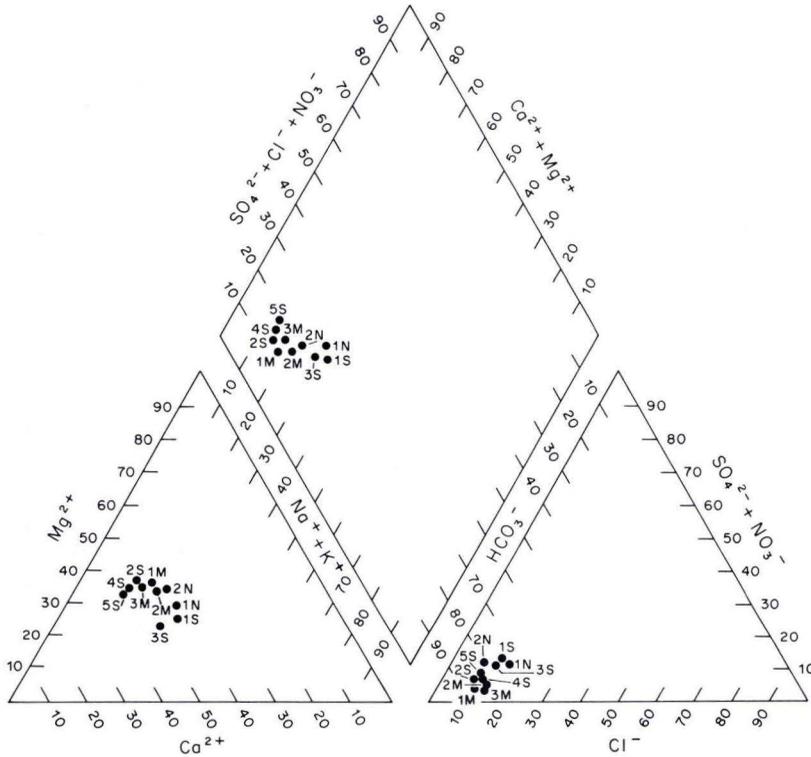


Abb. 6. PIPER-Diagramm für den Chemismus der Grundwässer.

Der von LANGELIER eingeführte Sättigungsindex kann dabei als echtes Maß für die Kalkaggressivität angesehen werden (AXT 1961).

LANGELIER definierte zunächst einen Sättigungs-pH-Wert (pHs), den das Wasser bei gegebenen Konzentrationen  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{HCO}_3^-$  im  $\text{CaCO}_3$ -Lösungsgleichgewicht haben müßte. Der dem Gleichgewicht entsprechende pH-Wert ergibt sich demnach aus folgender Beziehung (HÖLTING 1984):

$$\text{pH (Gleichgewicht)} = \text{pk} - \lg C(\text{Ca}^{2+}) - \lg C(\text{HCO}_3^-) + \lg f_c.$$

Darin bedeuten:

- pH (Gleichgewicht): pH-Wert eines natürlichen Wassers im Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht
- pk: temperaturabhängige (LANGELIER-)Konstante
- C ( $\text{Ca}^{2+}$ ): Konzentration der im Wasser gelösten Calciumionen in c (eq) mmol/l
- C ( $\text{HCO}_3^-$ ): Konzentration der im Wasser gelösten Hydrogencarbonationen in c (eq) mmol/l
- $\lg f_c$ : LANGELIER-Korrekturfaktor

Ein Gleichgewicht hat sich eingestellt, wenn der errechnete Gleichgewichts-pH-Wert mit dem am Probenahmeort gemessenen übereinstimmt:

$$I = \text{pH gemessen} - \text{pH-Gleichgewicht}$$

Mit: I = LANGELIER-Index

Nach dieser Gleichung zeigen negative Index-Werte aggressive Kohlensäure, positive Kalkübersättigung an. Die Grundwässer aus den Vulkaniteinheiten sind alle durch einen positiven Sättigungsindex (I) gekennzeichnet. In den Wässern besteht ein leichts  $\text{CO}_2$ -Defizit, so daß Kalk ( $\text{CaCO}_3$ ) ausgeschieden werden kann.

## 5. Wasserbilanzierung des Einzugsgebietes Ibb-Süd

### 5.1. Hydrologische Faktoren

#### 5.1.1. Niederschlag

Zur Ermittlung einer Wasserbilanz standen die Aufzeichnungen der jährlichen Niederschlagswerte der Meßstation Ibb sowie eine Graphik (Abb. 7 a) der über den Beobachtungszeitraum von 1970–1976 erstellten mittleren monatlichen Niederschlagssummen zur Verfügung. Des weiteren waren die täglichen Niederschlagswerte für den Zeitraum vom 1. 1. 1971–30. 11. 1972 vorhanden.

Außerdem mußten die erforderlichen Daten durch Vergleich mit der ca. 30 km N Ibb in einer ähnlich morphologischen Situation gelegenen Wetterstation Rabat ( $14^\circ 21' \text{ N}$ ,  $44^\circ 19' \text{ E}$ , 2550 m ü. NN) gewonnen werden. An dieser Station wurden wichtige klimatische Faktoren, wie Sonneneinstrahlung ( $\text{cal} \cdot \text{cm}^2/\text{Tag}$ ), Temperatur ( $^\circ\text{C}$ ), mittlerer Taupunkt ( $^\circ\text{C}$ ), relative Luftfeuchtigkeit (%) und Windgeschwindigkeit ( $\text{km}/\text{Tag}$ ), bestimmt.

Die Hauptregenzeit, in der ca. 87% der jährlichen Niederschlagsmenge fallen, liegt zwischen April und September. Der Rest verteilt sich auf die Monate Oktober, November

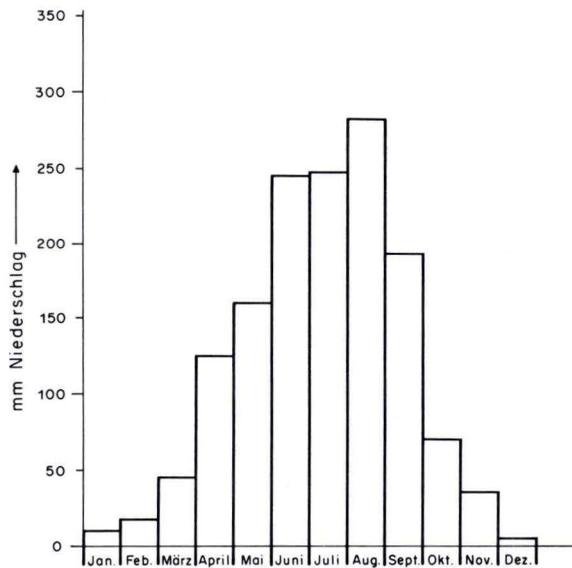


Abb. 7 a. Mittlere monatliche Niederschläge für die Station Ibb in den Jahren 1970–1976.

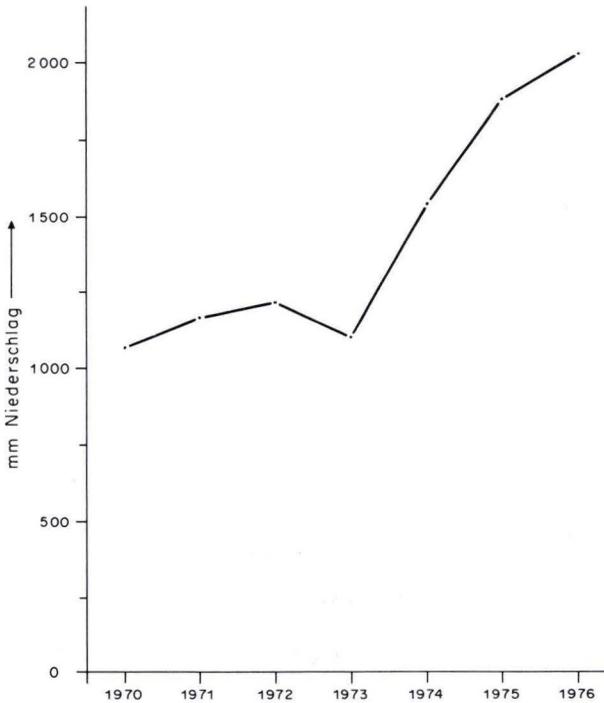


Abb. 7 b. Jährliche Niederschlagsmengen der Station Ibb für die Jahre 1970–1976.

und März, wobei die letzten zwei Monate durch eine sehr ungleiche Verteilung der Niederschläge charakterisiert sind. Neben einer jahreszeitlich recht unterschiedlichen Verteilung der Niederschläge beweist Abb. 7 b, daß die jährlichen Schwankungen der absoluten Regenmengen extrem groß sind. So ist der Maximalwert der jährlichen Niederschlagssumme von 2021,8 mm ca. 1,9 mal größer als der Minimalwert von 1061,7 mm und ca. 1,4mal größer als der Durchschnittswert des Zeitraumes von 1970–1976. Der Minimalwert beträgt 74% des Durchschnittswertes.

Wie aus Abb. 8 zu entnehmen ist, zeigen die Niederschläge vielfach eine hohe Intensität (Niederschlagshöhe/Niederschlagsdauer). Dadurch liegt der Oberflächenabfluß relativ hoch, was zu geringer Versickerung und damit zwangsläufig zur Minderung der Grundwasserneubildung (vgl. Abschn. 5.2) führt.

### 5.1.2. Temperatur

Auch die wichtigen klimatischen Faktoren, wie Temperatur und Windgeschwindigkeit, mußten von der ungefähr 30 km N Ibb gelegenen Wetterstation Rabat übernommen werden. Aus diesen Daten – es lagen nur Aufzeichnungen für das Jahr 1975 vor – läßt sich eine mittlere Lufttemperatur von 10,7°C errechnen. Die maximale monatliche Lufttempera-

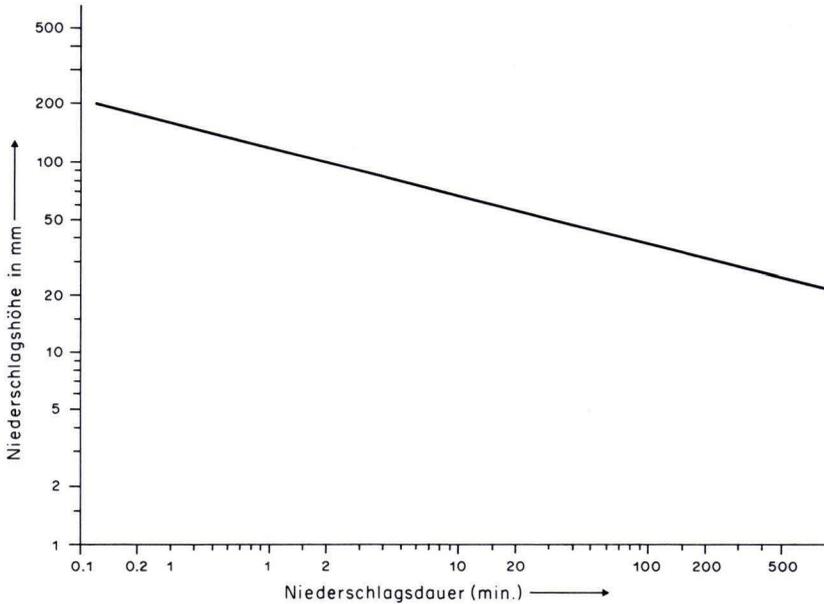


Abb. 8 . Frequenz des 24stündigen Regenfalls für Sana'a und Ibb.

tur lag mit  $14,1^{\circ}\text{C}$  im Monat Mai, die minimale mit  $6,9^{\circ}\text{C}$  in den Monaten Januar und Dezember.

### 5.1.3. Potentielle Evapotranspiration

Die potentielle Evapotranspiration gibt die Wassermenge an, die bei uneingeschränktem Wasserangebot zur Verdunstung gelangen kann. Von den bekannten Berechnungsverfahren zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration wurden 2 Verfahren (THORNTHWAITE und PENMAN) ausgewählt, um die monatliche potentielle Evapotranspiration  $ET_{\text{pot}}$  für die Jahre 1971–1977 zu berechnen. Die Werte nach dem THORNTHWAITE-Verfahren für die potentielle Verdunstungshöhe sind im Mittel um den Faktor 2,7 kleiner als diejenigen nach PENMAN. Der nach der Formel von PENMAN berechneten  $ET_{\text{pot}}$  ist jedoch der Vorzug zu geben, da PENMAN im Gegensatz zu THORNTHWAITE den für das Arbeitsgebiet sehr wichtigen Einfluß des Windfaktors auf die Verdunstungshöhe berücksichtigt.

Tab. 3. Potentielle Evapotranspiration  $ET_{\text{pot}}$  (mm) der Station Rabat nach der Methode PENMAN

Jahre	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahres- summe
1974	—	—	—	—	—	—	—	156	167	163	132	111	—
1975	121	137	161	129	192	159	149	133	141	149	126	115	1712
1976	112	128	149	153	158	177	158	143	153	155	108	118	1712
1977	112	132	158	150	161	162	161	143	156	137	118	112	1696

In Tab. 3 sind die nach PENMAN für das Untersuchungsgebiet ermittelten  $ET_{pot}$ -Werte dargestellt. Danach ist die Verdunstung von Oktober–April höher als der Niederschlag, von Mai bis September hingegen ist sie kleiner.

### 5.2. Bestimmung der $ET_{reell}$ über $ET_{pot}$ und Bodenwasserhaushalt

Zur Bestimmung der effektiven (reellen) Evapotranspiration  $ET_{reel}$  wurde das THORNTON-MATHER-Verfahren angewandt.

Um Dekadenwerte zu erhalten, wurden die monatlichen Evapotranspirationswerte durch 3 dividiert. Entsprechend wurden dann die Meßreihen der täglichen Niederschläge zu Dekadensummen addiert. Aus der Gegenüberstellung der Dekadensummen von Niederschlag und potentieller Verdunstung wurde der potentielle Wasserüberschuß bzw. das potentielle Wasserdefizit ermittelt.

Jener Teil des Wasserüberschusses, der durch die Befeuchtung des Bodens für die Grundwasserneubildung verlorengeht, ist von der Feldkapazität des Bodens abhängig. Der Faktor Feldkapazität wurde für Ibb-Süd durch einen Vergleich mit Werten anderer Regionen auf 75 mm geschätzt (CHILTON 1980). Bevor nach einem Niederschlagsereignis eine Infiltration stattfinden kann, muß das Bodenfeuchtedefizit VB bis zur Feldkapazität des Bodens aufgefüllt werden. Unter Berücksichtigung der Variation der Bodenfeuchte bzw. der Feldkapazität des Bodens wird aus den Werten des potentiellen Wasserüberschusses bzw. des potentiellen Wasserdefizites der reelle Wasserüberschuß bzw. das reelle Wasserdefizit errechnet (Tab. 4).

Tab. 4. Berechnung der Wasserbilanz und der verfügbaren Grundwassermenge für das Einzugsgebiet Ibb-Süd

	maximales Infiltrationsvermögen des Bodens		
	$5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$	$10 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$	$20 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$
Verdunstung V	860,5	860,5	860,5
Abfluß A	218,2	178,2	106,9
Infiltration I in mm	43,3	85,3	154,6
Infiltration I in %	3,9	7,4	13,8
Infiltration I in $\text{m}^3/\text{Jahr}$	$4,3 \times 10^{+6}$	$8,4 \times 10^{+6}$	$15,5 \times 10^{+6}$
verfügbare Grundwassermenge in l/sec	99,9	227,4	454,4
Größe des Einzugsgebietes	100,5 $\text{km}^2$		
mittlere Niederschlagshöhe N	1122,0 mm		
öffentlicher und privater Wasserverbrauch	38,0 l/s		

Ist nach der Differenz  $N-ET_{pot}$  ein Niederschlagsüberschuß vorhanden, dann wird angenommen, daß die reelle Evapotranspiration  $ET_{reell}$  der potentiellen Evapotranspiration  $ET_{pot}$  entspricht. Übersteigt hingegen die Dekadensumme der potentiellen Evapotranspiration den Betrag der Niederschlagssummen, so wird das potentielle Wasserdefizit zum Teil aus der Bodenfeuchte in Abhängigkeit von der Feldkapazität des Bodens gedeckt. Bei mehreren hintereinanderfolgenden defizitären Dekaden wird aus der Summe des potentiellen Wasserdefizites der einzelnen Dekaden das reelle Defizit ermittelt (vgl. RICHTER & LILLICH 1975).

Vom so ermittelten reellen Defizit wird die in den vorhergehenden Dekaden aus der Bodenfeuchte verbrauchte defizitäre Wassermenge abgezogen. Der verbliebene Wassergehalt ist dann das reelle Wasserdefizit für die zuletzt betrachtete Dekade und erscheint als Ausgangswert für die Berechnung der folgenden Dekade.

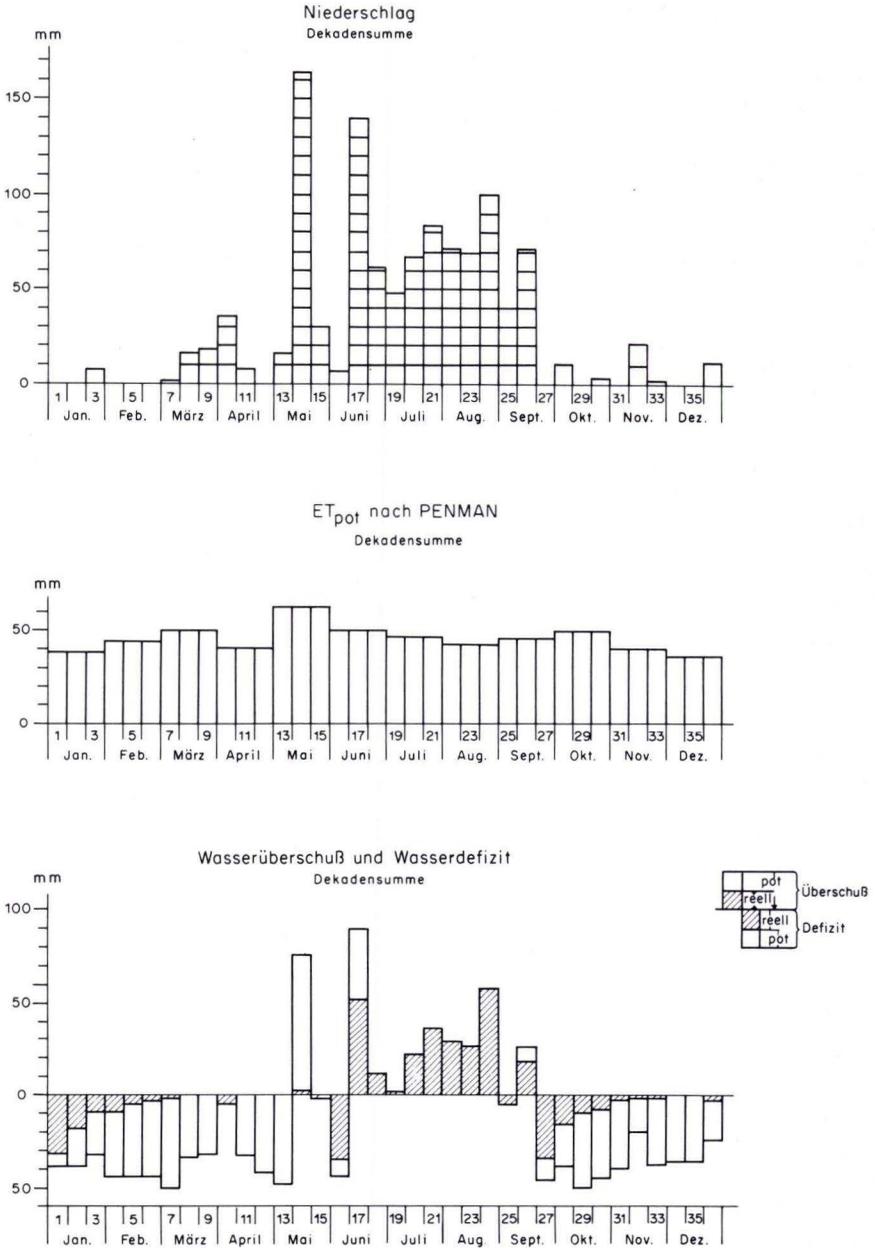


Abb. 9. Ermittlung der realen Evapotranspiration ( $ET_{reell}$ ) aus potentieller Evapotranspiration ( $ET_{pot}$ ), Niederschlagshöhe und Bodenfeuchte-Änderung.

Abb. 9 zeigt deutlich, daß nur während der Monate Juni bis August und z. T. im Monat September das Gebiet Ibb-Süd einen Wasserüberschuß hat. Für die effektive Evapotranspiration ergibt sich demnach ein Wert von 860,5 mm.

Von dem rund 112,7 Mio. m<sup>3</sup> im Untersuchungsgebiet fallenden Niederschlag gehen somit rd. 86,4 Mio. m<sup>3</sup> (entspricht 77%) durch die Evapotranspiration verloren. Wird nun die Infiltration durch einen Oberflächenabfluß noch mehr begrenzt, so kommt es zu einer weiteren erheblichen Verringerung der Versickerung. Unter Berücksichtigung der den Oberflächenabfluß beeinflussenden Faktoren, wie Niederschlagsintensität und Form des Einzugsgebietes, kann für das morphologisch stark gegliederte Gebiet um Ibb-Süd gefolgert werden, daß sich ab einer Niederschlagshöhe von 10 mm/Tag ein oberirdischer Abfluß einstellen wird.

Dieser Wert konnte durch eigene Beobachtungen bestätigt werden, da am 8. April 1982 bei einem Regenereignis von 14 mm ein Abfluß aus dem Untersuchungsgebiet festgestellt werden konnte. Unter Benutzung weiterer Abflußwerte von 5 mm/Tag und 20 mm/Tag konnte eine vorläufige Wasserbilanzierung für das 100,47 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet Ibb-Süd erstellt werden (Tab. 4).

Unter Berücksichtigung des wahrscheinlichen Schwellenwerts von 10 mm/Tag läßt sich für das Untersuchungsgebiet eine Grundwasserneubildung von 2,64 l/s · km<sup>2</sup> angeben, woraus sich eine Infiltrationsrate von 7,42% des Jahresniederschlages errechnet.

## 6. Schriftenverzeichnis

- AXT, G. (1961): Die Kohlensäuregleichgewichte in Theorie und Praxis. – Vom Wasser, **28**: 208–226, 5 Abb.; Weinheim/Bergstraße.
- BUREK, J. P. (1974): Plattentektonische Probleme in der weiteren Umgebung Arabiens sowie der Danakil-Afar-Senke. – Geotekt. Forsch., **47**, I–III: 1–94, 18 Abb., 2 Tab., 4 Anl.; Stuttgart.
- CHILTON, P. J. (1980): The Mountain Plains and Wadi Rima Project, Yemen Arab Republic: Hydrology of the Mountain Plains. – UK Overseas Dev. Adm., **38**, 110 S., 29 Abb., 22 Tab., 2 Anl., div. Kt.; Surrey, England (Surbition).
- COOK, E. F. (1955): Nomenclature and recognition of Ignimbrites. – Abstr. Bull. geol. soc. Amer., **66**: 1544.
- HÖLTING, B. (1984): Hydrogeologie. – 370 S., 104 Abb., 27 Tab.; Stuttgart (Enke).
- KLUT-OLSZEWSKI (1945): Untersuchung des Wassers an Ort und Stelle, – seine Beurteilung und Aufbereitung. – 9. Aufl. (Hrsg. W. OLSZEWSKI), 281 S., 10 Abb., Berlin (Springer).
- KOPP, H. (1981): Agrargeographie der Arabischen Republik Jemen. Landnutzung und agrarsoziale Verhältnisse in einem islamisch-orientalischen Entwicklungsland mit alter bäuerlicher Kultur. – Fränkische geogr. Ges., 293 S., 24 Abb., 28 Tab., 41 Anl.; Erlangen.
- LANGGUTH, H. R., & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. – 486 S., 156 Abb., 72 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- MÜLLER, P., KUNZ, K., & RASCHKA, H. (1975): Contributions to the petrology of the Afar Depression, Ethiopia. – In: PILGER, A., & RÖSLER, A. (edit.): Afar Depression of Ethiopia: 325–334, 14 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).
- MACDONALD, G. A., & KATSURA (1964): Chemical Composition of Hawaiian Lavas. – J. Petrol., **5**: 82–133, 8 Abb., 10 Tab.; Oxford.
- NOCKOLDS, S. R. (1954): Average chemical composition of igneous rocks. – Bull. geol. Soc. America, **65**: 1007.
- QUADFLIEG, A. (1983): Geologie und Hydrogeologie der Umgebung von Ibb (Arabische Republik Jemen). – Unveröff. Dipl.-Arb., 144 S., 42 Abb., 22 Tab., 9 Anl.; RWTH Aachen.

- RICHTER, W., & LILLICH, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. – 281 S., 96 Abb., 18 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHNEIDER, W., & WACHENDORF, H. (1972): Vulkanismus und Grabenbildung im Roten Meer. – Geol. Rdsch., **62**: 754–773, 7 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- SCHUBERT, W. (1975): Petrographie und Geochemie des Südost-Escarpments von Äthiopien. – In: PILGER, A. & RÖSLER, A. (edit.): Afar Depression of Ethiopia Stuttgart (Schweizerbart).
- THORNTON, C. P., & TUTTLE, O. F. (1960): Chemistry of igneous rocks, Part I, Differentiation Index.–Amer. J. Sci., **258**: 644–684.

Manuskript eingegangen am 3. 12. 1987

# Wasserbilanz und Bodenwasserbewegung an einem Rebstandort im Rheingau

Von

HARALD ZEPP\*

**Kurzfassung:** Bodenwassergehalts- und Saugspannungsmessungen mehrerer Vegetationsperioden mit unterschiedlichem Witterungsgeschehen erlauben quantitative Aussagen über die räumliche und zeitliche Differenzierung der Bodenfeuchte eines mit Reben bestockten Pararendzina-Rigosols. Die Messungen bestätigen, daß im allgemeinen derartige Standorte im Rheingau über einen ausgeglichenen Bodenwasserhaushalt verfügen und nur selten die Wasserversorgung der Rebe gefährdet ist. Für die Jahre 1984/85 konnten Standortwasserbilanzen aufgestellt werden. 25% des Niederschlages entfallen auf die Versickerung. Ausführungen über das Ausmaß und die zeitlich differenzierte Bodenwasserbewegung werden vorgestellt.

