

## Inhalt

### Seite 5

H.W.J. VAN AMEROM, H. HEGGEMANN, H.-G. HERBIG, M. HORN †, D. KORN, H.-D. NESBOR & S. SCHRADER:  
Das Kulmgrauwacken-Profil (Ober-Viséum) des Steinbruchs Dainrode im Kellerwald (NW Hessen)

### Seite 27

A. SCHAFT, J.-G. FRITSCH, M. HEMFLER, G. MITTELBACH, D. RAMBOW & H. TANGERMANN †:  
Die hydrogeologischen Einheiten Nordhessens, ihre Grundwasserneubildung und ihr nutzbares Grundwasserdargebot (Ldkrs. Waldeck-Frankenberg, Kassel, Schwalm-Eder, Werra-Meißner, Hersfeld-Rotenburg, Fulda und Stadt Kassel)

### Seite 55

J. PAUL:  
Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke

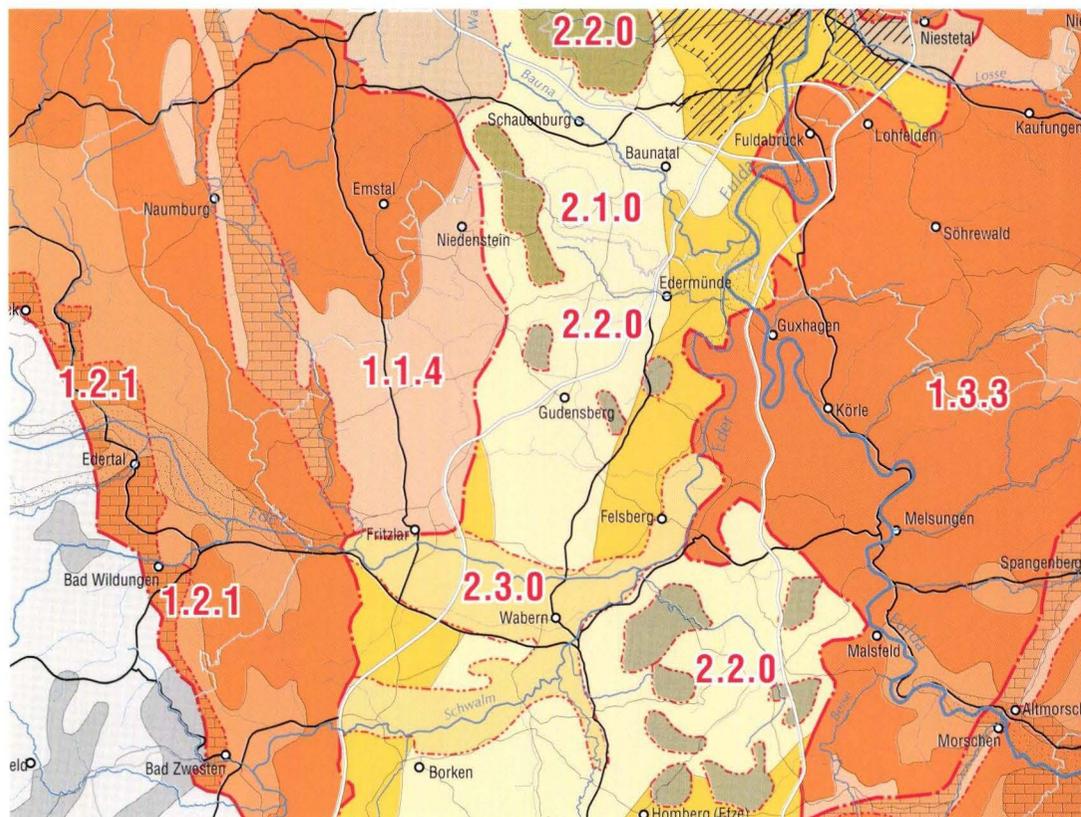
### Seite 79

E. BACKHAUS †, R. BÄHR & M. BINDIG:  
Faziesbild und stratigraphische Einstufung des Mittleren und Oberen Buntsandsteins am unteren Neckar (TK 25, Blatt 6620 Mosbach)



Band 129/2001

# Geologisches Jahrbuch Hessen 2001



Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Band 129/2001

144 Seiten, 70 Abbildungen, 22 Tabellen, 5 Tafeln, 1 Anlage, Wiesbaden 2002

ISSN 0341-4027

# **Geologisches Jahrbuch Hessen 2001**



Hessisches Landesamt  
für Geologie und Umwelt

Schriftleitung  
Dr. Roland E. Becker  
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie  
Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

Titelbild aus dem Beitrag SCHRAFT, FRITSCH, HEMFLER, MITTELBACH, RAMBOW & TANGERMANN †  
Ausschnitt aus der Karte der hydrogeologischen Einheiten Nordhessens (Anlage)

Hinweis für Autoren  
Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998.  
Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Johannesstraße 3A, D-70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2002  
ISSN 0341-4027

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autorinnen und Autoren allein verantwortlich.

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 permission of the publisher.

Redaktion: Dr. Adalbert Schraft, Martina Peter, Dagmar Tangermann

Herstellung: mww.druck und so GmbH  
Greifstraße 6  
D-65199 Wiesbaden  
gedruckt auf chlor- und säurefreiem Papier

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie  
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden  
Telefon: 06 11/70 1034; e-mail: [vertrieb@hlug.de](mailto:vertrieb@hlug.de)  
Telefax: 06 11/9740 813

Inhalt	Seite
HENDRIK W.J. VAN AMEROM, HEINER HEGGEMANN, HANS-GEORG HERBIG, MANFRED HORN †, DIETER KORN, HEINZ-DIETER NESBOR & STEFAN SCHRADER: Das Kulmgrauwacken-Profil (Ober-Viséum) des Steinbruchs Dainrode im Kellerwald (NW Hessen)	5
ADALBERT SCHRIFT, JOHANN-GERHARD FRITSCHKE, MARION HEMFLER, GEORG MITTELBACH, DIETRICH RAMBOW & HANS TANGERMANN †: Die hydrogeologischen Einheiten Nordhessens, ihre Grundwasserneubildung und ihr nutzbares Grundwasserdar- gebot (Ldkrs. Waldeck-Frankenberg, Kassel, Schwalm-Eder, Werra-Meißner, Hersfeld-Rotenburg, Fulda und Stadt Kassel)	27
JOSEF PAUL: Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke	55
EGON BACKHAUS †, RALPH BÄHR & MICHAEL BINDIG: Faziesbild und stratigraphische Einstufung des Mittleren und Oberen Buntsandsteins am unteren Neckar (TK 25, Blatt 6620 Mosbach)	79
ADALBERT SCHRIFT: Grundwasserneubildung und nutzbares Grundwasserdargebot im Einzugsgebiet der Ense-Scholle südwestlich von Korbach, Landkreis Waldeck-Frankenberg (Nordhessen)	103
LUDOLF SCHRADER: Ein Beitrag zur Genese der tertiären Paläoböden im Vogelsberg	117
KIRSTEN I. GRIMM & GUDRUN RADTKE: Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland: Wallau-Subformation („Unterer Rupelton“); Bodenheim-Formation / Selztal-Gruppe	127
PETER PRINZ-GRIMM & KATRIN THALHEIM: Farbmuster auf <i>Vitta squamulifera</i> aus oberoligozänem Cerithiensand der Wetterau (Hessen)	133
GEORG WIEBER & GOTTFRIED PAHL: Die Heinzelmannshöhlen bei Bad Ems – Karstphänomen in Gesteinen des Oberems	139

HENDRIK W.J. VAN AMEROM<sup>1</sup>, HEINER HEGGEMANN<sup>2</sup>, HANS-GEORG HERBIG<sup>3</sup>, MANFRED HORN †, DIETER KORN<sup>4</sup>, HEINZ-DIETER NESBOR<sup>2</sup> & STEFAN SCHRADER<sup>3</sup>

## Das Kulmgrauwacken-Profil (Ober-Viséum) des Steinbruchs Dainrode im Kellerwald (NW Hessen)

### Kurzfassung

Das Kulmgrauwacken-Profil von Dainrode im Kellerwald (TK 4919 Frankenau) wird hinsichtlich seiner Sedimentologie sowie seines Inhalts an Floren und Faunen beschrieben. Es handelt sich um ein Grauwacken-Turbidit-System mit einer vollständig aufgeschlossenen Grauwacken-

Sequenz, die nach Goniatiten-Datierungen in die *Goniatites crenistria*-Zone bis *Goniatites spirifer*-Zone (Ober-Viséum) zu stellen ist. Kalkige Mikrobiota aus zwei benachbarten, im basalen Profilteil eingeschalteten Kalkturbiditbänken erlauben unabhängig davon eine Datierung als As-

bium. Der dem Profil eingeschaltete Beddelhäuser Tuff ist nach seiner petrographischen und geochemischen Zusammensetzung aus dacitischen bis rhyodacitischen Schmelzen hervorgegangen und wird von einem Eruptionszentrum außerhalb des Rhenohercynikums hergeleitet.

### Abstract

The lithological profile of Dainrode in the Kellerwald, north-western Hesse (mapsheet 4919 Frankenau), is described concerning its sedimentology, flora and fauna. The sedimentary environment belongs to a siliciclastic-turbidite-system with a full sequence of siliciclastic sediments. The discovered goniatites indicate

that the siliciclastic turbidite-system was deposited between the *Goniatites crenistria*-Zone and the *Goniatites spirifer*-Zone (Late Viséan). Calcareous microbiota from two adjacent calciturbidite beds in the basal part of the profile independently indicate an Asbian age. In the upper part of the profile an ashtuff that can be corre-

lated with the Beddelhäuser Tuff is intercalated. According to the petrography and geochemical analyses this ashtuff is a product of dacitic to rhyodacitic volcanism with an eruption center located outside of the Rhenohercynian basin.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
2. Geologische Situation	6
3. Das Profil von Dainrode	7
4. Fossilführung	10
4.1 Pflanzenreste	10
4.2 Kalkige Mikrobiota	14
4.3. Goniatiten	15
4.4 Weitere Fossilbestimmungen	18
5. Petrographie und Geochemie des Beddelhäuser Tuffs	21
6. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	24
7. Schriftenverzeichnis	24

<sup>1</sup> Dr. H.W.J. van Amerom, Jos Habetsstraat 30, NL-6419 CD Heerlen

<sup>2</sup> Dr. H. Heggemann (e-mail: h.heggemann@hlug.de), Dr. H.-D. Nesbor (e-mail: d.nesbor@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

<sup>3</sup> Prof. Dr. H.-G. Herbig, Dr. S. Schrader, Geologisches Institut, Zülpicher Str. 49a, D-50674 Köln

<sup>4</sup> Dr. D. Korn, Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstr. 10, D-72076 Tübingen

## 1. Einleitung

Die Kulmgrauwacken erstrecken sich über weite Bereiche am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und im Bereich des Nördlichen Kellerwaldes. Trotz des großen Verbreitungsgebietes ist diese Formation nur selten in längeren zusammenhängenden Profilen mit bestimmtem Fossilinhalt aufgeschlossen. Das hier beschriebene, 240 Meter mächtige Profil im Steinbruch bei Dainrode ist daher von erheblicher Bedeutung für die Stratigraphie und die Rekonstruktion des Rhenoharzynischen Turbiditbeckens.

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme konnte MANFRED HORN über mehrere Jahre hinweg die Aufschlussverhältnisse im Steinbruch Dainrode beobachten und fossilreiche Lagen beproben. An der nach SW exponierten Wand des Steinbruchs ist schon seit längerer Zeit ein fast vollständiges Profil mit Grauwacken- und Tonsteinbänken aufgeschlossen (Abb. 1). Aus dem oberen Teil des Profils wurde der Beddelhäuser Tuff beprobt, petrographisch bearbeitet und geochemisch analysiert.



Abb. 1. Südwestwand des Steinbruchs Dainrode.

## 2. Geologische Situation

Vom Ober-Devon bis ins Ober-Karbon sind Grauwackenschüttungen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und im Kellerwald bekannt. Schon PICKEL (1937) konnte nachweisen, dass die Verbreitung der Grauwacken, ihre Bankmächtigkeiten sowie ihre Korngrößenverteilung, besonders die der Konglomerate, ein Liefergebiet im S erwarten lassen und dass die Migration einer Flyschfront im Laufe der Orogenese von SE nach NW stattgefunden haben muss.

Die Grauwackenschüttungen beginnen im Nördlichen Kellerwald im unteren Teil des Ober-Viséums (etwa *Goniatites crenistria*-Zone) (KULICK 1960; AHRENDT & GEISSLER 1970; MEISCHNER 1991). Mit fortschreitender Gebirgsbildung wurde die Sedimentationsfront der Grauwackenschüttungen jedoch kontinuierlich immer weiter nach NW verlagert.

Der Grauwackensteinbruch der Firma Mütze liegt ca. 1,2 km östlich der Ortschaft Dainrode (TK 25, Blatt 4919 Frankenau; R 34 94 790, H 56 59 400) im nordwestlichen Kellerwald. Die Geologische Karte (GK 25), Blatt 4919 Frankenau, auf der sich der Steinbruchbereich befindet, wurde von DENCKMANN & LINSTROW (1902) bearbeitet und durch die Preußisch-Geologische Landesanstalt publiziert. Im Jahr 1995 gab das ehemalige Hessi-

sche Landesamt für Bodenforschung, HlFB (heute: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, HLUG) einen Faksimile-Nachdruck (2. Auflage) der inzwischen vergriffenen 1. Auflage des Kartenblattes heraus.

Der Steinbruchsbetrieb liegt nach dieser geologischen Karte im Bereich der „vorwiegend derben Grauwacken des Oberen Culm“ und der „vorwiegend schiefrigen Gesteine des Mittleren Culm“. Diese Gliederung entspricht den heutigen lithostratigraphischen Einheiten Grauwacken-Folge bzw. Tonschiefer-Grauwacken-Wechselfolge des Ober-Viséums.

Die Grauwacken gehören zur strukturellen Einheit des Nördlichen Kellerwaldes, zu dem MEISCHNER (1991) die Gesteine des Wese-Beckens und der Hundsdorfer Schwelle bis zur Wildunger Überschiebung zählt (MEISCHNER & STEINMETZ 2001). Mit mittelsteilem Einfallen zwischen 40 und 60° in nordwestliche Richtung liegen die Grauwacken über den älteren, devonischen, intensiv gefalteten und geschieferten Gesteinen des Hundsdorfer Sattels und der Schuppen-Zone des Auenberges. Sie bilden das tektonisch weniger intensiv geprägte Obere Stockwerk im Nördlichen Kellerwald (MEISCHNER 1991).

Im SW begrenzt der Verlauf der Wildunger Überschiebung

diese Zone und lässt südlich anschließend die strukturelle Einheit des Südlichen Kellerwaldes beginnen.

In den Erläuterungen zu Blatt 4820 Bad Wildungen (HORN et al. 1974) wird die Schichtfolge des Unter-Karbons ausführlich beschrieben. Für den Bereich des nordwestlichen Kellerwaldes haben AHRENDT & GEISSLER (1970) die geologischen Einheiten des Unter-Karbons der Blätter 4819 Fürstenberg (SE-Quadrant), 4919 Frankenau (NE-Quadrant), 4920 Amsfeld (NW-Quadrant) und 4820 Bad Wildungen (SW-Quadrant) umfassend bearbeitet und stratigraphisch eingestuft.

Von AHRENDT & GEISSLER (1970) konnte eine durchgehende Sedimentation vom Mittel-Tournaisium bis in das Ober-Viséum belegt werden (Abb. 2). Wie dem schematischen Profil zu entnehmen ist, handelt es sich bei der Schichtenfolge im untersten Unter-Karbon vorwiegend um eine Wechselfolge aus basaltischen Metavulkaniten und Tonsteinlagen. Diese Tonsteine konnten von AHRENDT & GEISSLER (1970) anhand von Conodontenfunden in das Mittel-Tournaisium (*Siphonodella crenulata*-Zone) eingestuft werden. Im Hangenden folgt der Horizont der Eisenkiesel und ein 40–50 m mächtiges Profil von Kieselschiefern, die in das Ober-Tournaisium (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) gehören. In geringmächtiger Ausbildung von bis zu 10 m sind im westlichen Kellerwald die bereits in das Ober-Viséum gehörenden Kieseligen Übergangsschichten (NICOLAUS 1963) ausgebildet. AHRENDT & GEISSLER (1970) beschreiben sie nur von Aufschlüssen am Westhang des Pferdsberges sowie im Bereich des oberen Schweinfetales südöstlich vom Steinbruch Dainrode. Im übrigen Nördlichen Kellerwald wird die Fazies der Kieseligen Übergangsschichten bereits von den klastischen Sedimenten der Tonschiefer- und Grauwacken-Folgen ersetzt. Diese wurden von AHRENDT & GEISSLER (1970) in sechs lithographische Einheiten untergliedert (Abb. 2).

Das im Steinbruch Dainrode aufgeschlossene Profil (Abb. 3) kann in diese Abfolge integriert werden. Die Schichtenfolge des unteren Ober-Viséums reicht von der *Goniatites crenistria*-Zone bis in die *Goniatites striatus*-Zone.

Grauwackenschüttungen sind mit wechselnder Häufigkeit und Bankmächtigkeit über das ganze Profil zu verfolgen, wobei der größte Teil des Profils zu einem Schüttungsmaximum gehört, das sich zwischen den Profilm Metern 30–190 m erstreckt und mit der Unteren Grauwacken-Serie von AHRENDT & GEISSLER (1970) gleichgesetzt werden kann. Ein weiteres Grauwacken-Schüt-

tungsmaximum beginnt vermutlich am Top des Profils ab Profilmeter 235 m und kann mit der Oberen Grauwacken-Serie von AHRENDT & GEISSLER (1970) korreliert werden. Zwischen diesen Grauwacken-Serien liegen vorwiegend Tonschiefer mit zwischengelagerten Grauwackenbänken. Diese Bereiche entsprechen den Grauwacken-Tonschiefer-Wechsellagen bzw. den Tonschiefer-Folgen von AHRENDT & GEISSLER (1970).

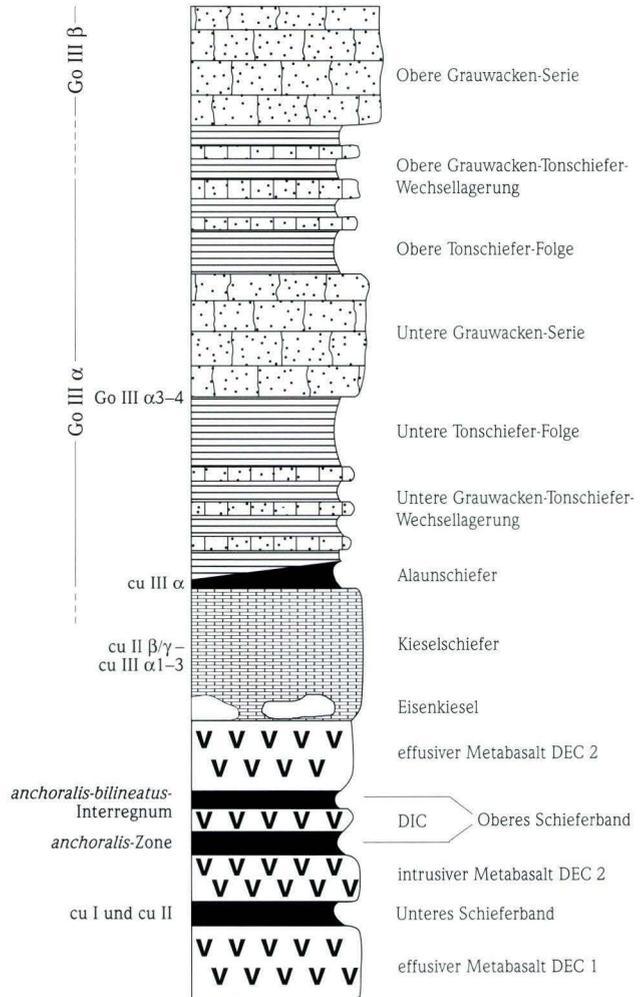


Abb. 2. Schematisches lithologisches Profil des Unter-Karbons im nordwestlichen Kellerwald (nach AHRENDT & GEISSLER 1970).

### 3. Das Profil von Dainrode

Während der Profilaufnahme war eine ca. 235 m mächtige Abfolge von mittelsteil (ca. 50°) nach N–NW einfallenden Bänken zugänglich (SCHRADER 2000).

Im unteren Teil und am Top des Profils treten zwei größere, streichende Verwerfungen auf, die bei der Profilaufnahme egalisiert werden konnten. Weiterhin sind Auf- und Abschiebungen

mit nur geringen Verwerfungsbeträgen vorhanden, die keinen Einfluss auf die Aufnahme hatten.

Die Abfolge beginnt mit einem ca. 30 m mächtigen Bereich aus siltigen Tonsteinen und Siltsteinen, die als Silt- bis Mudturbidite und hemipelagische Tonsteine interpretiert werden. In diesen überwiegend pelitischen Abschnitt sind bis zu 30 cm mäch-

tige detritische Kalksteine eingeschaltet, bei denen es sich um überwiegend distale Kalkturbidite handelt. SCHRADER (2000) betrachtet die als Lithofaziestyp LTF 6 beschriebenen Gesteine als Äquivalent des im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge weit verbreiteten Posidonienkalks. Als Herkunftsgebiet dieser Kalkturbidite beschreibt AMLER (1987) einen schmalen Schelf mit riffähnlichen Schelfrandkarbonaten, der sich parallel zur Mitteldeutschen Kristallinschwelle befunden hat. Zum Hangenden geht diese Abfolge – durch die Einschaltung von immer mächtiger

werdenden Grauwackenbänken (thickening/coarsening-upward) – in einen ca. 165 m mächtigen Bereich über, der vor allem von turbiditischen Grauwacken aufgebaut wird.

Anhand ihrer Lithologie, Bankmächtigkeit und Korngröße können die Grauwacken dieses Profilabschnittes zwei übergeordneten Lithofaziestypen (LFT) zugeordnet werden, die hier als Massive Grauwacken-Bänke (LFT 1) und Grauwacken-Bänke mittlerer Mächtigkeit (LFT 2) bezeichnet werden (siehe auch SCHRADER 2000). Bei den Grauwacken vom LFT 1 handelt es sich um massi-

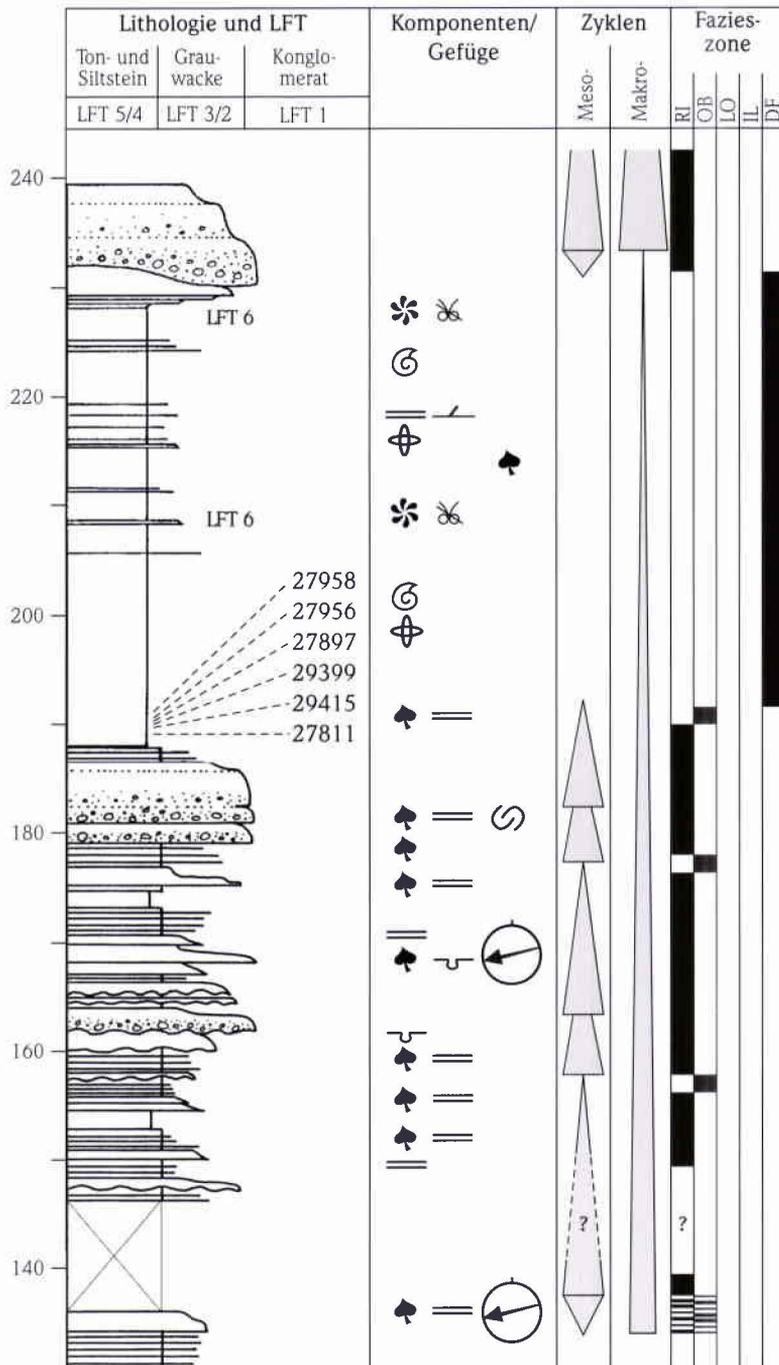
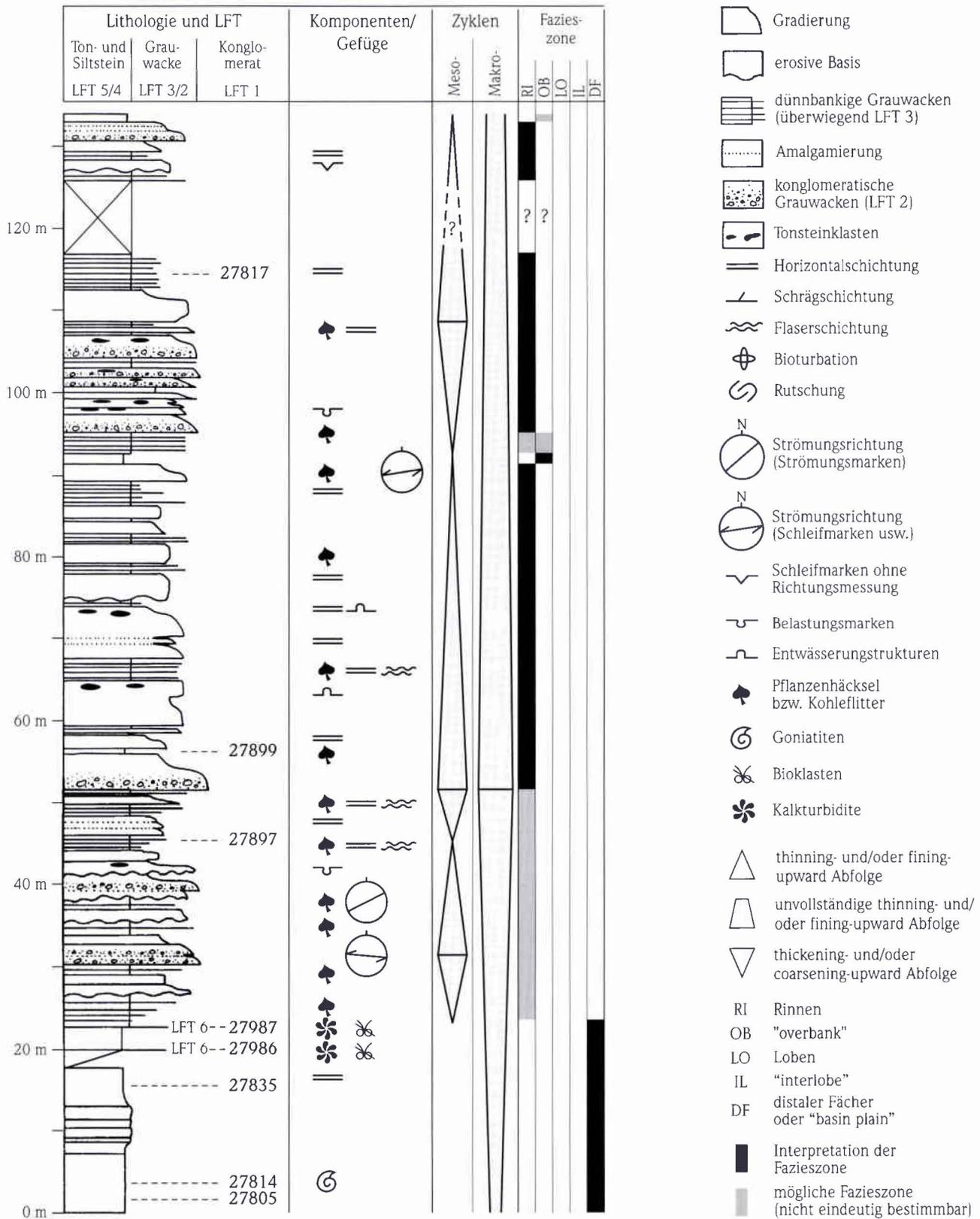


Abb. 3. Lithostratigraphisches Profil „Dainrode“ (nach SCHRADER 2000).

Fortsetzung Abb. 3.



ge, meistens schlecht sortierte Grauwacken mit Korngrößen von Kies bis Feinsand. Sie sind überwiegend strukturlos, selten weisen sie eine grob horizontalgeschichtete bzw. gradierte Basis und/oder einen undeutlich geschichteten oberen Bereich auf. Weitere Merkmale der massigen Grauwacken-Bänke sind Entwässerungsstrukturen und im Gestein verteilte Tonsteinklasten. Auf ihren scharf zum Liegenden begrenzten Bankunterseiten sind häufig Strömungs-, Schleif- und Belastungsmarken zu finden. Diese Merkmale sind typisch für Ablagerungen von Suspensionsströmen hoher Dichte (high density turbidity currents; u.a. MUTTI 1992). Die Grauwacken-Bänke mittlerer Mächtigkeit (LFT 2) zeigen typische Merkmale klassischer Turbidite (WALKER 1992) und können mit Hilfe der Bouma-Abfolge (Ta-c) beschrieben werden (BOUMA 1962). Sie setzen mit einer massigen bzw. gradierten Lage an der Basis ein, die von einer horizontal- und schräggeschichteten Lage gefolgt wird. Die Korngrößen reichen von Grobsand bis Silt. In der gradierten Lage sind häufig aufgearbeitete Tonsteinklasten zu finden. Wie beim LFT 1 sind auch auf den Unterseiten der Grauwacken-Bänke mittlerer Mächtigkeit Strömungs-, Schleif- und Belastungsmarken häufig. Bei ihnen handelt es sich um Ablagerungen aus dem Übergang von Suspensionsströmen hoher Dichte zu Suspensionsströmen niedriger Dichte (high density turbidity / low density turbidity currents; MUTTI 1992).

Die Grauwackenbänke in diesem Bereich werden in ihrer vertikalen Abfolge zum Hangenden hin geringmächtiger und weisen feinere Korngrößen auf (thinning-/fining-upward), dieser Trend wiederholt sich auch im Meter- bis 10er Meter-Bereich innerhalb des Profilabschnittes. Diese Zyklen beginnen an ihrer Basis mit dickbankigen Grauwacken vom LFT 1, gehen in dünnbankige Grauwacken vom LFT 2 über und werden von relativ geringmächtigen, turbiditischen Silt- und Tonablagerungen abgeschlossen. In einigen Fällen setzen diese zyklischen Abfolgen mit geringmächtigen „thickening-“ und „coarsening-upward“ Zyklen ein (siehe Abb. 3). Dieser Abschnitt kann als Abfolge von turbiditischen Rinneablagerungen interpretiert werden, wobei sich der „thinning“- und „fining-upward“ Trend durch die Aufgabe bzw. laterale Verlagerung der Rinne ergibt (u.a. CLARK & PICKERING 1996).

Neben dieser Zyklik im Meter- bis 10er Meter-Bereich lässt sich in dem von Grauwacken dominierten Abschnitt des Profils

eine übergeordnete Mächtigkeitsabnahme der Grauwackenbänke von unten nach oben feststellen. An der Basis des Abschnitts sind die Grauwacken überwiegend dickbankig (bis zu 6 m) mit nur geringmächtigen, zwischengeschalteten siltigen Tonsteinen. Nach oben hin nimmt die Anzahl der mächtigen Grauwackenbänke ab und der Anteil an Tonsteinbänken zu. Während das Verhältnis von Grauwacken- zu Tonsteinbänken im unteren Teil der Abfolge noch 7:1 beträgt, geht es im oberen Profilabschnitt auf 4:1 zurück. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf einen Rückgang der grobklastischen Schüttungen.

Überlagert wird der von Grauwacken-Turbiditen dominierte Abschnitt von einer ca. 40 m mächtigen Abfolge aus siltigen Tonsteinen mit vereinzelt auftretenden, geringmächtigen Grauwackenbänken. Wie im unteren Teil des Profils sind auch hier distale Kalkturbidite eingeschaltet. Abgeschlossen wird das Profil durch erosiv einsetzende, mächtige turbiditische Grauwackenablagerungen.

Die zyklischen lithologischen Wechsel lassen sich auf Meeresspiegelschwankungen im Turbiditbecken zurückführen (HERBIG 1993, SCHRADER & RICKEN 1997, HERBIG 1998): Bei einem hohen relativen Meeresspiegel können sich entlang der Schelfkante der Mitteldeutschen Kristallinschwelle vermutlich kleinere karbonatische Schwellen entwickeln. Das von ihnen produzierte karbonatische Material wird zum Teil als Kalkturbidit in das Becken umgelagert („highstand shedding“). Das siliziklastische Sediment hingegen wird auf Grund des vorhandenen Akkomodationsraumes auf dem inneren Schelfbereich zurückgehalten. Im Becken werden zu dieser Zeit nur sehr feinkörnige Silt- und Mudturbidite und – bei vollständiger Unterbrechung der siliziklastischen Zufuhr – dünne hemipelagische Sequenzen abgelagert. Bei einem sinkenden und niedrigen relativen Meeresspiegel bekommt die siliziklastische Sedimentquelle direkten Zugang zur Schelfkante, und es können größere Mengen des grobklastischen Materials in Form von Turbiditströmen (gravity flows) in das Becken umgelagert werden. Damit können die grauwackenreichen Abfolgen einem Meeresspiegeltiefstand (Lowstand Systems Tract) und die tonsteindominierten Ablagerungen mit eingeschalteten Kalkturbiditen einem Meeresspiegelhochstand (Highstand Systems Tract) zugeordnet werden.

## 4. Fossilführung

### 4.1 Pflanzenreste

Etwa 15 Proben mit Pflanzenfossilien aus dem Steinbruch Dainrode wurden zur Untersuchung gewonnen. Die Proben stammen alle aus einer Fundschicht (Probennummer 27956), deren Lage aus der Profilskizze ersichtlich ist (Abb. 3). Das Alter der Fundschichten ist auf Grund der Anwesenheit von Goniatiten als Ober-Viséum (*Goniatites spirifer*-Zone) bestimmt. Die eingeschwemmten Pflanzenreste sind besonders interessant, da in diesem stratigraphischen Bereich nur in seltenen Fällen Pflanzen

gefunden werden.

Die Pflanzenreste sind in einem karbonatischen dunkelgrauen Schiefertone zusammen mit Faunenresten eingebettet (Taf. 1, Fig. 1).

Die Flora lässt sich wie folgt bestimmen:

*Lepidodendropsis himeri* LUTZ 1933

*Stigmara rugulosa* GOTHAN 1922

*Archaeocalamites scrobiculatus* SCHLOTHEIM 1825, SEWARD 1898  
unbestimmbares Stämmchen



**Tafel 1. Pflanzenreste aus dem Ober-Viséum des Steinbruchs Dainrode.**

**Fig. 1.** *Stigmaria rugulosa* GOTHAN 1923, Stammstück von *Lepidodendropsis hirmeri* LUTZ 1933 und Cephalopodenreste, Schicht 105, HlFB 27956, nat. Größe.

**Fig. 2.** *Lepidodendropsis hirmeri* LUTZ 1933, Detailaufnahme vom oberen Ende des Stammstückes der Fig. 1, Schicht 105, HlFB 27956 (Vergr. 3 x).

## Lycophyten

*Lepidodendropsis hirmeri* LUTZ 1933 (Tafel 1, Fig. 1–2); (Abb. 4)

Es liegen zwei etwa 175 mm lange und 20 mm breite Stammreste einer kleinnarbigem *Lepidodendron*-ähnlichen Art vor. Die Blattfelder wölben sich teilweise stark hervor, und Blattpolsterfelder sind lang und schmal (ca. 5 mm lang und ca. 1 mm breit). Einige dieser Polster tragen einen flachen sog. Kiel. Die Polster sind durch Felder voneinander getrennt, die eine leichte und feine Längsstreifung zeigen. Die hier kaum erkennbaren Blattnarben befinden sich an der Spitze der Blattpolster (Abb. 4).

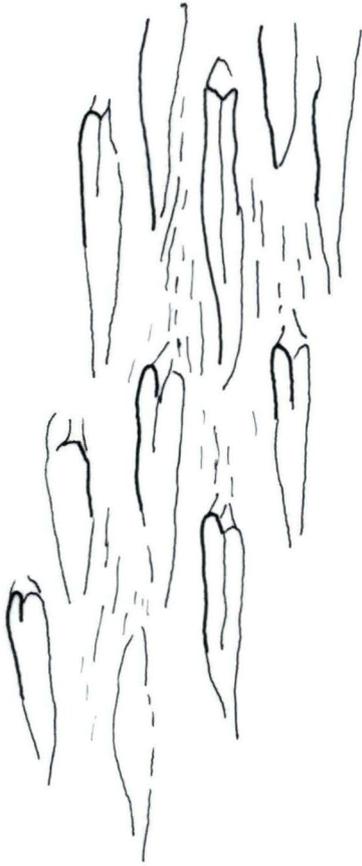


Abb. 4. *Lepidodendropsis hirmeri* LUTZ 1933 (nach Tafel 1, Fig. 1; Vergr. 3 x)

Diese Lycophyten können mit der von LUTZ (1933) aus dem Kulm beschriebenen neuen Gattung und Art *Lepidodendropsis hirmeri* identifiziert werden. Die Formen und Abmessungen stimmen genau mit seinen Abbildungen überein. LUTZ (1933) bezeichnet einen Teil seiner Funde als „aspidarioiden Rindeninnenseite mit stark hervorwölbenden Feldern“. Dies entspricht teilweise dem Charakter der vorliegenden Exemplare.

Diese Art war im Tournaisium und Viséum von Mitteleuropa bis Nordafrika verbreitet (DIJKSTRA & VAN AMEROM 1991).

*Stigmaria rugulosa* GOTHAN 1923 (Tafel 1, Fig. 1; Tafel 2, Fig. 1)

Diese Art hat eine runzelige Oberflächenstruktur und erinnert damit an *Stigmaria ficoides* (STERNBERG 1820, BRONGNIART 1822). Sie hat eine weite stratigraphische Verbreitung. JOSTEN (1991) gibt sie aus dem Westfal A–C an; gute Stücke hat aber bereits GOTHAN (1949) aus dem Unter-Karbon von Dobrilugk–Kirchhain (sehr wahrscheinlich Viséum) publiziert. Die vorliegenden Exemplare zeigen große, gut entwickelte Wurzelnarben mit einem Durchmesser von 7–8 mm; sie entsprechen Wurzelresten von „ausgewachsenen“ Lycophyten. Sie sind mit etwa fünf Stücken in dieser Flora relativ häufig vertreten.

## Articulatae

*Archaeocalamites scrobiculatus* SCHLOTHEIM 1825, SEWARD 1898 (Tafel 2, Fig. 2)

Von diesem Schachtelhalm liegt nur ein 140 mm langes und 27 mm breites Stück vor. Es zeigt deutliche durchgehende Rippen mit mindestens acht Diaphragmata, teilweise auch mit Astmalen. Ein fast identisches Stück zeigen FRIESE & GOTHAN (1952, Tafel 1, Fig. 2). Diese Pflanze ist in Kulm-Sedimenten weit verbreitet, kann jedoch auch gelegentlich in Schichten des Namur gefunden werden.

Unbestimmbares Stämmchen (Tafel 2, Fig. 3)

Unter dem vorliegenden Material befindet sich ein 130 mm langes und 30 mm breites, sehr kohliges Stammstück. Dieses Stück weist außer der dicken kohligen Substanz auch eine größere und mehrere kleine calcitische Zwischenlagen auf. Die innere Struktur ist nicht erhalten. Eine nähere Zuordnung dieses Fundes ist deshalb nicht möglich.

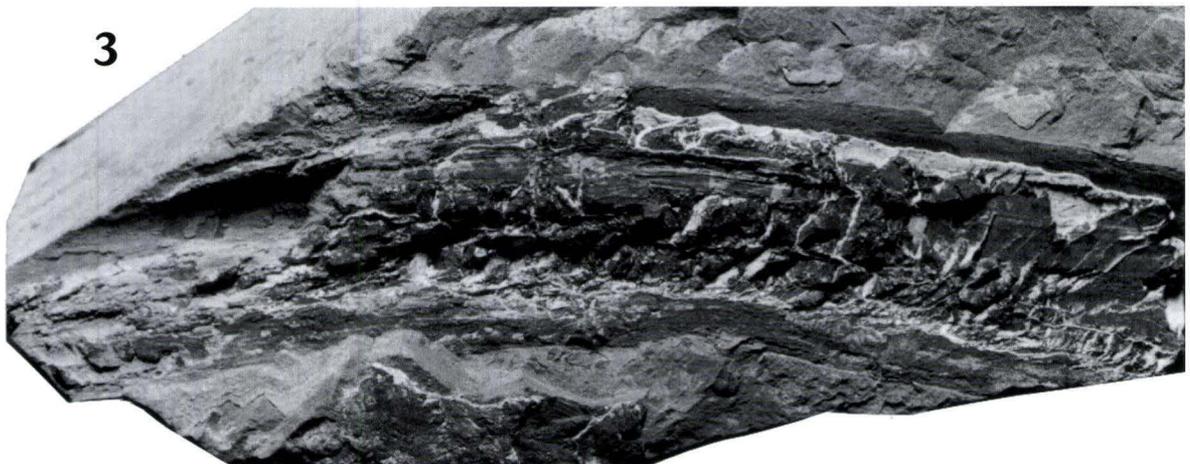
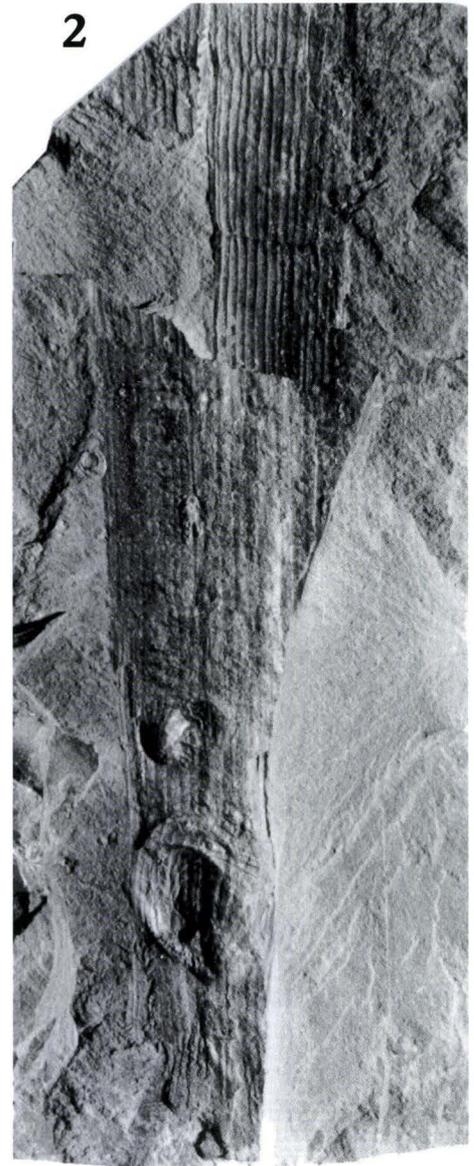
## Tafel 2. Pflanzenreste aus dem Ober-Viséum des Steinbruchs Dainrode.



Fig. 1. *Stigmaria rugulosa* GOTHAN 1923, mit deutlicher Runzelung zwischen den runden Wurzelnarben, Schicht 105, HlFB 27956.

Fig. 2. *Archaeocalamites scrobiculatus* (SCHLOTHEIM) 1825, SEWARD 1898. Im oberen Teil Diaphragmata mit einigen alternierenden Rippen, wie bei Mesocalamiten und Astnarbe, Schicht 105, HlFB 27956 (nat. Größe).

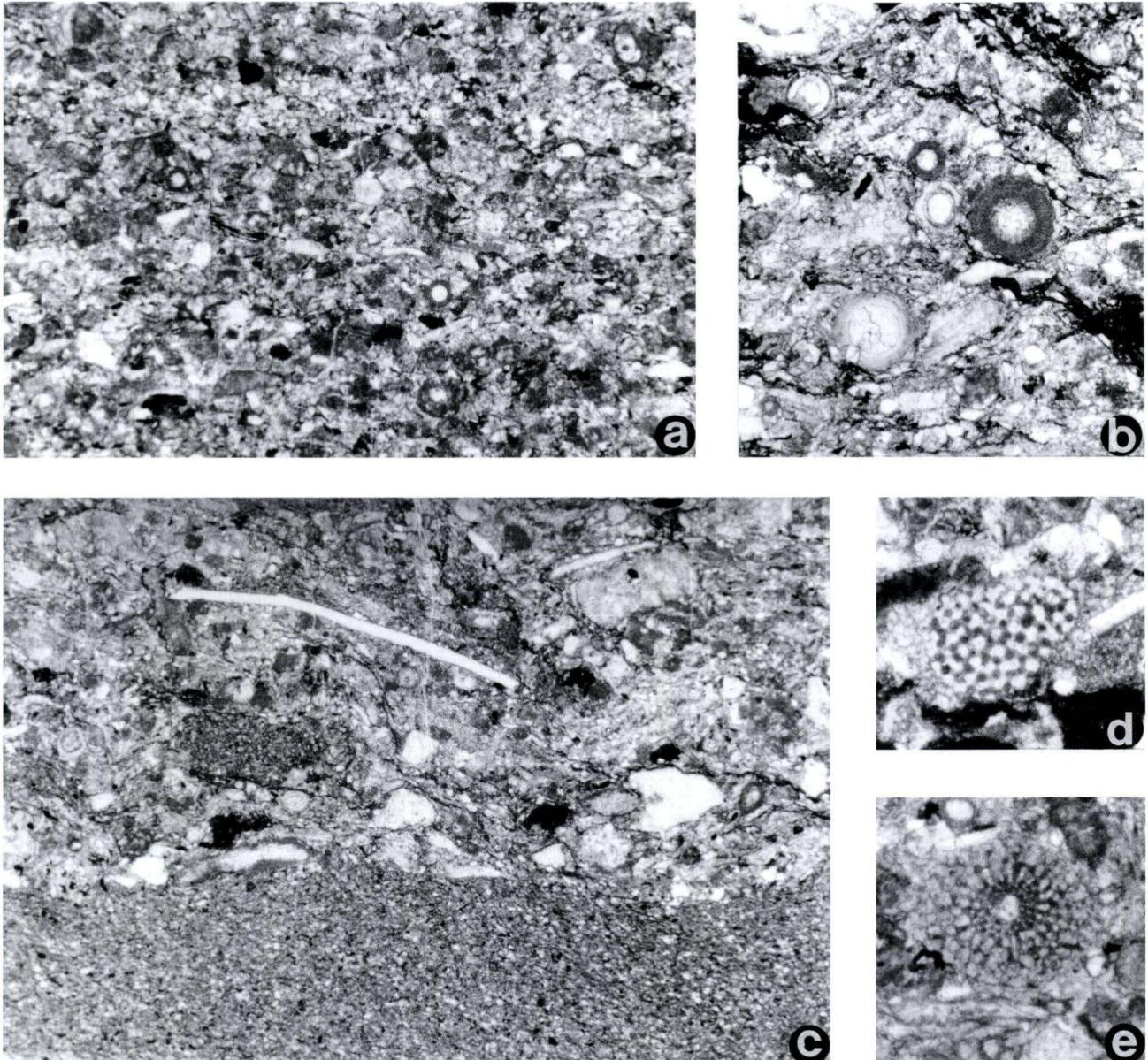
Fig. 3. unbestimmbares Stämmchen Schicht 105, HlFB 27956 (nat. Größe).



## 4.2 Kalkige Mikrobiota

Aus dem Bereich der höchsten Kalkturbidite im unteren Profilabschnitt liegen zwei exemplarisch beprobte Kalkbänke vor. Beide überlagern mit erosivem Basalkontakt dunkelgraue spiculae-führende siliciklastisch-karbonatische Siltsteine (Abb. 5c).

Letztere repräsentieren die erstmals von MEISCHNER (1964) beschriebene „Unterbank“, in der durch rasche fröhdigenetische Karbonatzementation die hemipelagische Hintergrundsedimentation „eingefroren“ ist. Der ca. 5 cm mächtige ältere Kalkturbidit (27986) zeigt horizontal bis leicht schräg geschichtete Grob-Fein-Laminae und geht im obersten Zentimeter in einen Siltstein



**Abb. 5.** Mikrofazies der Kalkturbidite.

**a:** Strömungslaminierter quarzförender intraklastisch-bioklastischer Grain-/Packstone mit zahlreichen Calcisphaeren; detritischer Quarz mitunter in feinkörnigeren Laminen angereichert (oben). Mikrofaziestyp F sensu HERBIG & MAMET 1994 aus dem höheren Teil der Bank (27 987b3, x 57).

**b:** *Calcisphaera laevis* WILLIAMSON, *Calcisphaera pachysphaerica* (PRONINA), *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAY und Brachiopodenstacheln in einem intraklastisch-bioklastischem Packstone im höheren Teil einer Kalkturbiditbank (27 986/II, x 80).

**c:** Quarz-/karbonatsiltige, spiculae-führende Unterbank aus hemipelagischem Hintergrundsediment, darüber mit erosivem Kontakt ein quarzförender intraklastisch-bioklastischer Packstone an der Basis eines Kalkturbidits. Er enthält aufgearbeitete Fragmente des Unterlagers, mikritische Intraklasten sowie diverse Bioklasten. Mikrofaziestypen B (Unterbank) und D (Turbiditbasis) sensu HERBIG & MAMET 1994 (27 986/I, x 28,5).

**d:** Fragment eines hexactinelliden Kiesel Schwammes(?) (27 986/a, x 120).

**e:** Echinidenstachel (27 986/a, x 120).

über. In der ca. 17 cm mächtigen überlagernden Bank (27987) lassen sich die Bouma-Sequenzen Ta-Td erkennen.

Die Kalkturbidite sind leicht rekristallisierte, vielfach von Stylokontakten überprägte, quarzführende intraklastisch-bioklastische Packstones (Abb. 5c), die nach oben in ebenfalls quarzführende, strömungslaminierte peloidal-bioklastische Pack-/Grainstone übergehen (Abb. 5a); gescharte Styolithbahnen im höheren Teil der Bänke zeigen eine deutliche Zunahme tonigen Materials an. An der Basis der Bänke befinden sich zwar einige Intraklasten des erodierten hemipelagischen Hintergrundsedimentes, der größte Teil der Intraklasten besteht jedoch aus strukturlosem, dunkelgrauen Mikrit. Ebenso wie die Peloiden bzw. Pseudopeloiden (= kleine Intraklasten) im höheren Teil der Bänke sind sie Erosionsrelikte von höher am Hang abgelagerten karbonatischen Mudstones. Daneben finden sich auffällig häufig kleine Phosphat-Lithoklasten, im höheren Teil der Bank auch in Laminae angereicherter detritischer Quarz sowie Pyritkörner; Ooide sind sehr selten.

Als Bioklasten treten neben den ubiquitären Echinodermenresten ab und an Brachiopodenschalen und -stacheln (Abb. 5b), ramose Bryozoen, Trilobiten, Ostracoden und Conodonten auf; Echinidenstacheln (Abb. 5e) und hexactinellide Schwämme(?) (Abb. 5d) sind Einzelnachweise.

Die mit 17 Dünnschliffen im Format 5 x 5 cm analysierten Proben lieferten eine recht reiche Mikrofauna, deren Verteilung die von HERBIG & MAMET (1994) beschriebene biogene Gradierung in unterkarbonischen Kalkturbiditbänken widerspiegelt und aus dem Bereich der dort definierten Mikrofaziestypen B (mikritische Unterbank) sowie D–F stammt. Kalkalgen fehlen bis auf seltene, weitgehend rekristallisierte stacheiinide Rotalgen an der Basis der Bank und dem Einzelnachweis eines *Girvanella*-Knöllchens vollständig, weil selbst die Basis der Kalkturbidite zu feinkörnig für den Transport der großer Kalkalgenfragmente war; dagegen bildet SCHRADER (2000) aus einer deutlich grobkörnigeren Bank *Koninckopora* ab. Die im höheren Teil der beiden Kalkturbidite zu erwartenden tubularen Palaeosiphonocladalen (z.B. *Issinella*, *Kamaena*, *Palaeoberesella*) scheinen aus faziellen Gründen zu fehlen, doch sind erwartungsgemäß zahlreiche kugelige und langgestreckte Formen angereichert, wie Calcisphären oder Brachiopodenstacheln (Abb. 5a–b). Die Mikrobiota sind wegen des turbiditischen Transports und nachfolgender Drucklösung in den Packstones oft korrodiert. Trotzdem lassen sich nachweisen (Taf. 3, Fig. 1–28):

*Rectangulina* sp. (ein Koprolith)

*Calcisphaera laevis* WILLIAMSON 1881

*Calcisphaera pachysphaerica* (PRONINA 1963) (= *Pachysphaerina pachysphaerica* auct.)

*Calcisphaera sol* WILLIAMSON 1881 (= *Radiosphaerina* ssp. auct.)

*Diplosphaerina inaequalis* DERVILLE 1931: Lebensstadien *Eotuberritina reitlingeræ* MIKLUKHO-MAKRAY 1958 und *D. inaequalis* DERVILLE 1931

*Vicinesphaera* sp.

*Parathuramina spinosa* (WILLIAMSON 1881)

*Earlandia* ex gr. *E. elegans* (RAUZER-CHERNOUSSOVA 1937)

*Pseudoammodiscus* sp.

*Brunsia* ex gr. *B. irregularis* (VON MÖLLER 1879)

*Archaediscus moelleri* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948

*Archaediscus pauxillus* (SHLYKOVA 1951)

*Archaediscus koktjubensis* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948

*Archaediscus krestovnikovi* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948

*Archaediscus pusillus* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948

*Betpakodiscus attenuatus* (MARFENKOVA 1978)

*Tournayella* sp.?

*Priscella* ex gr. *P. prisca* RAUZER-CHERNOUSSOVA & REITLINGER 1936

*Planoendothyra* sp.?

*Endostaffella* ex gr. *E. parva* VON MÖLLER 1879

*Mediocris mediocris* (VISSARIONOVA 1948)

*Pojarkovella nibelis* (DURKINA 1959)

*Pseudotaxis* sp.

Obwohl die Fauna einen Eindruck des Holkeriums (Foraminiferenzzone Cf5 nach CONIL bzw. Zone 13–14 nach MAMET: V2b–V3a) vermittelt, belegt *Betpakodiscus attenuatus* (MARFENKOVA) (= *Archaediscus (Archaediscus)* ex gr. *stilus* subsp. *angulatus* CONIL & PIRLET in AUSTIN et al. 1974 nom nud.: fide BRECKLE et al. 1987) wie alle zur *Archaediscus angulatus*-Gruppe gehörenden Taxa bereits Asbium (Cf6 bzw. Zone 15) (vgl. z. B. CONIL et al. 1979, JONES & SOMERVILLE 1996). *Rectangulina* ist in Deutschland bisher nur aus den in die gleiche Zeitscheibe gehörenden Kieseligen Übergangsschichten, insbesondere der *crenistria*-Kalkbank bekannt. Ein asbisches Alter bestätigen auch die assoziierten Conodonten und Goniatiten. Offensichtlich fehlen die zahlreichen großwüchsigen asbischen Indexforaminiferen, wie z. B. *Cribrostomum* oder *Climacamina* wegen ihrer hydraulischen Ausmerzung in den feinkörnigen Kalkturbiditen.

CONIL & PAPROTH (1968, 1983) beschreiben sehr ähnliche Faunen des Cf6γ – inclusive der großwüchsigen Formen – aus dem „Hellefeld-Kalk“ der Lüdenscheider Mulde im Liegenden der *crenistria*-Kalkbank, d.h. vermutlich schon aus den dort sehr kalkreichen Äquivalenten der Kieseligen Übergangsschichten sowie aus der *crenistria*-Zone sensu KORN (1996) der höchsten Kieseligen Übergangsschichten am Bromberg bei Medebach (Wittgensteiner Mulde); HERBIG & MAMET (1994) listen eine vergleichbare Fauna der Zone 15 aus dem südöstlichsten Verbreitungsgebiet des Kieselkalkes in der Wittgensteiner Mulde auf.

### 4.3 Goniatiten

Bestimmbare Goniatiten liegen vom Steinbruch Dainrode aus sechs verschiedenen Lagen vor (von unten nach oben; Abb. 3).

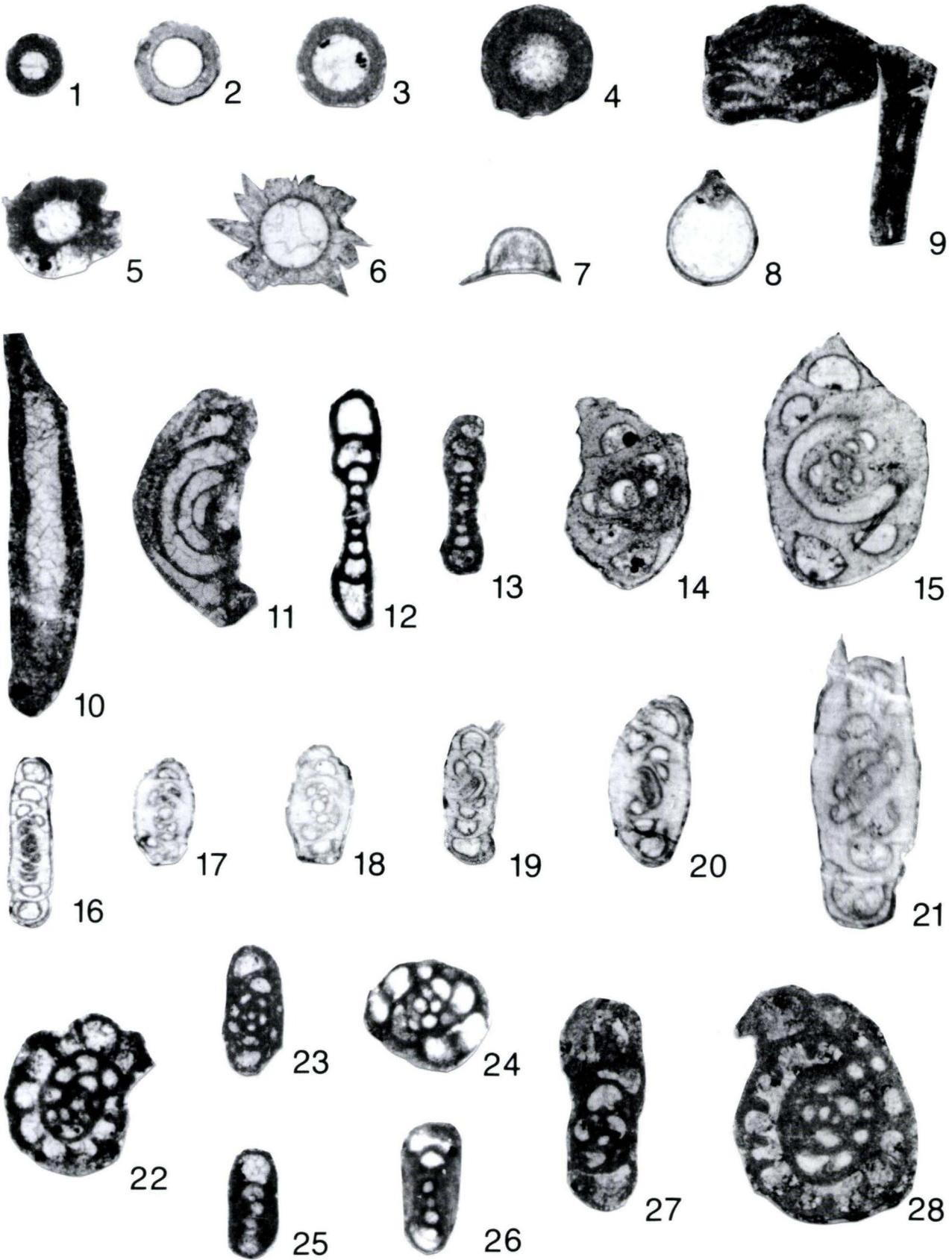
**27805:** Hellbrauner Tonstein mit stark flach gedrückten, kleinen Exemplaren von *Eoglyphioceras truncatum* PHILLIPS 1836.