[The water budget and soil water movement of a vineyard in the 'Rheingau' viticultural district]

**Abstract:** Measurement of soil water content and capillary potential during several vegetative periods with different weather conditions enable quantitative statements concerning the spatial variation of soil moisture of a loess derived soil in a vineyard. The soil (udic moisture regime) assures a good water supply for the grapes throughout the year. The seepage water amounts to approximately 25% of the precipitation and can be regarded as groundwater recharge.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	293
2. Ziele der Untersuchung . . . . .	294
3. Untersuchungsstandort . . . . .	295
4. Bodenwasserhaushalt . . . . .	295
5. Bodenwasserbilanz . . . . .	301
6. Bodenwasserbewegung . . . . .	303
7. Schriftenverzeichnis . . . . .	304

## 1. Einleitung

Obschon die Rebe im Vergleich mit anderen landwirtschaftlichen Kulturen als relativ trockenresistent gelten darf, kann an manchen ökologisch trockenen Standorten das Wasser zum ertragsbegrenzenden Faktor werden (BECKER & ZAKOSEK 1969). Entsprechend wird

---

\* Dr. H. ZEPP, Geographisches Institut der Universität Bonn, Meckenheimer Allee 166, 5300 Bonn 1.

bei der Bonitierung der Weinbergsböden dem Wasserhaushalt eine entscheidende Bedeutung zugemessen (BIRK & ZAKOSEK 1960), und aus diesen Gründen berücksichtigt die Gliederung der Böden deutscher Weinbaugebiete den ökologischen Feuchtegrad (ZAKOSEK 1980). Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt unter Rebflächen wurden in der Vergangenheit u. a. von SCHRADER (1974), BERAN (1982), MÜLLER (1983), MORGENSCHWEIS et al. (1983) und HUSSE (1983) durchgeführt. Ziele der Mehrzahl der Veröffentlichungen (BERNDT et al. 1977) waren vor allem die Beschreibung der Wasserverfügbarkeit und die Quantifizierung des Wassermangels als wichtige Faktoren für die Ertragsbildung der Rebe und die Qualität des Weins (KIEFER & STEINBERG 1974).

Durch Neuzüchtung zahlreicher reblausresistenter Unterlagen und Sorten bzw. Klone (HOFFMANN 1972, SCHOLZ 1984) wurden detailliertere Untersuchungen über die Wasserversorgung der Rebe erforderlich. Bereits zu Beginn der 60er Jahre wurde die Wasserversorgung der Rebe im Zusammenhang mit Erosionsschutzmaßnahmen im Weinbau durch bodenbedeckende Begrünungen als Problem erkannt (BÖLL 1967, SCHRADER & STEINLEIN 1961, STEINBERG 1970, BREIDER & DIETER, 1971). Auch im Blick auf existierende gesetzliche Regelungen für Zusatzberegnungen besteht weiterhin ein Bedarf an quantitativen Bodenwasserhaushaltsuntersuchungen (vgl. STEINBERG 1985). So kann für Hang- und Steillagen über 30% Neigung und flachgründige Böden oder Böden mit hohem Skelettgehalt nach einem Genehmigungsverfahren künstliche Beregnung zugelassen werden (WIND 1985). Für Beregnungsoptimierungen bilden daher gerade Bodenfeuchteuntersuchungen eine unverzichtbare Grundlage.

Die bisherigen Untersuchungen waren auch darauf ausgerichtet, einerseits die zeitliche Variation des pflanzenverfügbaren Bodenwassers zu erfassen (FÜRI & KOZMA 1977, BERAN 1982, SCHRADER 1974 und MÜLLER 1983) und andererseits nach geeigneten Klimaparametern für die Quantifizierung des Beregnungsbedarfs (WIND 1985, STARK 1980) zu suchen.

Meinen herzlichen Dank möchte ich Herrn Prof. Dr. H. ZAKOSEK, Bonn, für die Anregung zu dieser Untersuchung, die ich während meiner Beschäftigung am Institut für Bodenkundener Universität Bonn durchführen konnte, aussprechen. Ich danke Herrn Prof. Dr. H. BECKER, Geisenheim, für die Erlaubnis, die erforderlichen Meßinstrumente auf den Rebflächen installieren zu dürfen. Herrn Dr. D. HOPPMANN, Deutscher Wetterdienst AMBF Geisenheim, für die intensive Mitbetreuung der Tensiometerstation sowie für die Überlassung von unveröffentlichten Klimadaten und Herrn Dipl.-Ing. agr. R. PLAGGE für die Hilfe bei den Laboranalysen.

## 2. Ziele der Untersuchung

Gegenstand der eigenen Untersuchung ist die Bodenwasserbilanz eines mit Riesling Klon Gm 239-13 bestockten Pararendzina-Rigosols unter besonderer Berücksichtigung der Bodenwasserverluste durch Sickerwasser. Hierbei stehen zwei Problemkreise im Vordergrund. Neben einer allgemeinen Charakterisierung des Bodenwasserhaushaltes stellt sich die Frage nach Zeitabschnitten des Wasserstress für die Rebe. Ferner interessiert, ob während der Vegetationsperiode mit dem Auftreten von Sickerwasser zu rechnen ist oder ob, ähnlich wie bei anderen landwirtschaftlichen Nutzpflanzen, die Rebwurzeln eine absteigende Bodenwasserbewegung wirksam verhindern. Diese Frage besitzt eine erhebliche umweltrelevante Bedeutung im Blick auf die Beurteilung des potentiellen Nähr- und Schadstoffaustrages aus dem Boden in das Grundwasser.

### 3. Untersuchungsstandort

Der Untersuchungsstandort gehört der Geisenheimer Lage „Fuchsberg“ an und wird durch das Institut für Rebenzüchtung der FH Wiesbaden, Forschungsanstalt für Weinbau, Gartenbau, Getränketechnologie und Landespflege Geisenheim, betreut [Riesling Klon Gm 239-13 auf der Unterlage 5C Klon 6 Gm (Normalanlage)]. Geomorphologisch nimmt der Standort eine SSE exponierte Unterhangposition mit schwacher Hangneigung ( $< 2^\circ$ ) ein. Bis über 2 m Tiefe steht als bodenbildendes Substrat jungpleistozäner, carbonathaltiger Löß an, der seinerseits von Sanden unbestimmter Mächtigkeit unterlagert wird. Durch den Weinbau ist im Zuge der Bearbeitung ein Pararendzina-Rigosol entstanden. Dieser Boden kann als repräsentativ für große Weinbergsareale in den an die Oberrheinebene angrenzenden Weinbaugebieten, untergeordnet auch für Franken (MÜLLER 1983) gelten. Die Horizontabfolge sowie die bodenphysikalischen und -chemischen Eigenschaften sind Tab. 1 und Abb. 1 zu entnehmen.

Mit einer mittleren Jahrestemperatur von  $9,6^\circ\text{C}$  und durchschnittlich 517 mm Niederschlag gehört der Rheingau zu den trockensten Räumen Mitteleuropas; die Niederschläge sind, abgesehen von einem schwach ausgeprägten Sommermaximum, gleichmäßig über das Jahr verteilt.

### 4. Bodenwasserhaushalt

Das Wasserspeichervermögen des Pararendzina-Rigosols, 190 mm nutzbare Feldkapazität in 1–100 cm Tiefe, kann nach AG Bodenkunde (1982) als hoch bezeichnet werden; der Totwasseranteil liegt je nach Horizont zwischen 10 und 15 Vol.-%. Diese Kennziffern erlauben zwar den Schluß, daß, verglichen mit anderen Weinbergsböden, die Lößstandorte aufgrund der höheren Wasserspeicherleistung potentiell einen ausgeglichenen Wasserhaushalt besitzen, doch soll diese Vermutung durch die Erfassung des Niederschlages und der pflanzen- und witterungsabhängigen Evapotranspiration während der Vegetationsperiode quantitativ abgesichert werden.

Zu diesem Zweck sollen Bodenwassergehaltsmessungen von SCHRADER (1974) für die Jahre 1971 und 1972 und eigene Saugspannungsmessungen aus den Jahren 1984 und 1985 vergleichend betrachtet werden. Sie gewähren einen Überblick über vier Vegetationsperioden mit unterschiedlichen Witterungsabläufen. In den Jahren 1971/72 war die Witterung durch unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen gekennzeichnet, es wurden im Jahr 1971 nur 431 statt 517 mm (langjähriges Mittel) registriert, und in ähnlicher Weise wurden bis September 1972 bereits 118 mm weniger gemessen, als den langjährigen Verhältnissen entspricht. Dagegen war im Mittel das Jahr 1984 zu kühl und zu feucht, während das Jahr 1985 als hygrisch normal gelten kann.

Wenngleich einerseits Wassergehalts- (Abb. 2) und andererseits Saugspannungsmessungen (Abb. 3, 4) vorliegen, also physikalisch unterschiedliche Wasserhaushaltsparameter zur Verfügung stehen, so ist doch in allen Jahren das Grundmuster des Bodenfeuchteganges mit der stetigen Abnahme der Wassergehalte bzw. Matrixpotentiale zwischen Frühjahr und Herbst unverkennbar. Trotz der trockeneren Witterung im Jahr 1971 unterschritt die Bodenfeuchte nach SCHRADER (1974) nie den permanenten Welkepunkt. Der Anteil des pflanzenverfügbaren Wassers blieb in den oberen 60 cm immer über 9 Vol.-%. Dies steht im

Tab. 1. Physikalische und chemische Bodeneigenschaften

Tiefe (cm)	Korngrößenzusammensetzung								ld (g/ml)	PV (%)	Wassergehalte (Vol.-%) bei pF								k <sub>f</sub> (cm/s)	mS/FS	
	Grobb. > 2 mm (%)	Feinboden < 2 mm (s) (%)																			
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T			1.8	2.0	2.2	2.3	2.5	2.6	2.7	2.8	4.2			
0- 10	24.4	5.1	10.6	10.3	21.0	15.9	6.3	30.7	1.64	40.1	30.25	29.27	29.13	28.82	28.22	27.35	27.35	26.80	12.46	2.5 · 10 <sup>-4</sup>	1.0
10- 30	20.0	5.1	10.2	10.5	22.5	16.0	6.4	29.2	1.61	41.8	30.15	29.08	28.67	28.20	27.67	27.02	26.98	26.30	14.87	1.9 · 10 <sup>-3</sup>	1.0
30- 55	20.5	6.0	10.3	10.4	21.9	15.8	6.7	29.0	1.70	37.5	32.22	31.20	30.95	30.41	29.80	29.00	28.93	28.30	13.71	1.9 · 10 <sup>-3</sup>	1.0
55- 70	17.2	5.2	10.0	8.8	22.3	17.8	7.2	29.0	1.48	47.2	31.42	28.95	28.30	28.32	26.53	25.42	25.45	24.87	10.91	7.1 · 10 <sup>-3</sup>	1.1
70- 90	21.8	5.0	9.2	9.1	25.0	17.0	7.1	27.6	1.52	45.5	33.33	30.52	29.85	29.18	27.88	26.68	26.53	25.77	12.42	1.2 · 10 <sup>-3</sup>	1.0
90- 110	12.3	0.6	3.3	6.6	31.6	24.2	9.4	24.4	1.44	49.1	36.81	33.32	32.83	31.80	30.47	28.78	28.53	27.68	13.39	2.4 · 10 <sup>-4</sup>	0.5
110- 135	0.0	1.7	5.9	7.4	28.0	18.3	11.2	27.7	1.46	47.1	39.24	35.82	35.08	33.42	31.75	29.80	29.33	28.67	12.89	7.7 · 10 <sup>-4</sup>	0.3

Tiefe (cm)	pH-Wert		CaCO <sub>3</sub> (%)	C <sub>org</sub> (%)	Ges.N (%)	C/N	org.S (%)	Mn <sub>d</sub>	Al <sub>d</sub>	Fe <sub>d</sub>	Mn <sub>ox</sub>	Al <sub>ox</sub>	Fe <sub>ox</sub>	Fe <sub>ox/d</sub>	KAK (mval/100g Bod.) (%)	KAK	S	V	austauschbare Kationen (mmol/z/100 g Bod.)				Basensättigung (%)			
	H <sub>2</sub> O	CaCl <sub>2</sub>																	Na	K	Ca	Mg	Na	K	Ca	Mg
0- 10	8.2	7.4	9.6	1.01	0.13	8.0	2.0	0.54	0.79	9.12	0.47	0.72	0.98	0.11	16.2	39.7	16.2	100	0.04	1.06	13.70	1.40	<1	7	85	9
10- 30	8.2	7.5	9.4	0.84	0.12	8.0	1.7	0.57	0.70	9.31	0.50	0.72	0.98	0.11	16.5	41.8	16.5	100	0.04	0.83	14.14	1.49	<1	5	86	9
30- 55	8.2	7.5	9.6	0.75	0.10	7.9	1.5	0.54	0.74	9.18	0.48	0.66	0.92	0.10	17.6	50.3	17.6	100	0.05	0.71	15.17	1.67	<1	4	86	10
55- 70	8.3	7.6	12.0	0.51	0.07	7.2	1.0	0.46	0.62	8.41	0.42	0.84	0.82	0.10	15.6	44.8	15.6	100	0.05	0.32	13.53	1.70	<1	2	87	11
70- 90	8.4	7.7	12.5	0.51	0.07	7.2	1.0	0.43	0.50	7.90	0.40	0.78	0.75	0.10	17.6	56.5	17.6	100	0.07	0.29	15.57	1.67	<1	2	89	10
90- 110	8.5	7.7	21.8	0.40	0.06	7.3	0.8	0.27	0.59	6.47	0.24	0.66	0.67	0.10	14.4	52.5	14.4	100	0.07	0.21	12.69	1.43	<1	2	88	10
110- 135	8.6	7.8	25.5	0.28	0.04	7.8	0.6	0.21	0.54	6.11	0.19	0.63	0.63	0.10	12.5	40.8	12.5	100	0.08	0.15	10.57	1.70	<1	1	85	14

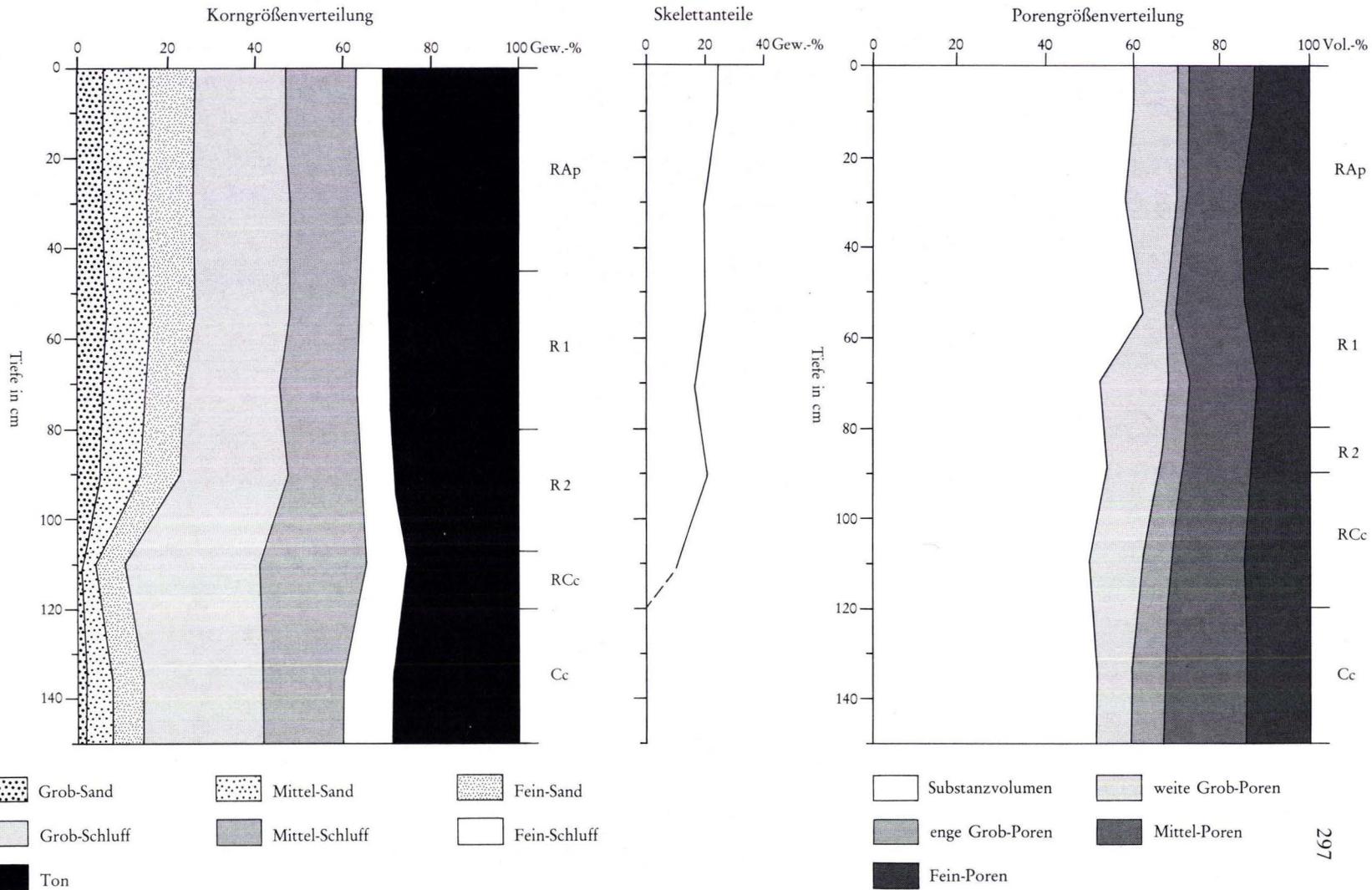


Abb. 1. Korngrößenverteilung und Porenraumgliederung.

Gegensatz zu den Angaben STEINBERGS (1972), der im selben Jahr beobachtete, daß der pflanzenverfügbare Wasservorrat zwischen 0 und 60 cm verbraucht war. Diese Angabe muß vor dem Hintergrund gesehen werden, daß etwa 80 % der Wurzelspitzen der Rebe auf den Bodenraum bis etwa 55 cm Tiefe konzentriert sind (STEINBERG 1968). Der Widerspruch zwischen beiden Autoren kann sowohl meßmethodisch – hier phänologische Beobachtungen, dort bodenphysikalische Messungen – als auch durch räumliche Unterschiede erklärt werden. Als wesentliche Erkenntnis bleibt festzustellen, daß selbst in Trockenjahren allenfalls kurzzeitige Wasserdefizite im Hauptwurzelraum auftreten, die bei Rebstandorten auf Löß jedoch zu keinen gravierenden Trockenschäden (STEINBERG 1972) führen.

Die beiden Vegetationsperioden mit Tensiometermessungen zeigen deutliche hygrische Unterschiede. Im Jahr 1984 (Abb. 3) war zu keinem Zeitpunkt die Wasserversorgung der Reben gefährdet. Bis in 2 m Tiefe blieben die Saugspannungen immer unter 500 cm WS (pF 2,7). Vor allem die Monate Mai und Juni waren zu kühl, und die ergiebigen Niederschläge in der zweiten Mai-Hälfte übertrafen mit 120 mm bei weitem das langjährige Monatsmittel.

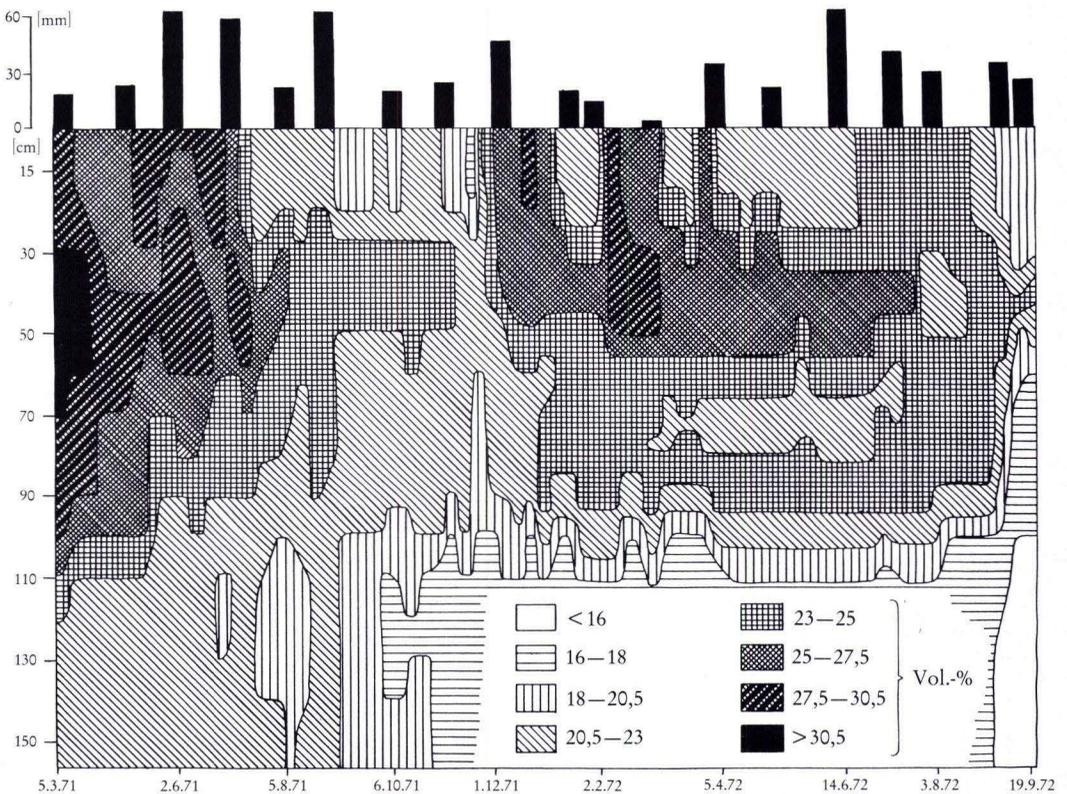


Abb. 2. Bodenfeuchte-Isoplethen 1971/72 und Niederschläge (graphisch verändert nach SCHRADER 1974 und AMBF Geisenheim 1971/72).

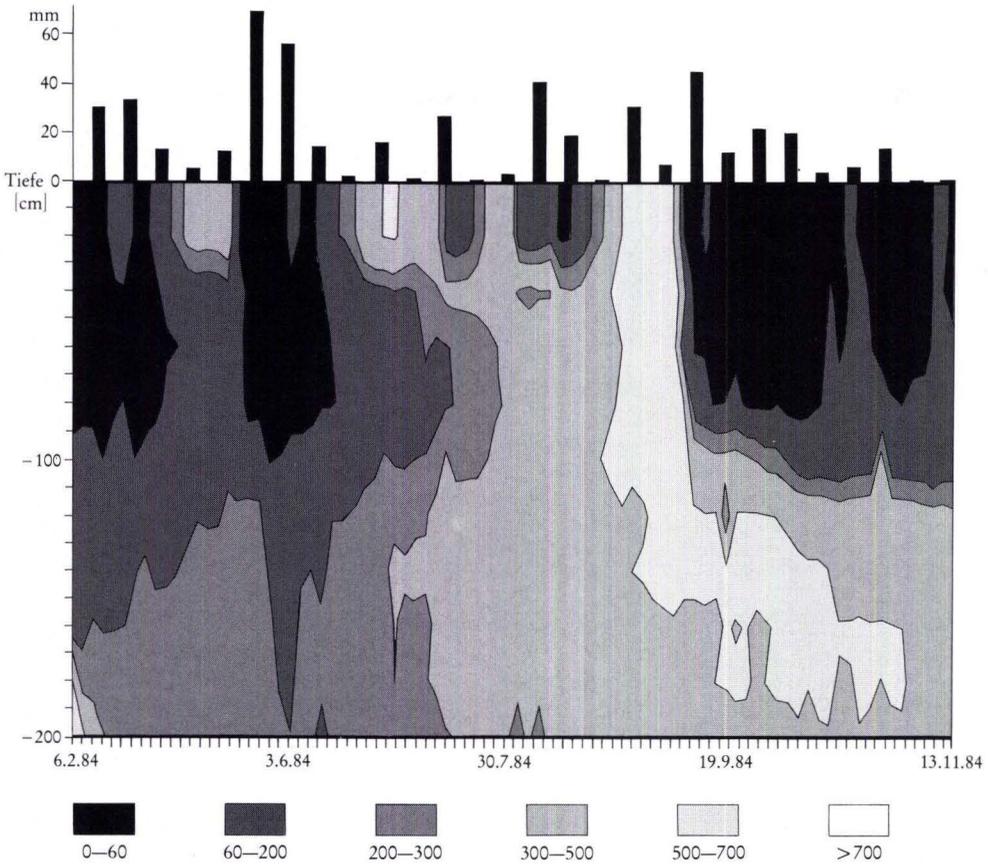


Abb. 3. Saugspannungs-Isoplethen 1984 (cm WS) und Niederschläge (eigene Messungen und AMBF Geisenheim 1984).

Ebenso brachte der September überdurchschnittliche Niederschläge. Diese besonderen Witterungsverhältnisse führten sowohl zu einer im Mittel der Jahre nicht zu erwartenden Verlängerung der bodenfeuchten Frühjahrsphase als auch zum vorzeitigen Ende der sommerlichen, bodentrockenen Periode.

Dagegen ergab sich im folgenden Jahr, bedingt durch die gleichmäßigere Niederschlagsverteilung (Abb. 4), ein ruhigeres, raumzeitliches Differenzierungsmuster der Saugspannungen. Auch hier erwies sich die Tiefe von ca. 90 cm als Grenze zwischen dem Bodenraum mit wetter- und witterungsbedingten Variationen des Matrixpotentials und halbjährigen Undulationen der Feuchte. Am längsten blieb der Boden in ca. 70 cm Tiefe feucht, ehe Evapotranspirationsverluste von der Oberfläche her und im Wurzelraum auch hier wie in fast dem gesamten Bodenraum die Saugspannungen bis über 500 cm Wassersäule ansteigen ließen. Eine Umkehr dieser Verhältnisse bewirkten auch nicht die Niederschläge zur

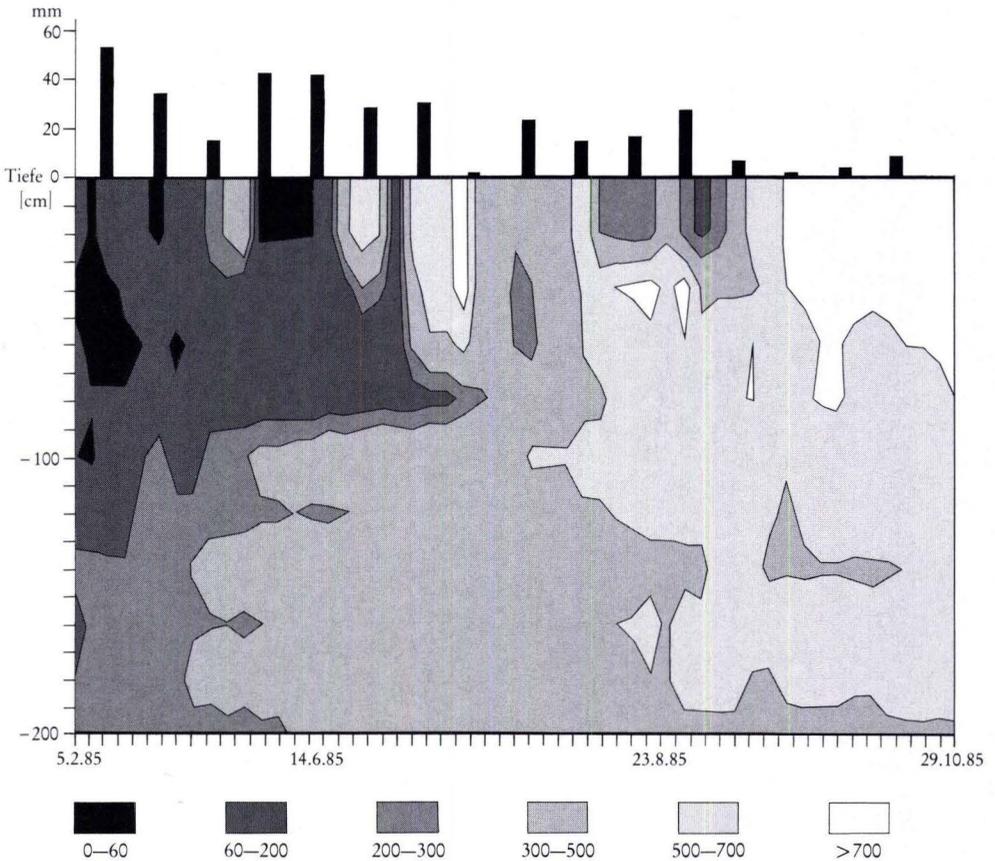


Abb. 4. Saugspannungs-Isoplethen 1985 (cm WS) und Niederschläge (eigene Messungen und AMBF Geisenheim 1985).

August-September-Wende. Die bodentrockenste Zeit waren die Herbstmonate September und Oktober, eine Folge der geringen Niederschläge und der Feuchtigkeitsaufnahme durch das Wurzelsystem der Rebe während der Hauptreifezeit der Trauben. Einige Tensiometer überschritten die Obergrenze ihres Meßbereiches; selbst die für 170 cm Tiefe angegebenen Saugspannungen müssen daher als Mindestwerte angesehen werden. Damit unterscheidet gerade die Herbstwitterung in klimatologischer und bodenhydrologischer Sicht die beiden Jahre 1984 und 1985.

Die Meßergebnisse aus allen vier Vegetationsperioden weisen die größten Feuchteschwankungen in den Rigolhorizonten nach. So markiert die Tiefe von 100 cm die Grenze, unterhalb derer nur noch halbjährige Schwankungen der Bodenfeuchte auftreten. Auffallend sind unter 1 m Tiefe die relativ niedrigen Feuchtegehalte, die auch im Frühjahr 20 Vol.-% nicht überschreiten. Der Löß unterhalb des Solums erreicht nie auch nur annähernd Wassergehalte, die der Feldkapazität entsprechen. Hieraus darf der Schluß gezogen werden,

daß der Rohlöß hervorragende Wasserleiteigenschaften besitzt, die einen Transport des aus dem Solum perkolierenden Sickerwassers garantieren. Aus der geringen Feuchte und der relativen Feuchtekonstanz darf jedoch nicht der Schluß gezogen werden, daß keine Tiefsickerung stattfinden kann. Die Ermittlung der Bodenwasserbewegungen kann über die mit Hilfe von Tensiometern durchgeführte Analyse der Wasserbindungsintensitäten erfolgen (s.u.).

Nach der Soil Taxonomy (ISM 1980) folgt aus den Bodenfeuchte- und Klimadaten, daß der untersuchte Pararendzina-Rigosol ein „udic moisture regime“ besitzt, denn der Bodenfeuchte-Kontrollabschnitt ist deutlich an weniger als 45 aufeinanderfolgenden Tagen nach der Sommersonnenwende trocken. Aufgrund der vorliegenden, vier Vegetationsperioden umfassenden Meßdaten darf resümiert werden, daß in Normaljahren Pararendzina-Rigosol-Rebstandorte auf Löß im Rheingau über einen ausgeglichenen Wasserhaushalt verfügen. Insbesondere kann Wasserstreß nur kurzzeitig im Frühherbst auftreten, wobei die Reben im allgemeinen noch dank einiger tiefreichender Wurzeln zusätzliches Wasser in tieferen Bodenabschnitten erreichen können (STEINBERG 1972). Dagegen ist im Frühjahr und im Sommer auch während Dekaden ohne nennenswerten Niederschlag genügend pflanzenverfügbares Wasser im Solum gespeichert. Der von MÜLLER (1983: 153) genannte Schwellenwert von 30–40 % nutzbarer Feldkapazität für die Zusatzberechnung auf tiefgründigen Böden dürfte nur selten erreicht werden.

### 5. Bodenwasserbilanz

Vollständige Bodenwasserbilanzen sind alleine auf der Grundlage von Bodenwassergehalts- oder Saugspannungsisoplethendiagrammen nicht erreichbar. Ergänzend müssen zeitlich differenzierte Analysen der hydraulischen Gradienten und die Bestimmung der jahreszeitlich wechselnden Tiefenlage der hydraulischen Wasserscheide (HARTGE 1978) herangezogen werden. Die Kenntnis der hydraulischen oder horizontalen Wasserscheide erlaubt, Wassergehaltsveränderungen eindeutig Sickerwasser- oder Evapotranspirationsverlusten zuschreiben zu können. Wenn im Boden eine Wasserscheide ausgebildet ist, kann aus dem Boden oberhalb der Wasserscheide kein Wasser in tiefere Schichten absickern.

Kapillarer Aufstieg war in den letzten April-Tagen und der ersten Mai-Hälfte sowie während der zweiten Juni-Hälfte des Jahres 1984 nur aus den oberen 50 cm zu beobachten. Zwischen August und Oktober baute sich bis in eine Tiefe von 150 cm eine Wasserscheide auf. Dagegen verhinderte im Jahr 1985 schon ab Mai eine Wasserscheide in wechselnden Tiefen zwischen 110 und 150 cm eine absteigende Wasserbewegung.

Die nach ZEPP (1986) bestimmten Bilanzen führen zur Darstellung der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag, Evapotranspiration, Wassernachlieferung an das Grundwasser und Bodenwassergehaltsänderungen auf Monatsbasis (Abb. 5). Sie beleuchten den hygrischen Gegensatz der Jahre 1984 und 1985. Es wird deutlich, daß die Perioden mit nennenswerter Grundwassererneuerung jeweils im Spätwinter und Frühjahr liegen. Die Herbstniederschläge leiten zwar die Wiederauffüllung des Bodenspeichers ein, zur Versickerung in größere Bodentiefen muß zunächst durch Infiltration die hydraulische Wasserscheide im Unterboden abgebaut werden. Ausschlaggebend für die Sickerwassermenge sind daher Intensität und Dauer der feuchten Frühjahrswitterung. Dagegen spielen

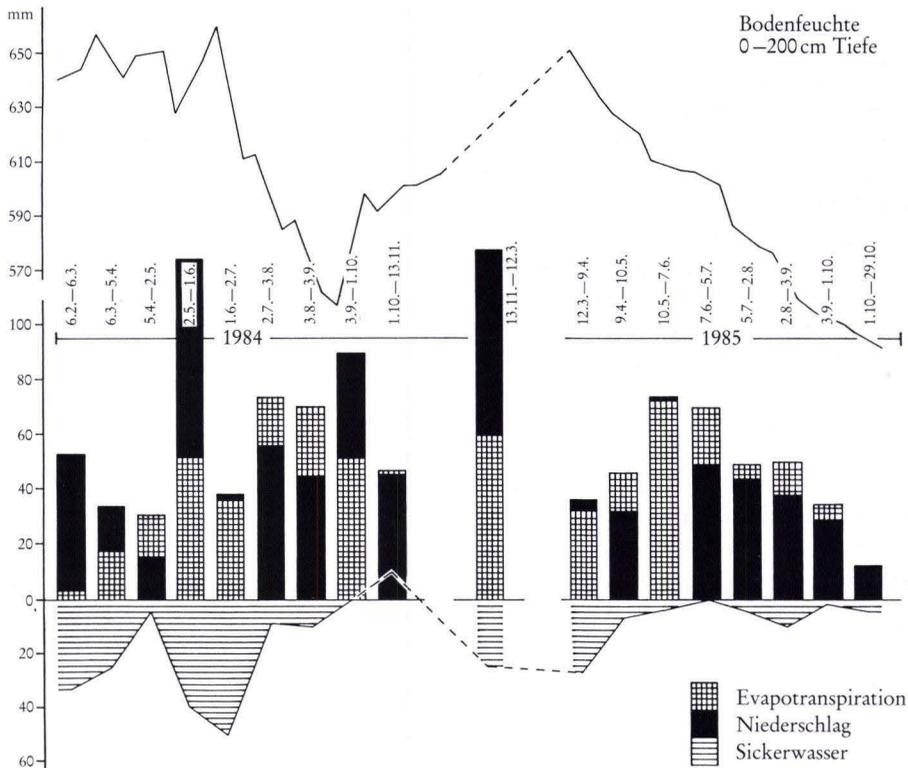


Abb. 5. Bodenwassergehalte 0–200 cm, Niederschlag, Evapotranspiration und Sickerwasser (1984–1985).

wegen der hohen potentiellen Evapotranspiration die Sommerniederschläge für die Wasserversickerung in den tieferen Untergrund nur eine untergeordnete Rolle (vgl. ZEPP 1987).

Insgesamt fielen im Zeitraum vom 6.2.84–29.10.85 rund 931 mm Niederschlag, die zusammen mit einer Bodenwassergehaltsabnahme von 97 mm im gleichen Zeitraum als Wassermenge für die Verdunstung und Grundwassererneuerung zu Verfügung standen. Mit etwa 230 mm entfielen rund 25% des Niederschlages auf die Grundwassererneuerung und ca. 75% auf die Evapotranspiration (797 mm). Die Wertepaare Verdunstung und Niederschlag für die Perioden April–September beider Jahre (1984: 307 u. 364 mm; 1985: 320 u. 263 mm) verdeutlichen eindringlich den trockeneren Charakter des Jahres 1985 und begründen die relativ stärkere Entleerung des Bodenwasservorrats im Herbst 1985.

Größenordnungsmäßig stimmen die ermittelten Daten mit den auf Lößstandorten des Main-Taunus-Vorlandes (ZEPP 1987) ermittelten Ergebnissen aus den entsprechenden Jahren überein. Sie können als regional-hydrologische Ergänzung der von MATTHESS &

PEKDEGER (1981) sowie BÖKE & LINSTEDT (1981) vorgelegten Ansichten über die Grundwassererneuerung im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens angesehen werden.

Die Ergebnisse besitzen zusätzliche Bedeutung im Hinblick auf die Bestrebungen, die Evapotranspiration während der Vegetationsperiode mit Hilfe empirischer oder physikalisch begründeter Modellformeln zu berechnen (SCHRÖDTER 1985, vgl. auch STEINBERG 1985: 285). Insbesondere für Sonderkulturen bedürfen derartige Ansätze noch der Eichung, der Anpassung an das pflanzenspezifische Transpirationsverhalten. Als Konsequenz aus der zeitlichen Verteilung des Sickerwassers folgt, daß für die Eichungen nicht alleine die im Gelände gemessenen Bodenfeuchteänderungen herangezogen werden dürfen, sondern zusätzlich die Sickerwassermengen berücksichtigt werden müssen. Eine Vernachlässigung der Sickerwassermengen während der Vegetationsperiode hätte gravierende Überschätzungen der Transpirationsleistungen der Pflanzen zur Folge.

### 6. Bodenwasserbewegung

Die umweltpraktischen Konsequenzen aus den Bodenwasserbilanzen des Rebstandortes ergeben sich aus der Möglichkeit, über Ausmaß und Zeitpunkte der Wasserbewegung Aussagen zu treffen. Für Ackerstandorte (DUYNISVELD & STREBEL 1986) sowie Lysimeter (HELLEKES, 1985) ist bisher das von DUYNISVELD (1983) entwickelte, auf Simulationsmodellen basierende Verfahren der Zeit-Tiefenfunktionen angewendet worden, um v. a. die Auswaschungsgefährdung von wasserlöslichen Nähr- und Schadstoffen abschätzen zu können.

Auf der Grundlage der eigenen experimentellen, d. h. nicht simulierten, Saugspannungs- und Bilanzmessungen vermittelt Abb. 6 eine Vorstellung von der Verlagerung des Bodenwassers am Standort „Fuchsberg“ in den Jahren 1983–1985. Das Berechnungsverfahren, dessen Grundlagen und Aussagemöglichkeiten an dieser Stelle nicht vertiefend erläutert werden sollen (vgl. ZEPP 1987), ermöglicht, den Weg des Wassers, beginnend mit seiner Infiltration durch die Bodenoberfläche, bis in eine Tiefe von 200 cm in Abhängigkeit vom Witterungsgeschehen zu verfolgen.

Während des Untersuchungszeitraumes haben noch bis spät in das Frühjahr 1984 Bodenwasserbewegungen stattgefunden. Nicht nur im Februar und März, sondern auch im Mai und Anfang Juni leitet der gut durchfeuchtete Boden Wasser in tiefere Schichten. Damit steht diese Vegetationsperiode in deutlichem Kontrast zum folgenden Jahr, in dem der Sickerwasserstrom im wesentlichen schon im April beendet war und im anschließenden Zeitraum Frühjahr bis Herbst eine Stagnation des Bodenwassers ermittelt wurde. Für den Beobachtungszeitraum bedeuten 230 mm Sickerwasser etwa 1 m Verlagerungsdistanz des Bodenwassers.

Entsprechend werden die wasserlöslichen Nähr- und Schadstoffe verlagert, wobei selbstverständlich die stoffspezifischen chemischen Wechselwirkungen mit der Bodenmatrix berücksichtigt werden müssen. Es läßt sich mit Hilfe des vorgestellten Verfahrens vor allem abschätzen, ob natürliche oder gedüngte Pflanzennährstoffe (z.B. Nitrat-Stickstoff) aus dem Wurzelraum in tiefere Schichten verlagert sind oder noch von den Wurzeln angenommen werden können.

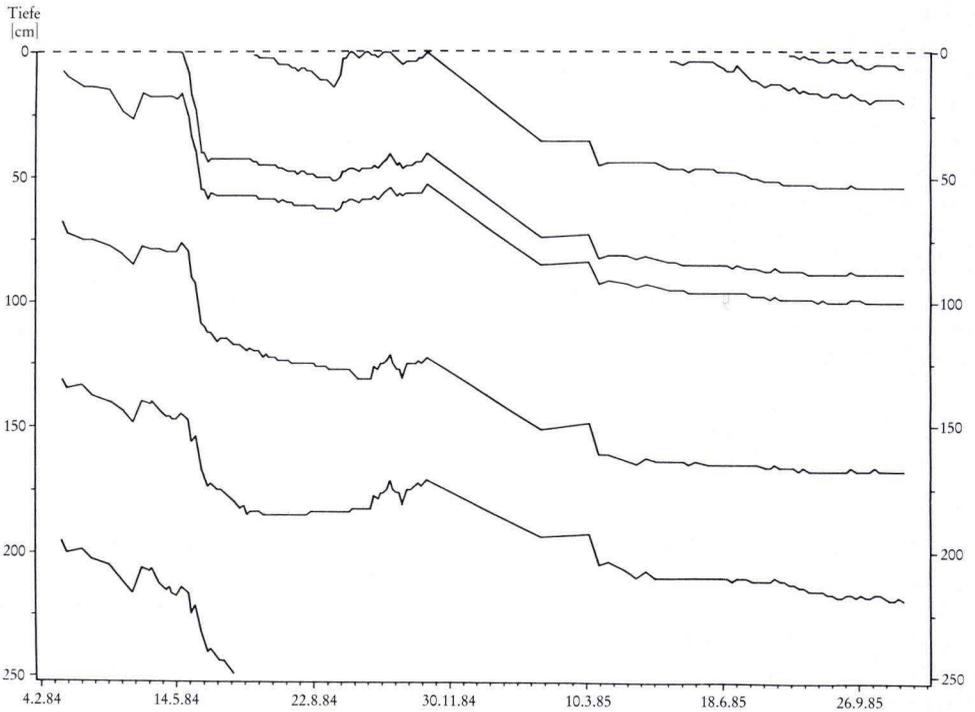


Abb. 6. Bodenwasserbewegung (1984–1985).

#### 7. Schriftenverzeichnis

- AG Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 2. Aufl., 331 S., 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil.; Hannover.
- AMBF Geisenheim (1971, 1972, 1984, 1985): Agrarmeteorologische Wochenberichte. Dt. Wetterdienst, Agrarmeteorol. Forsch.- u. Beratungsstelle; Geisenheim.
- BECKER, H., & ZAKOSEK, H. (1969): Rebsorten und Böden in den Hessischen Weinbaugebieten. – Weinberg u. Keller, **16**: 135–141; Frankfurt a. M.
- BERAN, N. (1982): Die Transpiration der Rebe (*Vitis vinifera*) in Abhängigkeit von der Blattemperatur unter besonderer Berücksichtigung des Bodenwassergehaltes. – Wein-Wissenschaft, **37**: 291–309; Wiesbaden.
- BERNDT, H., ALLEWELDT, G., & DÜRING, H. (1977): Wasserhaushalt und Bewässerung der Rebe. – Dokumentation Weinbauforschung, 69 S.; Siebeldingen.
- BIRK, H., & ZAKOSEK, H. (1960): Die bodenangepaßten Unterlagssorten der hessischen Weinbaugebiete. – Weinberg u. Keller, **7**: 9–15; Frankfurt a. M.
- BÖKE, E., & LINDSTEDT, H. J. (1981): Zur Grundwasserneubildung in Waldgebieten der Rhein-Main-Niederung. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 179–189, 2 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- BÖLL, K. P. (1967): Versuche zur Gründung im Weinbau. – Vitis, **6**: 163; Siebeldingen.
- BREIDER, H., & DIETER, A. (1971): Untersuchungen zur Verbesserung der Bodenstruktur, des Wasserhaushaltes und zur Verhütung von Erosionsschäden in Weinbergen. – Forsch.-Ring dt. Weinbau DLG, Jber. 1971: 9–10; Frankfurt a. M.

- DUYNISVELD, W. H. M. (1983): Entwicklung von Simulationsmodellen für den Transport von gelösten Stoffen in wasserungesättigten Böden und Lockersedimenten. – Texte, 17/83, Umweltbundesamt Berlin, 197 S., 89 Abb., 12 Tab.; Berlin.
- & STREBEL, O. (1986): Nitratauswaschungsgefahr bei verschiedenen grundwasserfernen Ackerstandorten in Nordwestdeutschland. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **41**: 429–439; Göttingen.
- FÜRI & KOZMA (1977): Der Wasserverbrauch und -bedarf der Reben während der Vegetationsperiode. – Wein-Wissenschaft, **32**: 103–121; Wiesbaden.
- HARTGE, K. H. (1978): Einführung in die Bodenphysik. – 364 S., 142 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- HELLEKES, R. (1985): Analyse des Bodenwasserhaushaltes eines Löss-Standortes im Bereich Mönchengladbach bei Anwendung verschiedener Methoden. – Bes. Mitt. dt. gewässerkd. Jb., **47**: 155 S., 46 Abb., 24 Anl.; Mönchengladbach.
- HOFFMANN, E. (1972): Beobachtungen und Ergebnisse einer mehr als 30jährigen Versuchsanlage mit 12 Geisenheimer Riesling-Klonen auf verschiedenen Klonen der Berlandieri x Riparia Kober 5BB. – Wein-Wissenschaft, **27**: 274; Wiesbaden.
- HUSSE, B. (1983): Untersuchungen über den Einfluß der Begrünung und der Zusatzberechnung auf den Bodenwasserhaushalt, den Boden und die Rebe. – Diss. Univ. Gießen, 160 S.; Gießen.
- ISM (1980): Field Extract of Soil Taxonomy. The 1975 system of soil classification of the USDA/SCS. – Int. Soil Museum; Wageningen.
- KIEFER, W., & STEINBERG, B. (1974): Einfluß der Bodenfeuchte auf Menge und Güte des Ertrages bei der Rebe. – Dt. Weinbau **29**: 352–356; Wiesbaden.
- MATTHESS, G., & PEKDEGER, A. (1981): Zur Grundwasserneubildung im hessischen Teil des Oberrhein-Grabens. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 191–204, 6 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- MORGENSCHWEIS, G., LUFT, G., & BECKER, N. (1983): Zum vegetativen Wachstum von Weinreben in Abhängigkeit von pedohydrologischen und klimatischen Faktoren. Ergebnisse einer Vergleichsstudie an zwölf Testparzellen im südbadischen Weinbaugebiet. – Catena, **9**: 199–225, 10 Abb., 2 Tab.; Braunschweig.
- MÜLLER, K. (1983): Untersuchungen über den Einfluß der Zusatzberechnung im Weinbau auf Muschelkalkböden in Franken. – Würzburger geogr. Arb., **58**: 182 S., 27 Abb., 25 Tab.; Würzburg.
- SCHOLZ, A. (1984): Der Einfluß von Boden, Unterlage und Klima auf den Ertrag und die Qualität bei Riesling Klon 239 Gm. – Diss. Univ. Bonn, 296 S., 123 Abb., 33 Tab.; Bonn.
- SCHRADER, L. (1974): Untersuchungen über die Dynamik des Wasserhaushaltes von Weinbergsböden mit Hilfe der Neutronensonde. – Diss. Univ. Bonn, 255 S., 129 Abb., 3 Tab.; Bonn.
- SCHRADER, T., & STEINLEIN, B. (1961): Neue Erfahrungen mit der Gründüngung im Weinbau. – Weinberg u. Keller, **8**: 137; Frankfurt a. M.
- SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung. Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. – 186 S., 9 Tab., 17 Taf.; Berlin.
- STARK, H. (1980): Die Beziehungen zwischen klimatischer Wasserbilanz und zwei verschiedenen Bodenfeuchtemessungen auf unterschiedlichen Standorten und verschiedenen Zeilenbreiten. – Dipl.-Arb.; Geisenheim.
- STEINBERG, B. (1968): Untersuchungen über die Wurzelspitzenverteilung bei Pfropfreben (*Vitis vinifera* L.). – Diss. Univ. Gießen, 113 S.; Gießen.
- (1970): Methoden und Ergebnisse von Bodenbearbeitungsversuchen im Weinbau. – Weinberg u. Keller, **7**: 328–344; Frankfurt a. M.
- (1972): Dauerbegrünung im Trockenjahr 1971. – Dt. Weinbau, **27**: 174–177; Wiesbaden.
- (1985): Untersuchungsergebnisse über Bodenpflege und Wasserhaushalt im Weinbau. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 271–292, 6 Abb., 9 Tab.; Wiesbaden.
- WIND, R. (1985): Gegenüberstellung verschiedener Methoden zur Wasserbilanzrechnung im Rebbestand. – Dipl.-Arb., 97 S., 33 Abb., 15 Tab.; Geisenheim.
- ZAKOSEK, H. (1980): Klima und Boden. – Rheingau – Weinbau, 26–36; Mannheim.
- ZEPP, H. (1986): Zur Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes mit Neutronensonden und Tensiometern. Ein Methodenvergleich. – Landschaftsökologisches Messen und Auswerten (LÖMA), 2.1: 41–54; Braunschweig.
- (1987): Wasserhaushalt und Verlagerung wasserlöslicher Stoffe in Lößdecken des Main-Taunus-Vorlandes. – Arb. rhein. Landeskd., **46**: 167 S., 97 Abb., 15 Tab., 1 Beil.; Bonn.

## Hessisches Geologisches Schrifttum 1986 mit Nachträgen aus den Jahren 1975-1985

Bearbeitet von

HARTMUT POSCHWITZ und  
ANNELIES HERZBERG\*

Nachtrag aus dem Jahre 1975

JACOBITZ, K.-H. (1975): Planungsgrundlagen für die Sekundärnutzung von Erdaufschlüssen unter Berücksichtigung der Belange der Wasserwirtschaft. – TH Darmstadt, Inst. f. Wasserversorgung, Abwasserbeseitigung und Stadtbauwesen, 156 S., 53 Abb., 30 Tab.; Darmstadt.

Nachtrag aus dem Jahre 1978

GEHRENKEMPER, J., MÖLLER, K., & STÄBLEIN, G. (1978): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:25000, Blatt Nr. 5018 Wetter (Hessen); Berlin.

Nachtrag aus dem Jahre 1982

Abfallbeseitigungsplanung – Fachplanerische Arbeit – 3. Klärschlamm. Hinweise und Empfehlungen für die Verwertung und Beseitigung von Klärschlamm und Fäkalschlamm. – Umwelt: 1-83, 9 Abb.; Wiesbaden (Hess. Min. Landentwicl., Umwelt, Landwirtsch. u. Forsten) 1982.

Nachtrag aus dem Jahre 1983

Hessischer Minister für Landentwicklung, Umwelt, Landwirtschaft und Forsten (Hrsg.) (1983): Quecksilberbericht. – Umweltschutz in Hessen, 35 S., 5 Abb., 31 Tab.; Wiesbaden.

SLOTTA, R. (1983): Hessen. – In: Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland, 4. Der Metallerzbergbau, T. 1: 269-414, div. Abb., div. Tab.; Bochum (Deutsches Bergbau-Museum).

WANDT, H.-J. (1983): Die paläogeographische Entwicklung des Beckens der rechtsrheinischen Geosynklinale während des Oberdevons. – 172 S., 27 Abb.; Göttingen (Selbstverlag).

Nachtrag aus dem Jahre 1984

Bericht über das Bergwesen im Land Hessen für das Jahr 1983. – 70 S., 18 Abb., 17 Tab.; Wiesbaden 1984.