**27814:** Grünlichgrauer, dickspaltender und entkalkter Tonstein. Es ist die an Goniatiten reichste Lage im Steinbruch Dainrode. Ganze Schichtflächen sind bedeckt mit Steinkern-Exemplaren von *Goniatites crenistria* PHILLIPS 1836 in allen Größenstadien (Tafel 5, Fig. 1–3).



**Tafel 3. Kalkige Mikrobiota aus den Kalkturbiditbänken 27986 und 27987 im basalen Profilabschnitt des Steinbruches Dainrode (Vergr. 120x).**

- Fig. 1–3.** *Calcisphaera laevis* WILLIAMSON 1881. Fig. 1: 27986/3, Fig. 2: 27987/1, Fig. 3: 27986/I.
- Fig. 4.** *Calcisphaera pachysphaerica* (PRONINA 1963) (= *Pachysphaerina pachysphaerica* auct.). 27986/II.
- Fig. 5.** *Parathuramina spinosa* (WILLIAMSON 1881). 27986/a.
- Fig. 6.** *Calcisphaera sol* WILLIAMSON 1881 (= *Radiosphaerina* ssp. auct.). 27987/III.
- Fig. 7.** *Diplosphaerina inaequalis* DERVILLE 1931; Lebensstadium *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAY 1958. 27986/a.
- Fig. 8.** *Diplosphaerina inaequalis* DERVILLE 1931; Lebensstadium *D. inaequalis* DERVILLE 1931. 27986/II.
- Fig. 9.** *Rectangulina* sp. 27986/II.
- Fig. 10.** *Earlandia* ex gr. *E. elegans* (RAUZER-CHERNOUSSOVA 1937). 27987/b4.
- Fig. 11.** *Pseudoammodiscus* sp. 27987/III.
- Fig. 12.** *Brunsia* ex. gr. *B. irregularis* (VON MÖLLER 1879). 27987/3.
- Fig. 13.** *Tournayella* sp.? 27986/II.
- Fig. 14–15.** *Archaediscus moelleri* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948. Fig. 14: 27986/3, Fig. 15: 27986/II.
- Fig. 16.** *Betpakodiscus attenuatus* (MARFENKOVA 1978). 27986/b.
- Fig. 17–18.** *Archaediscus pauxillus* (SHLYKOVA 1951). Fig. 17: 27986/II, Fig. 18: 27986/3.
- Fig. 19.** *Archaediscus pusillus* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948. 27986/II.
- Fig. 20.** *Archaediscus koktjubensis* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948. 27986/II.
- Fig. 21.** *Archaediscus krestovnikovi* RAUZER-CHERNOUSSOVA 1948. 27986/I.
- Fig. 22.** *Priscella* ex gr. *P. prisca* RAUZER-CHERNOUSSOVA & REITLINGER 1936. 27987/2.
- Fig. 23–24.** *Endostaffella* ex gr. *E. parva* VON MÖLLER 1879. Fig. 23: 27986/II, Fig. 24: 27987/2.
- Fig. 25–26.** *Mediocris mediocris* (VISSARIONOVA 1948). Fig. 25: 27986/2, Fig. 26: 27986/b.
- Fig. 27–28.** *Pojarkovella nibelis* (DURKINA 1959). Fig. 27: 27986/II, Fig. 28: 27986/I.



**27835:** Dunkelgrauer Tonstein mit zahlreichen flach gedrückten Exemplaren von *Eoglyphioceras truncatum* PHILLIPS 1836 mit guter Erhaltung des Schalenornamentes (Tafel 5, Fig. 4–6).

**27817:** Dunkelgrauer Tonstein mit *Goniatites* sp. (Tafel 5, Fig. 7).

**27811:** Dunkelgrauer Tonstein mit kleinen, stark flach gedrückten und meist bruchstückhaft erhaltenen Goniatiten. Die nicht sicher bestimmbare Fauna enthält *Goniatites* sp. und *Nomismoceras* sp.

**27956:** Dunkelgraue, teilweise bräunlich verwitternde, harte und splittrige Kalkknollen, welche teilweise Goniatiten in sehr guter körperlicher Erhaltung mit Schalenornamentierung und Lobenlinie geliefert haben (KORN 1990). Es wurden die beiden Goniatiten-Arten *Goniatites fimbriatus* FOORD & CRICK 1897 und *Goniatites spirifer* ROEMER 1850 gefunden (Tafel 4, Fig. 1–6).

### Stratigraphische Einstufung

Die sechs Goniatiten-Lagen stellen Äquivalente eines nur sehr kleinen Teils des Unter-Karbons dar. Die Lage 27814 lässt sich auf Grund des Auftretens von *Goniatites crenistria* PHILLIPS 1836 in die *crenistria*-Zone nach KORN (1996) (Go $\alpha$ 3 im Sinne von NICOLAUS 1963) stellen. Wegen der ausgeprägten Dominanz der Leitart ist eine Einstufung in den Bereich der bei Dainrode offenbar nicht typisch entwickelten *Crenistria*-Bank wahrscheinlich.

Die in den Lagen 27805 und 27835 massenhaft auftretende Art *Eoglyphioceras truncatum* PHILLIPS 1836 dokumentiert ebenfalls, dass es sich dabei um Faunen handelt, welche etwa in den Bereich der *Crenistria*-Bank zu stellen sind. Die sich abwechselnden Lagen mit *Eoglyphioceras truncatum* und *Goniatites crenistria* sind mit dem Profil von Herborn (NICOLAUS 1963) vergleichbar. In dieser Hinsicht stimmt die Abfolge von Dainrode aber nicht mit den in Lancashire und Yorkshire erworbenen Kenntnissen (BISAT 1952, RAMSBOTTOM & CALVER in EARP et al. 1961) überein, wo das Häufigkeitsmaximum von *Eoglyphioceras truncatum* erst über demjenigen von *Goniatites crenistria* liegt.

Die Lage 27811 ist wegen des Mangels an gut erhaltenen Goniatiten nicht sicher einzustufen.

Die obere Fossillage **27956** erlaubt wieder eine genaue Einstufung in das stratigraphische Schema. Wegen des gemeinsamen Vorkommens von *Goniatites fimbriatus* FOORD & CRICK 1897 und *Goniatites spirifer* ROEMER 1850 muss diese Fossillage in die *Goniatites spirifer*-Zone nach KORN (1996) gestellt werden. Bei der hier als *Goniatites spirifer* bezeichneten Form handelt es sich um dieselbe Art, die von einigen älteren Autoren – wie NICOLAUS (1963) und KULICK (1960) – als *Goniatites striatus striatus* bestimmt wurde. *Goniatites fimbriatus* ist der *Goniatites crenistria*

*intermedius* älterer Autoren. Die Vergesellschaftung dieser beiden Arten ist bereits von Sundern (KORN 1988) und Scharfberg (KORN 1990) bekannt geworden.

Trotz der Mächtigkeit von mehr als 200 m gehören die Schichten des Dainroder Steinbruches also vielleicht nur drei Goniatiten-Zonen (*Goniatites crenistria*-Zone, *Goniatites fimbriatus*-Zone und *Goniatites spirifer*-Zone) an. Die bei Dainrode erreichten Mächtigkeiten sind vergleichbar mit denen am Dollenberg bei Herborn (NICOLAUS 1963), wo allerdings das Hangende des Grauwacken-Profiles keine Leitfossilien lieferte.

## 4.4 Weitere Fossilbestimmungen

### Trilobiten

Direkt unterhalb eines glimmerführenden Tuffs, der üblicherweise als Beddelhäuser Tuff angesehen wird, konnte in Tonsteinen ein orthoconer Cephalopode gefunden werden. Das Fossil steckte senkrecht wie ein Projektil in den Tonschiefern und hat deren feinlagige Siltbänderung nach unten verbogen. In der Wohnkammer dieses Orthoceraten lagen Trilobitenreste (HLfB 29 415), die von G. HAHN (Inst. f. Geol. u. Paläont., Philipps-Universität Marburg) bestimmt wurden. Danach handelt es sich auf Grund des Umrisses des Pygidiums und der Form der Freiwange (Auge, Wangen-Eck) um die Art *Cyrtoproetus moravicus* PRIBYL 1950. Diese ursprünglich aus Mähren beschriebene Art tritt sehr häufig in der *Goniatites spirifer*-Zone auf und ist inzwischen in zahlreichen Aufschlüssen im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge nachgewiesen worden (HAHN et al. 1972).

### Conodonten

Die Proben HLfB 27 897 und 27 899 stammen aus dem unteren Profilabschnitt (Abb. 3), also der *Goniatites crenistria*-Zone. Die z.T. mürben Kalksteinlagen enthielten eine kleine Conodonten-Fauna sowie unbestimmbare Bruchstücke von Conodonten-, Crinoiden- und Bryozoenresten. P. BENDER (Inst. f. Geol. u. Paläont., Philipps-Universität Marburg) konnte die folgenden Arten nachweisen:

HLfB 27897: *Gnathodus bilineatus* (1 Exemplar)

HLfB 27899: *Gnathodus bilineatus* (4 Exemplare), *Gnathodus commutatus* (2 Exemplare), *Ligonodina* sp.

Eine Datierung ist damit nur ungenau möglich. Die Proben sind in die *Gnathodus bilineatus*-Zone oder jünger, also oberes Viséum, zu stellen und sprechen somit nicht gegen die stratigraphische Einstufung der Goniatiten.

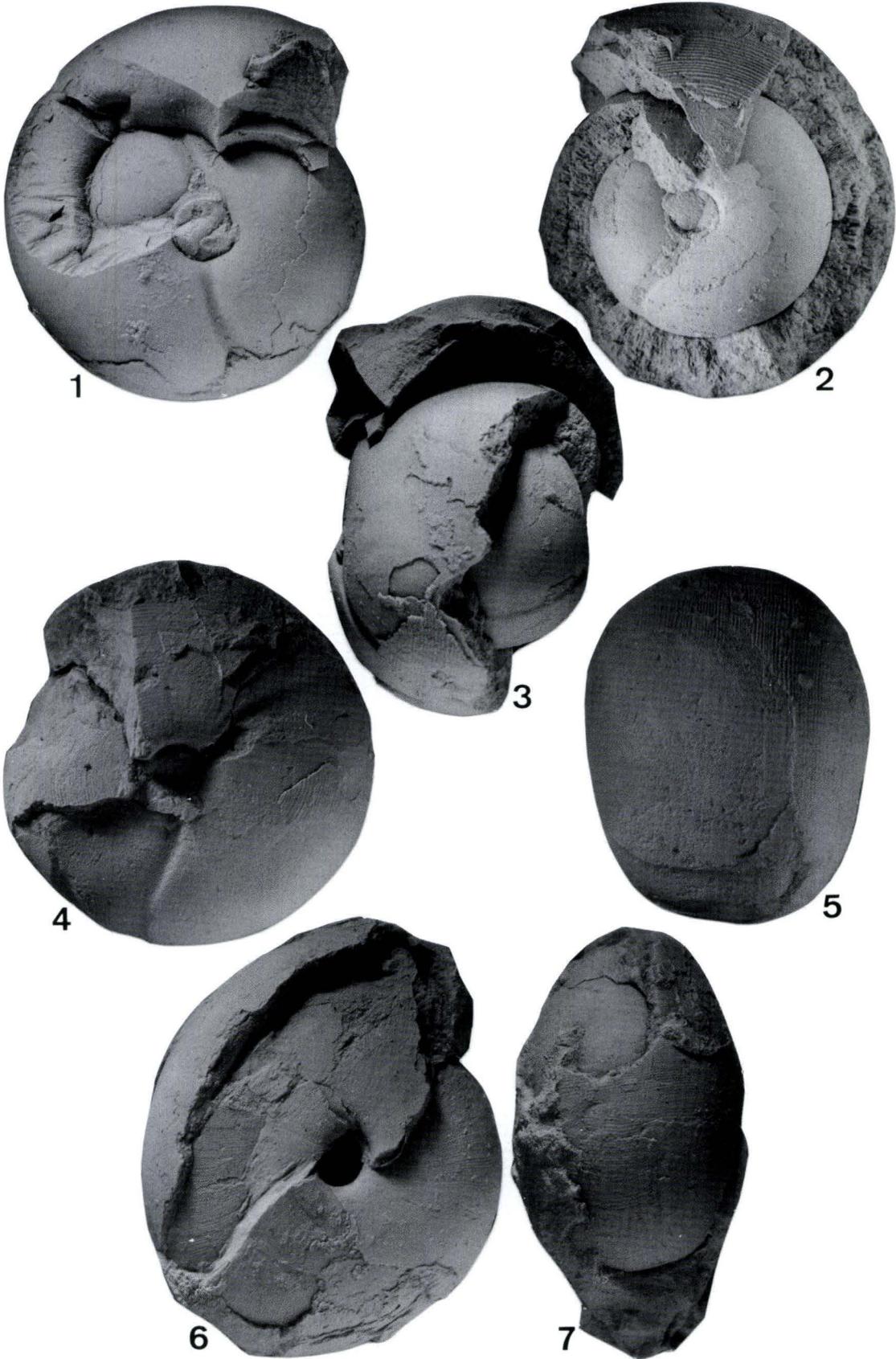
### Tafel 4. Goniatiten aus den Kalkknollen im Profilabschnitt Schicht 105 des Steinbruches Dainrode; 1,6-fache Vergr.

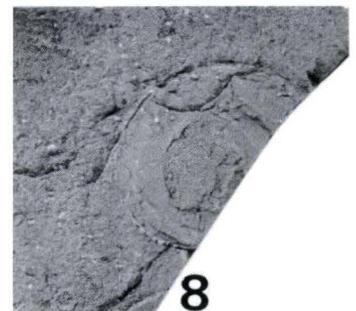
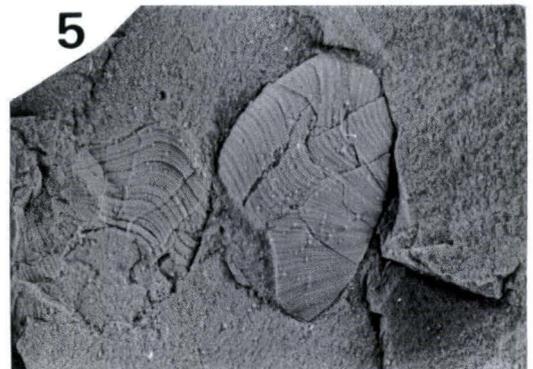
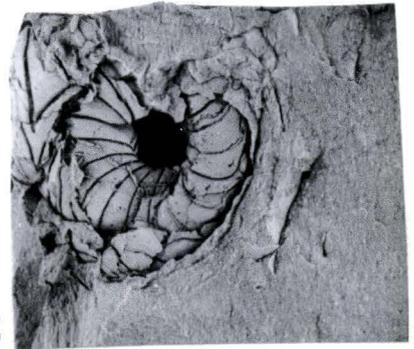
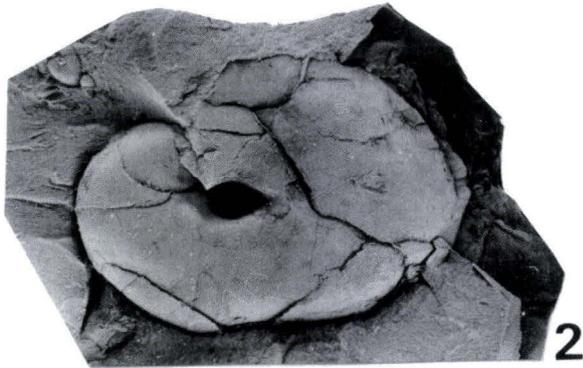
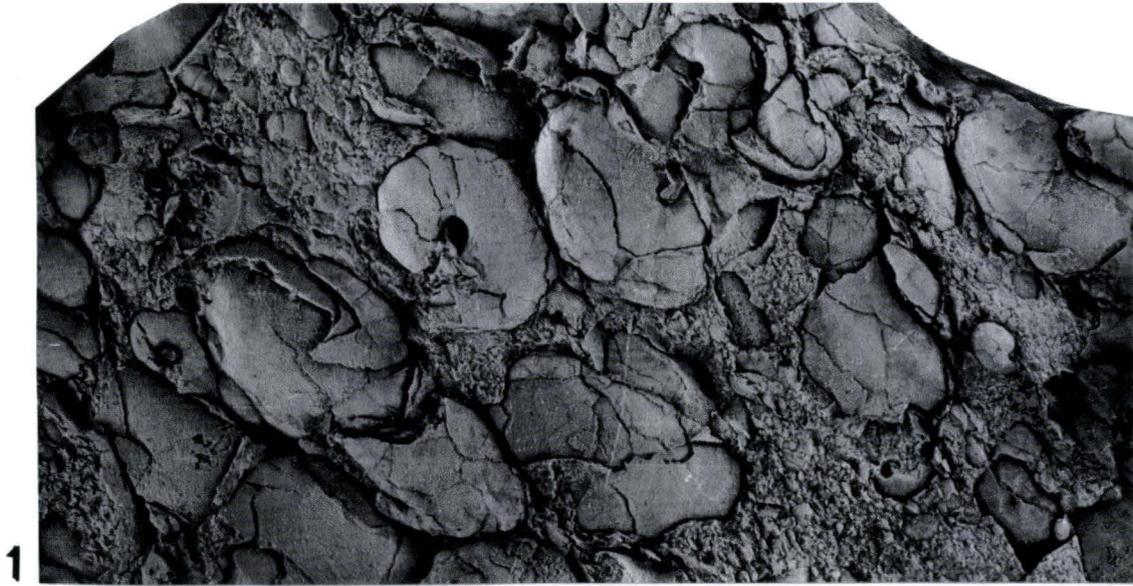
Fig. 1–3. *Goniatites spirifer* ROEMER 1850, HLfB 27956.

Fig. 4–5. *Goniatites spirifer* ROEMER 1850, Coll. Salamon.

Fig. 6–7. *Goniatites fimbriatus* FOORD & CRICK 1897, Coll. Salamon.







## 5. Petrographie und Geochemie des Beddelhäuser Tuffs

Eine erste Bearbeitung des Beddelhäuser Tuffs an der Typuslokalität am ehem. Bahnhof Beddelhausen (Bl. 5016 Laasphe) erfolgte durch CLAUS (1927), der dort eine Mächtigkeit von 20–25 cm ermittelte und auf den Fossilreichtum dieser aus Feldspat, Quarz und Biotit bestehenden Ablagerung hinwies. CLAUS vermutete, dass es sich bei dem Aschentuff um einen „Quarz-Keratophyr-Tuff“ handelt, d.h. um ein aus einer rhyolithischen Schmelze entstandenes pyroklastisches Gestein. HOSS (1957) führte petrographische Untersuchungen an Kieselschiefern des Kulms einschließlich der zahlreich zwischengelagerten Aschentuffe durch und verglich diese u.a. auch mit dem Beddelhäuser Tuff. Eine weitere Bearbeitung der kulmischen Kieselschiefer und Aschentuffe folgte von DEHMER et al. (1989), die, ebenso wie HOSS (1957), die betreffenden Aschentuffe zu den „Quarz-Keratophyr-Tuffen“ stellen.

Im Steinbruch Dainrode erreicht der den Tonschiefern der *Goniatites spirifer*-Zone (Ober-Viséum) zwischengelagerte Beddelhäuser Tuff (bei Profilmeter 190; Abb. 3) eine Mächtigkeit von ca. 20 cm. Die Ablagerung zeigt eine schwache Gradierung. Bereits **makroskopisch** fallen in dem hell- bis mittelgrauen Aschentuff zahlreiche dunkle Glimmerplättchen auf, die parallel zur Schichtung eingeregelt sind und bis zu 0,5 mm groß werden. Nebengesteinsfragmente oder Fossilbruchstücke fehlen.

**Mikroskopisch** ist frisches vulkanisches Glas nicht mehr erkennbar (Abb. 6). Infolge diagenetischer und metamorpher Prozesse ist es in ein Gemenge aus Chlorit und weiteren nicht zu identifizierenden, submikroskopischen Mineralen umgewandelt worden. Hinzu kommt eine mehr oder weniger starke Karbonatisierung des Gesteins. Die in dem Aschentuff zahlreich vorhandenen Kristalle und Kristallbruchstücke sind jedoch, bis auf die Feldspäte, weitgehend erhalten geblieben. Im einzelnen lassen sich – neben den nur noch als Pseudomorphosen vorliegenden Feldspäten – Quarz, Biotit, Apatit und Zirkon unterscheiden. Den größten Anteil am Gestein nehmen die völlig zu Tonmineralen zersetzten Feldspäte mit ca. 35 Vol-% ein. Biotit ist zu Hydrobiotit alteriert worden. Er zeigt einen Pleochroismus, der von mittel- bis hellbraun reicht und gegenüber frischem Biotit deutlich reduziert ist. Basisschnitte weisen z.T. idiomorphe Kristallumrisse auf. Vereinzelt sind Einschlüsse kleiner Apatit-Kristalle erkennbar. Der Biotit erreicht einen Mengenanteil von ca. 25 Vol-%. Die plättchenfö-

migen Kristalle sind parallel zur Schichtung des Aschentuffs eingeregelt. Quarz, mit ca. 5 Vol-% vertreten, ist homogen und völlig klar. Scharfkantige kleine Kristall-Bruchstücke sind häufig. Apatit ist als akzessorisches Mineral in klaren kurzsäuligen Kristallen reichlich vertreten. Ebenso Zirkon, der in gedrunge- nen idiomorphen Kristallen vorliegt.

Die zum Vergleich untersuchte Aschentuff-Probe aus dem Steinbruch Bromberg bei Medebach (TK 25 Bl. 4718 Goddelsheim) stimmt in ihrem Mineralbestand weitgehend mit dem Aschentuff aus dem Steinbruch Dainrode überein – mit dem Unterschied, dass die Feldspäte erhalten geblieben sind (Abb. 7). Sie liegen dort zu gleichen Teilen als Alkalifeldspäte und als Plagioklase vor. Die Plagioklase sind albitisiert worden, z.T. hat zusätzlich eine schwache Verdrängung durch Sericit stattgefunden, die meist von Spaltrissen ausgeht. Bei den Alkalifeldspäten ist die Sericitisierung stärker ausgeprägt. In den Biotiten sind in Basisschnitten orientiert eingewachsene Rutilnadelchen generell zu beobachten, die sich jeweils mit 60° durchkreuzen (Sagenit-Gitter).

Bei der Aschentuff-Probe (leg. M. PIECHA, NLF B Krefeld) von der Typuslokalität am ehem. Bahnhof Beddelhausen (TK 25 Bl. 5016 Laasphe) fällt die, im Vergleich zu den oben beschriebenen Proben, deutlich gröbere Körngröße auf (Abb. 8). Ein weiterer Unterschied ist das Auftreten zahlreicher Fossilbruchstücke, das auf eine stärkere Umlagerung hindeutet. Hierfür spricht auch die wesentlich schlechtere Regelung der Kristalle parallel zur Schichtung. Weiterhin ist mit ca. 5 Vol-% der Anteil an Biotit, der in frischen, stark pleochroitischen Kristallen vorliegt, deutlich geringer. Gleiches gilt für die akzessorischen Minerale Zirkon und Apatit, die nur sporadisch zu finden sind.

Geochemisch fällt bei den Hauptelementen der hohe  $Al_2O_3$ -Gehalt auf, der zwischen 23,0 und 25,6 Gew.-% liegt (Tab. 1).  $K_2O$  ist mit 4,2–4,9 Gew.-% ebenfalls relativ hoch. Die niedrigen  $SiO_2$ - und  $Na_2O$ -Gehalte resultieren aus der starken Alteration der Aschentuffe. Eine Klassifikation ist daher nur mit Hilfe immobilere Spurenelemente und der Seltenen-Erden-Elemente möglich. Bei den Spuren-Elementen sind Zr (214–440 ppm), Th (33–49 ppm) und U (4–11 ppm) relativ stark angereichert, während Ni (30–55 ppm) und Cr (20–25 ppm) durch niedrige Werte gekennzeichnet sind. Das Nb/Y-Verhältnis liegt bei 0,4 und das Zr/TiO<sub>2</sub>-Verhältnis reicht von 0,033 bis 0,042. Entsprechend fallen im Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y-

### Tafel 5. Goniatiten aus den unteren Schichten des Steinbruchs Dainrode.

Fig. 1. Pflaster von *Goniatites crenistria* PHILLIPS 1836, Schicht 27814, 0,75-fache Vergrößerung; HLF B 27814B.

Fig. 2. *Goniatites crenistria* PHILLIPS 1836, Originalgröße; HLF B 27814.

Fig. 3. *Goniatites crenistria* PHILLIPS 1836, Originalgröße; HLF B 27814.

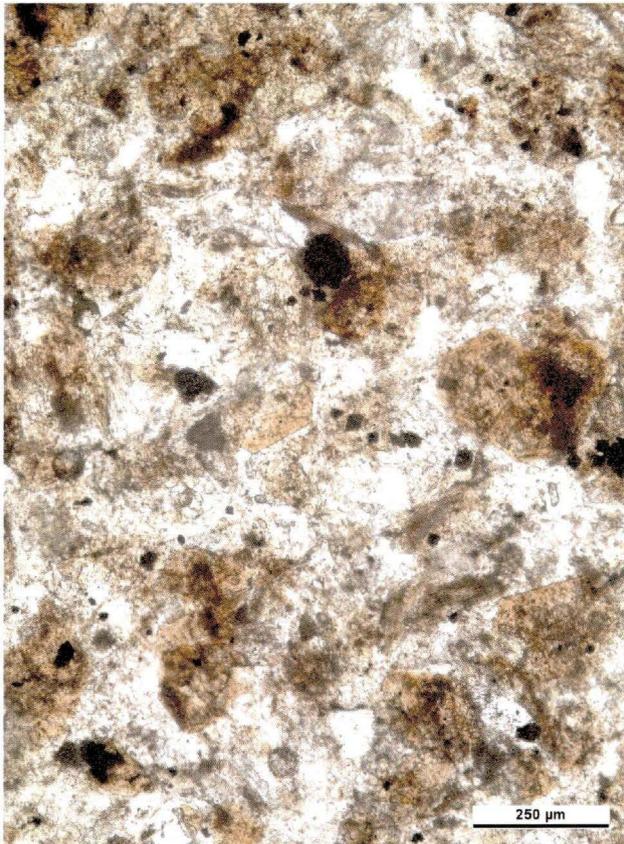
Fig. 4. *Eoglyphioceras truncatum* PHILLIPS 1836, 2-fache Vergrößerung; HLF B 27835.

Fig. 5. *Eoglyphioceras truncatum* PHILLIPS 1836, 2-fache Vergrößerung; HLF B 27835.

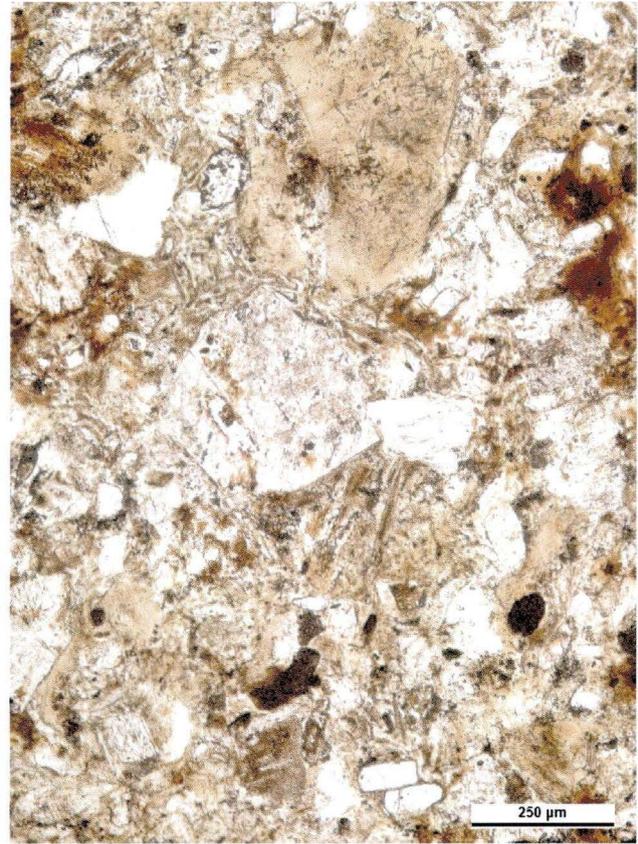
Fig. 6. *Eoglyphioceras truncatum* PHILLIPS 1836, Vergr. 3 x; HLF B 27835.

Fig. 7. *Goniatites crenistria* PHILLIPS 1836, 3-fache Vergrößerung; HLF B 27817.