BRECHTEL, H. M. (1984): Der Einfluß des Waldes und der Landnutzung auf die Schneean Sammlung und Schneeschmelze in den Hessischen Mittelgebirgen. – DVWK-Mitt., 7: 567-574, 4 Abb.; Bonn.

---

\* H. POSCHWITZ u. Dr. A. HERZBERG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

- ERNSTBERGER, H., SOKOLLEK, V. (1984): Einfluß unterschiedlicher Vegetationsbestände auf Schneedeckenentwicklung und Schneeschmelzabfluß in unteren Mittelgebirgslagen. – DVWK-Mitt., **7**: 317–329, 5 Abb.; Bonn.
- Hess. Minister f. Landwirtschaft., Forsten und Naturschutz – Abt. Landwirtsch. u. Landentwicl. (Hrsg.) (1984): Standortkarte von Hessen – Hydrogeologische Karte 1:50000; Wiesbaden:  
 DIEDERICH, G.: Bl. L 5716 Bad Homburg vor der Höhe,  
 – & HÖLTING, B.: Bl. L 5318 Amöneburg,  
 – & SCHARPFF, H.-J.: Bl. L 5918 Frankfurt a. M. Ost,  
 – & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Bl. L 5314 Dillenburg,  
 – -: Bl. L 5316 Gladenbach,  
 – -: Bl. L 5514 Weilburg,  
 – -: Bl. L 5516 Wetzlar,  
 – -: Bl. L 5518 Gießen,  
 – -: Bl. L 5714 Limburg an der Lahn,  
 – -: Bl. L 5912 Kaub,  
 – – & TANGERMANN, H.: Bl. L 5914 Wiesbaden,  
 – & TANGERMANN, H.: Bl. L 5916 Frankfurt a. M. West,  
 – & WIEGAND, K.: Bl. L 5718 Friedberg.
- SCHUMACHER, C. (1984): Die Kupfervererzungen des basalen Zechsteins im Rahmen der sedimentären Entwicklung des Werra-Fulda-Beckens. – Diss. FU Berlin, 142 S.; Berlin.

#### Nachtrag aus dem Jahre 1985

- ACKERMANN, W. (1985): Gefahr für das Trinkwasser. – Öko-Mag., **8**: 123–131, 1 Abb., 1 Tab.; Freiburg.
- ALBERTZ, J. (1985): Lokalisierung von kontaminierten Standorten durch Interpretation von Luftbildern. Methodik der Untersuchung und Bewertung. – Materialien Umweltbundesamt: 185–195, 8 Abb.; Berlin.
- BÄR, I. (1985): Hydrogeologische und geohydraulische Untersuchungen an einem Mainterrassenaquifer bei Seligenstadt (Hessen). – Giessener geol. Schr., **39**, 126 S., 53 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Gießen.
- BERNERTH, H., & TOBIAS, W. (1985): Gewässerökologische Untersuchungen im Untermaingebiet. – Lage der Natur in Hessen: 140–143; Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch., Forst. u. Naturschutz).
- BRUSS, G. (1985): Chemische Veränderungen in den Gewässern beim Eintrag „Saurer Niederschläge“. – Öko-Mag., **8**: 61–78, 7 Abb.; Freiburg.
- Bundesministerium des Innern (1985): Gewässerbeschaffenheit bundesdeutscher Flüsse wesentlich verbessert. – Umwelt, **7**: 13; Bonn.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet. Abflußjahr 1984. – 312 S., 1 Kt.; Hildesheim (Niedersächsisches L.-Amt Wasserwirtsch.) 1985.
- FRANZEN, J. L. (1985): Exceptional preservation of Eocene vertebrates in the lake deposit of Grube Messel (Western Germany). – Phil. Trans. Soc., London (B), **311**: 181–186; London.
- GAUDANT, J. (1985): Mise au point sur les Vertébrés inférieurs de l'Oligocène de Sieblös (Hesse, Allemagne). – C. R. Acad. Sci., **300** II (5): 185–188; Paris.
- Gewässerkundliches Jahrbuch der Deutschen Demokratischen Republik. Abflußjahr 1981. – 213 S., div. Tab.; Berlin/DDR (Inst. Wasserwirtsch.) 1985. [Werragebiet]
- Gewässerkundliches Jahrbuch der Deutschen Demokratischen Republik. Abflußjahr 1982. – 213 S., div. Tab.; Berlin/DDR (Inst. Wasserwirtsch.) 1985. [Werragebiet]
- GÖTZ, E. (1985): Hydrogeologische Probleme bei der Stützung von Feuchtgebieten im Hessischen Ried durch Zuleitung von Oberflächenwasser. – Geoökodynamik, **6** (3): 301–319, 14 Abb.; Darmstadt.
- HABERER, K. (1985): Eliminierung organischer Stoffe bei der Untergrundpassage in Wiesbaden-Schierstein. – DVWG-Schr. Wasser, **45**: 183–210, 19 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- HERTER, G. (1985): Palynologische Untersuchungen der pliozän/pleistozänen Grenzschichten und eines (?prä-elsterzeitlichen) Interglazials im Horloff-Graben/Wetterau. – Palaeontographica, Abt. B, **195** (Lfg. 1–4): 1–128, 11 Abb., 7 Tab., 8 Taf.; Stuttgart.

- MÖLLER, H. (1985): Petrographie und Fazies des Plattendolomits (Leine-Karbonat, Ca<sub>3</sub>) im hessischen Zechstein-Becken. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **20**, 255 S., 92 Abb., 13 Tab., 14 Taf.; Bochum.
- NOS, H. J. (1985): Die Wasserversorgung aus dem Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. – BBR, **36** (11): 417–419, 1 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- PRINZ, H. (1985): Zur Kalkaggressivität von Buntsandstein-Grundwasser. – Geotechnik, **9**: 30–32, 1 Tab.; Essen.
- ROHRBACH, J. (1985): Die Gefährdung der Böden durch Saure Niederschläge. – Öko-Mag., **8**: 44–57, 3 Abb., 1 Tab.; Freiburg.
- SCHAARSCHMIDT, F. (1985): Der Messeler See – Modell einer allochthonen Pflanzenfundstelle. – Kurzfassung 55. J.-Tag. paläont. Ges. München: 61.
- (1985): Tier/Pflanze-Wechselbeziehungen im Eozän von Messel. – Abstr. 15. Treffen APP Antwerpen: 26.
- SCHMIDT, F.-P. (1985): Erzkontrolle im Kupferschiefer Osthessens, BR Deutschland. – Inst. Mineral. Lagerstättenl. RWTH Aachen, 158 S., 93 Abb.; Aachen.
- SCHRÖDER, D. (1985): Probleme der Bodenschätzung bei rekultivierten Böden aus Löß. – Kulturtechn. u. Flurberein., **27**: 318–325, 1 Abb., 3 Tab.; Berlin–Hamburg. [Wetterau]
- VORREYER, C. (1985): Die Bodenschutzkonzeption der Bundesregierung. – DVGW-Schriften. Wasser, **46**: 57–62; Frankfurt a. M.
- WIEMANN, A. (1985): Eine erholungsart- und aktivitätsspezifische Freiraumbewertung Südhessens. – Rhein-Main. Forsch., **102**, 388 S., 91 Abb., 41 Tab., 1 Kt.; Frankfurt a. M.
- WILDE, V. (1985): Blätter aus der Grube Messel – erste Ergebnisse neuer Grabungen. – Abstr. 15. Treffen APP Antwerpen: 27.

## 1986

- AL-AZAWI, A., EBHARDT, G., FALCK, E., & SCHMITT, M. (1986): Prognosen über Wasserhaushalt und Schadstofftransport im Untergrund einer geplanten Sondermülldeponie. – Z. dt. geol. Ges., **137**: 195–209, 8 Abb., 1 Tab.; Hannover. [Kleinseeheim, Mainflingen]
- AMLER, M. R. W. (1986): Revision der Rostroconchien aus dem Unter-Karbon von Königsberg bei Gießen (nördliche Lahnmulde). – Geologica et Palaeontologica, **20**: 73–85, 1 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Marburg.
- Arbeitsgruppe Forsthydrologie (1986): Bericht über Wasserqualitätsuntersuchungen 1975–1986. – 69 S.; Hann. Münden.
- ARTZ, J. (1986): Das Fassen und der Schutz von Quellen. Heilbad u. Kurort, **38** (4): 111–112; Gütersloh.
- BAAS, J. (1986): Die Vegetationsgeschichte der mittelpleistozänen Tone von Hösbach bei Aschaffenburg am Main. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **86**: 331–385, 10 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Frankfurt a. M.
- BARGON, E. (1986): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1985 (1.1.–31.12.1985). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 329–345; Wiesbaden.
- BAUMGARTE, D., & SCHULZ, M. (1986): Stratigraphie und Fauna des Unteren und Mittleren Wellenkalkes (Unteranis/Pelson) von Müs (Bl. 5423 Großenlüder). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 69–94, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BELENDORFF, K. (1986): Eine Paragenese seltener Minerale aus Nieder-Beerbach, Odenwald: Lautit, Kutinit, Paxit. – N. Jb. Mineral., Mh., **86** (11): 511–518, 1 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- BERG, J., & SAMOL, H. (1986): SOILCRETE, ein Bodenverbesserungsverfahren im Grund- und Wasserbau. – Wasser u. Boden, **38** (9): 451–455, 11 Abb.; Hamburg–Berlin.
- Bericht über das Bergwesen im Lande Hessen für das Jahr 1985. – 83 S., 20 Abb., 18 Anl.; Wiesbaden (Hess. Oberbergamt) 1986.
- Bericht zur Schwermetall-Situation landwirtschaftlich genutzter Böden in Hessen. Die kleine Hessen-Biothek. – 43 S., 35 Darst., 9 Tab.; Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten) 1986.
- BEYER, H. (1986): Über zwei heimische Beispiele von Calcit-Trachten mit seltenen Flächen und ungewöhnlichem Habitus. – Aufschluß, **37** (10): 329–335, 3 Abb.; Heidelberg.

- BISCHOFBERGER, W. (1986): Ein Beitrag zur Entwicklung und den Ursachen des Chloridanstieges im Grundwasser. – Ber. Wassergütewirtsch. u. Gesundheitsingenieurw., **63**, 191 S., div. Abb., 3 Tab.; München.
- BLUM, R. (1986): Eine refraktionsseismische Interpretation der Ersteinsatzeiten des DEKORP-2-Profiles in der Wetterau. Geol. Jb. Hessen, **114**: 287–294, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BLUME, H.-P., STAHR, K. (1986): Landscapes and Soils of the Odenwald and the Rhine Valley. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **46**: 157–174, 1 Abb., div. Tab.; Göttingen.
- BRINKMANN, W. L. F. (1986): Suspended Heavy Metals in the River Nidda Catchment – Rhine-Main Area. – in: Beitr. Hydrol., **5**: 245–260, 6 Abb., 2 Tab.; Kirchzarten.
- BRÜHL, H., SPIERLING, P. (1986): Ein statistischer Methodenvergleich von Abflußmessungen mit dem hydrometrischen Flügel in kleinen Wasserläufen. – Dt. gewässerkd. Mittl., **30** (5/6): 143–146, 2 Abb., 3 Tab.; Koblenz.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – Geol. Jb., **A 90**: 3–125, 18 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- BUGGISCH, W. (1986): Diagenese und Anchimetamorphose aufgrund von Conodontenfarbe (CAI) und „Illit-Kristallinität“ (IC). Methodische Untersuchungen und Daten zum Oberdevon und Unterkarbon der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 181–200, 6 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1986): Stratigraphie und Fazies von Oberdevon/Unterkarbon-Profilen im Steinbruch „Beuerbach“ bei Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge, Blatt Oberscheld). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 5–60, 12 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- CHRISTMANN, K.-H. (1986): Bad Soden-Salmünster – Hessens Thermal-Sole- und Stahlbad. – Heilbad u. Kurort, **38** (7): 216–217, 3 Abb.; Gütersloh.
- COLLINSON, M. (1986): Früchte und Samen aus dem Messeler Ölschiefer. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **85**: 217–220, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- DAHMER, D.-D., & HILBRECHT, H. (1986): Die Faziesentwicklung des Unteren Muschelkalks bei Bad Hersfeld (Nordhessen) mit Anmerkungen zur Entstehung der Mikrite. – N. Jb. Geol. Paläont., **Mh.**, **1986** (9): 513–528, 3 Abb.; Stuttgart.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil II, Main (mit einem Anhang Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1984. – 164 S., 1 Kt.; München (Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.) 1986.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III, Mittel- und Niederrhein mit Ijsselgebiet. Abflußjahr 1984. – 330 S., 1 Kt.; Düsseldorf (L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.) 1986.
- DILLMANN, W. (1986): Karl-Wilhelm Geib 1913–1985. – Geol. Jb., Mitt. **5**: 19–26, 1 Abb.; Hannover.
- DOUTSOS, T., & PRÜFERT, J. (1986): Bau und tektonische Entwicklung der Metamorphen Zone am Taunus-Südrand (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 125–149, 14 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Mineral., **64** (2): 1–34, 3 Abb., 18 Tab.; Stuttgart.
- ENGELS, B. (1986): Zur inneren Tektonik des Taunus (Rheinisches Schiefergebirge) aus der Sicht der Dachschiefergrube „Rosit“. Geol. Rdschr., **75** (3): 635–645, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- FAUCHALD, K., STÜRMER, W., & YOCHELSON, E. L. (1986): *Sphenothallus* „Vermes“ in the Early Devonian Hunsrück Slate, West Germany. – Paläont. Z., **60** (1/2): 57–64, 5 Abb.; Stuttgart.
- FESEL, U. (1986): Hessisches Gütemeßprogramm für oberirdische Gewässer – Fließgewässer. Meßergebnisse und Auswertungen 1985. – Umweltplanung u. Umweltschutz, Schr.-R. hess. L.-Anst. Umwelt, **35**, 7 S., 55 S. Auswertungen, 55 Datenbl.; Wiesbaden.
- FICKEL, W. (1986), mit Beitr. v. ASTHALTER, K.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5918 Neu-Isenburg, 69 S.; Wiesbaden.
- FRANZIUS, V. (1986): Sanierung kontaminierter Standorte – Vorgehensweise zur Bewältigung der Altlastenproblematik in der Bundesrepublik Deutschland. – WuB, **38** (4): 169–173, 1 Tab.; Hamburg–Berlin.
- FRIMAN, L. (1986): Die devonischen Agnatha des Rheinischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung ihrer Histologie. Die devonischen Niederen Wirbeltiere des Rheinischen Schiefergebirges (eine Auflistung aller Holotypen). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **64**, 125 S., 8 Abb., 11 Taf.; Münster.

- FUCHS, K., & FLICK, H. (1986): Ein permokarboner Ignimbrit-Förderschlot im Wachenberg bei Weinheim/Bergstraße. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **28**: 31–42, 7 Abb.; Freiburg i. Br. [Raum Darmstadt]
- GEYER, R. (1986): Verfügbare Sondermülldeponien in der Bundesrepublik Deutschland. – Schriften. GDMB, **47**: 321–332; Weinheim. [Mainhausen, Herfa-Neurode].
- GLAVAC, V. (1986): Die Abhängigkeit der Schwermetalldeposition in Waldbeständen von der Höhenlage. – Natur u. Landschaft, **61** (2): 43–47, 4 Abb.; Bonn.
- GNIOSDORSCH, L. G., STEIGER, E. (1986): Betriebserfahrungen mit der zweistufigen Abwasserreinigungsanlage des Grobkklärwerkes Frankfurt am Main-Sindlingen. – Ber. Wassergütewirtsch. u. Gesundheitsingenieurw., **69**: 207–227, 2 Abb., 8 Tab.; München (Selbstverlag TU München).
- GÖLZ, E. (1986): Das rezente Rheingeschiebe; Herkunft, Transport und Ablagerung. – Z. dt. geol. Ges., **137**: 587–611, 15 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- GOLWER, A. (1986): Auswirkungen von Altablagerungen auf die Grundwasserbeschaffenheit. – DVWK-Schriften, **78**: 115–128; Hamburg–Berlin (Parey).
- GOTH, K. (1986): Mikrofazielle Untersuchungen am Messeler Ölschiefer. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **85**: 209–211, 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- MEYER, K.-J., SCHAARSCHMIDT, F., & WILDE, V. (1986): Pliozän von Mainflingen bei Seligenstadt. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **85**: 221–222, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- & WILDE, V. (1986): Miozän vom Landrücken-Tunnel bei Schlüchtern. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **85**: 222–224, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- GROSSER, J., & DÖRR, W. (1986): MOR-Typ-Basalte im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1986** (12): 705–722, 6 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- HABERER, K. (1986): Umweltradioaktivität und Trinkwasserversorgung. – Gas- u. Wasserf., **127** (12): 597–603, 6 Abb., 2 Tab.; Wien.
- HARRACH, T., SCHÖNHALS, E., WEGENER, H.-R., ALTEMÜLLER, H.-J. (1986): Soils Excursion through Central Hesse. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **46**: 175–224, 9 Abb.; Göttingen.
- HARTMANN, G. (1986): Chemische Zusammensetzung und Mineralbestand von Peridotit-Xenolithen mit unterschiedlicher metasomatischer Überprägung aus Basalten der Hessischen Senke. – Diss., 99 S., 28 Abb., 19 Tab.; Göttingen.
- & WEDEPOHL, K. H. (1986): Klinopyroxene in Mantel-Xenolithen mit unterschiedlicher metasomatischer Überprägung (Beispiele aus der Hessischen Senke). – Fortschr. Mineral., **64** (1): 64; Stuttgart.
- HELLMANN, K. N. (1986): Rohstoffsicherung in der Regionalplanung am Beispiel des Raumordnungsverbandes Rhein-Neckar, der Region Unterer Neckar und der Region Rheinpfalz. – Akad. Raumforsch. Landesplan., **114**: 1–130, 9 Abb., 13 Tab.; Hannover.
- HENTSCHEL, G. (1986): Paulingit und andere seltene Zeolithe in einem gefritteten Sandsteineinschluß im Basalt von Ortenberg (Vogelsberg). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 249–256, 9 Abb.; Wiesbaden.
- HERZBERG, A. (1986): Hessisches Geologisches Schrifttum 1984 mit Nachträgen aus den Jahren 1974–1983. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 319–328; Wiesbaden.
- Hessische Landesanstalt für Umwelt (1986): Hessisches Gütemeßprogramm für oberirdische Gewässer – Fließgewässer – Meßergebnisse 1984. – Umweltplanung u. Umweltschutz, Schr.-R. hess. L.-Anst. Umwelt, **32**, 76 S., div. Abb.; Wiesbaden.
- (1986): Studie Verunreinigung des Grundwassers in Hessen durch leichtflüchtige chlorierte Kohlenwasserstoffe – CKW-Studie Hessen, Stand 31. 12. 1985. – Umweltplanung u. Umweltschutz, Schr.-R. hess. L.-Anst. Umwelt, **36**, 506 S., div. Abb., 8 Tab.; Wiesbaden.
- (1986): Tätigkeitsbericht der Hessischen Landesanstalt für Umwelt 1985. – Umweltplanung u. Umweltschutz, Schr.-R. hess. L.-Anst. Umwelt, **37**, 249 S., 65 Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- (1986): Waldbelastungen durch Immissionen – Immissionserfassung. – Umweltplanung u. Umweltschutz, Schr.-R. hess. L.-Anst. Umwelt, **38**, 135 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- Hessischer Ministerpräsident – Staatskanzlei – (1986): Regionaler Raumordnungsplan Südhessen. – 68 S., 7 Abb., 2 Tab., 6 Beil.; Wiesbaden.
- Hessischer Minister f. Landwirtsch., Forsten u. Naturschutz – Abt. Landwirtsch. u. Landentw. (Hrsg.) (1986): Standortkarte von Hessen – Hydrogeologische Karte 1:50 000; Wiesbaden:
- DIEDERICH, G.: Bl. L 6116 Darmstadt West, Bl. L 6118 Darmstadt Ost,  
Bl. L 6316 Worms, Bl. L 6318 Erbach.

- Hessischer Minister f. Umwelt und Energie (1986): Reaktivierbares Wasserkraft-Potential im Odenwald und Vogelsberg. – Studie, 53 S., div. Abb., div. Tab., Anh.; Wiesbaden.
- (1986): Zahlentafeln der physikalisch-chemischen Untersuchungen 1985. – 296 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden. [Rhein u. Nebenflüsse]
- HEUSER, E.-E. (1986): Gefährdungspotentiale und Schutzstrategien für die Grundwasservorkommen in der Bundesrepublik Deutschland. – Wasserversorgung, Abwasserbeseitigung, Raumplanung, **27**, 330 S., div. Abb., div. Tab.; Darmstadt.
- v. d. HOCHT, F. (1986): Bestandsaufnahme der Brachiopoden, Amphineuren, Cirripedier, Dekapoden, Echinodermen und Chondrichthyes im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt.; **15**: 207–214, 5 Tab.; Mainz.
- HÖNES, E.-R. (1986): Über den Schutz erdgeschichtlicher Funde. – Natur u. Landschaft, **61** (1): 3–5; Bonn.
- HOFMANN, R., & BAUMANN, A. (1986): Sr isotopic composition of brines from West German thermal springs. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1986** (10): 591–598, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HORN, M. (1986): Geologie und Landschaftsgeschichte. – S. 20–33, 11 Abb., 1 Tab.; in MÜRMAN, F. (1986): Die Stadt Warburg 1036–1986. Beiträge zur Geschichte einer Stadt, **1**: 395 S., div. Abb., 1 Kt.; Warburg (Hermes-Verlag).
- HÜHNER, G. (1986): Bohrkernlager Hessisches Landesamt für Bodenforschung. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 347–356; Wiesbaden.
- JOCKENHÖVEL, A. (1986): Neolithische Auenlehmablagerungen im Untermaingebiet – Ergebnisse einer Ausgrabung im Mainalltal „Riedwiesen“ zwischen Frankfurt am Main-Schwanheim und Kelsterbach, Kr. Groß-Gerau. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 115–124, 4 Abb.; Wiesbaden.
- KAMPHAUSEN, D., & KELLER, T. (1986): Ein Stegocephalen-Schädelrest aus dem Mittleren Buntsandstein des Spessarts. – Geol. Jb. Hessen **114**: 61–67, 3 Abb.; Wiesbaden.
- KILLE, K., GOTTSCHALL, J., & BACH, K.-H. (1986): Niedrigwasserwahrscheinlichkeit in Hessen – Rheingebiet. – Umweltplanung u. Umweltschutz, Schr.-R. hess. L.-Anst. Umwelt, **40**, 159 S., div. Abb., div. Tab.; Wiesbaden.
- KLEMENS, E. (1986): Der Schollenbau des Deckgebirges im Odenwald, gedeutet anhand klassischer Bruchhypothesen. – Nachr. dt. geol. Ges., **35**: 46–48, 3 Abb.; Hannover.
- KÖSTER, A. (1986): Zur Quantifizierung ökologischer Leistungen des ländlichen Raumes. – Regionalpolitik u. Umweltschutz im ländlichen Raum, **22**, 172 S., div. Abb., Übersichten; Gießen (Justus-Liebig-Universität). [Untersuchungsgebiet in Mittelhessen: Gießen bis Fulda]
- KRAMM, E. (1986): Feinstratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Osthessens. – Beitr. Naturkd. Osthessen, **22**: 3–21, 5 Abb.; Fulda.
- KRITSOTAKIS, K., SCHULZ-DOBRICK, B., WERNER, H.-D. (1986): Bildungsbedingungen der Barytosen in den tertiären Sanden der Wetterau. – Fortschr. Mineral., **64**: 88; Stuttgart.
- KÜMMERLE, E. (1986): Bemerkungen zur Geologie der „Großen Hub“ bei Eltville am Rhein. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 95–109, 2 Abb.; Wiesbaden.
- KULICK, J., LEIFELD, D., THEUERJAHR, A.-K. (1986): German Kupferschiefer Exkursion. – In: E. C. JOWEH, Kupferschiefer and other sediment-hosted deposits in Central Europe: 11–34, 12 Abb., 3 Tab.; Ottawa, Canada.
- LAEMMLEIN, M., & KATZENBACH, R. (1986): Baugrund- und Standsicherheitsuntersuchungen für natürliche Hänge im Buntsandstein-Bergland als Grundlage für die Planung von Hangsicherungsmaßnahmen, dargestellt am Hattenberg-Nordhang in Osthessen. – Geol. Jb., **C 44**: 3–51, 23 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (1986): Jahresbericht 1985 – Hessen. – Wasser u. Boden, **38** (6/7): 311–314, 2 Abb.; Hamburg–Berlin.
- LECHER, K. (1986): Bewässerung in der Bundesrepublik Deutschland. – Z. Kulturtechn. u. Flurberein. **27**: 290–295, 2 Abb., 5 Tab.; Berlin–Hamburg.
- LESSMANN, U., SCHÖBEL, T., STEPHAN, S. (1986): Landscape and Soils in Rheinhessen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **47**: 30–52, 5 Abb., 5 Tab.; Göttingen.
- LEUSCHNER, J., & SCHALLMAYER, E. (1986): 1200 Jahre Ober-Roden in der Rödermark. Chronik 786 – 1986. – 522 S., 246 Abb., 15 Tab.; Rödermark (Magistrat der Stadt).
- LIPPOLT, H. J. (1986): Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K-Ar) der Muskovit-Biotit-Gneise des Spessarts und der Biotit-Gneise des Böllsteiner Odenwaldes. – Geol. Rdsch., **75** (3): 569–583, 6 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.

- LUTZ, H. (1986): Eine neue Unterfamilie der Formicidae (Insecta: Hymenoptera) aus dem mittel-ozänen Ölschiefer der „Grube Messel“ bei Darmstadt (Deutschland, S-Hessen). – Senckenbergiana lethaea, **67** (1/4): 117–218, 11 Abb.; Frankfurt a. M.
- MAHADJER, D. (1986): Schwerminerale und Quarzkornfarben im Buntsandstein Unterfrankens: Heigenbrückener Sandstein und Felssandstein. – Geologica Bavarica, **89**: 129–140, 6 Abb., 1 Taf.; München. [Beispiele aus Hessen]
- MALLE, K. G. (1986): Bilanz des Niedrigwassers im Oktober 1985. Rhein – viel Salz, wenig Schadstoffe. – Wasser, Luft, Betrieb, **30** (9): 40–41, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- MARELL, D., & KOWALCZYK, G. (1986): Höheres Rotliegendes in der Wetterau – Gliederung und Sedimentologie. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 227–248, 8 Abb.; Wiesbaden.
- MEIER, W., RICHTER, G., & STORCH, G. (1986): *Leptictidium nasutum* – ein archaisches Säugetier aus Messel mit außergewöhnlichen biologischen Anpassungen. – Natur u. Museum, **116** (1): 1–19, 25 Abb.; Frankfurt a. M.
- MERTZ, D. F. (1986): Isotopische Datierung des Pikrits von Sechshelden nach der K/Ar-Methode – ein Beitrag zur Altersstellung des variscischen Magmatismus im Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 201–207, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- MITTMEYER, H. G. (1986): Middle Rhine area geology. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **47**: 57–63, 2 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
- MÜLLER, M., SCHRADER, L., ZEPP, H., & ZAKOSEK, H. (1986): Rheingau. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **47**: 5–25, 7 Abb., 7 Tab.; Göttingen.
- NESBOR, H. D., & FLICK, H. (1986): Faziesgebundene Überschiebungstektonik in der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Nachr. dt. geol. Ges., **35**: 59–60, Hannover.
- OKRUSCH, K., & RICHTER, P. (1986): Orthogneisses of the Spessart crystalline complex, Northwest Bavaria: Indicators of the geotectonic environment? – Geol. Rundsch., **75** (3): 555–568, 7 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1986): Fold mimicry – tectonic overprinting of sedimentary structures in the brittle-ductile transition. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1986** (12): 723–735, 6 Abb.; Stuttgart. [Rheinisches Schiefergebirge]
- PATTERSON, S. H., KURTZ, H. F., OLSON, J. C., & NEELEY, C. L. (1986): World Bauxite Resources. Geology and resources of aluminium. – U. S. Geol. Surv. prof. pap. 1076-B, 151 S., 25 Abb., 23 Tab.; Washington. [Vogelsberg]
- PETERSEN, R. (1986): Ein Beitrag zur Analyse und Verteilung von mäßig flüchtigen chlorierten organischen Verbindungen in verschiedenen Flüssen der Bundesrepublik Deutschland. – Dt. gewässerkd. Mitt., **30** (1): 10–15, 8 Abb., 5 Tab.; Koblenz.
- PICKEL, H.-J., & SCHUBOTZ, K.-W. (1986): Methodik und Ergebnisse eines Soleeinleitungsversuches im Niestetal (Nordhessen). – Geol. Jb. Hessen, **114**: 277–286, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- PÖHLIG, C. (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalks und des Werra-Anhydrits (Zechstein I) in Südost-Niedersachsen. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **30**: 1–99, 50 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Göttingen.
- PRINZ, H., ENGELS, W., & SOMMER, H. (1986): Das Kreuzungsbauwerk Fulda-Nord der Neubautrecke Hannover–Würzburg – Großscherversuche zur Baugrunderkundung. – Bauingenieur, **61**: 381–387, 16 Abb., 3 Tab.; Berlin (Springer).
- RAMBOW, D. (1986): Großräumige Grundwasserabsenkung im Buntsandstein durch einen Braunkohlentagebau und ein Wasserwerk und die Wiederauffüllung des Entnahmefilters nach Einstellung des Braunkohlenabbaues (Borken, Hessen). – Z. dt. geol. Ges., **137**: 241–251, 4 Abb.; Hannover.
- REBELLE, M. (1986): Sédimentologie, Géochimie et Palynologie du bassin évaporitique du Zechstein à partir de données du sub-surface (Mer du Nord, Hesse-R.F.A.-). – Unité associée 1209 „Nature et genèse des faciès confinés“, **8**, 303 S., 77 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Paris (Laboratoire de Géologie du Muséum).
- REUL, K. (1986): Zur Entwicklung der luftbildgeologischen Arbeiten im Hessischen Landesamt für Bodenforschung – Geol. Jb. Hessen, **114**, 311–318; Wiesbaden.
- SABEL, K. J., & THEWS, J.-D. (1986): Ein Würmlöb-Profil in Wiesbaden-Schierstein. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 111–114, 1 Abb.; Wiesbaden.
- SCHAARSMIDT, F. (1986): Blüten von Pflanzen des Messeler Ölschiefers. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **85**: 214–216, 2 Abb.; Frankfurt a. M.

- & WILDE, V. (1986): Palmenblüten und -blätter aus dem Eozän von Messel. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **86**: 177–202, 6 Abb., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- SCHALLMAYER, E. (1986): Geologische und natürliche Grundlagen. – In: 1200 Jahre Ober-Roden in der Rödermark. Chronik 786–1986: 14–23, 8 Abb.; Rödermark (Magistrat der Stadt).
- SCHAUMBERG, G. (1986): Bemerkungen zu einem Neufund von *Weigeltisaurus jaekeli* (WEIGELT) im nordhessischen Kupferschiefer. – Paläont. Z. **60** (3/4): 319–327, 5 Abb.; Stuttgart.
- SCHÉELE, K., FEHR, U., & BREHM, J. (1986): Hydrochemische Untersuchungen am Kalkbach im Schlitzlerland. – Beitr. Naturkde. Osthessen, **22**: 23–40, 16 Abb., 1 Tab.; Fulda.
- SCHENKEL, W. (1986): Maßnahmen zum Schutz der Heilquellen. – Heilbad u. Kurort, **38** (1): 5–9; Gütersloh.
- SCHLÄFER, W. (1986): Die Nachtweide von Patershausen – Gutachten für ein geplantes Naturschutzgebiet. – Ber. Offenbacher Ver. Naturkde., **86**: 3–16, 3 Abb.; Offenbach a. M.
- SCHMIDT, F.-P., GEBREYOHANNES, Y., & SCHLIESTEDT, M. (1986): Das Grundgebirge der Rhön. – Z. dt. geol. Ges., **137**: 287–300, 6 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- SCHNITZER, A. (1986): Die Schwermineralführung des Buntsandsteins in Tiefbohrungen Frankens und benachbarter Bundesländer (1953–1960). Stratigraphische und paläogeographische Aspekte. – Z. dt. geol. Ges., **137**: 301–326, 11 Abb.; Hannover.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1986): Mineralogische Notizen III. – Aufschluß, **37** (7): 245–254, 4 Abb.; Heidelberg.
- SCHRADER, L. (1986), mit Beitr. v. ASTHALTER, K., HENTSCHEL, G., MEISL, S., MÜLLER, K.-H., & THIELICKE, G.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5417 Wetzlar, 127 S., 4 Tab., 11 Prof.; Wiesbaden.
- SCHRAFT, A. (1986): Die Grundwasserverhältnisse im Mittleren Buntsandstein nördlich von Fulda im Bereich des Dietershan-Tunnels der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 257–276, 9 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SCHREYER, W., BLÜMEL, P., & MARESC, W. (1986): Cordierit und Osumilith aus den Buchiten der Blauen Kuppe bei Eschwege. – Aufschluß, **37** (11): 353–367, 12 Abb.; Heidelberg.
- SCHRICKE W. (1986), mit Beitr. v. BLUM, R., DIEDERICH, G., KÜMMERLE, E., ROSENBERG, F., SCHRADER, L., & STRECKER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5320 Burg-Gemünden, 135 S., 12 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- SCHÜTZ, W. (1986): Arbeitsberichte über die abgeschlossenen und laufenden Tätigkeiten der Landesanstalten/-ämter für Naturschutz und Landschaftspflege (1985) – Hessen. – Natur u. Landschaft, **61** (5): 190–191; Bonn.
- SCHWARZMEIER, J. (1986): Über den Buntsandstein an unterer Saale und Sinn. – Geologica Bavarica, **89**: 95–115, 6 Abb., 3 Tab.; München. [Beispiele aus Hessen]
- SEIDENSCHWANN, G., & JUVIGNE, E. (1986): Fundstellen mittelpleistozäner Tephralagen im Randbereich des Kristallinen Vorspessarts. Ein Beitrag zur Schwermineralogie und Stratigraphie quartärer Tephren. – Z. dt. geol. Ges., **137**: 625–655, 10 Abb.; Hannover.
- SEMME, A. (1986): Landschaftsgeschichte – ein aktuelles Thema der Umweltsicherung im Rhein-Main-Gebiet. – Frankfurter geogr. Hefte, **55**: 107–119, 6 Abb.; Frankfurt a. M.
- SIEKER, F. (1986): Versickerung von Niederschlagswasser in Siedlungsgebieten – Wasserwirtschaftliche Auswirkungen. – Wasser u. Boden, **38** (5): 222–224, 2 Tab.; Hamburg–Berlin.
- SPICKERMANN, W., STORK, G. (1986): Untersuchungen an Lahnsedimenten. 1. Analytische Ergebnisse. – Fresenius Z. Anal. Chemie, **323** (1): 33–37, 6 Abb., 1 Tab.; Taunusstein.
- – (1986): Untersuchungen an Lahnsedimenten. 2. Chemometrische Auswertung. – Fresenius Z. Anal. Chemie, **323** (1): 38–43, 1 Abb., 5 Tab.; Taunusstein.
- STADTFELD, R. (1986): Wasserverbrauch der Haushalte. – Gas- u. Wasserf., **127** (4): 159–166, 1 Abb., 9 Tab.; München.
- STÄBLEIN, G. (1986): Geo- und biowissenschaftliche Forschungen der Freien Universität Berlin im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen). – 270 S., div. Abb., div. Tab., div. Taf., 4 Kt.; Berlin (Selbstvlg.).
- & MÖLLER, K. (1986): Subrosionsformen im Bereich des Meißners in Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 295–310, 4 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Wiesbaden.
- STASCHEN, G. (1986): Schadstoffe in Luft und Niederschlägen – eine Gefahr für unsere Gewässer? – WuB, **38** (3): 133–135, 8 Abb.; Hamburg–Berlin.

- STRACK, B. (1986): Mehrfachnutzung von Trinkwassertalsperren. – *Wasserwirtschaft*, **76** (3): 107–113, 5 Tab.; Stuttgart.
- SUCH, W. (1986): Aktuelles zur Rhein- und Trinkwassergüte. – *BBR*, **37** (3): 93–96, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- KEIL, R. (1986): Trinkwasser-Notversorgung nach dem Wasserversicherungsgesetz auch in ländlichen Räumen. – *Gas- u. Wasserf.*, **127** (6): 261–267, 3 Abb.; München.
- TANUMIHARDJA, S., STRAUSS, K. W., & MÜLLER, G. (1986): Petrologie unterkarbonischer Spilite der NE-Lahnmulde/Rheinisches Schiefergebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **137**: 465–487, 1 Abb., 15 Tab.; Hannover.
- THEUERJAHR, A.-K. (1986): Beitrag zur Genese der jungpaläozoischen Rhyolithe des Saar-Nahe-Gebietes (SW-Deutschland). – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 209–226, 6 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- THIELE-PFEIFFER, H. (1986): Pollen und Sporen aus dem Messeler Ölschiefer. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **85**: 216–217; Frankfurt a. M.
- TOBIEN, H. (1986): Die paläontologische Geschichte der Proboscidier (Mammalia) im Mainzer Becken (BRD). – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **24**: 155–261, 53 Abb., 8 Tab.; Mainz.
- TOBSCHALL, H. J., SCHMIDT, F.-P., SCHUMACHER, C. (1986): Kupferschiefer und Kupfervererzungen im Richelsdorfer Gebirge, Hessen. – Ihre Entstehung im Rahmen der Sedimentären Entwicklung des Basalen Zechsteins. – *Fortschr. Mineral.*, **64** (2): 143–160, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- TOUSSAINT, B., & PÜTZ, W. (1986): Eignungsprüfung von Grundwassermeßstellen insbesondere im Zusammenhang mit Programmen zur Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit. – *Umweltplanung u. Umweltschutz*, *Schr.-R. hess. L.-Anst. Umwelt*, **47**, 44 S., 13 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- VILLEMEN, T., ALVAREZ, F., & ANGELIER, J. (1986): The Rhinegraben: Extension, Subsidence and Shoulder Uplift. – *Tectonophysics*, **128**: 47–59, 4 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- WEISS, J. (1986): Herbstbergnung zur Grundwasseranreicherung. – *WuB*, **38** (1): 21–25, 6 Abb.; Hamburg–Berlin. [Hess. Ried]
- WERNER, W. (1986): Ein Beitrag zur Geochemie und Paläogeographie des oberen Mitteldevons und unteren Oberdevons des Ostsauerländer Hauptsattels (Bl. 4618 Adorf). – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 151–179, 11 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- WIESNER, K. P. (1986): Programme zur Erfassung von Landschaftsdaten, eine Bodenerosionsgleichung und ein Modell der Kaltluftentstehung. – *Heidelberger geogr. Arb.*, **79**, 83 S., 14 Abb., 13 Tab., 1 Taf.; Heidelberg.
- WIETING, J. (1986): Gewässerversauerung durch Luftschadstoffe in der Bundesrepublik Deutschland. – *Wasserwirtschaft*, **76** (2): 58–62, 4 Abb.; Stuttgart.
- & GOTH, K. (1986): Kieselhölzer aus dem Rotliegenden von Kilianstädten (Wetterau). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **85**: 228–229, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- WILDE, V. (1986): Blätter von Pflanzen des Messeler Ölschiefers. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **85**: 212–213, 2 Abb.; Frankfurt a. M.
- WILDENHAHN, E. (1986): Changes of Low Water Conditions in the River Rhine Basin. – *Beitr. Hydrol.*, **5**: 197–213, 9 Abb., 2 Tab.; Kirchzarten.
- WUNDERLICH, J. (1986): Die ersten Spinnen aus dem Mittel-Eozän der Grube Messel. – *Senckenbergiana lethaea*, **67** (1/4): 171–176, 5 Abb.; Frankfurt a. M.
- ZIMMERLE, W. (1985): New aspects on the formation of hydrocarbon source rocks. – *Geol. Rdsch.*, **74**: 385–416, 8 Abb., 3 Kt.; Stuttgart. [Messel]



### PAUL PFEFFER †

Am 20. März 1987 starb in Wiesbaden im Alter von 88 Jahren der Chemiker und Diplom-Landwirt Dr. agr. PAUL PFEFFER, langjähriger Leiter des Chemischen Laboratoriums im Hessischen Landesamt für Bodenforschung.

PAUL PFEFFER wurde am 27. Dezember 1898 als Sohn des damaligen Regierungsassessors EMIL PFEFFER und seiner Frau ELFRIEDE, geb. SEYD, in Schleswig, Kreis Schleswig, geboren. Hier besuchte er auch die Grundschule und wechselte 1909 zum Humanistischen Gymnasium nach Flensburg über. 1911 setzte er seinen Schulbesuch am Königlichen Gymnasium Laurentianum zu Arnberg in Westfalen fort.

Der Erste Weltkrieg unterbrach die Schulzeit, der Unterprimaner PFEFFER trat im August 1916 als Fahnenjunker in das Bergische Feldartillerie-Regiment 59 ein und wurde im Februar 1919 als Leutnant mit mehren Auszeichnungen (EK I, EK II, Verwundetenabzeichen in Schwarz) aus dem aktiven Wehrdienst entlassen. Während des Krieges legte PFEFFER im Januar 1918 im Ausbildungsurlaub in Arnsberg am Laurentianum die Kriegsreifeprüfung ab.

Vom Frühjahr 1919 bis Sommer 1920 arbeitete PFEFFER als Landwirtschaftseleve auf den Gütern Witzleben (Westpreußen), Ohrfeld und Harrisleefeld im Kreis Schleswig. Im Herbst 1920 schrieb er sich zum Studium der Landwirtschaft an der Preussischen Landwirtschaftlichen Hochschule Berlin-Charlottenburg ein, wo er im November 1923 seine Diplomprüfung ablegte. Im Sommer 1924 wurde er mit einer Arbeit über „Versuch einer Bodensäurekartierung des Gutes Schwanebeck bei Nauen nebst vergleichenden Untersuchungen über die verschiedenen Bodensäurebestimmungsmethoden“ zum Doktor der Landwirtschaft promoviert. In dieser Arbeit setzte sich PFEFFER kritisch mit den von KAPPEN und anderen Autoren erarbeiteten Methoden zur Bestimmung der Austauschacidität und der hydrolytischen Acidität sowie mit den verschiedenen kolorimetrischen und elektrometrischen Meßmethoden und ihrer Verwertbarkeit für Bodenkunde und landwirtschaftliche Praxis auseinander.

Nach kurzer Zeit als Volontärassistent bei seinem Doktorvater Professor SCHUCHT, mit Bodenuntersuchungen hinsichtlich der Acidität sowie mit praktischen Gutsaufnahmen beschäftigt, ging PAUL PFEFFER am 1. Mai 1925 als wissenschaftlicher Hilfsarbeiter an die Anstalt für Pflanzenbau der Landwirtschaftskammer für die Provinz Pommern, an der er ebenfalls mit Bodenkartierungen und Untersuchung von Bodenproben, Durchführung von Düngungsversuchen sowie Beurteilung von Saatkartoffelbeständen und deren amtliche Anerkennung betraut war. Wegen der unbefriedigenden überwiegend praktischen Tätigkeit faßte PFEFFER den Entschluß, zur Vervollkommnung seiner chemischen Kenntnisse ein weiteres Studium aufzunehmen. Er schrieb sich zum Wintersemester 1926 an der Universität in Greifswald zum Chemiestudium ein, ging zwischendurch nach Rostock und schloß am 2. Mai 1928 das Studium in Berlin mit dem chemischen Verbandsexamen ab.

Nach zweimonatiger Tätigkeit am Institut für Agrikulturchemie bei FRESSENIUS und LEMMERMANN trat PAUL PFEFFER zum 1. Oktober 1928 als angestellter Chemiker bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin, ein. Vom Mai 1930 bis Februar 1931 als Chemiker auf Probe tätig, wurde er nach seinem am 2. Mai 1931 abgelegten zweiten Staatsexamen für Chemiker an den geologischen Landesanstalten als außerplanmäßiger Chemiker übernommen.

Zum Staatsexamen legte PFEFFER zwei schriftliche Arbeiten vor: In der Schrift über „Die Bestimmung der austauschenden Silikate des Bodens“ befaßt sich PFEFFER mit der Anwendung der von GANSSSEN an der Preußischen Geologischen Landesanstalt entwickelten Methode, mit verschiedenen Säuregemischen die salzsäurelöslichen „zeolithischen Verwitterungssilikate“ und die schwefelsäurelöslichen „kaolinischen Silikate“ aus dem Boden zu extrahieren sowie durch Anwendung verdünnter Natronlauge die Hydrate der freien Kieselsäure und Tonerde zu erfassen. Aus dem Molekularverhältnis  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  : Basen der Auszüge wurde dann der Aciditätsgrad beziehungsweise der Basensättigungsgrad eines Bodens bestimmt.

Der zweite Teil der schriftlichen Examensarbeit beinhaltete „Vergleichende Untersuchungen über einige Methoden zur Trennung der Sesquioxide von den Erdalkalien und ihre Verwertbarkeit für die Bodenanalyse“. Die Untersuchungen erfolgten nach klassisch naßchemischen Methoden: Nach Fällung wurde Eisen maßanalytisch bestimmt, die Tonerde nach Wägung des Eisenoxid, Tonerde und Phosphorsäure enthaltenen Niederschlages durch Abzug der beiden anderen Komponenten berechnet. Die Bestimmung des Kalkes geschah hier wie bei vergleichenden Methoden stets durch Fällung mit Oxalsäure und Wägung des Oxyds. Die Magnesia wurde gravimetrisch nach der SCHAFFGOT'schen Methode bestimmt, Kali und Natron als Sulfate gewogen und das Kalium dann als Platinchlorid gefällt und als Platin gewogen.

Im gleichen Jahr legte PAUL PFEFFER eine Arbeit über „Die Bestimmung des Eisenoxyduls in humushaltigen Böden“ vor, in der verschiedene Vorbehandlungsmethoden zur Redox-Titration des (zweiwertigen) Ferro-Eisens in Gegenwart ebenfalls oxidierender Huminstoffe behandelt werden. Neben diesen analytisch methodischen Arbeiten verfaßte PFEFFER die landwirtschaftlich bodenkundlichen Teile zahlreicher Erläuterungen zu den Geologischen Karten 1 : 25 000, wodurch man sich eine noch bessere Nutzbarkeitmachung der Blätter für die Land- und Fortwirtschaft versprach. Zahlreiche Arbeiten befassen sich mit der Erforschung von Verwitterungs- und Bodenbildungsvorgängen in deutschen Mittelgebirgen. So wurde schon 1931 die Versauerung ausgedehnter Kulmschiefer-Bodenflächen mit Fichtenreinkulturen im nordöstlichen Sauerlande festgestellt und auf die Schädlichkeit des freigesetzten Aluminiums hingewiesen. – Neben Säureauszügen kamen zunehmend Bauschanalysen (Vollanalysen) zur Interpretation der Stoffverlagerungen im Boden zur Anwendung.

Im April 1932 heiratete PAUL PFEFFER die Kaufmannstochter ERNA SCHERERZ aus Leipzig-Gohlis. Aus dieser Ehe gingen die Söhne WOLFGANG (1934) und ECKART (1937) hervor.

Mit der Umwandlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt in die Reichsstelle für Bodenforschung am 1. April 1939 wurde PAUL PFEFFER zum Bezirksgeologen ernannt.

Der Zweite Weltkrieg unterbrach jäh die schaffensreiche Berliner Zeit. Am 10. August 1939 rückte PFEFFER zum Artillerie-Regiment 126 ein. Beim Einsatz an der Ostfront wurde er am 12. November 1941 durch Granatsplitter an der rechten Schulter schwer verwundet. Nach seiner Entlassung als Major der Reserve, ausgezeichnet mit Spange zum EK II und Verwundetenausschreiben in Silber, nahm er bis zum Kriegsende bei der alten Dienststelle, ab 12. Dezember 1941 in Reichsamt für Bodenforschung umbenannt, seine Tätigkeit mit der Untersuchung von Erzen und Gesteinen wieder auf.

Die Zeit nach dem Kriege vom März 1945 bis Oktober 1947 verbrachte PAUL PFEFFER stellungslos in der kleinen Ortschaft Doos bei Behringsmühle in der Fränkischen Schweiz, wo seine Eltern ein kleines Anwesen besaßen, und wo er durch landwirtschaftliche Tätigkeit für sich und seine Familie, die 1943 nach totaler Ausbombung in Berlin dorthin evakuiert worden war, den Lebensunterhalt bestritt.

Nach dem plötzlichen Tod von WILHELM BENADE holte der damalige Leiter des neu gegründeten Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Professor MICHELS, PAUL PFEFFER zum 1. Oktober 1947 als Leiter des Chemischen Laboratoriums nach Wiesbaden. Allerdings war das Labor zunächst in den Räumen der Lehr- und Forschungsanstalt für Wein-, Obst- und Gartenbau in Geisenheim im Rheingau untergebracht. Am 30. September

1949 wurde das Chemische Laboratorium nach Wiesbaden verlegt und erst 1960 mit den anderen Abteilungen des Landesamtes vereinigt.

Bei der großen Anzahl von zu untersuchenden Gesteins- und hauptsächlich Bodenproben (z.B. Weinbergskartierung Rheingau, Profile von Basaltverwitterungs- und Lößböden) mußten die zur Anwendung kommenden Methoden neu geprüft und kritisch überarbeitet werden. Die verschiedenen Verfahren zur Bestimmung des Basensättigungszustandes und des Gehaltes an austauschbaren Wasserstoffionen im Boden wurden in dieser Zeit von PFEFFER einer kritischen Überarbeitung unterzogen und für die anfallenden bodenkundlichen Arbeiten des Landesamtes geeignete Verfahren ausgearbeitet. Zur Abstimmung der Methodik mit anderen Behörden und Instituten wurden derzeit intensive Diskussionen geführt. Zur Bestimmung von Gesamt-Phosphor-Gehalten in großen Serien von Bodenproben erarbeitet PFEFFER eine Schnellmethode, bei der die zeitraubende gravimetrische Bestimmung durch ein schnelleres photometrisches Verfahren abgelöst wurde. Im Rahmen der vielen durchzuführenden Gesteinsanalysen wurde von PFEFFER ein titrimetrisches Verfahren zur  $\text{TiO}_2$ -Bestimmung eingeführt.

Im Zuge der apparativen Entwicklung konnten die zur Bestimmung von Alkalien und Erdalkalien angewandten gravimetrischen Methoden durch die elegantere, einfachere und schnellere Flammenphotometrie ersetzt werden, was eine große Erleichterung darstellte. Zum 1. Januar 1962 wurde PAUL PFEFFER als Oberregierungsgeologe in den verdienten Ruhestand versetzt.

PAUL PFEFFER war ein Mensch von freundlicher, feiner Wesensart, musisch begabt und sehr musikalisch. Schon in seiner Jugendzeit lernte er das Waldhorn blasen und wirkte an der Preußischen Geologischen Landesanstalt sowohl in einem Bläserquartett aus dem Kollegenkreise als auch im Orchester der Anstalt mit. Durch seine Kriegsverletzung war ihm dieses Hobby leider für immer verwehrt. –

Sein Wesen war von echtem Humor geprägt, was sich in vielen Versen und Parodien zeigt, die er anläßlich gesellschaftlich-kollegialer Veranstaltungen zum besten gab. Es gab keine außerdienstliche Feier im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, an der er nicht auch mit humorvollen Beiträgen mitwirkte. Bei dieser „Nach-Feierabend-Tätigkeit“ sollte man jedoch nicht vergessen, daß er seinen Mitarbeitern im Labor, die ihn alle sehr verehrten, stets Vorbild für Fleiß, Strebsamkeit und „preußische“ Pflichterfüllung gewesen ist.

Nach seiner Pensionierung konnte er sich verstärkt seinem großen Garten am Rande Wiesbadens widmen, der ihm die Entspannung in der Natur gewährte, um sich von der anstrengenden Laborarbeit zu erholen. Viele entsinnen sich noch gern daran, wenn im Herbst PAUL PFEFFER mit übergroßen Obst- und Gemüsekörben im Amt erschien, um die Amtskollegen an seinem Erntesegen teilhaben zu lassen.

Mit PAUL PFEFFER ist ein aufrechter bescheidener und lieber Mensch von uns gegangen.