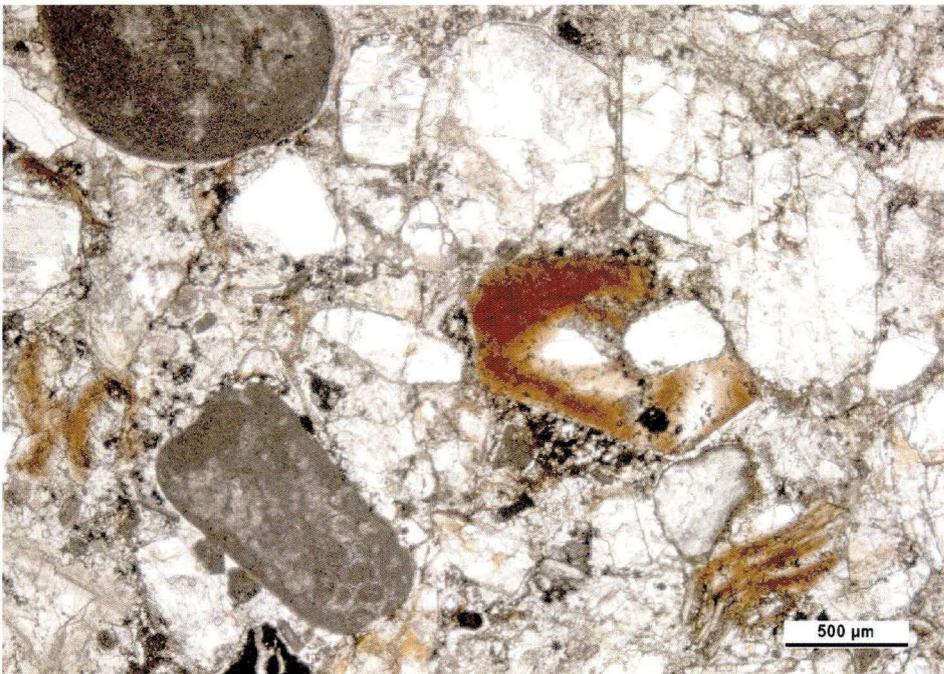
Fig. 8. *Nomismoceras* sp., 2-fache Vergrößerung; HLF B 27805.



**Abb. 6.** Dacitischer bis rhyodacitischer Aschentuff (Beddelhäuser Tuff) aus dem Steinbruch Dainrode, mit zahlreichen parallel zur Schichtung eingeregelt Biotitkristallen (braun) und völlig zersetzten Feldspäten (weiß).



**Abb. 7.** Dacitischer bis rhyodacitischer Aschentuff (Beddelhäuser Tuff) aus dem Steinbruch Bromberg westlich Medebach mit relativ frischen Plagioklassen und Alkalifeldspäten (weiß) sowie Hydrobiotit-Kristallen (hellbraun) mit „Sagenit-Gitter“ (oben Mitte).



**Abb. 8.** Dacitischer bis rhyodacitischer Aschentuff (Beddelhäuser Tuff) von der Typuslokalität am ehem. Bahnhof Beddelhausen. Fossilbruchstücke (dunkelgrau) und schlechte Regelung der Biotitkristalle (braun) deuten auf starke Umlagerung hin.

Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1977) die untersuchten Proben aus dem Beddelhäuser Tuff (Proben 26897, 29399 Steinbruch Dainrode und 34670, 34670a Steinbruch Bromberg westlich Medebach) in das Feld der Rhyodacite/Dacite (Abb. 9).

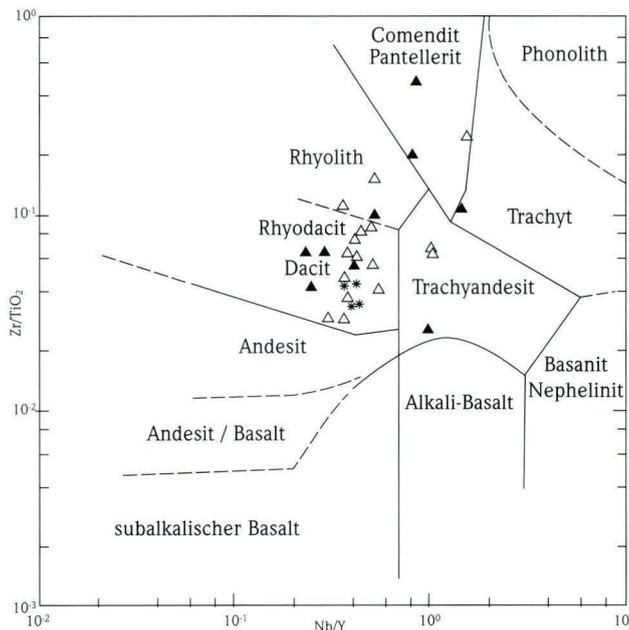
Die von HOSS (1957) und DEHMER et al. (1989) aus dem Rhenoharzynikum beschriebenen Aschentuffe stimmen in ihrer petrographischen und geochemischen Zusammensetzung weitgehend mit den untersuchten Proben aus dem Beddelhäuser Tuff überein (Abb. 9).

Daraus ist zu schließen, dass die vulkanischen Aktivitäten, die diese Aschentuffe geliefert haben, über einen längeren Zeitraum, nämlich von der Erdbach-Stufe des Tournaisium bis zur *Goniatites spirifer*-Zone des Ober-Viséum andauerten und ihren Charakter nicht geändert haben. Weiterhin treten sie in großer räumlicher Verbreitung auf. So sind Aschentuffe mit vergleichbarer petrographischer und geochemischer Zusammensetzung in jeweils gleicher stratigraphischer Position sowohl im Rheinischen Schiefergebirge als auch im Harz zu finden (Hoss 1957). Dies lässt auf ein weiter entferntes Eruptionszentrum schließen. Bei den Aschentuffen handelt es sich nicht um rhyolithische bzw. trachytische Pyroklastite („Quarzkeratophyr- bzw. Keratophyrtuffe“), wie von HOSS (1957) und DEHMER et al. (1989) vermutet, sondern sie sind aus dacitischen bis rhyodacitischen Schmelzen hervorgegangen. Sie sind somit nicht der saure („keratophyrische“) Anteil eines bimodalen Vulkanismus im Unter-Karbon des Rhenoharzynikums (DEHMER et al. 1989), für den es keinerlei Hinweise gibt. Der vulkanische Zyklus des Unter-Karbons ist in diesem Raum vielmehr durch mehr oder weniger primitive basaltische Schmelzen gekennzeichnet, die keine durch Differentiationsprozesse entstan-

denen sauren Schmelzen erwarten lassen (NESBOR 1997, 1999). Die Aschentuffe in den unterkarbonischen Sedimenten stammen nicht aus dem Rhenoharzynikum, sondern aus einem während dieser Zeitspanne aktiven Kontinentalrand oder Inselbogenbereich. Diese Regionen sind durch über lange Zeiträume andauernden Vulkanismus mit spezifischer Magmenzusammensetzung gekennzeichnet (u.a. Andesite, Dacite, Rhyodacite). Dabei finden immer wieder großvolumige plinianische Eruptionen statt, die sich in sehr weiträumig verteilten Aschenablagerungen widerspiegeln.

**Tab. 1.** Geochemische Zusammensetzung des Beddelhäuser Tuffs aus dem Steinbruch Dainrode, TK 25 Blatt 4919 Frankenau (Proben 26897, 29399) und Steinbruch Bromberg westlich Medebach, TK 25 Blatt 4718 Goddelsheim (Proben 34670, 34670a).

Probe Blatt	26897 4919	29399 4919	34670 4718	34670a 4718
[Gewichts-%]				
SiO <sub>2</sub>	41,79	44,28	49,94	48,75
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,05	0,63	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,56	25,58	23,66	22,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,90	6,15	6,41	5,98
FeO	–	–	–	1,73
MnO	0,17	0,09	0,12	0,20
MgO	3,05	3,00	3,16	3,38
CaO	6,67	2,96	0,89	1,01
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,00	1,52	1,72
K <sub>2</sub> O	4,60	4,93	4,63	4,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	–	6,75	–	5,7
H <sub>2</sub> O <sup>–</sup>	–	1,98	–	2,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,35	0,25	0,32
CO <sub>2</sub>	4,81	1,83	–	0,22
Cl <sub>2</sub>	–	0,00	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	–	0,49	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O	8,48	–	–	–
Glv	–	–	8,45	–
<b>Summe</b>	<b>100,41</b>	<b>99,44</b>	<b>99,66</b>	<b>99,56</b>
[ppm]				
As	–	2	7	8
Ba	700	681	1243	1180
Cr	20	21	21	25
Cu	12	5	41	44
Ga	27	30	30	30
Nb	15	12	10	10
Ni	30	37	51	55
Pb	49	11	42	42
Rb	152	169	170	153
Sr	104	61	111	127
Th	33	34	49	47
U	4	6	11	11
V	68	70	77	73
Y	35	32	23	24
Zn	67	49	112	137
Zr	411	440	214	239
Zr/TiO <sub>2</sub>	0,042	0,042	0,034	0,033
Nb/Y	0,43	0,38	0,43	0,42



**Abb. 9.** Beddelhäuser Tuff (Sterne) im Vergleich zu Aschentuffen aus Kulm-Kieselschiefern (Dreiecke) im Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y-Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1977). Darstellung der Aschentuffe aus Kulm-Kieselschiefern nach DEHMER et al. (1989).

## 6. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die im Steinbruch Dainrode aufgeschlossenen Grauwacken spiegeln die Turbidit-Phase des Variszischen Vorlandbeckens wider, das sich während der Variszischen Orogenese gebildet hat (RICKEN et al. 2000).

Das Profil im Steinbruch Dainrode zeigt einen Ausschnitt dieses Faziesmilieus. Die Bestimmungen der in den Sedimenten gefundenen Flora und Fauna belegen, dass die Sedimentation von der *Goniatites crenistria*-Zone bis mindestens zur *Goniatites spirifer*-Zone stattgefunden hat. Die stratigraphische Einstufung von Goniatiten aus dem Steinbruch Dainrode erlaubt eine Datierung des Beginns der Grauwackenschüttung im Niveau der höheren *Goniatites crenistria*-Zone und damit eine Bestätigung der bereits von anderen Autoren publizierten Ergebnisse. Die erste Schüttungsphase (Untere Grauwacken-Serie bei AHRENDT & GEISSLER 1970) hatte lediglich eine Dauer von ein bis zwei Goniatiten-Zonen.

Zwei benachbarte Kalkturbiditbänke aus dem tonig-siltig-calci-turbiditischen basalen Profilabschnitt lieferten eine asbische, hydraulisch sortierte Foraminiferenfauna. Die generelle Faziesentwicklung dieses Profils – die Unterdrückung von Grauwackenschüttungen zugunsten feinsiliciklastisch-karbonatischer Sedimente in einem Highstand Systems Tract (SCHRADER 2000:

Abb. 56) könnte ein Beleg für die von HERBIG (1998) aus den mitteleuropäischen Kulmbecken beschriebene spätasbische Transgression sein. Wenngleich dies die vorhandenen Goniatitenfaunen nahelegen, wäre bezüglich der kalkigen Mikrobiota für einen eindeutigen Beweis eine erweiterte Faunenkenntnis nötig. Sicher ist jedoch, dass der basale Profilabschnitt nach den vorhandenen Daten als Äquivalent der Kieseligen Übergangsschichten interpretiert werden muss, und nicht als Äquivalent des Posidonienkalkes, wie ursprünglich von SCHRADER (2000) angenommen.

Der den Tonschiefern der *Goniatites spirifer*-Zone (Ober-Viséum) zwischengelagerte Beddelhäuser Tuff entspricht nach seiner petrographischen und geochemischen Entwicklung den in den Kulm-Kieselschiefern (Erbach-Stufe des Tournaisium) zahlreich auftretenden Aschentuffen. Es handelt sich bei allen diesen pyroklastischen Gesteinen jedoch nicht um rhyolithische oder trachytische Ablagerungen („Quarzkeratophyr- bzw. Keratophyrtuffe“), die Aschentuffe sind vielmehr aus dacitischen bis rhyodacitischen Schmelzen hervorgegangen. Sie stammen somit nicht aus dem Rhenohertzynikum, sondern von großvolumigen plinianischen Eruptionen aus einem während dieser Zeitspanne aktiven Kontinentalrand oder Inselbogenbereich.

## 7. Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, H. & GEISSLER, H. (1970): Das Alter der Grauwacken im nordwestlichen Kellerwald (Rheinisches Schiefergebirge). – Göttinger Arbeiten Geol. Paläont., H. Martin-Festschrift, **5**: 3–14; Göttingen.
- AMLER, M.R. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). – Geol. Abh. Hessen, **88**, 339 S.; Wiesbaden.
- BISAT, W.S. (1952): The goniatite succession at Cowdale Clough, Barnoldswick, Yorkshire. – Trans. Leeds geol. Ass., **6** (4): 155–181, 3 Abb., 3 Tab.; Kendall.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. – 168 S.; Amsterdam (Elsevier).
- BRENCKLE, P.L., RAMSBOTTOM, W.H.C. & MARCHANT, T.R. (1987): Taxonomy and classification of Carboniferous Archaediscacean foraminifers. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **98**: 11–24; Frankfurt am Main.
- CLARK, J.D. & PICKERING, K.T. (1996): Submarine Channels – Processes and Architecture. – 231 S.; London (Vallis Press).
- CLAUS, R. (1927): Die Elsoffer Kulm-Mulde. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Petrographie des Unterkarbon am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **79**: 235–279; Berlin.
- CONIL, R. & PAPROTH, E. (1968): Mit Foraminiferen gegliederte Profile aus dem nordwest-deutschen Kohlenkalk und Kulm. Mit einem paläontologischen Anhang von R. CONIL & M. Lys. – Decheniana, **119**: 51–94; Bonn.
- CONIL, R. & PAPROTH, E. (1983): Foraminifers from the uppermost Devonian and the Dinantian of the Rhenish Massif (Federal Republic of Germany). – Paläont. Z., **57**: 27–38; Stuttgart.
- CONIL, R., LONGERSTAY, P.J. & RAMSBOTTOM, W.H.C. (1979): Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne. – Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, **30**: 1–187; Louvain
- DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M. & ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieselschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 79–138; Wiesbaden.
- DENCKMANN, A. & LINSTOW, O.V. (1902): Geologische Karte von Hessen 1:25 000 Blatt 4919 Frankenau. – Faksimilierter Nachdruck der 1. Auflage, erschienen 1995; Wiesbaden.
- DIJKSTRA, S.J. & VAN AMEROM, H.W.J. (1991): Fossilium Catalogus II: Plantae, Lycopodiales X. – 2. Supplement, 127 S.; Amsterdam (Kugler Publ.).
- EARP, J.R., MAGRAW, D., POOLE, E.G., LAND, D.H. & WHITEMAN, A.J. (mit Beiträgen von CALVER, M.A., RAMSBOTTOM, W.H.C. & SABINE, P.A.) 1961: Geology of the Country around Clitheroe and Nelson. – Mem. Geol. Surv. Great Britain: I–IX, 1–346, 22 Abb., 12 Taf.; London.
- FRIESE, H. & GOTHAN, W. (1952): Neue Beobachtungen über die Kohlenflora von Dobrilugk-Kirchhain. – Geologie, Jg. **1** (1–2): 6–27, 6 Taf.; Berlin.
- GOTHAN, W. (1949): Die Unter-Karbon-Flora der Dobrilugker Tiefbohrungen. – Abh. Preuß. Geol. L.A., N.F. **217**, 32 S., 6 Taf.; Berlin.
- HAHN, G., BRAUCKMANN, C. & SKALA, W. (1972): Trilobiten aus der *striatus*-Zone (Dinantium, cu IIIb) des Rheinischen Schiefer-Gebirges und des Harzes. – Senckenbergiana lethaea, **53** (1/2): 31–63, 16 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Frankfurt am Main.
- HERBIG, H.-G. (1993): Eustatic forcing of latest Devonian and Dinantian culm sequences. Rheinisches Schiefergebirge, Germany. – In: STREEL, M. (Hrsg.): Early Carboniferous Stratigraphy, Liège 1993, Meeting Program and Abstracts, 1 S.; Liège. (IUGS Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy).
- HERBIG, H.-G. (1998): The late Asbian transgression in the central European Culm basins (Late Viséan, cd IIIa). – Z. dt. geol. Ges., **149**: 39–58; Stuttgart.

- HERBIG, H.-G. & MAMET, B. (1994): Hydraulic sorting of microbiota in calciturbidites – A Dinan-tian case study from the Rheinische Schiefergebirge, Germany. – *Facies*, **31**: 93–104; Erlangen.
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, D. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 Blatt 4820 Bad Wildungen. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 386 S.; Wiesbaden.
- HOSS, H. (1957): Untersuchungen über die Petro-graphie kulmischer Kieselschiefer. – *Beitr. Mineral. u. Petrogr.*, **6**: 59–88; Heidelberg.
- JONES, G.L. & SOMERVILLE, I.D. (1996): Irish Di-nantian stratigraphy: practical applications. – In: STROGEN, P., SOMERVILLE, I.D. & JONES G. LL. (Hrsg.): *Recent advances in Lower Carboniferous stratigraphy*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **107**: 371–385; London.
- JOSTEN, K.-H. (1991): Die Steinkohlen-Floren Nordwestdeutschlands. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **37**, Textband: 434 S., Tafelband: 220 Taf.; Krefeld.
- KORN, D. (1988): Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unter-Karbon; Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Paläont. Westf.*, **11**: 1–293, 88 Abb., 60 Taf.; Münster/Westf.
- KORN, D. (1990): Weitere Goniatiten aus dem Ober-Visé des Rheinischen Schiefergebirges. – *Geol. Paläont. Westf.*, **15**: 11–69, 15 Abb., 15 Taf.; Münster/Westf.
- KORN, D. (1996): Revision of the Late Viséan goniatite stratigraphy. – *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **117** (2): 205–212, 3 Abb.; Bruxelles.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Palaeo-graphie der Kulm-Sedimente im Eder-Ge-biet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **3** (1): 243–288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- LUTZ, J. (1933): Zur Kulmflora von Geigen bei Hof. – *Palaeontographica*, B **78**: 114–157, 5 Taf.; Stuttgart.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in ruff-nahen Sedimentationsbecken. – In: BOUMA, A.H. & BROUWER, A. (Hrsg.): *Turbidites*. – *Dev. Sedimentol.*, **3**: 156–191; Amsterdam (Elsevier).
- MEISCHNER, D. (1991): Kleine Geologie des Keller-waldes (Exkursion F am 5. April 1991). – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **73**: 115–142; Stuttgart.
- MEISCHNER, D. & STEINMETZ, S. (2001): Die Mine-ralquellen von Bad Wildungen (Hessen), tektonische Stellung und Herkunft der gelösten Be-standteile. – *Geol. Jb. Hessen*, **128**: 83–95, 10 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- MUTTI, E. (1992): Turbidite Sandstones. – 275 S.; San Donato Milanese (Agip).
- NESBOR, H.-D. (1997): Petrographie der vulkani-schen Gesteine. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D.: *Erl. geol. Kt. Hessen* 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 159–207; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. (1999): Vulkanische Zyklen im Lahn- und Dill-Becken (Rheinisches Schiefergebirge) während des Devons und Unterkarbons. – *Schriftenr. dt. geol. Ges.*, **7**: 74–76; Hannover.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fau-na der *crenistría*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – *Beih. Geol. Jb.*, **53**: 1–246, 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- PICKEL, W. (1937): Stratigraphie und Sedimentana-lyse des Kulms an der Edertalsperre. – *Z. dt. geol. Ges.*, **89**: 233–280; Berlin.
- RICKEN, W., SCHRADER, S., ONCKEN, O. & PLESCH, A. (2000): Turbidite basin and mass dynamics re-lated to orogenic wedge growth; the Rheno-Hercynian case. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Hrsg.): *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **197**: 257–280; London.
- SCHRADER, S. (2000): Die sedimentär-geodynami-sche Entwicklung eines variscischen Vorland-beckens: Fazies- und Beckenanalyse im Rheno-hercynischen Turbiditbecken (Spätes Viséum, cdIII). – *Köln. Forum Geol. Paläont.*, **5**, 104 S.; Köln.
- SCHRADER, S. & RICKEN, W. (1997): Geometrie und Architektur des Rhenohercynischen Flysch-beckens – Eine erste sequenzstratigraphische Interpretation. – *Terra Nostra*, **97** (2): 214–215; Köln.
- WALKER, R.G. (1992): Turbidites and submarine fans. – In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): *Facies models*. – *Geosci. Canad. Repr. Ser.*: 239–263; Hamilton/Ontario.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemi-cal discrimination of different magma series and their differentiation products using im-mobile elements. – *Chem. Geol.*, **20**: 325–343; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 31.07.2001, angenommen am 04.09.2001

ADALBERT SCHRAFT<sup>1</sup>, JOHANN-GERHARD FRITSCHÉ<sup>1</sup>, MARION HEMFLER<sup>1</sup>, GEORG MITTELBACH<sup>1</sup>, DIETRICH RAMBOW<sup>2</sup> & HANS TANGERMANN †

# Die hydrogeologischen Einheiten Nordhessens, ihre Grundwasserneubildung und ihr nutzbares Grundwasserdargebot (Ldkrs. Waldeck-Frankenberg, Kassel, Schwalm-Eder, Werra-Meißner, Hersfeld-Rotenburg, Fulda und Stadt Kassel)

## Kurzfassung

Das nutzbare Grundwasserdargebot der hydrogeologischen Teileinheiten Nord- und Osthessens (Regierungspräsidium Kassel) wird aus Trockenwetterabflussmessungen zur Bestimmung der Grundwasserneubildung abgeleitet. In Abhängigkeit von der unterschiedlichen lithologischen Ausbildung dieser Teileinheiten, der lokalen Tektonik, der Höhenlage relativ zum Vorflutniveau sowie geogenen

und anthropogenen Belastungen des Grundwassers ist das nutzbare Grundwasserdargebot unterschiedlich hoch.

Regional ist der Mittlere Buntsandstein der bedeutendste Grundwasserleiter. Im Unteren Buntsandstein und den devonischen und karbonischen Gesteinen sind nur bei tektonischer Beanspruchung des Grundwasserleiters lokal ergiebige Vorkommen erschließbar. In den verkar-

stungsfähigen Gesteinen des Zechsteins und des Muschelkalks limitiert die hohe Verschmutzungsempfindlichkeit die Nutzung des teilweise grossen Grundwasserdargebots. Das nutzbare Grundwasserdargebot ist – u.a. auch wegen der öfter vorhandenen geogenen und/oder anthropogenen Belastungen – immer geringer als das gewinnbare.

## Abstract

The safe yield of the hydrogeological units of North and East Hessa was determined by using measurements of the dry weather flow to estimate the groundwater recharge. The safe yield varies in dependence of geogenic and anthropogenic contamination of the ground water, the geological structure, the local tectonics

and the altitude relative to the receiving channel.

The Middle Bunter is the most important aquifer of the region. The Lower Bunter and the Devonian and Carboniferous rocks can yield considerable amounts of water locally when they are tectonically fractured. In parts of the karstic rocks of

the Zechstein and the Middle Triassic Limestone the yield can be very high but its use is restricted by the high risk of contamination due to the low ability to hold back pollutants. Altogether the safe yield very often is much lower than the amount of exploitable groundwater.

## Inhaltsverzeichnis

Überblick	28
1. Aufgabenstellung, Methodik, Datenlage	29
2. Die Gesteinseinheiten	29
3. Die hydrogeologischen Einheiten	30
3.1 Hydrogeologische Einheit 1.1 Trias westlich der Niederhessischen Senke	30
3.1.1 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.1 Arolsen–Schlierbacher Scholle	31
3.1.2 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.2 Meininghausener, Ense- und Vasbecker Scholle	32

<sup>1</sup> Dr. A. Schraft (e-mail: a.schraft@hlug.de), Dr. J.-G. Fritsche (e-mail: g.fritsche@hlug.de), Dr. M. Hemfler (e-mail: m.hemfler@hlug.de), Dr. G. Mittelbach (e-mail: g.mittelbach@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

<sup>2</sup> Dr. D. Rambow, Lahnstr. 28, D-65195 Wiesbaden

3.1.3 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.3 Wolfhagen–Naumburger Graben	33
3.1.4 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.4 Itha-Scholle	34
3.1.5 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.5 Buntsandstein der Frankenger Bucht	34
3.2 Hydrogeologische Einheit 1.2 Zechstein der Frankenger Bucht und nördlich sowie östlich des Kellerwaldes	35
3.2.1 Hydrogeologische Teileinheit 1.2.1 Zechstein nördlich und östlich des Kellerwaldes	35
3.2.2 Hydrogeologische Teileinheit 1.2.2 Zechstein der Frankenger Bucht	35
3.3 Hydrogeologische Einheit 1.3 Buntsandstein östlich der Niederhessischen Senke	36
3.3.1 Hydrogeologische Teileinheit 1.3.1 Reinhardswald	36
3.3.2 Hydrogeologische Teileinheit 1.3.2 Kaufunger Wald	37
3.3.3 Hydrogeologische Teileinheit 1.3.3 Söhre und Melsunger Bergland	38
3.4 Hydrogeologische Einheiten 2.1.0 und 2.2.0 Tertiär der Niederhessischen Senke	39
3.5 Hydrogeologische Einheit 2.3.0 Quartär der Eder- und Schwalm-Niederung	40
3.6 Hydrogeologische Einheit 2.4.0 Röt und Muschelkalk des Kasseler Grabens und nördlich anschließende Gebiete	41
3.7 Hydrogeologische Einheit 3.1 Rheinisches Schiefergebirge, Hydrogeologische Teileinheiten 3.1.1–3.1.3 Waldecker Upland, Kellerwald und Ederbergland	42
3.8 Hydrogeologische Einheit 5.1 Nordosthessische Trias-Landschaft nördlich der Fulda	44
3.8.1 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.1 Werra-Gebiet (Eschwege–Witzenhausen)	44
3.8.2 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.2 Werra-Grauwackengebirge (Unterwerra-Sattel)	44
3.8.3 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.3 Altmorschen-Lichtenauer Graben	45
3.8.4 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.4 Osthessischer Buntsandstein	46
3.8.5 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.5 Ringgau	47
3.8.6 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.6 Richelsdorfer Gebirge	47
3.9 Hydrogeologische Einheit 5.2 Buntsandstein des Fuldaberglandes mit Knüll	48
3.9.1 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.1 Fuldabergland, südlich der Fulda	48
3.9.2 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.2 Knüll	49
3.9.3 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.3 Werra-Kali-Gebiet	50
3.9.4 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.4 Fuldaer Becken	50
3.9.5 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.5 Landrücken-Rhön	51
3.10 Hydrogeologische Einheit 5.3 Rhön mit Eiterfelder Mulde	52
4. Schriftenverzeichnis	53

## Überblick

Das Arbeitsgebiet ist das Gebiet des Regierungspräsidiums Kassel. Es umfasst eine Fläche von 8 288,7 km<sup>2</sup> (Statistisches Bundesamt, Stand 01.01.1995) und damit fast 40 % der hessischen Gesamtfläche.

An oberflächennahen Gesteinen sind von W nach E verbreitet: ganz im W, annähernd 1000 km<sup>2</sup> einnehmend, gefaltete Gesteine des Devons und Unterkarbons, denen als randlicher Saum auf gut 200 km<sup>2</sup> im E Karbonate des Zechsteins vorgelagert sind. E schließt sich mit 5363 km<sup>2</sup> die fast 65 %, also nahezu zwei Drittel des Regierungsbezirkes bedeckende Buntsandsteinfläche an. Diese wird durch die sich von Alsfeld über Wabern nach Fritzlar bis Kassel erstreckende Niederhessische Senke von ca.

1000 km<sup>2</sup> Fläche mit sedimentärem und etwas basaltischem Tertiär sowie N des Kasseler Grabens mit Muschelkalkgesteinen in einen kleineren W-Teil und einen etwa doppelt so großen E-Teil untergliedert. Als größere selbständige hydrogeologische Einheiten sind innerhalb der Buntsandsteinfläche noch abzugrenzen: die paläozoischen Gesteine des Unterwerra-Sattels und des Richelsdorfer Gebirges sowie die größeren Muschelkalkgebiete des Altmorschen–Lichtenauer Grabens, des Ringgaus, der Nordrhön (Eiterfelder Mulde) und des Fulda–Pilgerzeller Grabens. Der Buntsandstein ist für die Wassererschließung in Nordhessen der mit Abstand bedeutendste Grundwasserleiter.

Anmerkung: Da in vorliegender Arbeit Angaben von Himmelsrichtungen sehr häufig vorkommen, wurden i.Allg. auch die als Adjektive gebrauchten Begriffe mit dem entsprechenden Großbuchstaben abgekürzt (z.B. südlich als S).

## 1. Aufgabenstellung, Methodik, Datenlage

In vorliegender Arbeit werden die hydrogeologischen Einheiten nach einer verfeinerten Einteilung der im Jahre 1991 vom ehemaligen Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLfB) publizierten „Übersichtskarte der hydrogeologischen Einheiten grundwasserleitender Gesteine in Hessen 1:300 000“ (DIEDERICH et al. 1991) beschrieben (Anlage) sowie eine Abschätzung der Grundwasserneubildung und des nutzbaren Grundwasserdargebotes<sup>3</sup> vorgenommen. Einschränkungen des nutzbaren Grundwasserdargebotes auf Grund geochemischer Beeinträchtigungen oder umweltrelevanter Belastungen werden benannt.

Um eine ausreichende Genauigkeit bei der Bestimmung der Grundwasserneubildung zu erzielen, werden unter Berücksichtigung der geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten folgende Daten herangezogen:

- Niedrigwasserabflussmessungen im Herbst 1973 und 1976,
- Niedrigwasserabflussmessungen im Rahmen der hydrogeologischen Kartierung der GK 25 von Hessen [(hydrogeologische Anteile der Erl. zur GK 25 (verschiedene Jahre)],
- ältere Auswertungen [Fulda-Rahmenplan (oberirdisches Einzugsgebiet der Fulda), HMLF (1964), Sonderplan Wasserversorgung Nordhessen (HMLU 1971)].

Um die morphologische und geologische Differenziertheit des Untersuchungsgebietes berücksichtigen zu können, wurden die Zuwachsspenden in den Teileinzugsgebieten der Niedrigwassermessstellen bestimmt und hydrogeologisch interpretiert.

Im Bearbeitungsgebiet kann erwartet werden, dass etwa 50–70 % des Grundwasserdargebotes, in örtlichen Gewinnungsschwerpunkten möglicherweise sogar mehr, technisch gewonnen werden kann. Bei der Ermittlung dieses gewinnbaren Anteiles in den hydrogeologischen Einheiten sollte jedoch beachtet

werden, dass die Gewinnung des Anteils, der über 30–50 % des gesamten Grundwasserdargebotes hinausgeht, häufig nur mit relativ hohem Aufwand möglich sein wird. Es werden hierfür eine größere Anzahl von Bohrungen und zur hygienischen Sicherung dieses Grundwassers besondere Aufwendungen notwendig sein, z.B. größere Bohrtiefen, Sicherung der Umgebung eines Bohrbunnens oder gar Aufbereitung. Bei der Abschätzung des gewinnbaren Grundwasserdargebotes muss daher je nach hydrogeologischer Position von 40–70 % des Grundwasserdargebotes ausgegangen.