HEINER KELTSCH

## Veröffentlichungen

VON PAUL PFEFFER

- PFEFFER, P. (1924): Versuch einer Bodensäurekartierung des Gutes Schwanebeck bei Nauen nebst vergleichenden Untersuchungen über die verschiedenen Bodensäurebestimmungsmethoden. – Diss.; Berlin.
- (1929): In GANSEN, R., UTESCHER, K., LAAGE, A., HALLER, H., TRÉNEL, M., BENADE, W., SIMMICH, H., & PFEFFER, P.: Die Gesetzmäßigkeiten der Leichtlöslichkeit von Phosphorsäure und Kali im Mineralboden. – Mitt. Labor. preuß. geol. L.-Anst., **9**: 1–14, 11 Tab., Berlin.
- (1930): Ergebnisse einiger physikalischer und chemischer Untersuchungen an Tuffböden des Maifeldes. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **5**: 211; Berlin.
- (1931): In PAECKELMANN, W., PFEFFER, P., & UDLUFT, H.: Untersuchungen an Verwitterungsböden des Devons und Karbons im nordöstlichen Sauerlande. I. Stück: Der Massenkalkboden von Brilon in Westfalen. – Mitt. Labor. preuß. geol. L.-Anst., **13**: 10–20, 6 Tab.; Berlin.
- & UDLUFT, H. (1931): II. Stück: Tonschiefer- und Grauwackenböden bei Madfeld und Brilon. – In: PAECKELMANN, W., PFEFFER, P., & UDLUFT, H.: Untersuchungen an Verwitterungsböden des Devons und Karbons im nordöstlichen Sauerland. – Mitt. Labor. preuß. geol. L.-Anst., **13**: 21–42, 5 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- (1931): Vergleichende Untersuchungen über einige Methoden zur Trennung der Sesquioxide von den Erdalkalien und ihre Verwertbarkeit für die Bodenanalyse. – Mitt. Labor. preuß. geol. L.-Anst., **15**: 3–15, 5 Tab.; Berlin.
- (1931): Die Bestimmung der austauschenden Silikate des Bodens. – Mitt. Labor. preuß. geol. L.-Anst., **15**: 17–34, 10 Tab.; Berlin.
- (1931): Über die Bestimmung des Eisenoxyduls in humushaltigen Böden. – Mitt. Labor. preuß. geol. L.-Anst., **15**: 35–43, 6 Tab.; Berlin.
- (1931): Über eine Fehlerquelle der im Azidimeter nach TRÉNEL angewandten Chinhydronmethode und deren Beseitigung. – Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd., **B**, **10**: 55–61, 4 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- & UDLUFT, H. (1932): Die Untersuchungsergebnisse von systematisch entnommenen Bodenprofilen der Kulmtonschiefer und Grauwackenböden von Madfeld. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **7**: 55–57; Berlin.
- (1932): III. Stück: Tonschiefer- und Grauwackenböden bei Madfeld und Brilon (1. Fortsetzung). – In: PAECKELMANN, W., PFEFFER, P., & UDLUFT, H.: Untersuchungen an Verwitterungsböden des Devons und Karbons im nordöstlichen Sauerland. – Mitt. Labor. preuß. geol. L.-Anst., **16**: 64–88, 7 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- (1933): In PAECKELMANN, W., PFEFFER, P., & UDLUFT, H.: Untersuchungen an Verwitterungsböden des Devons und Karbons im nordöstlichen Sauerlande. IV. Stück: Forstwirtschaftliche Auswertung der bodenkundlichen Untersuchungen im Kulmgebiet von Madfeld. – Mitt. Labor. preuß. geol. L.-Anst., **18**: 3–8, 3 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- & UTESCHER, K. (1934): Der Nachweis lateritischer Verwitterung und die Bestimmung der freien Tonerde im Boden. – Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd., **33**: 277–298, 17 Tab.; Berlin.
- & HELLMERS, J. H. (1934): Verwitterungsstudien an Basalten des Westerwaldes. – Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd., **36**: 296–320, 3 Abb., 13 Tab.; Berlin.
- & TRÉNEL, M. (1935): Welche Laboratoriumsmethoden sind zur Beurteilung der Kulturböden für Klassifikation und Bewertung geeignet. – Ber. Tag. Forsch.-Dienst Würzburg, Sept. 1935; Neudamm-Berlin (Verlag J. Neumann).
- (1935): Nachruf auf ADOLF GELLER. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **55** (2): 579–585, 1 Bild; Berlin.
- & HELLMERS, J. H. (1936): Verwitterungsstudien an Böden des mittleren und südöstlichen Thüringer Waldes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**: 333–358, 32 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1936): Die Böden und ihre land- und forstwirtschaftliche Nutzung. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **341**:  
Bl. Alme: 45–59, 1 Tab.,  
Bl. Madfeld: 63–77, 1 Tab.,  
Bl. Adorf: 55–64, 1 Tab.,

- Bl. Mengeringhausen: 37–55, 4 Tab.,  
 Bl. Brilon: 56–65, 1 Tab.,  
 Bl. Marsberg: 43–59, 4 Tab.; Berlin.
- (1936): Die Böden und ihre land- und forstwirtschaftliche Nutzung. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **329**:  
 Bl. Burgbrohl: 35–49, 5 Tab.,  
 Bl. Neuwied: 52–66, 5 Tab.,  
 Bl. Mayen: 31–46, 5 Tab.,  
 Bl. Bassenheim: 44–58, 5 Tab.; Berlin.
- (1938): Die Böden und ihre land- und forstwirtschaftliche Nutzung. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **349**:  
 Bl. Neheim: 26–38, 2 Tab.,  
 Bl. Arnsberg Nord: 23–34, 2 Tab.,  
 Bl. Balve: 55–68, 2 Tab.,  
 Bl. Arnsberg Süd: 38–50, 2 Tab.; Berlin.
- (1938): Die Böden und ihre land- und forstwirtschaftliche Nutzung. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **318**: Bl. Zülpich: 47–64, 2 Tab.; Berlin.
- (1938): Verwitterungsstudien an Bodenprofilen auf alten Landoberflächen im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **59**: 176–196, 13 Tab.; Berlin.
- & HELLMERS, J. H. (1939): Untersuchungen über den in der keramischen Technik als „Pegmatit“-bezeichneten kaolisierten Tirschenreuther Granit. – Z. prakt. Geol., **47**: 192–196; Halle.
- (1939): Die Böden und ihre land- und forstwirtschaftliche Nutzung. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **346**:  
 Bl. Wahlscheid: 41–76, 6 Tab.,  
 Bl. Siegburg: 39–74, 6 Tab.,  
 Bl. Honnef-Königswinter: 47–82, 6 Tab.; Berlin.
- (1939): Die Böden und ihre land- und forstwirtschaftliche Nutzung. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **332**:  
 Bl. Altenahr: 39–53, 2 Tab.,  
 Bl. Ahrweiler: 43–58, 2 Tab.,  
 Bl. Linz: 30–45, 2 Tab.; Berlin.
- (1940): Eine Methode zur raschen titrimetischen Bestimmung von Eisenoxyd und Tonerde nach deren Fällung mit Oxychinolin in Bodenauszügen und ihre Anwendung zur Erkennung von Anreicherungs-horizonten. – Bodenkd. und Pflanzenernähr., **16** (61): 50–58, 6 Tab.; Berlin.
- (1943): Die Böden und ihre land- und forstwirtschaftliche Nutzung. – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **318**: Bl. Rötgen-Eupen u. Nideggen: 58–75, 2 Tab.; Berlin.
- (1950): WILHELM BENADE †. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**: 285–294, 1 Bild; Wiesbaden.
- (1951): Über einige methodische Erfahrungen bei der Untersuchung hessischer Böden auf Korngrößenzusammensetzung, Basensättigungszustand und Gehalt an Sesquioxiden. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 138–159, 10 Tab.; Wiesbaden.
- (1951): Nachruf auf KARL STOCKFISCH. – Geol. Jb., **65**: XI–XVII, 1 Bild; Hannover.
- (1952): Vergleichende Untersuchungen über die Vorbehandlung von Böden für die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung unter Verwendung verschiedener Dispergierungsmittel sowie Schall- und Ultraschall-Einwirkung. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**: 294–306, 4 Tab.; Wiesbaden.
- (1953): Eine kolorimetrische Methode zur raschen Bestimmung der Gesamtphosphorsäure in Böden. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**: 336–344, 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1954): Nachruf auf JOHANN HEINRICH HELLMERS. – Geol. Jb., **68**: V–XIV; Hannover.
- & HENTSCHEL, H. (1954): Chemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten des Westerwaldes. – Geol. Jb., **69**: 361–378, 1 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- (1954): HANS HEINZ PINKOW †. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 362–366, 1 Bild; Wiesbaden.
- (1954): Kritischer Überblick über die Methoden zur Bestimmung des Basensättigungszustandes der Böden. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 303–316, 6 Tab.; Wiesbaden.

- (1955): Die titrimetrische Bestimmung von Eisen und Titan im Laufe der Silikatanalyse. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 292–294, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1956): Zur Bestimmung der austauschbaren Basen und des S-Wertes von Böden. – Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkde., **75**: 17–32, 5 Tab.; Weinheim.
- (1957): In HENTSCHEL, H., & PFEFFER, P.: Chemisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinsveränderungen am Kontakt, Kohle-Basalt, im Bereich des Braunkohlenbergwerks Zeche Hirschberg bei Großalmerode in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 297–333, 4 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1957): Erfahrungen bei der Bestimmung des Urans auf fluorometrischem Wege. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 425–427, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1957): Zusammenfassender Bericht über die Tätigkeit des chemischen Laboratoriums in den ersten 10 Jahren seines Bestehens. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 487–490; Wiesbaden.
- BAMBAUER, H. U., & BANK, H. (1958): Neue chemische Analysen von permischen Magmatiten der Nahemulde. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 379–381, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1958): Zur Bestimmung des austauschbaren Wasserstoffs (T-S)-Wertes der Böden insbesondere durch seine Ermittlung aus Neutralisationskurven. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 382–391, 1 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- (1959): Ein praktischer Versuch zur Ermittlung der Cl<sup>-</sup>-Wanderungsgeschwindigkeit bei der Diffusion einer Kochsalzlösung in einem plastischen Ton. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **87**: 429–433, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- mit Beiträgen von G. GÖRZ (1968): Die Arbeiten im Chemischen Laboratorium sowie auf den Gebieten der Bodenkunde und der Landwirtschaft. – In: Die Preußische Geologische Landesanstalt 1873–1939. – Beih. geol. Jb., **78**: 65–80; Hannover.

## Tätigkeitsbericht

### des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1987 (1. 1.–31. 12. 1987)

#### I. Geologische Landesaufnahme

##### I 1. Geologische Kartierung

Geologische Karte 1:25 000

Herausgegeben wurde das Blatt 4925 Sontra mit Erläuterungen. Die Bearbeitung dieses Blattes erfolgte im Vorlauf zum Bundesbohrprogramm, Unterprojekt Kupferschiefer. Als dem zentralen Blatt für das Rotliegende und den Zechstein in Nordhessen hat die Herausgabe dieses Blattes überregionale Bedeutung. – Von den unten aufgeführten Blättern liegt folgender Bearbeitungsstand vor:

Bl. 4819 Fürstenberg	Feldaufnahme	Bl. 5619 Staden	Feldaufnahme
Bl. 4923 Altmorschen	Feldaufnahme	Bl. 5621 Wenings	Druckvorbereitung
Bl. 5023 Ludwigseck	Druckvorbereitung	Bl. 5715 Idstein	Feldaufnahme
Bl. 5321 Storndorf	Feldaufnahme	Bl. 5817 Frankfurt a. M. West	Feldaufnahme
Bl. 5425 Kleinsassen	Druckvorbereitung	Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost	Feldaufnahme
Bl. 5522 Freiensteinau	Feldaufnahme		

Weitere Arbeiten:

Im Auftrag der Stadt Frankfurt am Main erfolgte der Entwurf folgender Karten:

- KÜMMERLE, E. (1987): Mächtigkeit der quartären Deckschichten Kt. 1:30 000. (Stadtgebiet Frankfurt a. M.). – Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.
- KÜMMERLE, E. (1987): Beschaffenheit der quartären Deckschichten Kt. 1:30 000. (Stadtgebiet Frankfurt a. M.). – Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.
- KÜMMERLE, E. (1987): Liegendes der quartären Deckschichten („Abgedeckte Karte“) 1:30 000. (Stadtgebiet Frankfurt a. M.). – Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.
- KÜMMERLE, E. (1987): Geologische Profile im Stadtgebiet Frankfurt am Main. Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.

Diese Karten liegen gedruckt vor und können kostenfrei bezogen werden über: Magistrat der Stadt Frankfurt am Main – Stadtvermessungsamt – 6000 Frankfurt a. M.

Die Bearbeitung eines druckreifen Kartenentwurfs für das Blatt CC 5818 Fulda der Geologischen Übersichtskarte 1:200 000 ist abgeschlossen. Das Manuskriptblatt wurde der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe zur Druckvorbereitung übergeben.

Während des Berichtszeitraums wurden von Mitarbeitern des Dezernates zahlreiche Bohrprofile geologisch bearbeitet und Schichtenverzeichnisse erstellt. Die Tunnelaufnahmen der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg sind beendet.

Die Zusammenarbeit mit einzelnen Hochschulinstituten für die Betreuung von Diplomkartierungen wurde fortgesetzt, ebenso die Mitarbeit in der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geologischen Wissenschaften mit Schwerpunkten bei der stratigraphischen Synopsis Zechstein und Muschelkalk. An der Vorbereitung und Durchführung des Internationalen Zechsteinsymposiums 1987 war ein Mitarbeiter des Dezernates maßgeblich beteiligt.

### Biostratigraphie, Paläontologie

Aus zahlreichen Bohrungen und anderen wichtigen Erdaufschlüssen und im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden Gesteinsproben entnommen mit dem Zweck, die darin enthaltenen Fossilien zu bestimmen und damit das Alter der Schichten, deren Abfolge und Lagerungsverhältnisse zu ermitteln. Es handelt sich um folgendes Probenmaterial, das zum großen Teil bereits untersucht und ausgewertet ist:

19 kalkhaltige Gesteinsproben aus paläozoischen und mesozoischen Schichten der Bl. 5018 Wetter (Hessen) und 5216 Oberscheld;

399 Mergel-, Ton- und Sandproben aus känozoischen (tertiären) Gesteinsfolgen der Bl. 4722 Kassel-Niederzwehren, 4723 Oberkaufungen, 4823 Melsungen, 5021 Ziegenhain, 5518 Butzbach, 5619 Staden, 5718 Ilbenstadt, 5817 Frankfurt a. M. West, 5818 Frankfurt a. M. Ost, 5819 Hanau, 5914 Eltville am Rhein, 5915 Wiesbaden, 5916 Hochheim am Main, 5918 Neu-Isenburg und 6015 Mainz.

Die paläontologisch-stratigraphische Belegsammlung wurde ergänzt. Im einzelnen wurde Belegmaterial zu Veröffentlichungen in folgenden Blattbereichen vereinnahmt:

Bl. 4920 Armsfeld, 5018 Wetter (Hessen), 5118 Marburg und 5216 Oberscheld.

Die Fossilkarte und die stratigraphische Kartei zur Belegsammlung wurden entsprechend weitergeführt.

### Schriftleitung und Kartendruck

Im Jahre 1987 sind folgende Schriften und Karten veröffentlicht worden:

Geologisches Jahrbuch Hessen:

Band 115, 525 S., 120 Abb., 26 Tab., 20 Taf.

Geologische Abhandlungen Hessen:

Band 88, 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf.

Geologische Karte von Hessen 1:25 000:

Blatt 4925 Sontra und Erläuterungen, 296 S., 91 Abb., 14 Tab., 6 Taf., 1 Beibl.

### Bibliothek

Der Zuwachs im Jahre 1987 betrug 1 826 Bände, 52 Sonderdrucke und 632 Karten, insgesamt 2 510 Medieneinheiten.

Anzahl der Tauschpartner: 415.

Ausgeliehen wurden im Berichtsjahr 2 727 Bände und 478 Karten. 330 Bände des Bestandes der noch nicht im Katalog erfaßten Bücher wurden eingearbeitet.

## Vertriebsstelle

Vom 1. Januar bis 31. Dezember 1987 wurden verkauft:

984 Geologische Karten 1:25 000

407 Übersichtskarten

430 Bodenkarten 1:25 000

647 sonstige Veröffentlichungen

(davon 96 Sonderdrucke)

## I 2. Bodenkunde

### Bodenkundliche Landesaufnahme

Die bodenkundliche Feldaufnahme im Rahmen der Objektkartierung Hessisches Ried wurde abgeschlossen und in Teilen des Bearbeitungsgebietes durch die Entnahme von Bodenproben zur Bestimmung bodenphysikalischer und bodenchemischer Kennwerte ergänzt. Blatt 6317 Bensheim befindet sich in Druckvorbereitung.

Darüber hinaus wurde die im Jahre 1984 begonnene Arbeit aufgenommen, die bei der Projektkartierung Hessisches Ried 1:25 000 auf engem Raum angetroffene Vielfalt der Böden in einer Karte des Maßstabes 1:50 000 in besser überschaubaren komplexen Bodeneinheiten zusammenzufassen. Diese Arbeit dient zugleich der Erprobung einer unterschiedlichen Maßstäben angepaßten Aggregation bodengeographischer Einheiten im Hinblick auf die Bodenflächeninventur im künftigen DV-gestützten Bodeninformationssystem.

Soweit nicht objektbezogene Arbeiten Priorität hatten, lag das Schwergewicht der bodenkundlichen Landesaufnahme auf Kartierarbeiten für die bodenkundliche Übersichtskarte 1:200 000, die im Rahmen des geplanten Bodeninformationssystems als Übergangslösung vorrangig bearbeitet wird. Die Kartierarbeiten erfolgten hauptsächlich im Messeler und Büdingen-Meerholzer Hügelland, im Vogelsberg und im Lahntal.

### Andere bodenkundliche Untersuchungen

Folgende Arbeiten wurden abgeschlossen:

- Synoptischer Bericht über die Schwermetallbelastung der Böden in der Umgebung von Akkumulatorfabriken in Hessen.
- Erkundung der Schwermetallbelastung von Böden im Nahbereich einer weiteren NE-Metall verarbeitenden Fabrik.
- Untersuchung der Schwermetallbelastung der Böden im Stadtgebiet von Frankfurt a. M., mit Bearbeitung einer „Karte der Schwermetallkonzentrationen des Auflagehumus und der humosen Oberböden im Stadtgebiet von Frankfurt a. M. 1:30 000“. - Hrsg. Referat Umweltschutz/ Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a. M. Die Karte ist veröffentlicht und kann kostenfrei bezogen werden über: Magistrat der Stadt Frankfurt a. M. - Stadtvermessungsamt - 6000 Frankfurt a. M. Sie wird ergänzt durch ein - nicht veröffentlichtes - Gutachten über die Schwermetallbelastung der Böden im Stadtgebiet von Frankfurt a. M.
- Wiederholung von pH-Bestimmungen an Böden von Waldstandorten im westlichen Taunus und im Vogelsberg zur Beobachtung fortschreitender Bodenversauerung.
- Untersuchungen über die Folgen von Grundwasserabsenkungen auf Obstbäume im Fuldataal und auf Grünlanderträge in der Mümlingau.

Fortgeführt wurden die folgenden Arbeiten:

- Mitarbeit am langfristigen Meßprogramm zur Radioaktivitätsüberwachung nach dem Unfall in Tschernobyl.

- Beratung der Sanierungsplanung im Fall der Bodenbelastung im Bereich der Accumulatorenfabrik Sonnenschein GmbH, Bidingen.
- Mitarbeit im UBA-Forschungsvorhaben „Kennzeichnung der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen“.
- Bodenkundliche Kartierung der Weiserflächen an den Hauptmeßstationen des Untersuchungsprogrammes „Waldbelastungen durch Immissionen“.
- Entnahme von Boden- und Grundwasserproben im Rahmen der Arbeitsgruppe „Hydrogeologie/Landwirtschaft“ zur Ermittlung der Nitratauswaschung aus dem Boden in das Grundwasser.
- Vorarbeiten für den Druck weiterer Blätter der Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000.

Ferner wurden insgesamt 46 Gutachten über die Boden- und Grundwasserverhältnisse von Friedhofsneuanlagen und -erweiterungen erstattet sowie über 900 Stellungnahmen abgegeben im Rahmen der Anhörung von Trägern öffentlicher Belange bei Abweichungsverfahren (Regionale Raumordnungspläne), Bauleitplänen und Landschaftsplänen, Flurbereinigungsverfahren und Agrarstrukturellen Vorplanungen, Naturschutzangelegenheiten und ähnlichem.

Das bodenphysikalische Labor bestimmte an 272 Bodenproben Kennwerte des Bodenwasser- und Bodenlufthaushaltes.

### I 3. Luftbildgeologie und Geophysik

#### Luftbildgeologie

Die bruchtektonische Übersichtskartierung im Maßstab 1:100 000 mit Hilfe von Satellitenbildern der Serien SPOT-1 und LANDSAT-5 wurde in Anlehnung an derzeit akute Fragestellungen fortgeführt. Im Zusammenhang mit einem hydrogeologischen Gutachten für die Kurverwaltung von Bad König wurde die gefügetektonische Position innerhalb des nördlichen Odenwaldes erkundet (ca. 900 km<sup>2</sup>). Bei Bad Sooden-Allendorf-Witzenhausen diente die Übersichtskartierung eines ca. 400 km<sup>2</sup> großen Gebietes als Beitrag zur Erkundung von Schwerspatgängen. Dem gleichen Vorhaben dienten in Zusammenarbeit mit Dezernat II-1 die großmaßstäbigen gefügetektonischen Bearbeitungen von 2 Schwerspatgängen. Ziel ist einerseits die Feststellung der Fortsetzung bekannter Gangabschnitte, andererseits die analoge Mutung benachbarter, aber bisher unbekannter Vorkommen.

Großmaßstäbige Luftbilddauswertungen wurden in 2 Fällen zur Erkundung günstiger Bohransatzpunkte für die Trinkwasserschließung eingesetzt, in 2 Fällen zur unterstützenden Erkundung der Vorratsmengen abbauwürdiger Gesteinsvorkommen.

Die Zusammenhänge zwischen ausgedehnten Hangrutschungen und der Bruchtektonik in Verbindung mit dem Verlauf schwebender Grundwasserstockwerke waren Gegenstand einer Untersuchung im Gebiet Merenberg.

Als Beitrag für die Altlastkartierung von Mülldeponien wurde am Beispiel Mühlheim/Hanau die zeitlich eingeeengte Abfolge unterschiedlicher Deponieabschnitte und deren Begrenzungen anhand multitemporaler Fernerkundungserhebungen (mit Luftbildern) entschlüsselt.

Versuche mit Flächenklassifizierungen wurden mit Hilfe von SPOT-1-Aufnahmen multispektral im Rheingau und mit Hilfe von LANDSAT-5-Vergrößerungen multitemporal im Ems-Lahngebiet durchgeführt.

## Geophysik

Das HLB unterstützte tiefenseismische Projekte in Hessen im Rahmen des DEKORP-Programms.

Seismische und elektrische Messungen auf Bl. 4819 Fürstenberg sowie magnetische und geoelektrische Beobachtungen auf den Bl. 5715 Idstein und 5325/26 Spahl/Tann dienten der geologischen Kartierung.

Auf Bl. 4922 Homberg (Efze) wurde die Qualität eines Basalts magnetisch und geoelektrisch untersucht. Ferner wurden geoelektrische Sondierungen zur Beobachtung der Salzwassergrenze im Oberrheingraben und der Tonmächtigkeit im Amöneburger Becken eingesetzt.

Seismische Refraktionsmessungen halfen bei der Vorerkundung für einen Tunnelbau in Dillenburg.

Von 53 Bohrlöchern sind Gamma-Logs aufgezeichnet worden.

## II. Rohstoffgeologie und Ingenieurgeologie

### II 1. Mineralische Rohstoffe

Im Rahmen des seit 1974 laufenden „Programmes zur Untersuchung der Lagerstätten der Steine und Erden in Hessen“ sind im Jahr 1987 insgesamt 9 Bohrungen mit 313,2 lfdm vorwiegend auf Sandlagerstätten abgeteuft worden.

Die in den Vorjahren ausgeführten Bohrungen auf Steine- und Erden-Lagerstätten fanden das Interesse einer Firmen-Arbeitsgemeinschaft. Das für 1987 vorgesehene weiterführende Bohrprogramm hat sich allerdings wegen fehlender örtlicher Genehmigungen verzögert. Die Bohrarbeiten sollen im Frühjahr 1988 beginnen. Diese Folgearbeiten der Industrie belegen die wirtschaftsfördernde Wirkung des Untersuchungsprogrammes des Landes.

Die Lagerstätten-Kartierung Hessen i. M. 1:25 000 (LK 25) mußte, wie im Tätigkeitsbericht 1986 bereits dargelegt, bis auf weiteres zugunsten einer intensiven Bearbeitung von Braunkohlen-Lagerstätten eingestellt werden. Für diese Neu-Bewertung der Braunkohlen-Lagerstätten in Nordhessen sind im Berichtszeitraum insgesamt 26 Lagerstätten bzw. Lagerstätten-Teile tabellarisch und in Auswertekarten erfaßt worden. Für 1988 ist gemeinsam mit dem Bergamt Kassel eine Textbearbeitung dieser Lagerstätteninventur vorgesehen.

Von der Rohstoffkarte Hessen 1:50 000 wurden die Bl. L 5516 Wetzlar, L 5418 Gießen, L 5614 Limburg a. d. Lahn, L 5716 Bad Homburg v. d. Höhe und L 5915 Wiesbaden veröffentlicht (Hrsg.: Hessischer Minister für Landwirtschaft, Forsten und Naturschutz; zu beziehen durch Hessisches Landesamt für Ernährung, Landwirtschaft und Landentwicklung, Kölnische Str. 48-50, 3500 Kassel, oder HLELL Abt. Landentwicklung, Parkstr. 44, 6200 Wiesbaden).

Für die Blätter L 5318 Amöneburg, L 5718 Friedberg, L 6118 Darmstadt Ost, L 6316 Worms, L 6318 Erbach, L 6120 Aschaffenburg, L 6320 Miltenberg, L 6516 Mannheim, L 6518 Heidelberg Nord und L 6520 Buchen sind Erläuterungstexte bearbeitet worden.

Das Blatt CC 4718 Kassel der „Karte der oberflächennahen Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland“ 1:200 000 wurde fertiggestellt.

Für die Landesplanung standen 1503 Objekte zur Stellungnahme an. Hierzu waren 39 Erörterungstermine und 44 Ortsbegehungen bzw. Ortsbefahrungen von Abbaustellen notwendig. Außerdem ist im Rahmen der Fortschreibung der Regionalen Raumordnungspläne das Kartenwerk „Rohstoffsicherung“ aktualisiert worden und es wurde zum Fortschreibungsentwurf des Regionalen Raumordnungsplanes Nordhessen Stellung genommen.

Die Stellungnahmen zu landesplanerischen Vorgängen und zu Explorations-, Abbau- und Rekultivierungs-Plänen (Förderanträge des BMW, Genehmigung nach BImSchG, Regionalplanung, Abweichverfahren, Bergaufsichtsanträge, Rahmenbetriebsplan- und Hauptbetriebsplanzulassung etc.) nehmen immer einen größeren Umfang an. Im Jahre 1987 fielen in diesem Zusammenhang 27 Bearbeitungen an, die z. Zt. noch nicht abgeschlossen sind.

Bei den Erzlagerstätten liegt der Abschlußbericht über die Erkundung von gangförmigen Schwespatmineralisationen im Werra-Grauwacken-Gebirge vor.

Im Rahmen der Gemeinschaftsaufgaben Geochemie wurden in Zusammenarbeit mit BGR/NLFB folgende Projekte bearbeitet:

- Barytgänge/Barium-Anomalien im Spessart und in Osthessen (Bl. 4625 Witzenhausen u. 4725 Bad Sooden-Allendorf),
- Fluorit und Baryt im Odenwald,
- Metalle der Platin-Gruppe in der Dillmulde,
- Edelmetalle und Buntmetalle im Kellerwald,
- Barium-, Kobalt-, Nickel-Mineralisation im Richelsdorfer Gebirge und im Werra-Grauwacken-Gebirge.

Für ein weiteres Projekt im Osttaunus werden derzeit die Grundlagen für ein kombiniertes Geochemie-Geophysik-Untersuchungsprogramm erarbeitet. Dieses Vorhaben wird von Hochschulinstituten im Rahmen DFG-geförderter Untersuchungen über „Intraformationale Lagerstättenbildung“ unterstützt.

Im Rahmen des Internationalen Zechsteinsymposiums 1987 in Hannover wurde eine Exkursion geführt und ein Vortrag gehalten.

Als Vorbereitung für eine Naturschutz-Publikation wird eine Karte „Verbreitungsgebiete und Gewinnungsstellen von Kiesen und Sanden in Hessen“ (1:500 000) bearbeitet.

## II 2. Mineralogie und Petrologie

Für die geologische Landesaufnahme wurden petrographische Untersuchungen an Basaltproben von den Bl. 5321 Stordorf und 5621 Wenings sowie an Diabasproben von Bl. 5216 Oberscheld und an Vulkaniten der Bl. 5619 Staden und 5023 Ludwigseck sowie an Bohrproben der Bohrung Hosenfeld-Jossa (Bl. 5522 Freiensteinau) durchgeführt. Der Erläuterungsbeitrag zu Bl. 5621 Wenings ist abgeschlossen.

Im Berichtszeitraum fielen zwei petrographische Gutachten an, eines für Tuffgesteine im Steinbruch Druselstal (Bl. 4622 Kassel West), die zur Sanierung der Löwenburg in Kassel verwendet werden sollen und ein zweites über Gesteine, die im römischen Ehrenbogen zu Mainz-Kastel eingebaut gewesen sind (Sandsteine, Kalksteine). Ferner sind petrographische Untersuchungen an Diabasen, Schalsteinen und Proben aus den Dillenburger Schichten (Bl. 5215 Dillenburg) für ein ingenieurgeologisches Gutachten über den geplanten Schloßberg-Tunnel Dillenburg vorgenommen worden.

Zur Unterstützung der petrographischen Untersuchungen wurden mit der Mikrosonde 5026 quantitative Mineralanalysen auf je 10 Elemente (50 260 Einzelbestimmungen) durchgeführt und 269 Element-Verteilungsbilder angefertigt. Außerdem sind 144 Proben auf Tonminerale oder auf spezielle Fragestellung hin, auch auf andere Minerale, röntgenographisch untersucht und 27 Proben quantitativ auf Schwerminerale analysiert worden.

### **II 3. Ingenieurgeologie**

Im Berichtszeitraum sind 125 Gutachten, 104 Stellungnahmen mit gutachtlichem Aussagewert und 453 Stellungnahmen zu Bauleit- und Flächennutzungsplänen erstellt worden.

Auch im Jahr 1987 war wieder ein hoher Zeitaufwand für Gutachten und Betreuung laufender Baumaßnahmen des Landes und für US-Bauvorhaben erforderlich. Besonders zu nennen sind die oft umfangreichen Beratungs- und Untersuchungsarbeiten für die Sanierung historischer Baudenkmäler (Schloß Rothenburg/Fulda, Löwenburg Kassel, Schloß Johannisburg/Fulda, Burg Ehrenfels/Rüdesheim, Fürstenlager/Bensheim-Auerbach, Kloster Eberbach/Hattenheim).

An 5 hessischen Talsperren und Rückhaltebecken fand eine ständige ingenieurgeologische Beratung und laufende Auswertung von Meßergebnissen statt.

Bei der DB-Neubaustrecke Hannover–Würzburg erfolgte eine laufende ingenieurgeologische Beratung. Außerdem wurden umfangreiche Inclinometermessungen zur Kontrolle von Hangbewegungen ausgeführt. Für die Vorplanung der DB-Neubaustrecke Köln–Frankfurt ist eine Machbarkeitsstudie für den „Tunnel Wiesbaden“ erarbeitet worden.

Die Sondierarbeiten für ein Pilotprojekt zur Untersuchung von Altablagerungen in Mühlheim/Main sind abgeschlossen.

Ein Mitarbeiter des Dezernats nahm 1987 an den Sitzungen der Unterarbeitsgruppe Abdichtungen von Deponien und der Arbeitsgemeinschaft LAGA (TA Abfall) teil.

Im Berichtszeitraum wurden die Erläuterungsbeiträge Ingenieurgeologie zu den Bl. 4925 Sontra und 5621 Wenings fertiggestellt sowie je ein Vortrag beim Geomechanik-Kolloquium in Salzburg und beim 7. Talsperren-Kolloquium in München gehalten.

### **II 4. Zentrale Laboratorien**

In den zentralen Laboratorien wurden die zur Erfüllung der Aufgaben des Amtes notwendigen Boden-, Gesteins- und Wasseranalysen sowie die Bestimmung von Erdstoff- und Gesteinskennwerten ausgeführt.

## **III. Hydrogeologie und Geotechnologie**

### **III 1. Allgemeine Hydrogeologie**

#### **Vollzug des Lagerstättengesetzes**

Im Berichtszeitraum wurden 192 Bohrungen im Gebiet des Landes Hessen verfolgt. Sie dienten hauptsächlich der Grundwassererkundung, -erschließung, -überwachung oder der Einrichtung von Meßstellen. Die Bohrungen wurden nach geologischen Kriterien abschließend bearbeitet (Profilaufnahme, Erstellen von Schichtenverzeichnissen mit stratigraphischer Einstufung).

### Grundlagentätigkeit

Die Ausarbeitung der hydrogeologischen Erläuterungsanteile zu Bl. 5621 Wenings wurde begonnen, wobei auch die Auswertung eines Großpumpversuches eines Wasserwerkes durchgeführt wurde.

Auf Bl. 5815 Wehen wurden im Theistal an ausgewählten Stellen Abflußmessungen für eine hydrogeologische Beweissicherung im Bereich der geplanten Tunnelstrecke Niedernhausen – Wiesbaden der Bundesbahnneubaustrecke Köln–Rhein/Main ausgeführt.

Die Mineralwasserprobenahme für Deuteriumuntersuchungen zur Ergänzung der vorgesehenen radioaktiven Altersbestimmungen durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover, wurde abgeschlossen. Für Spezialuntersuchungen mit Hilfe von Schwefelisotopen wurden weitere Mineralwasserproben entnommen.

Am Aufbau eines Grundwasserbeschaffenheitmeßnetzes von Hessen wurde bei der Auswahl von hydrogeologisch repräsentativen Meßstellenstandorten mitgewirkt.

Das Beweissicherungsprogramm zur qualitativen und quantitativen Grundwasserüberwachung auf dem Flughafen Frankfurt a. M. wurde mit Grundwasserstandsmessungen und hydrochemischen Beprobungen fortgeführt und ausgewertet.

Auch zur Erkundung der Langzeitbelastung des Grundwassers durch Deponiesickerwasser und durch Fahrbahnabflüsse erfolgten Wasserprobenahmen. Weitere Probenahmen wurden in monatlichen Abständen an fünf ausgewählten Wassergewinnungsanlagen zur Erkundung des Einflusses der landwirtschaftlichen Düngung auf den Nitratgehalt des Grundwassers durchgeführt. Die Erkenntnisse aus den bisherigen zweijährigen hydrogeologischen Untersuchungen wurden in einem Zwischenbericht zusammengestellt.

Ca. 3000 Wasseranalysen aus dem Buntsandstein Nord- und Ost Hessens wurden einer multivariaten EDV-Auswertung auf hydrochemische Gesetzmäßigkeiten bzw. Zusammenhänge unterworfen. Diese Erkenntnisse wurden zu einem Bericht zusammengefaßt.

Als Hydrogeologische Karte zur AGV-Standortkarte von Hessen wurden das Bl. L 5124 Bad Hersfeld und die zugehörigen Kurzerläuterungen der Bl. L 5720 Gelnhausen, L 5722 Schlüchtern, L 5124 Bad Hersfeld und L 5324 Hünfeld erarbeitet.

Abteilungsangehörige waren in speziellen Arbeitsgruppen, Kommissionen, Fach- und Hauptausschüssen tätig.

### Archiv und Dokumentation

Der Zuwachs an Archivmaterial betrug 4 034 Stück, die sich aufgliedern in 513 Gutachten, Berichte und Schreiben mit gutachtlichem Aussagewert, 1 903 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen, 1 601 Gesteins-, Boden- oder Wasseranalysen sowie 17 sonstige Arbeiten (Diplomarbeiten, Verordnungen u. ä.). Die Standorte der Bohrungen und Sondierungen wurden, verteilt über das ganze Land Hessen, auf den Bohrkarten nachgetragen und die Schichtenverzeichnisse eingeordnet.

Ausgeliehen wurden 1 559 Archivstücke; in dieser Zahl sind die in den Archivräumen lediglich eingesehenen Archivalien (Präsensbenutzung), die mindestens die gleiche Höhe erreichen dürften, nicht enthalten.

Im Jahresverlauf wurden eine eingehende Revision des gesamten Archivbestandes (Gutachten, Berichte, Manuskripte, Bohrkarten, Schichtenverzeichnisse u. a.) und zahlreiche Neuzuordnungen von Einzelstücken nach Sach- oder Regionalgliederungsmerkmalen vorgenommen.

Unter Einsatz des DV-Verfahrens ABOHRKA (Aufschluß- und Bohrkataster Hessen) erfolgte in Zusammenarbeit mit der HZD, Wiesbaden, die weitere Überarbeitung des Bohrarchivs. Die Bl. 4619 Mengerlinghausen, 4921 Borken (Hessen), 5019 Gemünden (Wohra) und 5321 Storndorf wurden revidiert sowie Bohrpunktkarten verschiedener Maßstäbe und Listenwerke erstellt. Nachträge sowie Anfänge einer Neubearbeitung wurden auf den Bl. 4723 Oberkaufungen, 4922 Homberg (Efze), 5514 Hadamar, 5517 Cleberg, 5616 Grävenwiesbach, 5618 Friedberg (Hessen) und 5621 Wenings vorgenommen.

### Koordination in Sachen ADV

Im Berichtsjahr konnte der Betrieb der hauseigenen DV-Anlage (DEC PDP 11/73) routinemäßig fortgeführt werden. Das im Vorjahr beschaffte Textverarbeitungssystem wurde mit diesem Rechner verknüpft, so daß nunmehr eine durchgängige Verbindung DV-Anlage-Textsystem-Lichtsatzgerät für die Weiterverarbeitung von Tabellen u. ä. zur Verfügung steht.

Auf der eigenen DV-Anlage erfolgte der Einsatz verschiedener Programme und Programmsysteme u. a. für gutachtliche Stellungnahmen zur Umweltüberwachung, insbesondere in den Bereichen Hydrogeologie (Geohydrochemie), Bodenkunde (Bodenphysik) und zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme (Geochemie/Petrochemie und Geohydrochemie).

In enger Zusammenarbeit mit der HZD wurden auf den dortigen DV-Anlagen u. a. graphische Darstellungen mit dem Programmsystem STAMPEDE für die gutachtliche Beurteilung von Deponien (Altlasten) sowie gefügekundlich/tektonische Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme ausgeführt.

Fortgeführt und konkretisiert wurden die Planungen für eine wesentliche Ausweitung der hausinternen DV-Kapazität ab 1988 durch die Erweiterung des zentralen Rechners sowie die Einführung eines Datenbank- und eines grafischen Systems. Bedingt wird diese Ausweitung durch den ressorteinheitlich geplanten Aufbau des Hessischen Umweltbeobachtungs- und Informationssystems HUBIS sowie die zukünftige Erweiterung des Aufgabenumfanges, insbesondere in den Bereichen Bodenkunde und Hydrogeologie.

## III 2. Angewandte Hydrogeologie

Im Berichtszeitraum wurden insgesamt 524 Gutachten und gutachtliche Stellungnahmen abgegeben.

Es entfielen auf die Sachgebiete

Wasserschließung	13 Gutachten und	34 gutachtenartige Schreiben,
Schutzgebiete	43 Gutachten und	34 gutachtenartige Schreiben,
Sonstiges	85 Gutachten und	315 gutachtenartige Schreiben,

---

insgesamt 141 Gutachten und 383 gutachtenartige Schreiben,  
Gesamtzahl: 524.

Einen wesentlichen Anteil an der gutachtlichen Beratungstätigkeit nahm wieder die Beurteilung von Sanierungsmaßnahmen von Grundwasserverunreinigungen durch chlorierte Kohlenwasserstoffe und Mineralöl ein; die Schadensfälle verteilen sich über das gesamte Landesgebiet. Kurzfristig war auch eine umfassende hydrogeologische, boden-

kundliche und ingenieurgeologische Beurteilung von sieben Ersatzstandorten für die zentrale Abfallbeseitigungsanlage Grube Messel zu erstellen. Beratungen zu Einrichtung und Betrieb von Deponien erfolgten auch im Rheingau-Taunus-Kreis, Schwalm-Eder-Kreis und Landkreis Kassel.

Für den Regierungsbezirk Kassel wurde ein umfangreiches Gutachten über das insgesamt langfristig verfügbare Grundwasserdargebot erstellt. Die im kristallinen Odenwald begonnenen Erschließungsarbeiten für Zusatzwasser für einige Gemeinden wurden weiter beraten, ebenso wurden Vorarbeiten zur zusätzlichen Wassererschließung für die Stadt Wiesbaden im Taunus abgeschlossen.

An der Bundesbahnneubaustrecke Hannover–Würzburg wurden vorwiegend im Planungsbereich Mitte hydrogeologische Beweissicherungsarbeiten im Hinblick auf qualitative und quantitative Grundwassergefährdungen ausgeführt.

In 25 von Mitarbeitern der Abteilung angesetzten und hydrogeologisch betreuten Brunnenbohrungen konnten 189 l/s (= 6 Mio m<sup>3</sup>/a) gewinnbaren Grundwassers nachgewiesen werden.

### III 3. Geotechnologie und Infrastrukturgeologie

#### Geotechnologie

Die Salzwasserversenkung im Werra-Kalirevier und die Haldenabwasserversenkung im Fulda-Kalirevier wurden laufend überwacht und die Daten der Versenktätigkeit erfaßt. Die Jahresberichte 1986 über die Abwasserversenkungen in beiden Kalirevieren wurden erstellt. Zu Wasserrechtsanträgen des Kaliwerkes Neuhof-Ellers auf Inbetriebnahme neuer Schluckbrunnen und Kontingentierung der Versenkmengen wurden Stellungnahmen abgegeben. An der Klärung von grenzüberschreitenden Problemen im Werra-Kalirevier wurde mitgearbeitet; das Meßsystem für die Kontrollbohrung Obersuhl 2 wurde projektiert.

Die Hydroexploration des Hochdruck-Gaskavernenspeichers Eiterfeld-Reckrod wurde laufend beraten und verfolgt. Möglichkeiten der untertägigen Sonderabfalldeponierung in Salzkavernen wurden erkundet.

#### Infrastrukturgeologie

Im Berichtszeitraum sind insgesamt 1710 Planungsvorhaben und -verfahren eingegangen und nach infrastrukturgeologischen Gesichtspunkten federführend bearbeitet worden.

Als Träger öffentlicher Belange wurden 928 schriftliche Stellungnahmen zu folgenden Vorgängen abgegeben:

- 53 Abweichungsverfahren,
- 6 Regionale Raumordnungspläne
- 14 Fachpläne, Landschafts(rahmen)pläne
- 99 Raumordnungs-, Planfeststellungs-, Planverfahren
- 60 Flächennutzungspläne (vorbereitende Bauleitpläne)
- 561 Bebauungspläne (verbindliche Bauleitpläne)
- 45 Flurbereinigungsverfahren, Agrarstrukturelle Vorplanungen
- 90 Naturschutzverfahren, Landschaftsschutzgebiete, Naturparks etc.

Bei der Auswahl von geologischen Naturdenkmälern wurde beratend mitgewirkt.

**Veröffentlichungen von Angehörigen  
des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung**

- ANDERLE, H.-J. (1987): Entwicklung und Stand der Unterdevon-Stratigraphie im südlichen Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 81–98, 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1987): Das „unbekannte“ Unterdevon im südlichen Rheinischen Schiefergebirge (Vortragskurzfasung). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1987**: 2–3; Stuttgart.
- (1987): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. In: P. A. ZIEGLER (Hrsg.): Compressional Intra-Plate Deformations in the Alpine Foreland. – Tectonophysics, **137**: 101–114, 6 Abb.; Amsterdam.
- (1987): Klüfte (1. Kluffgefüge, 2. Tektonische Beobachtungen im Cornberger Sandsteinbruch). – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra: 140–147, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1987): Flußspat. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra: 193–194; Wiesbaden.
- BARGON, E. (1987): Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für das Geschäftsjahr 1986 (1. 1.–31. 12. 1986). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 509–521; Wiesbaden.
- (1987): 40 Jahre Hessisches Landesamt für Bodenforschung. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 473–507, 2 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- BLUM, R. (1987): Theoretische Anomalien des magnetischen Totalfeldes für dreidimensionale Störkörper. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 381–393, 6 Abb.; Wiesbaden.
- (1987): Geophysik. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra: 230–238, 7 Abb.; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G.: Bruchtektonik des nördlichen hessischen Buntsandstein-Odenwaldes. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 305–313, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1987): VIII. Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra: 205–220, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.
- in BECKER, D., DIEDERICH, G., ENGESSER, W., FRINGS, H., HEITELE, H., LEHR, H., SCHNEPF, R., SCHWEBLER, W., & TOUSSAINT, B. (1987): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein – Neckar-Raum – Situation heute, Möglichkeiten und Grenzen künftiger Entwicklungen. – 107 S., 42 Abb., 16 Tab., 12 Anl.; Stuttgart (Min. Umwelt) – Wiesbaden (Min. Umwelt und Reaktorsicherheit) – Mainz (Min. Umwelt u. Gesundheit).
- HENTSCHEL, G. (1987): Neufunde seltener Minerale aus quartären Vulkanvorkommen der Eifel. – Mainzer geowiss. Mitt., **16**: 91–96, 5 Abb.; Mainz.
- HERZBERG, A. (1987): Hessisches Geologisches Schrifttum 1985 mit Nachträgen aus den Jahren 1973–1984. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 449–461; Wiesbaden.
- HICKETHIER, H. in HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M., & SIMON, T. (1987): Profile durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 131–160, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- HÖLTING, B., & SCHAFT, A. (1987): Geohydrologische Aspekte bei der Wassererschließung in Kluffgrundwasserleitern. – In: Handbuch Wasserversorgungs- und Abwassertechnik, 2. Ausgabe: 110–118, 5 Abb., 3 Tab.; Essen (Vulkan).
- HOLTZ, S. in BRÄUTIGAM, F., EWERT, F. K., HOLTZ, S., & PHILIPPEN-LINDT, P. (1987): Die Abdichtung des Buntsandstein-Untergrundes am Hochwasserrückhaltebecken Marbach/Haune mittels Schlitzwand und Injektionen. – Wasserwirtschaft **77**, (6): 321–324, 3 Bild., 3 Taf.; München.
- in: ENTENMANN, W., & HOLTZ, S. (1987): Geologie und Untergrundabdichtung der Aar-Talsperre (Hauptdamm) bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen). – Wasserwirtschaft, **77** (6): 331–333, 5 Bild., 1 Taf.; München.
- HORN, M. (1987): Muschelkalk. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra: 113–120, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1987): s. HICKETHIER H. in HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M., & SIMON, T., HÜHNER, G. (1987): Bohrkernlager Hessisches Landesamt für Bodenforschung. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 522–525; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1987): Mächtigkeit der quartären Deckschichten Kt. 1:30 000. (Stadtgebiet Frankfurt a. M.). – Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.
- (1987): Beschaffenheit der quartären Deckschichten Kt. 1:30 000 (Stadtgebiet Frankfurt a. M. –

- Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.
- (1987): Liegendes der quartären Deckschichten („Abgedeckte Karte“) i. M. 1:30 000. (Stadtgebiet Frankfurt a. M.) Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.
  - (1987): Geologische Profile im Stadtgebiet Frankfurt am Main. Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt der Stadt Frankfurt a.M.; Frankfurt a.M.
- KULICK, J. (1987): Der über Tage anstehende Zechstein in Hessen – Int. Symp. Zechstein 87, Exkf. II: 19–140, 81 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1987): Die Randfazies des Zechsteins in der Korbacher Bucht und im Frankenberger Raum. – Int. Symp. Zechstein 87, Exkf. II: 141–169., 13 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
  - & PAUL, J. (1987): Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Zechsteins, Glossar. – Int. Symp. Zechstein 87, Exkf. I u. II: 9–18, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1987): Neu aufgefundene tektonische Strukturen im Bereich des osthessischen Fuldaberglandes und deren genetische Deutung (Bl. 5223 Queck und 5323 Schlitz). – Geol. Jb. Hessen, **115**: 285–303, 4 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LINDSTEDT, H.-J., & ROGALLA R. (1987): Entzerrung von Luftbildern im Einbildverfahren. Ein FORTRAN-Programm für kleine Rechenanlagen. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 395–403; Wiesbaden.
- (1987): s. PRINZ, H., & LINDSTEDT, H.-J.
- MEISL, S. (1987): Uranium Mineralisation in Permian Volcanics and Konglomerates of the Donnerberg Area, Saar-Nahe Through, Germany. – Monograph Series on Mineral Deposits, **27**: 107–112; Berlin–Stuttgart.
- MOTZKA-NÖRING, R. (1987): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra, 2 Aufl.; Wiesbaden.
- (1987): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BLUM, R., DIEDERICH, G., GUNDLACH, H., HENTSCHEL, G., HERRMANN, A., HORN, M., KULICK, J., LINDSTEDT, H.-J., MALZAHN, E., PRINZ, H., REICHMANN, H., SCHADE, H., STOPPEL, D., THEUERJAHR, A.-K., 296 S., 91 Abb., 14 Tab., 6 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- PAULY, E. (1987): Die Rolle des Gologes im modernen Wirtschaftsablauf. – Mitteilungsbl. Bundesverb. dt. Geologen, **13**: 20–24; Bonn.
- (1987): Rohstoff-Sicherung in der Bundesrepublik Deutschland. – Ziegelindustrie International, **9/87**: 375–381; Wiesbaden.
  - (1987): Jahresbericht des Nassauischen Vereins für Naturkunde für das Jahr 1985. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **109**: 66–73; Wiesbaden.
  - (1987): Jahresbericht des Nassauischen Vereins für Naturkunde für das Jahr 1986. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **109**: 74–83; Wiesbaden.
  - (1987): Zum Wechsel in der Schriftleitung der Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **109**: 4–7; Wiesbaden.
- PRINZ, H. (1987): Ingenieurgeologische Erkundung. – in: REIMERS, K., & LINKERHÄGNER, W. (1987): Wege in die Zukunft, Neubau- und Ausbaustrecken der Deutschen Bundesbahn. – 112–116, 4 Abb.; Darmstadt (Herta-Vlg.).
- & LINDSTEDT, H.-J. (1987): Ingenieurgeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen, Bl. 4925 Sontra: 221–229, 6 Abb.; Wiesbaden.
- QUADFLIEG, A. (1987): Vergleichende Untersuchungen zur kalkaggressiven Kohlensäure in Grundwässern aus dem Buntsandstein Ost Hessens.– Geol. Jb. Hessen, **115**: 341–356, 6 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- REICHMANN, H. (1987): Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4925 Sontra: 200–204; Wiesbaden.
- ROSENBERG, F. in: VALETON, I., BIERMANN, M., RECHE, R., & ROSENBERG, F. (1987): Genesis of Nickel Laterites and Bauxites in Greece during the Jurassic and Cretaceous, and their relation to ultrabasic parent rocks. – *Ohre Geology Reviews*, **2**: 359–404, 38 Abb., 12 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- SABEL, K.-J. (1987): Schwermetallkonzentrationen des Auflagehumus und der humosen Oberböden, Kt. 1:30 000. (Stadtgebiet Frankfurt a. M.). – Hrsg. Referat Umweltschutz/Stadtvermessungsamt Frankfurt a. M.; Frankfurt a. M.

- & FISCHER, E. (1987): Boden- und vegetationsgeographische Untersuchungen im Westerwald. – Frankfurter geowiss. Arb., **D 7**, 268 S., 19 Abb., 50 Tab.; Frankfurt a. M. (im Druck).
- SCHARPFF, H.-J. (1987): Nachweis und Sanierung von industriellen Grundwasserverunreinigungen mittels Vertikalfilterbrunnen. – Lösemittel im Untergrund der Stadt Hanau. – Schriftenreihe WAR des Inst. f. Wasser-, Abwasservers., Raumpl. TH Darmstadt, **32**: 307–327, 12 Abb., Darmstadt.
- SCHRAFF, A. (1987): s. HÖLTING, B., & SCHRAFF, A.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1987): Die Säuerlinge des Westtaunus – Nachzügler eines neogenen Vulkanismus oder Vorboten künftiger tektonischer Aktivität? – Geol. Jb. Hessen, **115**: 331–340, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- THEWS, J.-D. (1987): Hessen heute – vor dem Hintergrund seiner geologischen Entwicklung. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 463–472; Wiesbaden.