Das nutzbare Grundwasserdargebot ist wegen möglicher geogener oder anthropogener Belastungen i.Allg. geringer als das gewinnbare Grundwasserdargebot. Ökologische oder ökonomische Ursachen können das nutzbare Grundwasserdargebot weiter einschränken. Das angegebene nutzbare Grundwasserdargebot beinhaltet die bereits erschlossenen und genutzten Grundwassermengen. Es berücksichtigt ferner geogene Nutzungseinschränkungen, nicht aber die ökologischen Auswirkungen der Grundwassergewinnung. So muss z.B. immer der Mindestabfluss im Vorfluter (MNQ oder NNQ) gewährleistet werden, was das tatsächlich nutzbare Grundwasserdargebot deutlich einschränken kann (SCHRAFT 2002).

Die Abschätzung des nutzbaren Grundwasserdargebotes (DIN 4049-3, Nr. 3.7.3) ist eine gutachtliche Aussage. Sie berücksichtigt die regionalen hydrogeologischen Erfahrungen bei Wassererschließungen und Grundwassernutzungen in quantitativer und qualitativer Hinsicht, wie auch die hydrogeologischen Kartierungsergebnisse im Rahmen der GK 25. Infolge der Differenziertheit des Gebietes können Erschließungen aufwändig werden und das nutzbare Grundwasserdargebot kann nur noch ein Bruchteil des aus Abflussdaten abgeleiteten Grundwasserdargebotes sein.

## 2. Die Gesteinseinheiten

Unter Vernachlässigung der geringmächtigen Lockergesteinsablagerungen in Bach- und Flusstälern, deren Grundwasserführung ohne gravierenden Einfluss auf das Grundwasserdargebot des unterlagernden Hauptgrundwasserleiters ist oder geringmächtiger bzw. kleinflächiger bis inselartiger Basalt- und anderer Gesteinsvorkommen sind im Planungsgebiet als hydrogeologisch wichtige Gesteinseinheiten zu unterscheiden (vom Älteren zum Jüngeren, Größe des Verbreitungsgebietes jeweils in Klammer):

- Gefaltete Schiefer, Grauwacken, Quarzite, Kalke und Diabase

des Devons und Unterkarbons („gefaltetes Paläozoikum“) (insgesamt 983 km<sup>2</sup>);

- Arkosen, Sand- und Ton-/Schluffsteine des Rotliegend (11 km<sup>2</sup>);
- Karbonatgesteine, z.T. auch Klastika des Zechsteins (insgesamt 392 km<sup>2</sup>);
- Sand- und Ton-/Schluffstein-Wechselfolgen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins (die Gesamtfläche von 4725 km<sup>2</sup> wird zu 1308 km<sup>2</sup> von den tonsteinreicheren und feinkörnigen Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins und zu 3417 km<sup>2</sup>

<sup>3</sup> **Grundwasserdargebot** umfasst nach DIN 4049-3, Nr. 3.7.1, die Summe aller positiven Glieder der Wasserbilanz für einen Grundwasserabschnitt (positive Bilanzglieder sind z.B. Grundwasserneubildung aus Niederschlag und Zusickeung aus oberirdischen Gewässern).

Der Teil des Grundwasserdargebotes, der mit technischen Mitteln entnehmbar ist, wird das **gewinnbare Grundwasserdargebot** (DIN 4049-3, Nr. 3.7.2) genannt. Der Teil des gewinnbaren Grundwasserdargebotes, der für die Wasserversorgung unter Einhaltung bestimmter Randbedingungen genutzt werden kann, wird als **nutzbares Dargebot** (DIN 4049-3, Nr. 3.7.3) bezeichnet.

- von den gröberkörnigen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins eingenommen);
- Schluff-/Tonsteine und tonreiche Feinsandsteine des Oberen Buntsandsteins (638 km<sup>2</sup>); Feinsandsteine und Mergel des Keupers, lokal auch Tone des Lias (127 km<sup>2</sup>);
- Kalksteine des Muschelkalks (587 km<sup>2</sup>);

- Sande und Tone des Tertiärs (Oligozän, Miozän), z.T. mit geringmächtigen Vulkaniten, (665 km<sup>2</sup>); mächtigere tertiäre Basaltabfolgen (86 km<sup>2</sup>);
  - Kiese, Sande und Schluffe des Jungtertiärs/Quartärs (75 km<sup>2</sup>), Löss als reinigende Deckschichten.
- Eine geologisch-stratigraphische Übersicht vermittelt Tab. 1.

Tab. 1. Geologisch-stratigraphische Übersicht.

Gruppe	System	Serie	litholog. Ausbildung	hydrogeol. Bedeutung
Känozoikum	Quartär	Holozän	Torfbildungen, Abschwemm Massen, Schuttbildungen	unbedeutend (Gartenbrunnen)
		Pleistozän	z.B. Sande u. Kiese der Talauen und Terrassen, Solifluktionsschutt, Löss, Lösslehm	als Grundwasserleiter nur von lokaler Bedeutung; Löss und Lösslehm sind reinigende Deckschichten
	Tertiär	Pliozän Miozän Oligozän Eozän	Tone, Schluffe, Quarzsande, Kiese Quarzite, Basalte, Braunkohlen	nur lokal von Bedeutung (z.B. bei Frielendorf)  Basalte z.B. in der Rhön, im Habichtswald, am Hohen Meißner
		Paläozän	nicht ausgebildet	
Mesozoikum	Kreide		nicht erhalten bzw. nicht abgelagert	
	Jura	Malm (weißer Jura) Dogger (brauner Jura)	nicht erhalten bzw. nicht abgelagert	
		Lias (schwarz. Jura)	Ton-, Mergelsteine	nur kleine Einzelschollen, hydrogeologisch unbedeutend
	Trias	Keuper	Schluff-, Tonsteine, Feinsandsteine, Mergel	begrenzte Verbreitung, z.B. Grabenschollen, hydrogeologisch unbedeutend
		Muschelkalk	Kalksteine, Mergelsteine, Dolomitsteine, z.T. Gips	im Allgemeinen nur von lokaler Bedeutung, größere Entnahmen im Ringgau
Buntsandstein		Sand- und Tonsteine, z. T. Gips im so	so: gering bis undurchlässig, su + sm: <b>wichtigste Grundwasserleiter</b>	
Paläozoikum	Perm	Zechstein	N des Kellerwaldes carbonatisch-sulfatisch, S klastisch	wichtiger Grundwasserleiter am Schiefergebirgsrand, hygienisch gefährdet
		Rotliegend	S des Kellerwaldes gleiche Fazies wie Zechstein (nur lokal verbreitet)	S des Kellerwaldes wie Zechstein
	Karbon Devon Silur		Schiefer, Kieselschiefer Diabase, Kalksteine Quarzite	außer an Störungszonen geringe Durchlässigkeit, nur zur lokalen Versorgung

### 3. Die hydrogeologischen Einheiten

#### 3.1 Hydrogeologische Einheit 1.1 Trias westlich der Niederhessischen Senke (Größe: 1131 km<sup>2</sup>)

Das Triasgebiet W der Niederhessischen Senke umfasst überwiegend Gesteine des Buntsandsteins, im Bereich des Wolfhagen-Naumburger Grabens auch des Muschelkalks. Für die Wassergewinnung genutzt werden i.Allg. die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins (hier insbesondere die Basissandsteine der Wech-

selfolgen), aber auch (im Bereich der N Arolsen-Schlierbacher Scholle sowie der Meininghausener, Ense- und Vasbecker Scholle) die unterhalb der Trias anstehenden karbonatischen Gesteine des Zechsteins. Die Gesteine des Muschelkalkes eignen sich i.Allg. sowohl wegen ihres ungeschützten Sickerraumes als auch ihrer meist zu geringen Mächtigkeit bzw. der – tektonisch bedingten – zu geringen Ausdehnung weniger für eine Trinkwassergewinnung.

### **3.1.1 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.1 Arolsen–Schlierbacher Scholle (Größe: 560 km<sup>2</sup>)**

Aus hydrogeologischen Gründen werden die E des Westheimer Abbruchs liegende und nach allgemeiner Auffassung auch zur Arolsenener Scholle gehörende Scholle von Meininghausen (Teileinheit 1.1.2) sowie der Zechstein am Rande des Kellerwaldes (Teileinheit 1.2.1) separat beschrieben.

Die Arolsen–Schlierbacher Scholle in vorliegender Abgrenzung wird im NW durch den Westheimer Abbruch begrenzt. W von Mengerlinghausen verspringt die Westgrenze auf die Linie des Mengerlinghausener Grabens und läuft hier nach S bis zum Kellerwald. Die diesem aufliegenden klastischen und karbonatischen Gesteine des Zechsteins (Teileinheit 1.2.1) beschreiben E des Bergheimer Abbruchs die Grenze der Scholle nach SW bis fast zur Grenze des Planungsgebietes. Im NE bzw. E wird diese Scholle bis W Fritzlar durch die Grabensysteme von Volkmarshausen und Wolfhagen–Naumburg begrenzt, S davon bildet die Hessische Senke eine scharfe Grenze. Der Schlierbacher Graben im E und der Momberger Graben im SW schließen diese hydrogeologische Teileinheit im S ab. Durch die Eder wird diese Scholle in zwei Teileinheiten gegliedert. Das Gebiet N der Eder wird als Arolsenener Scholle i.e.S. (Nordscholle) bezeichnet.

Für die wasserwirtschaftlichen Betrachtungen wurde die Teileinheit 1.1.1 auf Grund teilweise unterschiedlicher hydrogeologischer Verhältnisse in drei Teilgebiete unterteilt, wobei der mittlere Teil sich von einer Linie Höringshausen–Freienhagen–Ippinghausen bis zur Eder erstreckt, also zur Arolsenener Scholle i.e.S. gehört.

Die Arolsen–Schlierbacher Scholle ist eine insgesamt flach nach E–NE einfallende Buntsandsteinplatte, aufgebaut aus Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, die durch N–S bis NNW–SSE streichende Störungszonen in Teilschollen zerlegt wird, in denen meist ± flach gelagerte Schichten treppenförmig zum Zentrum der Hessischen Senke abgesetzt sind. Deshalb stehen im W, meist auflagernd auf klastische Schichten des Zechsteins, vor allem Gesteine des Unteren Buntsandsteins, im E dagegen überwiegend Gesteine des Mittleren Buntsandsteins an.

Die in der Nordscholle unterhalb der Schichten des Unteren Buntsandsteins N von Arolsen in geringer Tiefe anstehenden verkarsteten, gut durchlässigen Kalk- und Dolomithorizonte des Zechsteins sind sehr ergiebige Grundwasserleiter. Bedingt durch ein Einfallen der Schichten in E Richtung liegen sie ganz im N der Teileinheit unter einer geringen bis 50 m mächtigen Überdeckung aus wenig bis mäßig gut (je nach Mächtigkeit) reinigenden und schützenden Schichten des obersten tonigen Zechsteins und des Unteren Buntsandsteins. Die karbonatischen Schichten liegen hier noch in einer Höhenlage, in der Grundwasserneubildung innerhalb eines aktiven Wasserkreislaufes stattfindet. Weiter in Richtung E–SE sind diese Schichten tektonisch tiefer abgesenkt, das Grundwasser fließt nur noch sehr langsam, teilweise ist durch abdichtende Störungen in einzelnen Grabenschollen die Grundwasserbewegung auch weitgehend zum Erliegen gekommen, sodass die Grundwasserneubildung im

anthropogen unbeeinflussten System stark zurückgeht. Bedingt durch die langen Verweilzeiten im Untergrund treten durch Lösungsprozesse in karbonatischen, sulfatischen und teilweise chloridischen Sedimenten sehr hohe Wasserhärten auf, die eine Nutzung solcher Wässer als Trinkwasser unmöglich machen. Als Folge des höher liegenden zugehörigen Einzugsgebietes sind diese Wässer i.Allg. gespannt, z.T. sogar artesisch. Das in den im NW der Scholle in den karbonatischen Schichten des Zechsteins genutzte und durch die meist feinkörnigen Schichten des Unteren Buntsandsteins geschützte Grundwasser weist lokal erhöhte Wasserhärten auf, sodass z.B. W von Arolsen geogene Nutzungseinschränkungen bekannt sind. Insbesondere für die teilweise verkarsteten Gesteine des Zechsteins gelten zudem in hygienischer Sicht gewisse Einschränkungen. Im E der N Teilscholle wird deshalb der überlagernde Mittlere Buntsandstein für die Trinkwassergewinnung herangezogen, so in mehreren Brunnen von den Städten Arolsen, Wolfhagen, Naumburg und Bad Wildungen.

Der in der Südscholle, also S der Eder, den paläozoischen Schichten auflagernde Untere Buntsandstein wird zur Niederhessischen Senke ebenfalls zunehmend von Sedimenten des Mittleren Buntsandsteins überlagert. Teilweise sind die Schichten auch in Art einer Schollentreppe nach E hin abgesenkt. In der Nähe des Kellerwaldes kann der Untere Buntsandstein örtlich sehr hartes Wasser führen (z.B. Versuchsbohrung Elnrode-Strang).

Die Aussichten, Grundwasser in der Teileinheit 1.1.1 zu erschließen, sind wesentlich durch die Verbreitung von Unterem, tieferem Mittlerem (Volpriehausen-Folge) und höherem Mittlerem Buntsandstein (Detfurth- bis Solling-Folge) geprägt. Sowohl der tiefere Mittlere Buntsandstein als insbesondere der höhere Mittlere Buntsandstein sind deutlich besser durchlässig als der Untere Buntsandstein. Daher weisen insbesondere die Basis-Sandsteine und, soweit unter dem Vorflutniveau liegend, auch die überwiegend sandigen jüngeren Folgen (Hardeggen- und Solling-Folge) des Buntsandsteins ein erhöhtes nutzbares Grundwasserdargebot auf. Da der Mittlere Buntsandstein im Nordteil der Teileinheit 1.1.1 seine größte Verbreitung hat, sind hier die Gewinnungsmöglichkeiten generell besser. Ganz im S sind teilweise die vorhandenen Mächtigkeiten des Mittleren Buntsandsteins für eine Grundwassergewinnung nicht ausreichend. Die Erschließung der gewinnbaren Mengen ist mit einem hohen Aufwand verbunden. Im NE-Teil der Südscholle stehen jedoch, insbesondere seit Beendigung der bergbaubedingten Wasserhaltung, im Gebiet des Wasserwerkes Haarhausen (Borken/Hessen) des Wasserverbandes Gruppenwasserwerk Fritzlar–Homburg weitere Grundwassermengen zur Verfügung. Bis auf eine mögliche lokale Aufhärtung des Grundwassers in der Nähe des Kellerwaldes sind in der S Teilscholle keine hydrochemisch bedingten Einschränkungen bekannt.

Die Gewinnbarkeit von Grundwasser im Kluffgrundwasserleiter des Buntsandsteins hängt aber auch von der Größe der Einzugsgebiete ab, die sich Brunnen auf Grund von tektonischen und lithologischen Verhältnissen tributär machen können. In einigen

Teilflächen der Arolsen–Schlierbacher Scholle können im Bereich weit durchhaltender Störungszonen hydraulisch zusammenhängende Vorkommen genutzt werden. Andererseits können größere Störungen auch zur Isolierung einzelner Teilgebiete führen.

Relativ ergiebige Grundwasservorkommen in dieser Scholle werden ganz im N, NW (u.a. Küller Feld) und S von Arolsen sowie bei Neumental und Borken (Brunnen hier auch teilweise in Einheit 2.1) genutzt.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 2 und 9 zu entnehmen.

### 3.1.2 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.2 Meininghausener, Ense- und Vasbecker Scholle (Größe: 119 km<sup>2</sup>)

Die Meininghausener Scholle wird, wie bei Teileinheit 1.1.1 erwähnt, obwohl tektonisch noch zur Arolsen–Schlierbacher Scholle gehörend, auf Grund ihrer hydrogeologischen Eigenständigkeit und Bedeutung für die Wasserversorgung zusammen mit der Ense- und der Vasbecker Scholle beschrieben. Alle drei Schollen besitzen einen ähnlichen lithologischen Aufbau, sind jeweils hydrogeologisch weitgehend eigenständig und weisen alle ergiebige Grundwasservorkommen auf.

Die **Meininghausener Scholle** wird im E durch den Meininghausener Graben, im N definitionsgemäß durch den Lauf der Twiste bzw. unweit NW der Twiste, im S lithologisch durch den Ausstrich des Zechsteins übertage und im W durch den Westheimer Abbruch begrenzt.

Die Schichten des Zechsteins und des ihn überlagernden Unteren Buntsandsteins weisen, durch tektonische Prozesse vorgegeben, eine nach N einfallende Muldenstruktur auf. Die an den Rändern im W und E abgesackten Grabenrandschollen fallen jeweils in Richtung der sie seitlich begrenzenden Gräben ein. Die Scholle entwässert oberirdisch sowohl über die Twiste im N als auch über die Werbe im S, der hauptsächliche Grundwasserabstrom erfolgt jedoch zur Twiste. Die als N Grenze der hydrogeologischen Einheit gewählte Twiste ist im Flussabschnitt der Meininghausener Scholle nur für einen Teil des aus dieser Scholle abfließenden Grundwassers örtlicher Vorfluter. Ein nicht zu quantifizierender Anteil des Grundwassers aus dieser Teileinheit unterströmt die Twiste und tritt erst deutlich N bis NE in Vorfluter über.

Die sich W daran anschließende **Ense-Scholle** wird im E von der Meininghausener Scholle durch den Itter-(Halb-)Horst begrenzt, der im E wiederum durch den Westheimer Abbruch abgeschnitten wird. Der Itter-Horst selbst bildet hydrogeologisch

Tab. 2. Hydrogeologische Parameter der Einheit 1.1.

Nr. der Teileinheit	1.1.1 Arolsen–Schlierbacher Scholle			Ense- Scholle	1.1.2 Meining- ringh. Scholle		Vas- becker Scholle	1.1.3 Wolfh.–Nbg. Graben		1.1.4 Istha-Scholle		1.1.5 FKB- Bucht (Bst.)
	nördl. Teil	mitt. Teil	südl. Teil		nördl. Teil	südl. Teil		i.e.S.	südl. Teil			
Größe	[km <sup>2</sup> ]			31	53	35	74		77	60	241	
vorherrschende Formation*	su+sm, (z)			su+sm, z		m+s		sm		su+sm		
$\Sigma\Delta Q$ Abfluss, gemessen	[l/s]	857	50	122	184	220	235	126	41	194	–	–
$\Sigma\Delta A_{\text{bo}}$ Fläche (Teileinzugsgebiete)	[km <sup>2</sup> ]	269	38,7	142	31	53	35	53	128	86	–	–
$\Delta q$ Abflussspende	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3,2	1,3	0,86	5,9	4,2	6,7	2,4	3	2,3	–	–
Korrekturfaktoren am Pegel für												
$A_u$ MoMNO/MQ <sub>beob.</sub>		(2,16)**	1,98	2,44				(2,16)	(1,9)	(1,9)		
min. $A_u$ SoMNO/MQ <sub>beob.</sub>		(1,7)**	1,92	1,97				(1,7)	(1,5)	(1,5)		
korrigierte Abflussspende												
$A_u$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	(6,9)**	2,57	2,1				(5,2)	(5,7)	(4,4)	0,45	
min. $A_u$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	(5,4)**	2,5	1,7	3,2		4,5–5,0	(4,0)	(4,5)	(3,5)	0,36	
direkter Abfluss in große Vorfluter	[l/s]	–	(50)	(60)								
entsprechend	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	–	(0,4)	(0,3)								
Zu-/Ableitungen aus den Teileinh.	[l/s]	unbed.	unbed.	50	33	30 ?	unbed.	9	29	–	–	
entsprechend	[l/(s·km <sup>2</sup> )]			0,3	1,1	0,6 ?		0,1	0,4			
nach Korrektur Zu-/Ableitungen	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	–	3,0	2,7	7,0	4,7 ?	6,7 ?					
berech. Grundwasserneubildung	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3,0	3,0	2,5	6,0–7,0	4,0–4,7	4,8–6,7	4,5	4,0	0,5	2,8–3,6	
Grundwasserdargebot (gerundet)	[l/s]	810	360	420	185–217	210–250	170–235	330	300	–	750	
Reduktion auf gewinnbares Grundwasserdargebot	[l/s]	490	140	170	120	140	150	165	260	–	525	
Reduktion auf nutzbares Grundwasserdargebot	[l/s]	300	70	100	40–70***	50–100***	50–90***	100	156	–	315	

\* z: Zechstein, s: Buntsandstein, su: Unterer Buntsandstein, sm: Mittlerer Buntsandstein, m: Muschelkalk

\*\* Korrekturfaktoren sind zu hoch; Störungs- und Zerrüttungszonen führen hier lokal zu erhöhten Abflussspenden, die nicht für die Teileinheit repräsentativ sind

\*\*\* abhängig von der Qualität des geförderten Wassers

eine je nach Wasserstand im Karst-Grundwasserleiter nicht scharf festzulegende Wasserscheide zwischen Ense- und Meininghausener Scholle. Im W, N und S wird die Ense-Scholle von gering durchlässigen Gesteinen des gefalteten Paläozoikums sowie basalen (bindigen) Schichten des Zechsteins (Teileinheit 1.2.1) begrenzt. Die Grenzziehung zwischen den Teileinheiten 1.1.2 und 1.2.1 ist teils tektonisch bedingt, teils stratigraphisch.

In der Ense-Scholle werden Schichten des Zechsteins von Unterem Buntsandstein und Quartär überlagert. Auf Grund ihrer tektonischen Struktur lässt sie sich als eine nach W gegen das Rheinische Schiefergebirge einfallende Muldenstruktur mit einer etwa in E–W-Richtung verlaufenden Muldenachse unmittelbar S von Korbach beschreiben. Das im Karstgrundwasserleiter durch die hydraulisch gering durchlässigen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges im W angestaute Grundwasser findet seinen Überlauf in die Itter, die die Scholle nach E hin entwässert.

Die N von der Ense-Scholle liegende **Vasbecker Scholle** wird im W, N und S lithologisch durch den Ausstrich der im zentralen Teil der Scholle als Grundwasserleiter genutzten karbonatischen Schichten des Zechsteins (Teileinheit 1.2.1) begrenzt, im E bildet der Westheimer Abbruch die natürliche (tektonische) Grenze.

Die Vasbecker Scholle ist eine nach NE eingetiefte weitflächige Mulde mit der Orpe als Vorfluter. Sie wird im W, S und N (hier unvollkommen) von Gesteinen des Ober-Devons und Unter-Karbons begrenzt. Die Zechstein- und Buntsandstein-Folgen liegen diskordant den älteren, überwiegend oberdevonischen Schichten auf und fallen flach von WSW nach ENE ein. Ihre Mächtigkeit nimmt deshalb nach ENE zu. Im W, S und N weist die Mulde noch einen 2–3 km breiten Saum durch den Ausstrich der Zechsteinschichten auf. Nach ENE nimmt der Zechstein auf über 80 m, der überlagernde und den Grundwasserleiter schützende Untere Buntsandstein bis auf 40 m zu. Da die altpaläozoischen Schichten schlecht durchlässig, die Buntsandsteinschichten weniger durchlässig und die Zechstein-Schichten gut durchlässig sind, ist die Vasbecker Scholle eine hydrogeologisch weitgehend abgeschlossene Mulde. Während der oberirdische Abfluss nach N und E gerichtet ist, fließt das Grundwasser weitgehend nach N.

Da die grundwasserleitenden Kalk- und Dolomitsteine des Zechsteins in allen drei Schollen verkarstet sind, haben sie nur ein geringes Reinigungsvermögen. Für die Grundwassergewinnung sind sie deshalb nur geeignet, wenn sie unterhalb einer ausreichend mächtigen und gut reinigenden Überlagerung aus feinkörnigen Schichten des Unteren Buntsandsteins durch Bohrungen aufgeschlossen werden können. Wichtigster und ergiebigster Grundwasserleiter ist der Schaum- und Stinkkalk des Unteren Zechsteins (z1), lokal (z.B. für Einzelversorgungen) kann aber auch der Untere Buntsandstein erschlossen werden. Infolge anthropogener Belastung ( $\text{NO}_3^-$ ) ist der Haupt- (z2) und Plattendolomit (z3) des höheren Zechsteins z.Z. teilweise nicht nutzbar.

Auf Grund oftmals geringmächtiger reinigender Deckschichten, starker landwirtschaftlicher Nutzung großer Teile der Ein-

zugsgebiete, dem Versinken von belastetem Bachwasser und teilweise hoher Entnahmemengen ist allen drei Schollen ein steigender anthropogener Einfluss ( $\text{NO}_3^-$ -Gehalt > 50 mg/l und teilweise CKW-Spuren) gemeinsam. Teilbereiche, insbesondere in der Vasbecker Scholle, aber auch im S-Teil der Ense-Scholle, weisen deshalb derzeit nur ein eingeschränktes nutzbares Grundwasserdargebot auf. Um Zuflüsse von verunreinigtem Grundwasser zu den Förderbrunnen, insbesondere aus den besiedelten und landwirtschaftlich intensiv genutzten Flächenteilen der Einzugsgebiete in den genutzten Grundwasserleiter zu minimieren, kann teilweise (z.B. in der Ense- und der Vasbecker Scholle) nur ein Teil der errechneten Grundwasserneubildung für die Wasserversorgung genutzt werden.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 2 und 9 zu entnehmen.

### **3.1.3 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.3 Wolfhagen–Naumburger Graben (Größe: 74 km<sup>2</sup>)**

Der Wolfhagen–Naumburger Graben ist eine etwa NNW–SSE streichende, von Volkmarsen über Wolfhagen und Naumburg bis Fritzlär verlaufende Störungszone. Er liegt zwischen der Arolsen–Schlierbacher Scholle (Teileinheit 1.1.1) im W sowie der Warburger Störungszone, der Zierenberger und der Itha-Scholle im E (Teileinheiten 2.4.1 und 1.1.4).

In diesem Graben sind Gesteine des Röts (Oberer Buntsandstein) und des Muschelkalkes, teilweise auch des Keupers und des Lias, in die überwiegend aus Unterem und Mittlerem Buntsandstein bestehende Umgebung eingebrochen. Innerhalb des Grabens liegen einige Hochschollen, in denen Oberer und Mittlerer Buntsandstein an die Geländeoberfläche tritt.

Die Sandsteine des Buntsandsteins und Keupers (letztere teilweise) sowie die Kalksteine des Muschelkalkes und eingeschränkt des Juras sind gute Grundwasserleiter. Infolge der geringen Ausdehnung der einzelnen Schollen in der Grabenzone und der reichlich zwischengelagerten Ton-, Schluff- und Mergelsteine in Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Jura umfassen die sandigen Schichten jedoch meist nur kleine Einzugsgebiete. Die größeren Vorkommen von Kalksteinen des Muschelkalkes innerhalb des Grabens sind wegen ihrer teilweise karstartig erweiterten Klüfte weniger für eine Trinkwassererschließung zu empfehlen, da von der Oberfläche her eindringendes verunreinigtes Wasser in der Regel nur schlecht gereinigt wird und daher Trinkwassergewinnungsanlagen in Gesteinen des Muschelkalkes ständig hygienisch gefährdet sind.

Die Grabenrandstörung zu den Randschollen der Arolsen–Schlierbacher Scholle ist meist nur gering durchlässig – das Gefälle der Grundwasseroberfläche ist im Grenzbereich relativ steil, und das Wasser der Randschollen weist eine nur geringe Härte auf –, sodass die Grabenrandstörung zumindest abschnittsweise auf Grund des unwesentlichen Grundwasseraustausches zwischen beiden Einheiten auch eine hydrogeologische Grenze zwi-

schen beiden Schollen ist. Ein nutzbares Grundwasserdargebot weisen nur die Horst- und Randschollen des Mittleren Buntsandsteins im N und S der Teileinheit auf.

Der staffelförmig abgebrochene W Grabenrand (er gehört entgegen gängigem Sprachgebrauch hydrogeologisch noch zur Arolsen-Schlierbacher Scholle und wird dort beschrieben) besteht aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins. Nur er ist in nennenswertem Umfang für eine Trinkwasserverschließung geeignet (z.B. bei Naumburg und Wolfhagen).

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 2 und 9 zu entnehmen.

### **3.1.4 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.4 Isth-Scholle (Größe: 137 km<sup>2</sup>)**

Die Isth-Scholle in vorliegender Abgrenzung schließt E an den Naumburger Graben an. Sie wird im N durch den Kasseler Graben und im E durch die Niederhessische Senke begrenzt, im S bildet die Eder die Grenze. Im engeren Sinn wird nur der überwiegend aus Mittlerem Buntsandstein aufgebaute N Teilbereich als Isth-Scholle bezeichnet. Da diese Schichten sowohl im E als auch im S unter solche des Oberen Buntsandsteins (Röt) abtauchen, ist für diese Teileinheit – zumindest im hydrogeologischen Sinn – ein gut fassbarer Rand gegeben.

Dieser N Teil der Teileinheit (Isth-Scholle i.e.S., Größe rd. 75 km<sup>2</sup>) besteht aus gut durchlässigen Sandsteinen der Solling- und der Hardeggen-Folge und nur untergeordnet aus Wechselfolgen des tieferen Mittleren Buntsandsteins. Generell fallen die Schichten in E Richtung ein. Nach E folgen daher immer jüngere Schichten des Mittleren und schließlich des Oberen Buntsandsteins. Diese Teileinheit ist durch mehrere meist NNW–SSE bis NW–SE verlaufende Störungen in Einzelschollen zerlegt. An den hydrogeologischen Tiefpunkten der Gesamtscholle liegen an den Rändern die Quellgebiete der Kirchberger Quellen, N von Kirchberg sowie der Glockenborn, SE von Wolfhagen (Überlaufquellen).