#### Nachtrag

- ABEL, H. (1986): Standortkarte von Hessen, Bl. L 5516 Wetzlar, L 5518 Gießen, L 5714 Limburg a. d. Lahn, L 5716 Bad Homburg v. d. Höhe, L 5914 Wiesbaden; Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Landwirtsch. u. Landentw.).
- ROSENBERG, F. in: VALETON, I., & ROSENBERG, F. (1987): Metallbildung in der „geochemischen Falle“. – Mitt. DFG, **3-4/85**: 10–12, 6 Abb.; Weinheim (VCH).

#### Fachvorträge von Angehörigen des Landesamtes

- BECKER, R.: Sedimentological Time Markers and Groundwater Dating. A Contribution to the Quaternary Evolution of the Kufrah Area. – 3<sup>rd</sup> Symposium on the Geology of Libya, Tripoli, 27.–30. 9. 1987.
- GOLWER, A.: Erfahrungen mit der Versickerung von Regenwasser von befestigten Flächen. – Tagung der ATV-Landesgruppe Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland, Mainz, 17.–18. 9. 1987.
- HOLTZ, S. in: BRÄUTIGAM, F., EWERT, F. K., HOLTZ, S., & PHILIPPEN-LINDT, P.: Die Abdichtung des Buntsandstein-Untergrundes am Hochwasserrückhaltebecken Marbach/Haune mittels Schlitzwand und Injektion. – 7. Talsperren-Symposium, München, 4.–6. 3. 1987.
- in: ENTENMANN, W., & HOLTZ, S.: Geologie und Untergrundabdichtung der Aar-Talsperre (Hauptdamm) bei Bischoffen, Lahn-Dill-Kreis (Hessen). – 7. Talsperren-Symposium, München, 4.–6. 3. 1987.
- LAEMMLEN, M.: Über den geologischen Bau des Rhöngebirges. – Fulda, 9. 6. 1987.
- Mitarbeit des Geologen beim Bau von Eisenbahntunneln im hessischen Buntsandsteinbergland. – Vortrag anlässlich einer Exkursion von Studenten der TU München, Guxhagen, 10. 11. 1987.
- PAULY, E.: WADI el ARABA, Land zwischen Rotem und Totem Meer. – Nass. Ver. f. Naturkunde, Wiesbaden, 10. 3. 1987.
- PRINZ, H. in: NAUMANN, G., & PRINZ, H.: Ingenieurgeologische Tunnelkartierung als Bestandteil der NÖT. – XXXVI. Geochemanik-Kolloquium, Salzburg, 8. 10. 1987.
- REUL, K.: Erfassung des tektonischen Bruchgefüges aus Luftbildern – Anwendung und Grenzen am Beispiel Tunnelbau. – VDI-Symposium, Frankfurt a. M., 4. 6. 1987.
- Über Ursprung und Nutzung der Heilquellen. – 150. Jahrfest Heilquellen Bad Soden-Salmünster, Bad Soden-Salmünster, 11. 9. 1987.
- SCHARPFF, H.-J.: Nachweis und Sanierung von industriellen Grundwasserverunreinigungen mittels Vertikalfilterbrunnen. Lösemittel im Untergrund der Stadt Hanau. – 12. Wassertechnisches Seminar an der TH Darmstadt, 14. 5. 1987.
- THEUERJAHR, A.-K.: Die lithologisch-feinstratigraphische Gliederung des Kupferschiefers (T1) und Mineralisation des basalen Zechstein 1 in der Hessischen Senke (Bundesrepublik Deutschland). – Int. Symposium Zechstein 1987 (Subkommission Perm/Trias der Stratigraphischen Kommission DUGW/IUGS), Hannover, 4. 5. 1987.
- THEWS, J.-D.: Das Hessische Landesamt für Bodenforschung. – Fortbildungskurs für Umweltberater des Naturschutz-Zentrums Hessen e. V., Cölbe, 7. 4. 1987.

**Hochschultätigkeit**

- Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung Prof. Dr. BARGON  
als Honorarprofessor an der Technischen Hochschule Darmstadt (Bodenkunde).
- Geologierat Dr. BECKER  
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Einführung in die geologischen Arbeitsmethoden, Exkursionen in das Tertiär und Perm).
- Geologieoberrat Dr. BERNHARD  
als Lehrbeauftragter an der Fachhochschule Wiesbaden WS 1986/87 (Bodenmechanik) als  
Lehrbeauftragter an der Gesamthochschule Kassel WS 1987/88 (Ingenieurgeologie).
- Geologiedirektor Prof. Dr. GOLWER  
als Honorarprofessor an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. (Hydrogeologie).
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. HÖLTING  
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn [Angewandte Geologie (Hydrogeologie) und Übungen].
- Geologiedirektor Dr. LAEMMLEN  
als Lehrbeauftragter an der Christian-Albrechts-Universität Kiel (Anleitung zu selbständigem wissenschaftlichem Arbeiten).
- 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).
- Geologiedirektor Dr. PAULY  
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Übungen zur angewandten Geologie, Rohstoffwirtschaft).
- Ltd. Geologiedirektor Prof. Dr. PRINZ  
als Honorarprofessor an der Philipps-Universität Marburg/Lahn (Ingenieurgeologie mit Übungen).
- Geologiedirektor Dr. REICHMANN  
Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt a. M. – Arbeitsbereich Fernstudium und Weiterbildung im didaktischen Zentrum – Mitwirkung am Wochenendseminar mit Exkursion „Einführung in die Bodenkunde“.
- Geologierat Dr. SABEL  
als Lehrbeauftragter an der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz (Bodenkundliche Vorlesung und Geländepraktika).

ERNST BARGON

## **Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung**

Von

GERNOT HÜHNER\*

Im Rahmen der Aufgaben und Arbeiten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung sind Bohrungen, Gesteins- und Bodenproben unerläßliche Forschungsunterlagen. Sie dienen der geologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme, der Beurteilung von Lagerstätten im Rahmen der Raumnutzungsplanung des Landes, der Erschließung von Grundwasser und ingenieurgeologischen Fragestellungen.

Tiefe Bohrungen sind mit hohen Kosten verbunden. Das einmal gewonnene Bohrkernmaterial wichtiger Bohrungen ist deshalb eine unersetzliche Grundlage für künftige Untersuchungen unter neuen wissenschaftlichen oder anwendungsbezogenen Gesichtspunkten. Ein Teil der Bohrkerne, z. B. für Talsperren- und Tunnelplanungen, Autobahn-, Straßen-, U- und S-Bahnbau, ist als Belegmaterial für spätere Kontrolluntersuchungen sicherzustellen.

Außer Bohrkernen wird im Bohrkernlager noch folgendes Material aufbewahrt: Gesteinsproben als Belegmaterial zur geologischen Landesaufnahme und für rohstoffgeologische Untersuchungen, die mineralogisch-petrographische Belegsammlung, paläontologische Belegproben sowie die im Aufbau befindliche Bodenprobenbank Hessen, einer systematischen Sammlung von Bodenproben, die späteren Vergleichsuntersuchungen zum Feststellen der Bodenbelastung durch Umwelteinflüsse dienen soll.

Im Jahre 1945 kam das Hessische Landesamt für Bodenforschung durch seine Außenstelle Oberscheld in Kontakt mit dem Bohrbetrieb der Hessischen Berg- und Hüttenwerke AG. Nach dessen Auflösung 1963 wurde ein Teil der Räumlichkeiten auf der ehemaligen Grube Beilstein zur Nutzung als Bohrkernlager übernommen. Es zeigte sich doch schon bald, daß die Lagerflächen hier nicht mehr ausreichten, da neue Untersuchungen von Buntsandstein- und Zechsteinbohrungen die Einlagerung oft sehr tiefer Kernbohrungen notwendig machte. Daher wurde das Bohrkernlager 1970 in Gebäude der ehemaligen Eisenerzgrube Strichen bei Villmar-Aumenau verlegt. Die inzwischen durchgeführten Programme „Kupferschiefer“ und „Goldprospektion Eisenberg“ forderten die Einlagerung einer großen Anzahl hessisches Staatsgebiet betreffenden Kernbohrungen, die für die geologische Landesaufnahme ausgewertet werden müssen. Aus diesem Grunde mußten 1981 zwei neue Lagerhallen für die Unterbringung dieses Materials geschaffen werden.

---

\* Dipl.-Ing. G. HÜHNER, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden.

Nachdem deren Lagerkapazität erschöpft war und die Einlagerung weiterer Bohrkerne aus dem Untersuchungsprogramm zum Bau der Bundesbahnneubaustrecke Hannover–Würzburg notwendig wurde, bauliche Erweiterungen im Bohrkernlager Villmar-Aumenau jedoch nicht möglich waren, wurde das von der Straßenbauverwaltung aufgegebenes Straßenmeistereidienstgehöft in Hünstetten-Limbach unter Beibehalten der vorhandenen Lagerkapazität in Villmar-Aumenau übernommen. Die vorhandenen Gebäude des Straßenmeistereidienstgehöftes mußten der neuen Nutzung angepaßt werden, wozu umfangreiche und z. T. schwierige Neu- und Umbauten erforderlich wurden.

In Hünstetten-Limbach entstand so ein Bohrkernlager, das allen Belangen einer solchen Einrichtung sicher gerecht werden dürfte.

Baubestand und Nutzung:

Im Wohnhaus sind drei Arbeitsräume und eine Hausmeisterwohnung eingerichtet worden. Die Kellerräume dienen zum Teil der Materiallagerung.

Das Nebengebäude Ba enthält im Erdgeschoß ein Aufbereitungslabor für physikalische Untersuchungsmethoden, einen Digestorienraum, einen Gesteinsbrech- und Mahlraum sowie einen Gesteinsschneideraum für Bohrkerne. Ein weiterer Raum im Erdgeschoß sowie vier Räume im Kellergeschoß dienen der Aufnahme der oben erwähnten Sammlungen. Ein weiterer, im Kellergeschoß vorhandener rd. 42 qm großer Lagerraum, wurde mit verzinkten Mittellastregalen (300 kg/Fach) bestückt und dient der Aufnahme von verpacktem Probenmaterial.

Das Nebengebäude Bb enthält im Erdgeschoß eine Garage mit Arbeitsgrube, zwei Sammlungsräume und einen Werkstattraum. Die Sammlungsräume werden mit verzinkten Regalen zur Aufnahme von Senckenberg-Schubfächern mit einer Belastbarkeit von 25 kp/Fach ausgestattet. Dieses System wurde 1945 vom Senckenberg-Museum übernommen und bis heute beibehalten. Der im Kellergeschoß vorhandene Lagerraum ist mit Schwerlastregalen in verzinkter Ausführung mit einer Belastbarkeit von 1 Tonne/Fach bestückt.

Die neue Bohrkernlagerhalle wurde in zwei getrennten Teilen, einem oberen rd. 630 qm großen Lagerteil und einem unteren rd. 380 qm großen Auslegeteil errichtet und durch eine Stützmauer voneinander getrennt. Ein flaches Dach überdeckt die beiden Hallenteile durchgehend und bietet auf der Nord- und Südseite durch einen Überhang Unterstell- sowie Auslegeflächen. Während der obere Hallenteil nur der Lagerung von Bohrungen dient, sind im unteren Hallenteil zusätzlich Schwerlastregale vorgenannter Ausführung zur Aufnahme von Bohrkleinproben aufgestellt worden. Ergänzend sollen in diesem Teil der Bohrkernlagerhalle im östlichen Stützmauerbereich verzinkte Regale zur Aufnahme von Senckenberg-Schubfächern fest installiert werden. Diese Regale ergänzen die Unterbringungsmöglichkeiten im Kleinprobenbereich.

Das Dach der neuen Bohrkernlagerhalle, die Garten- und Hofanlagen wurden den vorhandenen Gegebenheiten angepaßt und geschickt in das Landschaftsbild eingefügt.

Um die Vertraulichkeit von Fremdbohrungen unter Beachten des Lagerstättengesetzes vom 4. Dezember 1934 (R.G.Bl. S. 1223 ff.) zu gewährleisten, sind die Einlagerung, Einsichtnahme, Ausleihe und Aussonderung durch eine Bohrkernlager-Benutzungsordnung vom 21. Juni 1982 geregelt. Im Rahmen dieser Benutzungsordnung können, unter bestimmten Voraussetzungen, Bohr-, Gesteins- und Bodenproben auch Dritten für wissenschaftliche Untersuchungen überlassen werden, wenn dies im Interesse des Landes Hessen liegt.

Eine Auflistung der eingelagerten Bohrungen wird jährlich im Geologischen Jahrbuch Hessen veröffentlicht (s. Tab. 1). Die Fortschreibung dieser Auflistung erfolgt durch ein in Zusammenarbeit mit der Hessischen Zentrale für Datenverarbeitung (HZD) entwickeltes ADV-Programm, das auch den Ausdruck einer transparenten Übersichtskarte 1:200 000 mit Lagepunkt und Kurzbezeichnung erlaubt.

Abschließend ist zu vermerken, daß das Hessische Landesamt für Bodenforschung aus Kosten- und arbeitstechnischen Gründen die Verlegung von Teilarbeitsgebieten wie Probenaufbereitung, vorausschauend geplant und den Erfordernissen zeitgemäß angepaßt hat. Hinzu kommt noch, daß in der Zukunft sicher umweltbezogene Fragestellungen und die laufenden originären Aufgaben neue Bohrprogramme notwendig werden lassen werden (Altlastuntersuchungen, Standorte für Mülldeponien und Bauwerke, Forschungsvorhaben), deren Kernmaterial in den in Villmar-Aumenau und Hünstetten-Limbach vorhandenen Bohrkernlagerhallen des Landes Hessen bis zur abschließenden Untersuchung und/oder für ständig untergebracht werden können.

Tab. 1. Bohrungen im Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Die nachfolgende Aufstellung ergänzt die im Geologischen Jahrbuch, Hessen, **114**: 347–356 u. **115**: 522–525 veröffentlichte Zusammenstellung von eingelagerten Proben geologisch wichtiger Bohrungen. Erläuterung der Abkürzungen siehe Geol. Jb. Hessen, **114**: 347.

Blatt-Nr. u. -Name	Bezeichnung	R-Wert	H-Wert	Tiefe m	Strat. Bezeichnung, z. T. Gesteinsart	A.E.
4622 Kassel West	Documenta (1977)	35 34 70	56 86 62	1000,00	Quartär: Buntsandstein:soRö.smS.smH.smD.smV.su	st.
4821 Fritzlar	A/85-B 3 (1985)	35 16 84	56 71 77	34,50	Quartär; Tertiär; Trias:soRö.KB	1990
4821 Fritzlar	A/85-B 4 (1985)	35 16 62	56 71 22	12,50	Quartär; Tertiär; Trias:soRö.KB	1990
4821 Fritzlar	A/85-B 5 (1985)	35 22 76	56 68 10	88,50	Quartär; Tertiär; Trias:soRö.KB	1990
4821 Fritzlar	A/85-B 6 (1985)	35 23 08	56 69 92	78,50	Quartär; Tertiär; Trias:soRö.KB	1990
4821 Fritzlar	A/85-B 7 (1985)	35 22 93	56 70 70	54,00	Quartär; Tertiär; Trias:soRö.KB	1990
4824 Hessisch Lichtenau	Schemmern 1 (1977)	35 57 05	56 65 19	118,20	Trias:su; Perm:z; Unterkarbon:cd3 (ab 24 m – ET gekernt)	1993
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 1 (1984)	35 26 34	56 62 03	62,00	Tertiär; Trias:soRö.KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 2 (1984)	35 26 80	56 60 82	41,00	Tertiär; Trias:soRö.KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 3 (1984)	35 28 11	56 60 43	75,00	Tertiär.KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/84-B 4 (1984)	35 29 00	56 57 78	44,40	Tertiär; Trias (Kalkstein).KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/85-B 1 (1985)	35 26 52	56 61 55	56,00	Tertiär; Trias:soRö.KB	1990
4922 Homberg (Efze)	A/85-B 2 (1985)	35 27 24	56 60 70	41,80	Quartär; Trias:soRö.KB	1990
4923 Altmorschen	Knüllwald-Rengshausen (1977)	35 37 33	56 53 06	402,70	Trias:su; Perm:z; Unterkarbon?.KB (ab 223,3 m – ET gekernt).	st.
4925 Sontra	VB 1 (1974)	35 68 81	56 58 05	115,00	Trias:soRö, smS, smH?, smD, smV	st.
4925 Sontra	VB 6 (1975)	35 66 47	56 61 40	120,00	Quartär; Trias:smV.su	st.
4925 Sontra	VB 7 (1975)	35 66 24	56 62 93	120,00	Quartär; Trias:su	st.
4925 Sontra	VB 9 (1975)	35 68 60	56 62 61	120,00	Quartär; Trias:smV.su	st.
4925 Sontra	C/77-B 10	35 64 02	56 58 49	68,20	Perm:z.r.KB	st.
4926 Herleshausen	VB 4 (1974)	35 71 10	56 55 13	120,00	Trias:smH, smD.smV	st.
4926 Herleshausen	VB 10 (1975)	35 71 76	56 54 94	120,00	Quartär; Trias:so,sm	st.
5019 Gemünden (Wohra)	VB 1 (1969/70), Halsdorf	34 97 36	56 42 87	160,00	Trias:smD.smV.su	st.
5019 Gemünden (Wohra)	Schiffelbach (1963)	34 98 94	56 46 87	241,03	Trias:su; Perm:z; Unterkarbon?:cd3.KB,A	2008
5020 Gilsberg	Gilsberg (1965)	35 05 72	56 45 89	131,00	Trias:su; Perm:z; Unterkarbon:cd3 oder Devon.KB	2008
5020 Gilsberg	Jesberg (1962)	35 10 99	56 48 90	135,00	Trias:s; Perm:z; Unterkarbon:cd3.KB	2008
5024 Rotenburg an der Fulda	VB Ludwigsau/Gerterode (1971)	35 48 42	56 44 89	100,00	Trias:soRö,smS,smH.KB,A	st.
5026 Berka/Werra	Obersuhl (1987)	35 74 51	56 46 28	327,00	Quartär; Trias:su; Perm:z6–z3	st.
5123 Niederaula	Brg. 7 (1987), Schrägbrg.	35 41 55	56 37 23	41,50?	Tertiär (Schlottenfüllung); Trias (Versturzmassen aus Gesteinen des Buntsandsteins), smD.KB	1997
5215 Dillenburg	KB 3 (1987), Tunnelpr.	34 49 39	56 22 91	35,00	Oberdevonische Sandsteine u. Schiefer.KB	1993
5215 Dillenburg	KB 9 (1987), Tunnelpr.	34 49 63	56 22 74	70,00	Grenzb. Mittel-/Oberdevon (Spilit).KB	1993
5215 Dillenburg	KB10 (1987), Tunnelpr.	34 49 63	56 22 71	70,00	Grenzb. Mittel-/Oberdevon (Spilit).KB	1993
5621 Wenings	A/87-B 1 (1987)	35 21 52	55 77 02	46,00	Quartär; Tertiär; Trias:?.s.KB	1989
5621 Wenings	A/87-B 2 (1987)	35 21 65	55 76 83	77,30	Quartär; Tertiär; Übergangzone; Trias:s.KB	1989
5621 Wenings	A/87-B 2a (1987)	35 21 48	55 76 68	30,00	Tertiär; Trias:s.KB	1989
5621 Wenings	A/87-B 3 (1987)	35 22 87	55 75 40	16,00	Quartär; Tertiär; Trias:m.KB	1989
5621 Wenings	A/87-B 4 (1987)	35 22 31	55 74 77	25,50	Quartär; Tertiär; Trias:soRö.KB	1989
5621 Wenings	A/87-B 5 (1987)	35 22 62	55 74 53	35,00	Quartär; Tertiär; Trias:soRö.KB	1989
5621 Wenings	A/87-B 6 (1987)	35 22 19	55 75 10	10,00	Tertiär; Trias:soRö.KB	1989
5622 Steinau a. d. Straße	A/87-B 7 (1987)	35 27 77	55 76 10	45,00	Quartär; Tertiär; Trias:m.KB	1989
5622 Steinau a. d. Straße	A/87-B 8 (1987)	35 28 10	55 75 28	28,00	Quartär; Tertiär; Trias:m.KB	1989
5820 Langensibold	Bernbach 7 a (1967)	35 10 77	55 58 35	120,00	Quartär (Karsthohlräumfüllung); Perm:z,r	st.
6018 Langen	Brg. 1 (1974)	34 82 11	55 30 82	36,00	Perm:r; Kristallin (Granodiorit).KB	1988
6018 Langen	Brg. 2 (1974)	34 82 00	55 31 20	53,00	Perm:r; Kristallin (Granodiorit).KB	1988
6018 Langen	Brg. 3 (1974)	34 81 94	55 31 44	68,00	Perm:r; Kristallin (Granodiorit).KB	1988
6018 Langen	Brg. 4 (1974)	34 82 10	55 31 64	66,00	Perm:r; Kristallin (Granodiorit).KB	1988
6018 Langen	Brg. 5 (1974)	34 83 12	55 32 10	59,00	Perm:r; Kristallin (Granodiorit u. Porphy).KB	1988
6018 Langen	Brg. 6 (1974)	34 81 82	55 31 64	40,00	Perm:r; Kristallin (Granodiorit).KB	1988
6018 Langen	Brg. 7 (1974)	34 83 24	55 31 48	50,50	Perm:r; Kristallin (Granodiorit).KB	1988
6018 Langen	Brg. 8 (1974)	34 83 89	55 32 08	60,50	Perm:r; Kristallin (Granodiorit).KB	1988
6018 Langen	FB 1 (1980)	34 82 46	55 31 45	130,75	Tertiär; Perm:?.r.KB,A	st.
6018 Langen	FB 7 (1980)	34 83 70	55 31 55	150,10	Tertiär; Perm:r.KB,A	st.

Stand: 31. Januar 1988

NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES  
FÜR BÖDENFORSCHUNG ZU WIESBADEN

VI. Folge, Heft 1, 1950: 344 S., 35 Abb., 6 Tab., 11 Taf. . . . .	17,50 DM
VI. Folge, Heft 2, 1951: 256 S., 18 Abb., 21 Taf. . . . .	16,– DM
VI. Folge, Heft 3, 1952: 476 S., 30 Abb., 24 Taf. . . . .	20,– DM
Band 81 (VI/4), 1953: 464 S., 66 Abb., 18 Taf. . . . .	20,– DM
Band 82, 1954: 411 S., 50 Abb., 10 Taf. . . . .	20,– DM
Band 83, 1955: 420 S., 58 Abb., 26 Taf. . . . .	20,– DM
Band 84, 1956: 492 S., 58 Abb., 24 Tab., 35 Taf. . . . .	20,– DM
Band 85, 1957: 555 S., 100 Abb., 55 Tab., 26 Taf., 2 Bilder . . . . .	25,– DM
Band 86, 1958: 444 S., 63 Abb., 23 Tab., 20 Taf. . . . .	25,– DM
Band 87, 1959: 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf., 1 Bild . . . . .	25,– DM
Band 88, 1960: 430 S., 73 Abb., 25 Tab., 23 Taf. . . . .	25,– DM
Band 89, 1961: 504 S., 97 Abb., 16 Tab., 25 Taf. . . . .	25,– DM
Band 90, 1962: 558 S., 75 Abb., 31 Tab., 36 Taf., 1 Bild . . . . .	30,– DM
Band 91, 1963: 427 S., 104 Abb., 27 Tab., 27 Taf. . . . .	30,– DM
Band 92, 1964: 340 S., 63 Abb., 19 Tab., 15 Taf. . . . .	30,– DM
Band 93, 1965: 404 S., 88 Abb., 4 Diagr., 29 Tab., 21 Taf. . . . .	40,– DM
Band 94, 1966: 456 S., 86 Abb., 13 Tab., 22 Taf. . . . .	40,– DM
Band 95, 1967: 324 S., 44 Abb., 18 Diagr., 8 Tab., 11 Taf., 2 Bilder. . . . .	40,– DM
Band 96, 1968: 424 S., 61 Abb., 17 Tab., 15 Taf., 1 Bild . . . . .	40,– DM
Band 97, 1969: 468 S., 99 Abb., 20 Diagr., 32 Tab., 15 Taf. . . . .	40,– DM
Band 98, 1970: 348 S., 59 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 2 Bilder. . . . .	40,– DM
Band 99, 1971: 444 S., 57 Abb., 34 Tab., 29 Taf. . . . .	40,– DM
Band 100, 1972: 332 S., 53 Abb., 38 Tab., 14 Taf. . . . .	40,– DM
Band 101, 1973: 426 S., 105 Abb., 29 Tab., 30 Taf. . . . .	40,– DM
Band 102, 1974: 355 S., 76 Abb., 14 Tab., 13 Taf. . . . .	74,– DM
Band 103, 1975: 400 S., 152 Abb., 19 Tab., 18 Taf., 1 Bild. . . . .	81,– DM

GEOLOGISCHES JAHRBUCH HESSEN

Band 104, 1976: 328 S., 53 Abb., 18 Tab., 19 Taf., 1 Bild . . . . .	72,– DM
Band 105, 1977: 294 S., 47 Abb., 7 Tab., 16 Taf., 3 Bilder. . . . .	65,– DM
Band 106, 1978: 460 S., 91 Abb., 57 Tab., 30 Taf. . . . .	98,– DM
Band 107, 1979: 330 S., 93 Abb., 15 Tab., 4 Taf. . . . .	88,– DM
Band 108, 1980: 277 S., 68 Abb., 22 Tab., 10 Taf. . . . .	62,– DM
Band 109, 1981: 238 S., 48 Abb., 22 Tab., 4 Taf., 1 Bild . . . . .	40,– DM
Band 110, 1982: 297 S., 76 Abb., 37 Tab., 9 Taf. . . . .	50,– DM
Band 111, 1983: 366 S., 36 Abb., 39 Tab., 19 Taf. . . . .	60,– DM
Band 112, 1984: 339 S., 164 Abb., 19 Tab., 3 Taf. . . . .	60,– DM
Band 113, 1985: 342 S., 76 Abb., 50 Tab., 8 Taf., 1 Bild . . . . .	66,– DM
Band 114, 1986: 356 S., 102 Abb., 29 Tab., 5 Taf., 1 Kt. . . . .	66,– DM
Band 115, 1987: 525 S., 120 Abb., 26 Tab., 20 Taf. . . . .	103,– DM