Ein nutzbares Grundwasserdargebot weisen hier vor allem die Sandsteine der Solling- und der Hardeggen-Folge auf. Diese haben meist gute Durchlässigkeiten und damit hohe Ergiebigkeiten. Aber auch die Schichten des tieferen Mittleren Buntsandsteins können für die Förderung von Grundwasser herangezogen werden. Diese sind im Westteil der Scholle, der Altenstadt–Elbenberger Schollenzonen, verbreitet. Die sich S anschließende Teilscholle – sie ist überwiegend aus Gesteinen des Oberen Buntsandsteins (Röt) aufgebaut (S Isth-Scholle) – wird zurzeit für die Trinkwassergewinnung wenig genutzt. Es ist hier örtlich mit Grundwasser höherer Gesamtlösungskonzentration zu rechnen.

Die Isth-Scholle steht insbesondere mit dem im E unter der tertiären Überdeckung der Hessischen Senke anstehenden Buntsandstein – und somit mit der Fulda als Vorfluter – in hydraulischer Verbindung; es bestehen aber auch hydrogeologische/hydraulische Beziehungen zum Wolfhagen–Naumburger Graben im W. Für die Trinkwassergewinnung hauptsächlich genutzt wer-

den die bereits genannten Quellen bei Kirchberg und Wolfhagen sowie Brunnen bei Kirchberg, Emstal und bei Schauenburg-Breitenbach. In der S Isth-Scholle ist nur lokal ein nutzbares Grundwasserdargebot vorhanden, örtlich ist mit einer erhöhten Mineralisation zu rechnen.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 2 und 9 zu entnehmen.

### **3.1.5 Hydrogeologische Teileinheit 1.1.5 Buntsandstein der Frankenberger Bucht (Größe: 241 km<sup>2</sup>)**

Die Frankenberger Bucht, mit dem Burgwald im W und der Wetschaft-Senke im E, wird W und N vom Rheinischen Schiefergebirge und E vom Kellerwald als Ostvorsprung des Rheinischen Schiefergebirges umgeben. Südlich stößt die Frankenberger Bucht an das Amöneburger Becken.

Die Frankenberger Bucht bildet morphologisch eine uhrglasförmige Aufwölbung, bestehend aus Gesteinen des Buntsandsteins, die durch Störungen, insbesondere in NW–SE-Richtung (Durchpausen von Querstörungen des unterlagernden Schiefergebirges) durchzogen wird. Burgwald und Wetschaft-Senke werden von Gesteinen des Buntsandsteins aufgebaut (Teileinheit 1.1.5). In einem schmalen Streifen, der auf ältere Gesteine des (gefalteten) Paläozoikums auflagert, streicht der unterhalb des Buntsandsteins hier anstehende klastische Zechstein, teilweise in randlichen Staffelbrüchen, zu Tage aus (Teileinheit 1.2.2). Auf Grund der die Frankenberger Bucht im W, N und E (im S wird die Teileinheit von der Bearbeitungsgrenze durchschnitten) umgebenden Gesteine mit deutlich reduzierter hydraulischer Durchlässigkeit (gefaltetes Paläozoikum von Kellerwald und Ederbergland), sind die beiden diese Bucht aufbauenden Teilgebiete zusammen auch eine hydrogeologisch weitgehend definierte und geschlossene Einheit.

Der Untere Buntsandstein ist insbesondere in den Randbereichen der Teileinheit aufgeschlossen, der Mittlere Buntsandstein steht vor allem im Burgwald und weiter E bis Treysa an und der Obere Buntsandstein (Röt-Folge) streicht nur in der Umrandung des Amöneburger Beckens (außerhalb des Planungsgebietes) aus. Die Ausbildung des hier anstehenden Buntsandsteins weicht deutlich von der faziellen Entwicklung im zentralen Beckenteil ab. Insbesondere ist der deutlich gegliederte Wechselfolgenaufbau des Mittleren Buntsandsteins hier nicht klar erkennbar. Die gesamte Schichtenfolge ist, da hier als Randfazies ausgebildet, grobkörniger, weitgehend tonsteinfrei und deutlich geringer mächtig. Im Mittleren Buntsandstein ist die Gebirgsdurchlässigkeit meist hoch.

Ein nutzbares Grundwasserdargebot weisen hier insbesondere die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins auf. Die Gesteine des Unteren Buntsandsteins sind nur dort für Wassergewinnungen geeignet, wo sie besser geklüftet und daher durchlässig sind. Für lokale Wasserversorgungen genutzt werden aber trotzdem vor allem – auf Grund der Lage der Ortschaften – Gesteine des Unte-

ren Buntsandsteins, teilweise auch zusammen mit dem unterlagernden (klastischen) Zechstein, insbesondere im Bereich von hydraulisch wirksamen Störungen, wie z.B. im Raum Frankenberg. Der Mittlere Buntsandstein ist, obwohl wesentlich ergiebiger, noch weitgehend ungenutzt, weil er meistens in unbesiedelten ausgedehnten Waldgebieten ausstreicht. Eine Nutzung dieses Grundwasserdargebots, insbesondere im Burgwald, wurde bereits mehrfach angedacht, aus naturschutzrechtlichen Gründen jedoch immer wieder verworfen. Das größte nutzbare Grundwasserdargebot ist im Gebiet Rhoda–Rosenthal zu erwarten.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 2 und 9 zu entnehmen.

### 3.2 Hydrogeologische Einheit 1.2 Zechstein der Frankenger Bucht und nördlich sowie östlich des Kellerwaldes

(Größe: 203 km<sup>2</sup>)

Der am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges ausstreichende Saum aus Gesteinen des klastischen (im S) und karbonatischen (im N) Zechsteins kennzeichnet den Übergang von diesem zum Nordhessischen Buntsandstein (Einheit 1.1). Durch ein generelles Einfallen der Schichten in E bzw. im Bereich der Frankenger Bucht SE Richtung ist der Zechstein meist nur in einem schmalen Streifen aufgeschlossen und wird nach wenigen Kilometern in E bzw. S Richtung von den (jüngeren) Schichten des Buntsandsteins überlagert.

Ein nutzbares Grundwasserdargebot weisen die Gesteine des Zechsteins nur zwischen dem Wildunger und dem Bergheimer Abbruch, hier tektonisch abgesenkt und teilweise noch von Unterem Buntsandstein überlagert sowie im Bereich der Frankenger Bucht auf. Infolge ungenügend reinigender Deckschichten ist das Grundwasser in diesen Schichten generell hygienisch gefährdet.

#### 3.2.1 Hydrogeologische Teileinheit 1.2.1 Zechstein nördlich und östlich des Kellerwaldes (Größe: 126 km<sup>2</sup>)

Westlich der Vasbecker, W und S der Ense- sowie S der Meininghausener Scholle und am NE-Rand des Kellerwaldes streicht in einem schmalen Streifen eine Wechselfolge von Dolomit- und Tonsteinen des Zechsteins zu Tage aus. Im Bereich von Vasbecker, Ense- und Meininghausener Scholle liegen diese Schichten relativ hoch zu den lokalen Vorflutern und werden zudem nicht oder nur von geringmächtigen reinigenden Deckschichten überdeckt, sodass ihre Wasserführung gering und das in ihnen fließende Grundwasser von wechselnder Qualität ist.

Nordöstlich des Kellerwaldes sind diese Schichten zwischen dem Wildunger und dem Bergheimer Abbruch staffelförmig abgesenkt, die Überlagerung durch feinkörnige, sandig-schluffige Schichten des Unteren Buntsandsteins nimmt zu. Im Raum Bad Wildungen wird in diesen Gesteinen neugebildetes Grundwasser in der Quelle Großer Brunnen genutzt. Die Gemeinde Ederthal betreibt N davon in diesen Schichten ebenfalls Brunnen zur lokalen Wasserversorgung. Insgesamt ist das Grundwasser in diesen Schichten verschmutzungsempfindlich. Das nutzbare Grundwasserdargebot ist weitgehend erschlossen.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 3 und 9 zu entnehmen.

#### 3.2.2 Hydrogeologische Teileinheit 1.2.2 Zechstein der Frankenger Bucht (Größe: 77 km<sup>2</sup>)

Die am NE-Rand der Frankenger Bucht in mehreren Staffeln saumartig zu Tage anstehenden Schichten des Perm, deren Hauptteil dem Zechstein angehört, sind vorherrschend als Konglomerate und brekziöse Sandsteine entwickelt. Diesen sind untergeordnet tonig-karbonatische Zwischenmittel (Dolomite mit Tonsteinlagen) eingeschaltet. Im NE, am Rand zum Kellerwald

Tab. 3. Hydrogeologische Parameter der Einheit 1.2.

Nr. der Teileinheit		1.2.1		1.2.2		
				Teilgebiet* 1	Teilgebiet* 2	Teilgebiet* 3
Größe	[km <sup>2</sup> ]	126		25	25	27
vorherrschende Formation**		su, z		su, z	su, z	su, z
<b>Abflusspende</b> (ermittelt aus vorliegenden Daten)						
A <sub>d</sub>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	4 (-6)		2-3	2-3	1-2
<b>direkter Abfluss in große Vorfluter</b>	[l/s]	-		-	-	-
<b>Zu-/ Ableitungen aus den Teileinheiten</b>	[l/s]	40		unbedeutend	unbedeutend	unbedeutend
<b>entsprechend</b>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	0,32				
<b>nach Korrektur (Zu-/ Ableitung)</b>						
A <sub>v</sub>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	4 (-6)		2-3	2-3	1-2
<b>berechnete Grundwasserneubildung</b>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	4-5		2-2,5	2	1-2
<b>Grundwasserdargebot (gerundet)</b>	[l/s]	500 (-600)		50-63	50	27-54
Reduktion auf gewinnbares Grundwasserdargebot	[l/s]	250 (-300)		40	40	25
Reduktion auf nutzbares Grundwasserdargebot	[l/s]	80 (-100)		30	20	20

\* Definition der Teilgebiete 1-3 vgl. Text

\*\* z: Zechstein, su: Unterer Buntsandstein

(Frankenau), werden diese Gesteine von Folgen des Unteren Buntsandsteins überlagert.

Ein nutzbares Grundwasserdargebot weisen die Gesteine des Zechsteins allgemein bei ausreichender Mächtigkeit und Klüftung auf. Aufgrund besonders günstiger hydrogeologischer Bedingungen (Anstau am Schiefergebirge, tektonische Zerlegung des Grundwasserleiters und eine von S nach N gerichtete Grundwasserströmung; TK 25 Bl. 4919) ist im E Bereich (E von Frankenberg) ein relativ großes nutzbares Grundwasserdargebot, teilweise auch wegen Uferfiltratförderung, bekannt. Hier ist die Einschränkung zu beachten, dass nur das obere schwach mineralisierte Grundwasserstockwerk für die Trinkwassergewinnung nutzbar ist. Dieses nutzbare Grundwasserdargebot ist hier aber bereits weitgehend erschlossen. Im W Teil (TK 25, Bl. 4918, z.B. im Raum Battenberg und Allendorf/E.) ist das Grundwasserdargebot im klastischen Zechstein infolge i.Allg. zu geringer Mächtigkeit dieses Grundwasserleiters meist nur in Talauen oder an den Talrändern durch Brunnen nutzbar, wenn entweder das quartäre Grundwasserstockwerk mitgenutzt werden kann oder eine Uferfiltratgewinnung möglich ist.

Die Teileinheit lässt sich in drei Teilgebiete untergliedern: SE und NW der Eder das Einzugsgebiet der Nemphe mit dem dort vorhandenen quartären Grundwasserleiter (Teilgebiet 1), der Nordteil der Frankenger Bucht, in dem ein relativ mineralarmes oberes Grundwasservorkommen von einem deutlich höher mineralisierten tieferen Grundwasser unterschichtet wird (Teilgebiet 2) und der NE Gebietsanteil E der Wohra (Teilgebiet 3).

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 3 und 9 zu entnehmen.

### **3.3 Hydrogeologische Einheit 1.3 Buntsandstein östlich der Niederhessischen Senke**

**(Größe: 873 km<sup>2</sup>)**

Im Buntsandstein-Gebiet E der Niederhessischen Senke stehen an der Geländeoberfläche überwiegend Gesteine des Mittleren Buntsandsteins an. Auf Grund der meist guten Durchlässigkeit und der in diesen Schichten vorliegenden hohen Grundwasserneubildung weist diese Einheit i.Allg. ein hohes (gewinn- und nutzbares) Grundwasserdargebot auf.

#### **3.3.1 Hydrogeologische Teileinheit 1.3.1 Reinhardswald (Größe: 412 km<sup>2</sup>)**

Die hydrogeologische Teileinheit Reinhardswald ist wesentlich größer als der Reinhardswald im forstwirtschaftlichen Sinne.

Der Reinhardswald liegt W der Weser zwischen Münden und Karlshafen und wird im NW durch die Diemel und im S durch die Fulda begrenzt. Im W wird der Mittlere Buntsandstein des Reinhardswaldes, bevor er unter den Oberen Buntsandstein und Muschelkalk abtaucht, von dem breiten, N-S verlaufenden Esse-Tal eingefasst.

Als SW-Teil des Solling-Gewölbes ist der geologisch-lithologische Aufbau des Reinhardswaldes von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins gekennzeichnet. Die Buntsandstein-Schichten des Reinhardswaldes fallen vorwiegend nach W und SW ein. Im E, aus dem Wesertal ansteigend, bauen die Wechselfolgen des tieferen Mittleren Buntsandsteins den Steilanstieg der flach nach WSW geneigten, stark erodierten Hochfläche des Reinhardswaldes auf. Im Niveau der Weser steht meist die Detfurth-Folge an. Die Höhen werden überwiegend von der Hardeggen-Folge aufgebaut, die nach W unter die Solling-Folge einfällt. Am W- und SW-Rand des Reinhardswaldes taucht die Solling-Folge unter das Röt (Oberer Buntsandstein, Teileinheit 2.4.1) ab oder grenzt mit Störungen daran.

Die auf den Hochflächen des Reinhardswaldes anstehenden gut durchlässigen Schichten des höheren Mittleren Buntsandsteins weisen, da sie ohne wesentliche Überdeckung an der Geländeoberfläche ausstreichen, eine hohe Grundwasserneubildung auf. Örtlich vorkommende sandige tertiäre Schichten sind von untergeordneter hydrogeologischer Bedeutung.

Für die Nutzung des Grundwasserdargebots am wichtigsten sind die Gesteine der Solling- und Hardeggen-Folge. Erschlossen sind diese Gesteine insbesondere im zentralen N Reinhardswald zwischen Trendelburg und Oedelsheim sowie am W- und vor allem am SW-Rand des Reinhardswaldes. Hier – unmittelbar N von Kassel – werden bei Fulda-Simmershausen sowie bei Espenau und Vellmar größere Grundwasservorkommen genutzt. Obwohl auf der benachbarten Teileinheit (2.4.1) liegend, gehören diese Brunnen bei Espenau und Vellmar hydrogeologisch zum Reinhardswald, da davon auszugehen ist, dass die Neubildung dieses hier gefördert (gespannten) Grundwassers im Bereich des Reinhardswaldes erfolgt.

Zahlreiche, meist NW-SE bis N-S streichende Grabenbrüche und Einzelstörungen teilen den Reinhardswald in Schollen auf, die z.T. unterschiedliche, voneinander unabhängige Höhenlagen der Grundwasseroberfläche aufweisen, also hydraulisch mehr oder weniger voneinander getrennt sind.

Der gewinn- bzw. nutzbare Anteil des Grundwasserdargebots ist auf der Ost- und Westseite des Reinhardswaldes verschieden hoch. Auf der Ostseite besteht die Möglichkeit, in günstigen hydrogeologischen Positionen Grundwasser über Bohrungen zu fassen. Ungünstig in diesem Gebiet ist jedoch, dass einerseits im Wesertal mehrere Mineralwasseraufstiege bekannt sind und andererseits im Hauptvorflutniveau in geringer Tiefe bereits der hydrogeologisch ungünstig zu beurteilende Untere Buntsandstein ansteht. Quellen haben nur örtliche Bedeutung und weisen starke jahreszeitliche Schüttungsschwankungen auf. Im Südteil des Reinhardswaldes, etwa zwischen Espenau und der Fulda im Bereich der Kragenhöfer Schleife, tritt, bedingt durch eine besonders hohe Gebirgsdurchlässigkeit, eine nur schwach geneigte, tief liegende Grundwasseroberfläche auf, die unmittelbar die Fulda zum Vorfluter hat. Dieses Teilgebiet weist ebenso wie der Westteil zwischen Vellmar und Trendelburg ein überdurchschnittliches Grundwasserdargebot auf. Zu bedenken ist, dass bei jeder

örtlichen Überbeanspruchung des Grundwasserdargebots im gesamten Reinhardswald, insbesondere aber an seinen Rändern, die Gefahr besteht, dass sich höher mineralisiertes Wasser in unterschiedlichen Anteilen dem geförderten Trinkwasser beimischt und dieses in unerwünschter Weise negativ verändert.

In dieser Teileinheit ist – insbesondere im Westteil – ein noch unerschlossenes nutzbares Grundwasserdargebot vorhanden. Wegen der tief liegenden Wasserspiegel sind Entnahmen i.Allg. ohne ökologische Auswirkungen möglich. Östlich einer Linie von Gottsbüren–Beberbeck–Mariendorf können allerdings in den Tälern der Reinhardswald-Hochfläche bei größeren Grundwasserentnahmen örtlich ökologische Veränderungen nicht ausgeschlossen werden.

Am N- und E-Rand des Reinhardswaldes (Wesertal) sind – wie bereits angedeutet – aus dem Zechstein aufsteigende NaCl-führende Mineralwässer in geringer Tiefe im Buntsandstein erbohrt worden. Am W-Rand des Reinhardswaldes treten bei Trendelburg und Hofgeismar chloridisch-sulfatische Mineralwässer auf, die von N (Trendelburg) nach S (Hofgeismar) abnehmenden Zechsteineinfluss erkennen lassen. In den W und S sich anschließenden Rötgebieten (Oberer Buntsandstein), Teileinheit 2.4.1, tritt unter dem nahezu undurchlässigen Röt in den Sandsteinen der Solling-Folge sehr hartes Wasser auf, das hier eine Trinkwassergewinnung ausschließt.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 4 und 9 zu entnehmen.

### 3.3.2 Hydrogeologische Teileinheit 1.3.2 Kaufunger Wald

(Größe: 98 km<sup>2</sup>)

Die Teileinheit wird im S durch den Kasseler Graben, im E durch das Grabensystem von Altmorschen–Hessisch Lichtenau, im NE durch das Werra-Grauwacken-Gebirge und im W durch die Fulda begrenzt. Im N endet die Beschreibung an der Landesgrenze.

Überwiegend aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins aufgebaut – Gesteine des Unteren Buntsandsteins streichen nur in der Umrandung des Werra-Grauwacken-Gebirges, d.h. als Auflagerung auf das herausgehobene Paläozoikum zu Tage aus –, wird der tektonische Bau dieser Teileinheit von NE–SW verlaufenden Bruchstrukturen, die sich mit etwa N–S streichenden Störungen teilweise vergittern, geprägt. Großwellig verbogen, an den erwähnten saxonisch angelegten Linien zerbrochen, weist die Teileinheit ein generelles Einfallen nach W bis S auf.

Ein besonders hohes Grundwasserdargebot weisen die Schichten des Mittleren Buntsandsteins auf. Da die Solling- und Hardegsen-Folge – sie bestehen vor allem im Westteil der Teilein-

Tab. 4. Hydrogeologische Parameter der Einheit 1.3.

Nr. der Teileinheit		1.3.1	1.3.2	1.3.3
Größe	[km <sup>2</sup> ]	412	98	363
vorherrschende Formation*		sm	sm	sm
$\Sigma\Delta Q$	Abfluss, gemessen [l/s]	466	226	494
$\Sigma\Delta A_{Eo}$	Fläche [km <sup>2</sup> ]	245	108	310
$\Delta q$	Abflussspende [l/(s·km <sup>2</sup> )]	1,9	2,1	1,6
<b>Korrekturfaktoren am Pegel für</b>				
$A_{u_i}$	MoMNOQ/MO <sub>beob</sub>	2	1,5	1,5
min $A_{u_i}$	SoMNOQ/MO <sub>beob</sub>	1,6	1,1	1,1
<b>korrigierte Abflussspende</b>				
$A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3,8	3,2	2,4
min $A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3	2,3	1,8
<b>direkter Abfluss in große Vorfluter</b>				
	[l/s]	455	20	160
<b>entsprechend</b>				
	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	1	0,2	0,4
<b>nach Korrektur direkter Abfluss</b>				
$A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	4,8	(3,4)	2,8
min $A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	4	(2,5)	2,2
<b>Zu-/ Ableitungen aus den Teileinheiten</b>				
	[l/s]	200	60	–
entsprechend	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	0,5	0,6	–
<b>nach Korrektur Zu-/ Ableitungen</b>				
$A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	5,3	(4,0)	–
min $A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	4,5	(3,1)	–
<b>berechnete Grundwasserneubildung</b>				
	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	4,9	3,3	2,7
<b>Grundwasserdargebot (gerundet)</b>				
	[l/s]	2 000	325	1 000
Reduktion auf gewinnbares Grundwasserdargebot	[l/s]	1 400	215	700
Reduktion auf nutzbares Grundwasserdargebot	[l/s]	1 000	160	600

\* sm: Mittlerer Buntsandstein

heit größtenteils aus Sandsteinen, bei Zunahme ihrer Mächtigkeit von E nach W – teilweise eine hohe Gebirgsdurchlässigkeit aufweisen, liegt die Grundwasseroberfläche im Westteil tief; sie hat sich mit i.Allg. sehr flachem Gefälle auf den Hauptvorfluter, die Fulda, eingestellt. Die Nieste und ihre Nebengewässer als Hauptvorfluter dieser Teileinheit zeigen deshalb ein unterschiedliches Abflussverhalten oberhalb Dahlheim/Uschlag und unterhalb dieser Orte (einschließlich der der Fulda direkt zufließenden Gewässer): Infolge der hohen Gebirgsdurchlässigkeit liegt die Grundwasseroberfläche im unteren Teil des Niestetales tief unter der Geländeoberfläche. Die Fulda ist unmittelbar Vorfluter für den unterirdischen Abfluss, die Nieste fließt hier also schwebend. Quellen, die für eine Grundwassernutzung herangezogen werden könnten, sind deshalb im Westteil selten. Die Täler im W- und NW-Teil der Teileinheit sind meist Trockentäler mit episodischer Wasserführung. Im E der Teileinheit, E von Nieste (Oberes Niestetal), nimmt die hydraulische Durchlässigkeit des Untergrundes ab. Hier liegt die Grundwasseroberfläche teilweise deutlich höher, lokal steht das Grundwasser oberflächennah an, vereinzelt wurde in Bohrungen artesisches Grundwasser erschlossen. Die Nieste ist hier Vorfluter für das Grundwasser.

Die hohe Gebirgsdurchlässigkeit des Untergrundes im W der Teileinheit führt sicherlich auch zu einer überdurchschnittlich hohen nutzbaren Grundwasserneubildung, sodass eine weitere Erschließung von Grundwasser aus hydrogeologischer Sicht in Teilen dieses Gebietes – insbesondere im W – ohne ökologische Folgen denkbar ist. Bei zu starker Förderung in den Brunnen der Stadtwerke Kassel im oberen Nieste-Tal (also oberhalb der Ortschaft Nieste) hingegen kann nicht ausgeschlossen werden, dass Oberflächengewässer und Feuchtwiesen beeinflusst werden. Die Grundwasserentnahme muss deshalb im oberen Niestetal ökologische Gesichtspunkte berücksichtigen.

Ein unerschlossenes Grundwasserdargebot ist aber auch noch im zentralen und S Teilbereich dieser Teileinheit vorhanden. Für die Grundwassergewinnung von Bedeutung sind die Schichten des Mittleren Buntsandsteins in der weiteren Umgebung des Niestetales und unmittelbar N des Kasseler Grabens. Die Schichten des Unteren Buntsandsteins, die eine Fläche von rd. 10 km<sup>2</sup> einnehmen, sind für zukünftige Wassererschließungsmaßnahmen weniger geeignet.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 4 und 9 zu entnehmen.

### **3.3.3 Hydrogeologische Teileinheit 1.3.3 Söhre und Melsunger Bergland (Größe: 363 km<sup>2</sup>)**

Die Teileinheit „Söhre und Melsunger Bergland“ wird im N durch den Kasseler Graben und den Graben von Wickenrode, die E stark ausgedünnte Fortsetzung des Kasseler Grabens, begrenzt. Im E bildet der Altmorschen–Lichtenauer Graben und im S der Beisheimer Graben eine natürliche Grenze. Im W stößt die Teileinheit an die Niederhessische Senke. Die Teileinheit selbst

lässt sich grob entlang einer Linie Vollmarshausen–Röhrenfurth–Nieder-Beisheim in die Fuldalauf-Tiefscholle im W und die Eiterhagener Hochscholle im E zweiteilen.

Die Grabenstrukturen, die im N, E und S die Grenzen der Teileinheit definieren, sind auf Grund der reduzierten Gebirgsdurchlässigkeit der in ihnen anstehenden Gesteine hydrogeologisch wirksame Grenzen. Zur Hessischen Senke hin ist das System im NW der Fuldalauf-Tiefscholle offen. Über die in diese Richtung einfallenden und abgetreppten Schichten des Mittleren Buntsandsteins erfolgt hier ein Abstrom direkt oder über die Hessische Senke in die Fulda. Im W der Teileinheit ist die Gebirgsdurchlässigkeit im Bereich der Fuldalauf-Tiefscholle, die sich N von Röhrenfurth auch E der Fulda bis in die Gesteine der Hardeggen- und Solling-Folge der Söhre ausdehnt hoch, die Grundwasseroberfläche liegt deshalb tief und die Fulda ist direkter Vorfluter. Höher liegende Täler sind Trockentäler mit teilweise episodischer Wasserführung.

In der Fuldalauf-Tiefscholle stehen N von Malsfeld Gesteine des Mittleren Buntsandsteins, überwiegend der Detfurth- und der Hardeggen-Folge an. Südlich davon stehen im Niveau der Fulda, als dem Hauptvorfluter der gesamten Scholle, neben Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins im W auch solche des Unteren Buntsandsteins im E an.

Im Bereich der Eiterhagener Hochscholle werden die zentralen Teile überwiegend aus Gesteinen des tieferen Mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen-Folge) aufgebaut. Untergeordnet, insbesondere im E der Teileinheit, so bei Quentel, ferner S der Pfieffe und im E von Adelshausen, stehen auch Gesteine des Unteren Buntsandsteins an.

Die Fuldalauf-Tiefscholle weist ein insgesamt flaches, in Störungsnähe auch steileres Einfallen in N bis NW Richtung auf. Die Buntsandsteinschichten der Eiterhagener Hochscholle fallen generell in W–NW-Richtung ein. Die beide Teilschollen durchziehenden Verwerfungen streichen meist NNE–SSW und ESE–WNW; sie treppen die Schichten des Buntsandsteins zur Niederhessischen Senke, im N teilweise auch zum Kasseler Graben, ab.

Die Gesteine des Unteren Buntsandsteins sind auf Grund ihrer lithologischen Eigenschaften hydraulisch nur mäßig durchlässig, entsprechend gering ist auch die nutzbare Grundwasserneubildung. So gestalten sich Erschließungsversuche in diesen Gesteinen generell als aufwändig, teilweise sind sie sogar unwirtschaftlich, so z.B. im SE-Teil der Eiterhagener Hochscholle. Da der Untere Buntsandstein hier nur noch in geringer Mächtigkeit vorhanden ist, kann es an Störungen zum Aufstieg sehr harter Wasser aus dem Zechstein kommen.

Die Schichten des Mittleren Buntsandsteins dieser Teileinheit sind auf Grund ihrer teilweise mächtigen und gut geklüfteten Sandsteinpakete durch hohe Gebirgsdurchlässigkeiten und überdurchschnittliche Raten der Grundwasserneubildung gekennzeichnet. Sie sind deshalb hier von überragender Bedeutung für die Trinkwassergewinnung. Im Bereich der Fuldalauf-Tiefscholle, insbesondere im Fuldatal selbst, sind sie örtlich durch teilweise mächtigere quartäre Ablagerungen der Fulda überschottert, im

Bereich der Eiterhagener Hochscholle stehen sie unter geringmächtiger quartärer Überlagerung zu Tage an. Im N der Teileinheit – im Bereich der TK 25, Bl. 4723 Oberkaufungen – werden die Gesteine des Buntsandsteins örtlich durch teilweise mächtige, insgesamt sehr gering durchlässige und gut reinigende feinkörnige Sedimente des Tertiärs überlagert; diese sind Grundwasserhemmer. Hier ist die Grundwasserneubildung gering.

Für eine weitere Grundwassererschließung kommen insbesondere die beiden tiefsten Folgen des Mittleren Buntsandsteins und hier wiederum die jeweils rd. 20 m mächtigen Basissandsteine dieser Folgen (Volpriehausen- und Detfurth-Folge) in Betracht. Wirtschaftlich werden sich Brunnen aber hier nur betreiben lassen, wenn diese Horizonte unter dem Hauptvorflutniveau erschlossen werden können. Solche Gebiete befinden sich W der Fulda (erbohrt in den Brunnen Gutenbornsgraben und Melgershäuser Wiese der Stadt Melsungen) – also im Wesentlichen im Bereich der Fuldalauf-Tiefscholle. Wenig E der Grenze zur Eiterhagener Hochscholle hebt sich die Grenzfläche Unterer gegen Mittlerer Buntsandstein über das Vorflutniveau heraus, was Erschließungsversuche in diesem Gebiet der Teileinheit erschwert. Östlich einer Linie Kirchhof–Eschenstruth ist die Basis der grundwasserführenden Schichten tektonisch teilweise aber wieder so tief abgesenkt, dass sie in Bohrungen unter dem Hauptvorflutniveau angetroffen werden kann. Durch die i.Allg. tiefe Lage der für die Grundwassererschließung besonders nutzbaren Horizonte des Hauptgrundwasserleiters werden teilweise große Bohrtiefen erforderlich, was eine Beobachtung des Einflusses der Grundwasserförderung auf die hydraulischen Verhältnisse im Grundwasserleiter erschwert und i.Allg. unmöglich macht.

Im N Teil der Fuldalauf-Tiefscholle (N von Malsfeld) sind noch größere erschließbare Grundwasserreserven anzunehmen, im zentralen, NW und N Bereich der Eiterhagener Hochscholle dagegen bei nur geringfügig ungünstigeren hydrogeologischen Bedingungen – aber infolge starker Grundwasserförderung – kaum noch Erschließungsmöglichkeiten vorhanden. Im NE dieser Teileinheit, insbesondere NE der Losse, sind bei günstigen hydrogeologischen Verhältnissen – aber infolge anthropogener Einschränkungen (Rüstungsalstandort) – derzeit nur geringe Möglichkeiten einer Trinkwassergewinnung vorhanden. Im Südteil der Fuldalauf-Tiefscholle bestehen im Mittleren Buntsandstein des tiefer eingesunkenen W Schollenanteils wahrscheinlich ebenfalls noch Möglichkeiten für eine Grundwassernutzung.

Höher mineralisierte Grundwässer im tieferen Untergrund können bei zu starker Grundwasserförderung im Fuldataal (z.B. WW Tränkeweg und Domänenwiese der Städtischen Werke Kassel) aufsteigen und zu einer Begrenzung der Förderrate Anlass geben. Solche hydrochemischen Einschränkungen sind NW von Guxhagen, im Edertal SE von Grifte, bei Röhrenfurth, Malsfeld-Beiseförth (Wildsberg-Quelle) sowie zwischen Altmorschen und Heina bekannt.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 4 und 9 zu entnehmen.

### **3.4 Hydrogeologische Einheiten 2.1.0 und 2.2.0 Tertiär der Niederhessischen Senke (Größe: 618 km<sup>2</sup>)**

Die Schichtenfolge des sedimentären Tertiärs der Niederhessischen Senke – zwischen West- und Osthessischem Buntsandsteingebiet – besteht aus Tonen, Schluffen, Sanden und Braunkohlen, selten auch aus Kalksteinen und Kiesen. Sie liegen meist auf nur sehr gering wasserführenden Gesteinen des Oberen Buntsandsteins (Röt) und nur im E und S auf solchen des Mittleren Buntsandsteins. Untergeordnet stehen unter dem Tertiär auch Schichten des Muschelkalks an.

Die Neubildung des im Mittleren Buntsandstein unter dem Röt bzw. Tertiär gespeicherten Grundwassers erfolgt überwiegend in den Buntsandsteingebieten an den Rändern im E wie im W. Erwähnt wurden bereits Zuflüsse in die Niederhessische Senke aus der Arolsen–Schlierbacher Scholle, insbesondere bei Neuental und aus der Isthia-Scholle, die unterhalb des Tertiärs und des Röts der Fulda als regionalem Vorfluter zuströmen. Diesem permanenten, wenn auch langsamen Grundwasserzufluss ist es zuzuschreiben, dass in der Niederhessischen Senke S des Kasseler Grabens unter dem Röt meist Grundwasser mit einer Gesamthärte unter 20 °dH angetroffen wird, das als Trinkwasser genutzt werden kann, im Gegensatz zur Zierenberger und Nether Scholle (also N des Kasseler Grabens), wo in den unter dem Röt liegenden Sandsteinen der Solling-Folge meist überhartes Wasser oder sogar Mineralwasser angetroffen wird.

Die tertiären Sedimente sind – wie bereits erwähnt – meist nur gering durchlässige Grundwasserleiter und daher für größere Wassererschließungen i.Allg. ungeeignet (Ausnahme: Brunnen bei Frielendorf). Die Erfahrung mit dem in diesen Schichten ehemals umgehenden Braunkohletagebau zeigt jedoch, dass diese Schichten örtlich größere Wassermengen enthalten, die bei der Schaffung großer Eintrittsflächen (wie z.B. bei den Tage- und Tiefbauten) eine erhebliche Wasserhaltung erfordern. Es kann örtlich möglich sein, dass diese bei Sumpfarbeiten früher abgeleiteten Wassermengen – günstige Beschaffenheit der überlagernden Deckschichten vorausgesetzt – heute in dem Porengrundwasserleiter des Tertiärs in benachbarten, hydrogeologisch günstigen Positionen für Zwecke der Grundwassergewinnung entzogen werden können.

Für die Wassergewinnung von Bedeutung sind in der Niederhessischen Senke i.Allg. nur die Sandsteine und Wechselfolgen des Mittleren Buntsandsteins, insbesondere der Sandstein der Solling-Folge, in dem das Grundwasser meist gespannt ist. Die Erschließung ist – bedingt durch die mächtige tertiäre (bis 100 m) und Röt-Überlagerung (100–200 m) – aufwändig, die Leistung der Brunnen meist hoch und der Schutz gegen anthropogene Verunreinigungen auf Grund der mächtigen bindigen Deckschichten sehr gut. Örtlich können durch Zufluss von höher mineralisiertem Grundwasser aus tieferen Schichten, insbesondere nach längerfristig andauernder Förderung, größere Wasserhärten oder sogar geogen bedingte Nutzungseinschränkungen auftreten. Daher verbietet sich eine allzu starke Absenkung in diesem Gebiet, um

nicht durch Druckentlastung das im tieferen Untergrund vorhandene Mineralwasser zum Aufsteigen anzuregen.

Der Niederschlag trägt im Bereich der Niederhessischen Senke nur in den oberen Stockwerken des Tertiärs und Pleistozäns in nennenswertem Umfang zur Grundwasserneubildung bei. Das aus den Schichten des Mittleren Buntsandsteins gewonnene Grundwasser wird überwiegend von den W und E der Niederhessischen Senke gelegenen Buntsandsteingebieten ergänzt. Nur in Gebieten ohne Überlagerung durch Schichten des Oberen Buntsandsteins und/oder des Tertiärs findet auch lokal im Mittleren Buntsandstein eine Grundwasserneubildung statt. Aus den Schichten des Solling-Sandsteins findet in den hydrogeologischen Einheiten 2.1 und untergeordnet 2.2 die stärkste Förderung statt. Bei der Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebots in diesen Einheiten sind die Teileinheiten 1.1.4, 1.3.3 und die hydrogeologische Einheiten 2.1 und 2.2 als hydrogeologisch zusammengehörig zu betrachten. Eine Erhöhung der Förderung in einem Teilgebiet beeinflusst die Gesamtbilanz, weil die Entnahmemöglichkeiten aus dem tieferen Stockwerk, dem Mittleren Buntsandstein, dadurch begrenzt sind, dass jede Steigerung in diesem Gebiet das Grundwasserdargebot in den Nachbargebieten (Arolsen-Schlierbacher- und Itha-Scholle sowie der Söhre und dem Melsunger Bergland) schmälert.

Durch tiefe Brunnen wird z.B. bei Gudensberg, Borken, Frielendorf-Todenhausen oder Schwalmstadt Trinkwasser aus dem Mittleren Buntsandstein gefördert. Die Beschaffenheit der in diesen tiefen Brunnen erschlossenen Wässer ist unterschiedlich,

teilweise ist das Wasser ziemlich hart. Eine Trinkwassergewinnung aus den tertiären Schichten wird auch in Zukunft schwierig bleiben. Der bereits erwähnte artesischen Brunnen bei Frielendorf traf im tieferen Tertiär in mehreren Lagen sandige Kiese an. Es ist dies eine fazielle Sonderentwicklung (Randfazies), deren Verbreitung örtlich begrenzt ist.

Die tertiären basaltischen Gesteine sind mit Ausnahme des Habichtswaldes kleine Vorkommen, die meist über dem Vorflutniveau liegen. Die aus ihnen entspringenden Quellen werden teilweise für umliegende Gemeinden zur Trinkwasserversorgung genutzt; sie sind jedoch wegen ihrer geringen, meist stark niederschlagsabhängigen Schüttung sowie ihrer Lage über dem lokalen Vorfluter und ihrer relativ hohen Verschmutzungsempfindlichkeit für weitere Erschließungen durch Brunnen ungeeignet bzw. nur in Ausnahmefällen geeignet.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 5 und 9 zu entnehmen.

### 3.5 Hydrogeologische Einheit 2.3.0 Quartär der Eder- und Schwalm-Niederung

(Größe: 62 km<sup>2</sup>)

Eder, Schwalm und Efze haben im Bereich der Niederhessischen Senke breite, von pleistozänen Kiesen und Sanden erfüllte Talauen ausgebildet. Diese bis zu 10 m mächtigen Talablagerungen erlauben eine Nutzung von Porengrundwasser durch Flach-

Tab. 5. Hydrogeologische Parameter der Einheiten 2.1–2.4.

Nr. der Teileinheit		2.1.0 / 2.2.0	2.3.0	2.4.1 / 2.4.2
Größe	[km <sup>2</sup> ]	618	62	569
vorherrschende Formation*		s,t	q	m
$\Sigma\Delta Q$	Abfluss, gemessen [l/s]	733	0	1356
$\Sigma\Delta A_{\text{e0}}$	Fläche (Teileinzugsgebiete) [km <sup>2</sup> ]	519	0	568
$\Delta q$	Abflussspende [l/(s·km <sup>2</sup> )]	1,4	–	2,4
<b>Korrekturfaktoren an Pegeln für</b>				
$A_u$	MoMNO/MQbeob.	2,0	–	2,2
min $A_u$	SoMNO/MQbeob.	–	–	1,8
<b>korrigierte Abflussspende</b>				
$A_u$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	2,8	–	5,3
min $A_u$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	–	–	4,3
<b>direkter Abfluss in große Vorfluter</b>				
	[l/s]	0	–	170
<b>entsprechend</b>				
	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	0	–	0,3
<b>nach Korrektur direkter Abfluss</b>				
$A_u$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	2,8	–	5,6
min $A_u$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	–	–	4,6
<b>Ab-/Zuleitungen aus den Teileinheiten</b>				
	[l/s]	0,1 ?	–	0,2 ?
<b>nach Korrektur Ableitungen</b>				
$A_u$ ( $\approx$ mittlere Grundwasserneubildungsrate)	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	2,7	–	4,8
Grundwasserdargebot (gerundet)	[l/s]	1 670	–	2 730
Reduktion auf gewinnbares Grundwasserdargebot	[l/s]	330	**	900
Reduktion auf nutzbares Grundwasserdargebot	[l/s]	?	**	225

\* s: Buntsandstein, m: Muschelkalk, t: Tertiär, q: Quartär

\*\* gewinn- und nutzbares Grundwasserdargebot stark von lokalen Gegebenheiten abhängig, u.a. auch vom Anteil an infiltriertem Oberflächenwasser

brunnen. Auf Grund der oberflächennahen Lage des Grundwasserleiters, seines nicht ausreichenden Schutzes durch tonig-schluffige Deckschichten sowie des Zutritts von Uferfiltrat stellt eine Grundwassernutzung hier erhöhte Anforderungen an den Grundwasserschutz und gegebenenfalls an die Trinkwasseraufbereitung. Soweit feinkörnige Sande, Schluffe oder Tone den Kiesen beigemischt sind, ist die Durchlässigkeit erheblich beeinträchtigt. Für größere Neuerschließungsvorhaben ist diese hydrogeologische Einheit nicht geeignet, örtlich kann jedoch eine Grundwassergewinnung durch Anreicherung interessant sein.

Im Edertal erscheint lediglich das Teilstück zwischen Fritzlar und der Schwalmmündung für zukünftige Wassererschließungen geeignet. Aus Flachbrunnen kann hier das in den Kiesen fließende Porengrundwasser – gegebenenfalls unter gleichzeitiger Mitgewinnung von Uferfiltrat oder von Anreicherungswasser – gewonnen werden. Bisher durchgeführte Untersuchungen (insbesondere von den Städtischen Werken Kassel im Gebiet von Felsberg) wiesen sehr unterschiedliche (0,2–5 m), meist aber nur geringe Mächtigkeiten der wasserführenden Kiese nach. Die Brunnen zeigten sehr unterschiedliche Ergiebigkeiten (zwischen 2,5 und 25 m<sup>3</sup>/h) bei rd. einem Meter Absenkung. Die Auswahl weiterer geeigneter Gewinnungsgebiete erfordert in den quaritären Ablagerungen erhebliche Erschließungsaufwendungen, diese dürften jedoch – gemessen am möglichen Ergebnis – im Allgemeinen nicht wirtschaftlich sein.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 5 und 9 zu entnehmen.

### **3.6 Hydrogeologische Einheit 2.4.0 Röt und Muschelkalk des Kasseler Grabens und nördlich anschließende Gebiete**

**(Größe: 569 km<sup>2</sup>)**

Die hydrogeologische Einheit umfasst die durch die Warburger Störungszone getrennten Röt- und Muschelkalkschollen von Zierenberg und Nethe (Teileinheit 2.4.1) sowie den Kasseler Graben (Teileinheit 2.4.2) S davon. Die auch im Bereich des Kasseler Grabens anstehenden basaltischen Gesteine des Habichtswaldes wurden separat beschrieben (hydrogeologische Einheit 2.2.0).

Die Teileinheit 2.4.1, die aus mehreren Teilstrukturen aufgebaut ist, wird im W durch die Arolsen–Schlierbacher Scholle, im SW durch den Wolfhagen–Naumburger Graben, im S durch den Kasseler Graben und im E vom Reinhardswald, hier der Grebensteiner Störungszone, begrenzt. Die generell E–W verlaufende Warburger Störungszone unterteilt die Teileinheit in die Nether Scholle (Borgentreicher Keupermulde) im N und die Zierenberger Scholle im S. Diese Störungszone weist einen komplizierten tektonischen Bau auf – hierauf wird, da sie keine größere hydrogeologische Bedeutung aufweist, nicht eingegangen – und steht somit ganz im Gegensatz zu den von keinen wesentlichen tektonischen Elementen verformten Triasschollen von Zierenberg und Nethe. Deren Schollenränder beiderseits der Störungszone liegen sich in

gleicher Höhe gegenüber, als seien zwischen ihnen keinerlei nennenswerte Dislokationen aufgetreten. Nur so ist auch der erwähnte tektonisch relativ ungestörte Aufbau der N und S angrenzenden Schollen von Nethe und Zierenberg zu erklären.

Die Nether Scholle bildet den S Rahmen der Borgentreicher Keuper-Mulde. Die hier aufgeschlossenen Muschelkalk- und Keuper-Gesteine sind flach mit umlaufendem Streichen – wie für eine Mulde typisch – nach W über N bis NE geneigt. Die Zierenberger Scholle, von vier Störungszone (im N die Warburger und im E die Grebensteiner Störungszone, im S der Kasseler Graben und im W die Wolfhagen–Naumburger Störungszone) umgeben, wird i.w. von generell sählig gelagerten bis schwach nach N einfallenden Folgen des Muschelkalkes, in morphologischen Senken auch des Oberen Buntsandsteins (Röt), aufgebaut.

In beiden Großschollen bilden der Muschelkalk und die Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins zwei Grundwasserstockwerke. Sie werden getrennt durch den mehr als 200 m mächtigen Röt, der nur in geringem Maß Grundwasser führt. Die gut geklüfteten, teilweise verkarsteten Karbonatgesteine des Unteren und Oberen Muschelkalks sind gute Grundwasserleiter. Der Muschelkalk liegt allerdings in größeren Gebieten der Teileinheit oberhalb des Vorfluters. Soweit der Untere Muschelkalk, wie im Nordteil der Nether Scholle, jedoch ausreichend tief unter Vorflutniveau liegt, enthält er größere Grundwasservorkommen, die zum Teil durch Brunnen genutzt werden können (z.B. Brunnen Wettesingen im W). Eingeschränkt wird das nutzbare Grundwasserdargebot allerdings, weil die gute Wasserwegsamkeit dieser Schichten mit einer geringen Reinigungswirkung der Deckschichten einhergeht. Das Grundwasserdargebot kann also nur in Gebieten ohne potentielle hygienische Gefährdung, u.U. auch nur nach Aufbereitung, genutzt werden. Innerhalb des Muschelkalkes liegt häufig an der Grenzfläche von Mittlerem zu Oberem Muschelkalk ein Quellhorizont. Ein weiterer bedeutenderer Quellhorizont ist die Auflagerungsfläche des Unteren Muschelkalkes auf den Röt. Der Muschelkalk führt harte bis sehr harte Wasser.

Abgesehen von den bereits erwähnten sehr ergiebigen und durch Grundwasserneubildung aus dem Bereich des Reinhardswaldes (Teileinheit 1.3.1) gespeisten Grundwasservorkommen N von Kassel, ist eine Nutzung von Grundwasser in gewissem Umfang in beiden Schollen im Buntsandstein nur in den Randbereichen, in denen von den seitlich gelegenen Buntsandsteingebieten her Süßwasser zusitzen, möglich (Burguffeln, Mönchehof, Vellmar). Der karbonat- und gipshaltige Röt härtet auch hier das Grundwasser auf. In den unter dem Röt gelegenen Sandsteinen der Solling-Folge fließt weitgehend hydrogenkarbonat-sulfatisches Mineralwasser (nachgewiesen bei Hofgeismar, Westuffeln, Ehrsten, Oberelsungen und in Kassel). Daher sind einige Gemeinden des Gebietes auf Fremdbezug aus benachbarten Gebieten angewiesen (Zierenberg, Gruppe WBV Wilhelmstal in Calden-Westuffeln).

In der Warburger Störungszone sind offene und hydraulisch wirksame Klüfte nur untergeordnet zu erwarten, ihre Gebirgs-

durchlässigkeit ist insgesamt deutlich geringer als die der Schollen im N und S. Für eine Grundwassernutzung ist der Grabenbereich deshalb nicht oder nur wenig geeignet, auf Grund seiner eher absperrenden Wirkung stellt er eine hydrogeologische Grenze zwischen der Nether und der Zierenberger Scholle dar.

Die Teileinheit „Kasseler Graben und S angrenzende Röt-Schollen“ (Teileinheit 2.4.2) wird im N von der weitgehend ungestörten Zierenberger und im S von der ebenfalls relativ ungestörten Ista-Scholle durch Grabenrandstörungen begrenzt. Nach E setzt sich der Kasseler Graben unter dem Habichtswald nach Kassel und weiter bis Großalmerode (Graben von Wickenrode) fort. Letzterer bildet, auf eine schmale Störungszone ausgedünnt, die Grenze zwischen den Teileinheiten 1.3.2 (Kaufunger Wald) und 1.3.3 (Söhre und Melsunger Bergland). Im W findet er an etwa N-S streichenden Störungen innerhalb der Wolfhagener Störungszone ein unvermitteltes Ende.

Der aus Gesteinen des Oberen Buntsandsteins, des Muschelkalkes, Keupers und Lias aufgebaute Kasseler Graben ist in die aus älteren Schichten des Buntsandsteins bestehende Umgebung eingebrochen. Seine Füllung ist durch die tektonisch bedingte intensive Zerschierung der kalkigen, tonig-schluffigen und sandigen Sedimente hydraulisch nur gering durchlässig. Da deshalb das jeweils zur Verfügung stehende Einzugsgebiet sehr klein ist (abdichtende Grabenrandstörungen) und das im Graben fließende Grundwasser durch nur ungenügend reinigende Deckschichten unzureichend geschützt erscheint, ist der Grabenbereich für die Erschließung von Grundwasser i.Allg. nicht geeignet. Eine Grundwassergewinnung in den Schichten des Buntsandsteins ist hier nur an den Rändern der hydrogeologischen Teileinheit 2.4.2, insbesondere im N bis NW sowie im W bis SW Teil des Kasseler Grabens möglich. Hier erfolgt an den Rändern aus den benachbarten, im Wesentlichen aus Buntsandstein bestehenden Schollen ein stärkerer Zufluss in diese hydrogeologischen Teileinheiten.

In den S anstehenden Röt-Schollen im SW der Einheit sind Grundwassernutzungsmöglichkeiten im unterlagernden Mittleren Buntsandstein N und NW der Ista-Scholle (Teileinheit 1.1.4) gegeben. Diesem Gebiet fließt im Bereich der Ista-Scholle neu gebildetes Grundwasser zu, das hier gewonnen werden kann.

Die Grundwasserneubildung in den **Teileinheiten 2.4.1 und 2.4.2** wird weniger von der Niederschlagshöhe als durch deren geologischen Bau bestimmt: Die verkarsteten Gesteine des Muschelkalkes (i.W. oberhalb des Hauptgrundwasserleiters) haben eine hohe Grundwasserneubildung, laufen aber relativ rasch leer, in die bindigen Gesteine des Oberen Buntsandsteins dringen nur geringe Anteile des gefallenen Niederschlages ein. Dies bedingt ein rasches Abfließen des Niederschlagwassers und stellt eine enge Relation zwischen Niederschlag und oberirdischem Abfluss her. Auf Grund der teilweise sehr gering durchlässigen Schichten des Oberen Buntsandsteins (Röt) ist die Grundwasserneubildung im Grundwasserleiter des Mittleren Buntsandsteins deshalb weniger vom Niederschlagsverhalten in den

beiden Teileinheiten selbst, als vielmehr vom randlichen Zufluss aus den benachbarten Teileinheiten abhängig. Auf Grund nur geringer Fließgeschwindigkeiten im ungestörten Grundwasserleiter des Solling-Sandsteins bestimmt deshalb das Niederschlagsverhalten die Grundwasserneubildung im Hauptgrundwasserstockwerk nur unwesentlich. In den Abflussspenden der Vorfluter und in den Schwankungen der Grundwasseroberfläche im ersten (oberen) Grundwasserstockwerk ist das Niederschlagsregime dagegen umso deutlicher erkennbar.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 5 und 9 zu entnehmen.

### **3.7 Hydrogeologische Einheit 3.1 Rheinisches Schiefergebirge, Hydrogeologische Teileinheiten 3.1.1–3.1.3 Waldecker Upland, Kellerwald und Ederbergland**

(Größe: 990 km<sup>2</sup>)

Im NW von Hessen treten gefaltete paläozoische, zum Rheinischen Schiefergebirge gehörende Gesteine i.W. im Landkreis Waldeck-Frankenberg an die Oberfläche. Der SE-Ausläufer des Kellerwaldes tangiert den SW-Teil des Schwalm-Eder-Kreises.

Das Rheinische Schiefergebirge ist in seinem geologisch-tektonischen Bau großräumig eine Folge von SW-NE streichenden Mulden und Sätteln. Im betrachteten Gebiet sind dies von S nach N: Dill-Mulde, Battenberg-Waldecker Hauptsattel mit Kellerwald-Horst, Wittgensteiner Mulde, Waldecker Mulde und Ostsauerländer Hauptsattel. Sie sind durch NW-SE verlaufende Querstörungen zerlegt. Diese Störungen werden oftmals von parallelen Klufscharen begleitet.

Im E werden die älteren paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges (i.W. Grauwacken, Tonschiefer, Kiesel-schiefer, Quarzite, Diabase und Kalke) durch die Zechsteinschichten am Übergang zu den Schollen des Nordhessischen Buntsandsteingebietes begrenzt (Teileinheit 1.2.1). Im S und SW liegen permische Gesteine der Frankenger Bucht diesen Gesteinen auf (Teileinheit 1.2.2).

Bei geringer tektonischer Beanspruchung sind die Gesteine des gefalteten Paläozoikums schlecht wasserwegsam. Die Grundwasserführung dieser Gesteine wird daher allein von der Trennfugendurchlässigkeit, d.h. von den bei tektonischen Beanspruchungen entstandenen Klüften, Schieferungs- oder Auflockerungsflächen bestimmt. In harten, spröden, daher unelastischen (sog. kompetenten) Gesteinen (z.B. Sandsteine, Grauwacken) entstehen bei tektonischen Vorgängen in der Regel quantitativ mehr Fugen als in weichen, mehr verformbaren, elastischen (sog. inkompetenten, z.B. Tonschiefer). Kompetente Gesteinsfolgen weisen daher meist ein (relativ) höheres Grundwasserdargebot auf als inkompetente.

Klüfte treten besonders in tektonischen Zerrüttungszonen sowie den Dehnungsbereichen der Sättel auf. Hier können deshalb nennenswerte Gebirgsdurchlässigkeiten auftreten. Diese für die

Wasserführung wichtigen Bewegungsbahnen sind oft sekundär wieder mit Quarz, seltener Kalkspat, Schwerspat oder anderen Mineralien abgedichtet. Derartige Gangfüllungen können aber auf Grund erneuter tektonischer Beanspruchung wieder geöffnet sein. Durch stärkere Gesteinszersetzung können ebenfalls nachträgliche Abdichtungen von Klüften auftreten. In härteren Gesteinen wie Kieselschiefern, Quarziten, Diabasen oder Kalksteinen sind Klüfte zahlreicher, die Gebirgsdurchlässigkeit und damit die Grundwasserführung deutlich besser (Kluftgrundwasser), zumal in den Kalksteinen noch Lösungshohlräume durch Verkarstung (Karstgrundwasser) hinzukommen können. Aber selbst in tektonisch stärker beanspruchten Zonen sind die paläozoischen Gesteine nur mäßig wasserwegsam, sodass sie nur für lokale Wasserversorgungen genutzt werden können. Eine Ausnahme bildet lediglich der Kellerwald-Quarzit im Südteil des Kellerwaldes (Der Keller, auch Kellerwald i.e.S.), der aber morphologisch hoch liegt und daher schwer erschließbar ist. Doch sind die Vorkommen dieser besser durchlässigen (wasseraufnahmefähigeren) Gesteine nur kleinflächig, sodass sich die hydrogeologische Gesamtbeurteilung des Rheinischen Schiefergebirges höchstens in Teilbereichen verbessern kann.

Für die Wassergewinnung nutzbar sind diese insgesamt recht wenig durchlässigen Gesteinsserien vor allem bei einem engräumigen Wechsel von möglichst vielen unterschiedlichen Gesteinsarten. Die Brunnenleistungen sind jedoch trotzdem meist gering. Bei monotonen Abfolgen zeigen Brunnen in Tonschiefern, Kieselschiefern oder Grauwacken oftmals nur geringe Ergiebigkeiten. Diese gehen im Laufe der Betriebsdauer teilweise durch zu hohe Entnahmen und/oder durch Verockerung (hohe Gehalte an Eisen und Mangan im Grundwasser, oft bedingt durch einen falschen Brunnenausbau) noch weiter zurück, sodass Brunnen in einigen Fällen schon aufgegeben werden mussten, weil die verbleibende Restleistung selbst für kleine Ortsteile unzureichend war. Stärkere Leistungsunterschiede auf engem Raum sind bekannt, teilweise liegen zwischen benachbarten Brunnen abdich-

tende Störungen, manchmal sind relativ ergiebige, grundwasserhöfliche Schichten einige 10er Meter entfernt nicht mehr vorhanden. Ergiebiger Brunnen sind meist nur in Bachnähe vorhanden („Halbzisternen“). Grundwasserneuerschließungen sind in diesen Gebieten deshalb immer mit hohem Risiko und Aufwand verbunden. Obwohl das verfügbare Grundwasserdargebot bereits weitgehend genutzt ist, sind für einzelne Ortsteile zusätzliche Erschließungsmöglichkeiten vorhanden. Da das Grundwasser in den paläozoischen Gesteinen jedoch meist hygienisch gefährdet ist, erfordert ein wirkungsvoller Grundwasserschutz erhebliche Aufwendungen.

Der weitaus größte Teil der Einheit 3.1 wird von Tonschiefer- und Tonschiefer-/Grauwackenfolgen des höheren Mitteldevons und Unterkarbons – also von inkompetenten Schichten – eingenommen. Dementsprechend schlecht sind die Durchlässigkeitsverhältnisse im Untergrund. Darauf weisen vor allem mehrere vergebliche Erschließungsversuche durch Versuchsbohrungen hin, die wegen Erfolgslosigkeit wieder verfüllt werden mussten. Diese Gebiete werden (in Tab. 6 und 9) jeweils als Teilgebiet 2 bezeichnet.

Etwas günstiger hinsichtlich ihrer Geohydraulik sind die Schichten des oberen Mitteldevons und mittleren Oberdevons (Sandsteine, Quarzit, Kalke). Ebenfalls günstige grundwasserleitende Eigenschaften besitzen die Kieselschiefer und Kieselkalke des Unterkarbons sowie die devonischen Diabasgesteine. Das Verbreitungsgebiet der genannten Gesteine beträgt nur etwa 1/5 der Einheit 3.1. Sie werden als Teilgebiet 1 ausgewiesen.

Teilweise wurden in der Einheit auch höher mineralisierte Wässer erschlossen (Bad Wildungen, Edertal-Bergheim, Edertal-Kleinern und Frankenberg). Der Einfluss von Schiefergebirgsgestein auf die Eigenschaften dieser Grundwässer ist erkennbar an ihrem hohen Natriumsulfatgehalt, während der z.T. beträchtliche Chloridanteil mit zuzitenden Zechsteinwässern erklärt wird. Vielfach führen diese Wässer auch höhere Konzentrationen an gelöster freier Kohlensäure. Diese Vorkommen schränken die Trinkwassererschließungsmöglichkeiten weiter ein.

Tab. 6. Hydrogeologische Parameter der Einheit 3.1.

Nr. der Teileinheit		3.1.1 Waldecker Upland		3.1.2 Kellerwald		3.1.3 Ederbergland	
		Teilgebiet 1	Teilgebiet 2	Teilgebiet 1	Teilgebiet 2	Teilgebiet 1	Teilgebiet 2
Größe	[km <sup>2</sup> ]	58,8	175,8	117,0	285,0	24,8	328,5
vorherrschende Formation		de, dh*	dv, cd*	de, dh*	dv, cd*	de, dh*	ro-z**, cd*
Abflusspende A <sub>u</sub> (aus vorliegenden Daten)	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	1,2–1,4	0,8–1,0	1,3–1,5	0,5–0,7	1,4–1,6	0,4–0,6
direkter Abfluss in große Vorfluter	[l/s]	–	–	–	–	–	–
Zu-/Ableitungen aus den Teileinheiten		liegen unterhalb der Bestimmungsgrenze für die Abflusspende A <sub>u</sub>					
angenommene Grundwasserneubildung	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	1,3	0,9	1,4	0,6	1,5	0,5
Grundwasserdargebot (gerundet)	[l/s]	76	158	164	171	37	164
pro Teileinheit	[l/s]	234		335		201	
Reduktion auf gewinnbares Grundwasserdargebot	[l/s]	23	32	49	34	11	33
pro Teileinheit	[l/s]	55		83		44	
Reduktion auf nutzbares Grundwasserdargebot	[l/s]	13	15	27	16	6	16
pro Teileinheit	[l/s]	28		43		22	

\* **dv**: Oberes Mitteldevon, **dh**: Mittleres Oberdevon; **de**: höheres Mitteldevon; **cd**: Unterkarbon, **ro-z**: Rotliegendes, Zechstein

\*\* Perm lokal bis über 2 l/(s·km<sup>2</sup>)

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 6 und 9 zu entnehmen.

### **3.8 Hydrogeologische Einheit 5.1 Nordosthessische Trias-Landschaft nördlich der Fulda**

**(Größe: 1278 km<sup>2</sup>)**

Die am nördlichsten liegenden Flächen des osthessischen Buntsandstein-Gebietes werden großräumig aus Gesteinen des Unteren Buntsandsteins aufgebaut. Lediglich an Grabenrändern im W und im E streichen Schichten des Mittleren Buntsandsteins an der Geländeoberfläche aus. Wie Inseln liegen paläozoische Aufbrüche aus Grauwacken und Tonschiefern, aber vor allem von karbonatischen Gesteinen des Zechsteins (Werra-Grauwacken- und Richelsdorfer Gebirge) sowie Grabenfüllungen (Altmorschen-Lichtenauer und Leine-Graben) und Schichtstufen (Ringgau), aufgebaut von Gesteinen aus Muschelkalk und Keuper, in dieser Einheit.

Die Nutzung des vorhandenen Grundwasserdargebots ist in diesem Gebiet oftmals mit erhöhtem Aufwand verbunden.

#### **3.8.1 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.1 Werra-Gebiet (Eschwege–Witzenhausen)**

**(Größe: 345 km<sup>2</sup>)**

Das NE vom Unterwerra-Sattel (Teileinheit 5.1.2) und N vom Ringgau (Teileinheit 5.1.5) liegende Werra-Gebiet weist einen heterogenen geologischen Aufbau auf.

Im NE, nördlich der Werra, sind Schichten des Muschelkalkes und Keupers im Bereich des S Ausläufers des Leine-Grabens in Gesteine des Mittleren Buntsandsteins eingesunken. Östlich der Werra zwischen Ober-Rieden und dem Werra-Knie W von Eschwege stehen Gesteine des Unteren, Mittleren und im oberen Abschnitt der Hänge und somit deutlich über dem Niveau der Werra, des Oberen Buntsandsteins sowie des Muschelkalkes an. Im Bereich des E–W verlaufenden Werra-Tales bei Eschwege ist als Folge jüngerer Subrosion örtlich eine mächtigere Talfüllung aus quartären Sedimenten (Sande und Kiese) ausgebildet. Südwestlich von Eschwege stehen überwiegend Gesteine des Unteren Buntsandsteins, SE mehr des Mittleren Buntsandsteins an. Der im S die Teileinheit abschließende Muschelkalk gehört geologisch zwar noch zum Ringgau, wurde aber, da oberhalb des Vorfluters liegend, aus hydrogeologischen Gründen dem Werra-Gebiet zugerechnet.

Während der tektonische Bau der geologischen Großstrukturen vorwiegend NW–SE orientiert ist, treten im Bereich des N Unterwerra-Sattels und im verlängerten Leine-Graben bevorzugt N–S bis NNE–SSW gerichtete Strukturen auf, welche die NW–SE Elemente überlagern. Der zentrale Teil weist großräumige Verbiegungen und Verstaltungen – Spuren der saxonischen Tektonik in diesem Raum – mit einem generellen Einfallen nach NE bis E auf.

Das Grundwasserdargebot in dieser Teileinheit ist lokal sehr unterschiedlich. So lassen sich aus Gesteinen des Unteren Buntsandsteins NE des Kaufunger Waldes mit vergleichsweise hohem Aufwand häufig nur bescheidene Mengen an Grundwasser über flache Brunnen gewinnen. Tiefere Brunnen im Unteren Buntsandstein sind örtlich durch aufsteigendes, höher konzentriertes Grundwasser gefährdet.

Bei günstigen hydrogeologischen Voraussetzungen und einer relativ hohen Grundwasserneubildung bieten sich auch in dieser Teileinheit vor allem die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins (insbesondere bei tektonischer Beanspruchung), im E Teil der Teileinheit auch Gesteine des Unteren Buntsandsteins (vor allem bei Subrosion des unterlagernden Zechstein) für eine Grundwassergewinnung an.

Eine Wassergewinnung im Muschelkalk ist nur bei ausreichender Mächtigkeit gut reinigender Deckschichten und bei entsprechend tiefer Einsenkung unter das Vorflutniveau sinnvoll, wie z.B. im Südteil des Leine-Grabens.

Kleinere Mengen für lokale Versorgungen können noch aus dem vorhandenen Grundwasserdargebot erschlossen werden. Höher konzentrierte, durch Aufstieg salinärer Wässer aus dem Zechstein beeinflusste Grundwasservorkommen sind in Bad Soden-Allendorf und Eschwege bekannt.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 7 und 9 zu entnehmen.

#### **3.8.2 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.2 Werra-Grauwackengebirge (Unterwerra-Sattel)**

**(Größe: 88 km<sup>2</sup>)**

Als Werra-Grauwackengebirge wird der Aufbruch gefalteter paläozoischer Gesteine SW der Werra etwa zwischen Witzenhausen und den W Stadtteilen von Eschwege bezeichnet. Er trennt die Teileinheit „5.1.1 Werra-Gebiet (Eschwege–Witzenhausen)“ im NE von der Teileinheit „1.3.2 Kaufunger Wald“ im W und „5.1.4 Osthessischer Buntsandstein“ im SW.

Der altpaläozoische Kern des Unterwerra-Sattels wird aus Gesteinen des Unterdevons bis Unterkarbons aufgebaut. Diese Schichten werden von karbonatischen Sedimenten des Zechsteins überlagert. Sein tektonischer Bau passt sich den regionalen Großstrukturen an. An seinen Rändern, teilweise von NW–SE verlaufenden Störungen begrenzt, wird der horstartig herausgehobene Sattel im NW von den NNE–SSW verlaufenden Strukturen von Altmorschen–Lichtenauer Graben im S und Leine-Graben im N gequert.

Die hydrogeologische Bewertung dieser Teileinheit wird erschwert durch den erheblichen Durchlässigkeitsunterschied zwischen den Gesteinen des gefalteten Paläozoikums einerseits und des Zechsteins andererseits. So ist in den Gesteinen des Zechsteins mit einer deutlich höheren Grundwasserneubildung zu rechnen als in denen des Devons und Karbons.

In den meist nur gering durchlässigen Gesteinen von Devon und Karbon (vorwiegend Tonschiefer, Grauwacken und Diabase)

Tab. 7. Hydrogeologische Parameter der Einheit 5.1.

Nr. der Teileinheit		5.1.1	5.1.2	5.1.3	5.1.4	5.1.5	5.1.6
Größe	[km <sup>2</sup> ]	345	88	97	418	90	240
vorherrschende Formation <sup>1</sup>		sm + su	z, c, d	s, m	sm + su	m	r, z <sup>5</sup>
$\Sigma\Delta Q$	Abfluss, gemessen [l/s]	21,4	211,7	307,6	802,4	117,4	
$\Sigma\Delta A_{Eo}$	Fläche [km <sup>2</sup> ]	14,8	50,2	101	297,1	61,6	
$\Delta q$	Abflusspende [l/(s·km <sup>2</sup> )]	1,5	4,2	3,0	2,7	1,9	
<b>Korrekturfaktoren am Pegel für</b>							
$A_{u_i}$	MoMNO/MO <sub>beob</sub>	3,0	2,8	1,5	2,5	1,9	
min $A_{u_i}$	SoMNO/MO <sub>beob</sub>	2,2	2,1	1,1	2,0	1,5	
<b>korrigierte Abflusspende</b>							
$A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	4,5 <sup>2</sup>	11,8 <sup>3</sup>	4,5 <sup>2</sup>	6,75 <sup>2</sup>	3,7	
min $A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3,3 <sup>2</sup>	8,8 <sup>3</sup>	3,3 <sup>2</sup>	5,4 <sup>2</sup>	2,9	
<b>direkter Abfluss in große Vorfluter</b>						40	
<b>entsprechend</b>						[l/(s·km <sup>2</sup> )]	~0,5
<b>nach Korrektur direkter Abfluss</b>							
$A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]					4,2	
min $A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]					3,4	
<b>Zu-/Ableitungen aus den Teileinheiten</b>							
<b>entsprechend</b>						[l/(s·km <sup>2</sup> )]	-
<b>nach Korrektur Ableitungen</b>							
$A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]					4,2	
min $A_{u_i}$	[l/(s·km <sup>2</sup> )]					3,4	
<b>Grundwasserneubildung</b>		[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3,0 <sup>4</sup>	2,0 <sup>4</sup>	3,0 <sup>4</sup>	4,2	
<b>Grundwasserdargebot (gerundet)</b>		[l/s]	1 000	190	1 200	380	
Reduktion auf gewinnbares Grundwasserdargebot		[l/s]	500	80	480	270	
Reduktion auf nutzbares Grundwasserdargebot		[l/s]	250	0	40	< 25 <sup>6</sup>	0

<sup>1</sup> d: Devon, c: Karbon, r: Rotliegend, z: Zechstein, s: Buntsandstein, su: Unterer Buntsandstein, sm: Mittlerer Buntsandstein, m: Muschelkalk

<sup>2</sup> Werte werden als zu hoch und damit als nicht realistisch für die Teileinheit angesehen; Ursache sind die aus den vorliegenden Pegeldaten abgeleiteten Korrekturfaktoren, die für die Flächen nicht repräsentativ sind

<sup>3</sup> Wert erscheint zu hoch, wurde aber nicht weiter untersucht, da das Grundwasser nicht nutzbar ist

<sup>4</sup> Wert für die Teileinheiten 5.1.1 und 5.1.4 wurde von der Teileinheit 5.2.1 übernommen; in Teileinheit 5.1.3 wurde Wert durch Analogieschluss abgeschätzt

<sup>5</sup> nicht untersucht, da Grundwasser hier i.Allg. nicht nutzbar

<sup>6</sup> entspricht etwa der derzeitigen Förderung

ist eine Nutzung des hier vorhandenen Grundwassers zwar denkbar, bedingt durch die geringe Grundwasserneubildung und die meist geringe Gebirgsdurchlässigkeit jedoch schwierig und in großen Teilen wenig Erfolg versprechend. Ein nutzbares Grundwasserdargebot mit ausreichender Förderleistung ist hier selbst für einzelne Ortsteile nur in Einzelfällen zu erwarten. Allerdings ist in einigen Teilen die Speicherfähigkeit der paläozoischen Gesteine, die materialbezogen häufig recht gering ist, auf Grund tektonischer Beanspruchung erhöht. Eine mögliche Erklärung kann in der Überschiebungstektonik liegen, die entlang des Hölentales bekannt ist und die zu einer noch intensiveren Zersetzung der Gesteine geführt hat. Auch im Kreuzungsbereich des Unterwerra-Sattels mit dem Altmorschen–Lichtenauer Graben S von Witzenhausen sind auf Grund des dort ebenfalls zu erwartenden intensiveren Zersetztes möglicherweise größere Gebirgsdurchlässigkeiten für Grundwasser zu erwarten.

Trotz hoher Durchlässigkeiten und ausreichender Grundwasserneubildung in den Zechsteingebieten ist hier jedoch auf Grund hydrochemischer Nutzungseinschränkungen (große Härten) und hoher Verschmutzungsempfindlichkeit das in diesen

Gesteinen fließende Grundwasser i.Allg. nicht für die lokale Versorgung zu verwenden, sodass hier das nutzbare Grundwasserdargebot gering ist.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 7 und 9 zu entnehmen.

### 3.8.3 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.3 Altmorschen–Lichtenauer Graben (Größe: 97 km<sup>2</sup>)

Der NNE–SSW streichende Altmorschen–Lichtenauer Graben bildet zusammen mit dem W von Wichte anschließenden E–W verlaufenden Beisheimer Graben die Grenze zwischen dem Nord- und Osthessischen Buntsandsteingebiet, also zwischen Einheit 1.3 und Einheit 5.1. Im Mittel 0,5–1 km breit, erweitert er sich N der Losse (bei Hessisch Lichtenau–Retterode) auf bis zu 6 km Breite – teilweise mit einem Mittelhorst – und schließt mit einem W Sporn an das Grabensystem von Kassel–Wickenrode an. Nördlich des Unterwerra-Sattels setzt sich das Grabensystem als S Verlängerung des Leine-Grabens mit N Streichrichtung fort.

Im Graben sind Gesteine des Oberen Buntsandsteins, Muschelkalkes und Keupers eingesenkt. Die Grabenrandstörungen weisen von SW nach NE zunehmende Versatzbeträge mit Gesamtsprunghöhen von über 300 m bei Hessisch Lichtenau auf. Die abgesunkenen Schichten lagern in zentralen Grabenteilen meist horizontal, in Randbereichen fallen sie stellenweise mit über 40° ein. Der Graben ist abschnittsweise deutlich asymmetrisch, teilweise besteht er aus einer einseitig stark eingesenkten verkippten Scholle.

Für eine Trinkwassernutzung geeignet sind vor allem die im Graben teilweise von Oberem Buntsandstein abgedeckten Schollen des Mittleren Buntsandsteins, insbesondere im zentralen, hier stark verbreiterten Grabenabschnitt NE von Hessisch Lichtenau. Die genutzten Schollen des Mittleren Buntsandsteins weisen – u.a. durch die Rötüberdeckung – hier teilweise gespannte Grundwasserverhältnisse auf und können sich wegen der ausgeprägten Querstörungen meist nur kleine Einzugsgebiete tributär machen; dadurch steht nur ein begrenztes Grundwasserdargebot zur Verfügung.

Die Ursache von teilweise variablen Ergiebigkeiten innerhalb dieser Teileinheit ist darin zu suchen, dass die Gesteine der Grabenfüllung verschiedenen Anteil an den Einzugsgebieten haben. Einzugsgebiete mit besonders großen Spenden dürften Grundwasserzuflüsse von außerhalb der Teileinheit 5.1.3 liegenden Gebieten erhalten, die aus Mittlerem Buntsandstein aufgebaut und ergiebige Grundwasserleiter sind. Andere Flächen liegen dagegen in weniger ergiebigen Teilbereichen wie z.B. dem Mittleren Muschelkalk. Dies führt zu niedrigeren Spenden und im Extremfall sogar zum Trockenfallen der Oberflächengewässer.

Besonders in Bereichen mit Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins und des Unteren und Oberen Muschelkalks kann in Einzelfällen ein nutzbares Grundwasserdargebot erschlossen werden.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 7 und 9 zu entnehmen.

### **3.8.4 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.4 Osthessischer Buntsandstein** (Größe: 418 km<sup>2</sup>)

Umschlossen vom Altmorschen–Lichtenauer Graben (Teileinheit 5.1.3) im W, dem Unterwerra-Sattel (Teileinheit 5.1.2) im N, der Netraer Störungszone, dem Ringgau (Teileinheit 5.1.5) und dem Richelsdorfer Gebirge (Teileinheit 5.1.6) im E sowie von Fulda und Ulfetal-Störung im S, lässt sich die Teileinheit auf Grund ihres geologischen Aufbaus und ihrer hydrogeologischen Eigenschaften in zwei Untereinheiten gliedern: W des Grabens von Vockenrode und seiner S Verlängerung bis Spangenberg sowie weiter nach SW bis Altmorschen stehen entlang des E Randes des Altmorschen–Lichtenauer Grabens in einem 1–4 km breiten Streifen überwiegend grabenwärts einfallende, häufig gut durchlässige Gesteine des Mittleren Buntsandsteins an. Östlich der beschriebenen Struktur sind mit allgemein leichtem Einfallen fast ausschließlich Gesteine des Unteren Buntsandsteins

sowie in inselartigen Aufdomungen wasserwirtschaftlich nicht nutzbare Karbonat-Gesteine des Zechsteins verbreitet.

Hydrogeologisch bedeutsam sind neben NW–SE verlaufenden Störungen und Grabenzonen insbesondere Störungszonen in NNE–SSW-Richtung. Diese und die sie begleitenden Klüfte stellen besonders wasserwegsame Bereiche dar; im E Teilgebiet können sie die Aufstiegsbahnen für höher mineralisierte Wässer aus dem Zechstein sein.

Für die Trinkwasserversorgung genutzt wird der Mittlere Buntsandstein in der W Teilscholle vor allem an den Grabenrändern und Störungszonen. Hier ist wahrscheinlich noch ein nennenswertes nutzbares Grundwasserdargebot vorhanden. Unterschiedliche Erschließungsergebnisse bei Spangenberg zeigen jedoch, dass in dieser Teilscholle hierfür oftmals ein höherer Aufwand erforderlich ist, dass aber örtlich auch Trinkwasser sogar für überörtliche Versorgungen aus dieser Untereinheit gewinnbar ist. Hydrochemische Einschränkungen durch höher mineralisierte Wässer sind in dieser Teilscholle im Buntsandstein nicht bekannt.

In der E Teilscholle dagegen fließen im Zechstein überharte Wässer, die örtlich auch zu einer Aufhärtung der im Unteren Buntsandstein fließenden Wässer beitragen. Ohne künstliche Enthärtung sind diese Wässer oftmals nicht für eine Trinkwassergewinnung geeignet (z.B. artesische Bohrung bei Nausis). Es ist deshalb auch nicht möglich, die in diesen Gesteinen rein rechnerisch gewinnbare Grundwasserneubildung für die Trinkwasserversorgung ohne kostenaufwändige Aufbereitung nutzbar zu machen. Durch die tektonische Beanspruchung des Gebirges weist der Grundwasserleiter hier teilweise eine höhere Gebirgsdurchlässigkeit auf, sodass trotz der geringen Gesteinsdurchlässigkeit des Unteren Buntsandsteins ein gewinnbares Grundwasserdargebot vorhanden ist. Insgesamt betrachtet stehen Brunnen mit relativ hohen Leistungs-Absenkungs-Quotienten zu einem großen Teil im Unteren Buntsandstein, da augenscheinlich in diesen Lagen die günstigeren tektonischen Bedingungen angetroffen wurden. So sind im Verbreitungsgebiet des Unteren Buntsandsteins relativ ergiebige Grundwasservorkommen in Bereichen vorhanden, in denen sich unterschiedliche Kluft- und Störungsrichtungen mit Subrosionsvorgängen überlagern, so z.B. bei Wehretal-Hoheneiche am Schnitt der westlichen Fortsetzung des NW–SE streichenden Netraer Grabens mit NNE–SSW verlaufenden Störungen.

Im Bereich des Hohen Meißners werden zusätzlich Quellen aus den das Mesozoikum überlagernden tertiären Vulkaniten genutzt. Das nutzbare Grundwasserdargebot ist hier erschöpft.

Das gewinnbare Grundwasserdargebot in dieser Teilscholle dürfte nur mit großem Aufwand steigerbar sein. Lokale Erschließungen wären in tektonisch beanspruchten Bereichen des Unteren Buntsandsteins möglich. Es ist aber davon auszugehen, dass auch im Mittleren Buntsandstein noch erfolgreiche Erschließungsmöglichkeiten gegeben sind. Im Besonderen kommen dafür Schollen am Rand des Altmorschen–Lichtenauer Grabens und des Sontraer Grabens in Frage.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 7 und 9 zu entnehmen.

### **3.8.5 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.5 Ringgau (Größe: 90 km<sup>2</sup>)**

In vorliegender Abgrenzung wird unter Ringgau die eingemuldetete Hochfläche des Muschelkalkes S des Grabens von Netra einschließlich der SE Fortsetzung des Sontraer Grabens im S der Teileinheit verstanden. Die sich N fast bis Weißenborn anschließenden Flächen des Unteren Muschelkalkes liegen fast ausschließlich über dem Vorfluter. Sie sind somit für die Grundwassernutzung ungeeignet und werden daher zur Teileinheit 5.1.1 gerechnet.

Die Kalksteine des Unteren Muschelkalkes sind gut durchlässige Grundwasserleiter (Karstgrundwasserleiter). Grundwassersohlschicht des in den hohlraumreichen Gesteinen des Unteren Muschelkalkes fließenden Grundwassers sind die unterlagernden, wassersperrenden Ton- und Schluffsteine des Oberen Buntsandsteins (Röt). Daher tritt das Wasser meist in Form von Überlaufquellen am Muldenrand an der Grenzfläche Röt/Muschelkalk mit stark wechselnden, niederschlagsabhängigen Schüttmengen zu Tage (Kressenteich- und Gemeindequelle in Breitau sowie die Quellen in Röhrda und Lüderbach). Auf Grund ihres geologischen Aufbaus ist diese Teileinheit ein natürliches Großlysimeter (TOUSSAINT 1979).

Bedingt durch das relativ große Hohlraumvolumen (Klüfte, Störungen und Schichtfugen können durch die Wirkung von CO<sub>2</sub>-haltigem Wasser zu karstartigen Hohlräumen erweitert sein) und die daraus resultierenden hohen Fließgeschwindigkeiten ist das Retentionsvermögen innerhalb des Grundwasserleiters gering und die Schüttung der Quellen schwankt stark in Abhängigkeit vom Niederschlag. Es ist z.B. bekannt, dass bereits 1–2 Tage nach Starkregen Schüttungsmaxima in der Kressenteichquelle, verbunden mit Eintrübungen, auftreten. Infolge des geringen Reinigungsvermögens der Gesteine des Unteren Muschelkalkes können Verunreinigungen daher schnell und über weite Entfernungen transportiert werden. Das Grundwasser des Unteren Muschelkalkes ist deshalb hygienisch gefährdet, zumal ausreichend mächtige, bindige und gut reinigende Deckschichten über dem verkarsteten Muschelkalk auf der Hochebene nicht flächendeckend vorhanden sind. Die größte Quelle des Gebietes, die Kressenteichquelle des Wasserwerkes Breitau, weist Schüttungsschwankungen zwischen 48 und 900 l/s bei einem Mittelwert von 290 l/s auf.

In dieser hydrogeologischen Teileinheit sollte das nutzbare Grundwasserdargebot nicht durch weitere Bohrungen erschlossen werden.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 7 und 9 zu entnehmen.

### **3.8.6 Hydrogeologische Teileinheit 5.1.6 Richelsdorfer Gebirge (Größe: 240 km<sup>2</sup>)**

Das Richelsdorfer Gebirge ist ein Aufbruch jungpaläozoischer Gesteine (Rotliegendes und Zechstein) im Bereich der Hunsrück–Oberharz-Schwelle und ihrer Querschwellen. Im N begrenzt durch den Sontraer Graben, reicht diese hydrogeologische Teileinheit im S bis an den südlichen NNW–SSE streichenden Abbruch der herausgehobenen Rotliegend-Scholle innerhalb der Teileinheit. Ihre Abgrenzung entspricht im W und im E im Wesentlichen der als Richelsdorfer Hoch bezeichneten paläogeographischen Teileinheit.

Nach ihrem geologisch-tektonischen Bau wird diese Teileinheit von drei Strukturen geprägt, die etwa in SE–NW-Richtung angelegt sind.

- Im S wird die Teileinheit von der bereits erwähnten herausgehobenen Scholle aus Rotliegend-Gesteinen aufgebaut. Diese bricht an ihrem Nordrand an einer mehrfach aufgefiederten Störungszone ab.
- Im N und W der Rotliegend-Scholle schließt sich ein allgemein flaches Tafelland aus Zechstein-Sedimenten an, das in sich stärker zerbrochen und tiefgründig verkarstet (sowohl Gips als auch Karbonatkarst) ist. Unterer Buntsandstein überdeckt im W meist großflächig den Zechstein, während er im zentralen Teil N des Rotliegend-Horstes nur in lokal begrenzten Einmündungen über Zechstein erhalten ist.
- Im E neigt sich ein zusammenhängendes Gebiet aus überwiegend Unterem Buntsandstein dem Ringgau zu. Zu dem diese Teileinheit im N und NE abschließenden Sontraer Graben tauchen die Gesteine des Buntsandsteins mit starkem Einfallen unter die Grabenfüllung aus Muschelkalk und Keuper ab, von ihm durch mehrere Verwerfungen mit nennenswerter Sprunghöhe getrennt.

Hydrogeologisch ist diese Teileinheit trotz wahrscheinlich ausreichender Grundwasserneubildung, aber wegen geogener (und anthropogener: ehemaliger Bergbau und Landwirtschaft) Nutzungseinschränkungen sowohl auf den Rotliegend- (As, Cu) als auch auf den Zechsteinflächen (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) ohne nennenswerte Bedeutung.

Möglichkeiten der Grundwassergewinnung bestehen neben vorhandenen, hygienisch aber gefährdeten Quellen nur durch Erschließung von schwebendem Grundwasser durch flache Bohrbrunnen im Unteren Buntsandstein, i.w. nur oberhalb der Hauptvorflut und daher nur mit geringer Leistung. Tiefere Bohrbrunnen im Unteren Buntsandstein werden meist aufsteigende härtere und für die Wasserversorgung ungeeignete Zechsteinwässer mit erschließen. Das Grundwasser im Muschelkalk des Sontraer Grabens ist meist hygienisch bedenklich und zudem durch erhöhte SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-Konzentrationen häufig für die Trinkwasserversorgung ungeeignet.

Das nutzbare Grundwasserdargebot in dieser Teileinheit ist, von lokalen Vorkommen abgesehen, weitgehend erschlossen.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 7 und 9 zu entnehmen.

### **3.9 Hydrogeologische Einheit 5.2 Buntsandstein des Fulda-Berglandes mit Knüll** (Größe: 2 282 km<sup>2</sup>)

Unterer und Mittlerer Buntsandstein bauen den S von Fulda und Ulfe liegenden Teil der Osthessischen Buntsandsteintafel auf. Im NE noch stärker herausgehoben, stehen hier paläozoische, insbesondere karbonatische Gesteine des Zechsteins (Aufbruch von Baumbach und Devon bei Mühlbach) und des Unteren Buntsandsteins an. Jüngere Gesteine von Oberem Buntsandstein (Röt) bis Keuper sind insbesondere in den NNE–SSW streichenden osthessischen Gräben erhalten geblieben.

Die Möglichkeiten zur Erschließung ausreichender Mengen an Grundwasser sind, vom Werra-Kali-Gebiet abgesehen, generell günstig.

#### **3.9.1 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.1 Fulda-Bergland, südlich der Fulda** (Größe: 711 km<sup>2</sup>)

Die hydrogeologische Teileinheit des Fulda-Berglandes wird im NE und E durch die Fulda, ab Bad Hersfeld durch ihre Nebenflüsse Haune und Eitra, im N und NW durch das Grabensystem von Altmorschen–Hessisch Lichtenau, Beisheim und Remsfeld und im W und SW durch den Mühlbacher Aufbruch und Kirchner Graben begrenzt. Im S und SE bilden die Gesteine des Muschelkalkes von Großenlüderer Graben, Fuldaer Becken und Eiterfelder Mulde eine lithologisch-tektonische Grenze. Die Fulda ist Hauptvorfluter und insofern eine hydrogeologisch deutlich ausgeprägte Grenze. Es ist davon auszugehen, dass sie natürlicherweise nicht unterströmt wird. Bei großen künstlichen Absenkungen der Grundwasseroberfläche wäre dies theoretisch zwar nicht völlig auszuschließen, doch wird es praktisch nicht auftreten. Die genannten Gräben sind hydraulische Barrieren, wenn in ihnen wenig durchlässige Gesteine eingesenkt sind.

Auf Grund des hydrogeologisch unterschiedlichen Verhaltens der diese Teileinheit aufbauenden Gesteine ist es sinnvoll, die größtenteils von Unterem Buntsandstein dominierte Teilfläche N des Grabensystems von Bad Hersfeld–Neuenstein und des Mühlbacher Aufbruchs getrennt von dem überwiegend aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins aufgebauten Gebiet S davon zu beschreiben.

Überwiegend aus Gesteinen des Unteren Buntsandsteins aufgebaut, ist die N Untereinheit durch die saxonische Tektonik zerlegt. Sie stellt sich als ein unruhiges Bruchschollenmosaik mit bevorzugten Bruchrichtungen in NE–SW/NNE–SSW- und SE–NW/ESE–WNW-Richtung dar. In der Umgebung der durch diese Tektonik entstandenen Elemente wurden die Schichten teilweise stark gekippt, sodass die Grabenränder, insbesondere im W und NW eine deutlich reduzierte hydraulische Leitfähigkeit aufweisen. Sie können somit auch als hydrogeologische Grenzen wirksam sein. Im E und W von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins eingefasst, weisen letztere jedoch auch hier i.Allg. die besseren Erschließungsmöglichkeiten für Grundwasser auf.

Im Bereich des Grabens von Bad Hersfeld–Neuenstein ist im Geistal ein größeres Grundwasservorkommen in den hier verbreiteten Sandsteinen des Unteren (und Mittleren) Buntsandsteins durch mehrere Brunnen für die Stadt Bad Hersfeld und die Gemeinde Neuenstein erschlossen. Brunnen im Unteren Buntsandstein mit z.T. guter Leistung werden auch von den Städten Bebra und Rotenburg genutzt.

Am Westrand dieser Untereinheit stehen die Brunnen des Wasserwerkes Remsfeld des Gruppenwasserwerkes Fritzlar–Homberg in Schichten des Mittleren Buntsandsteins in einer Grabenrandstaffelscholle des Remsfelder Grabens. Ansonsten sind hier nur Erschließungsversuche für die lokale Versorgung von Trinkwasser durchgeführt worden.

Die sich zwischen Hersfelder Graben im N und Fuldaer Becken im S erstreckende, rd. 10 km breite S Teilfläche des als Fulda-Bergland ausgewiesenen Gebiets wird überwiegend aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins aufgebaut. Auch diese Schichten sind durch tektonische Vorgänge sowohl flachwellig verbogen als auch großräumig zerbrochen und verstellt. Dominierend sind hier um die N–S-Richtung pendelnde sowie NW–SE, untergeordnet auch SW–NE verlaufende Störungszonen.

Der hier anstehende Mittlere Buntsandstein ist ein relativ ergiebiger Grundwasserleiter, sodass gegebenenfalls eine weitere Nutzung des Grundwasserdargebots trotz bereits bestehender Grundwasserförderung – insbesondere in der Umgebung von Breitenbach und Queck – erfolgreich sein müssten. Wie Beobachtungen an Tunneln der Neubaustrecke Hannover–Würzburg zeigen, weisen selbst die hier über dem Hauptvorfluter liegenden längeren Tunnelbauwerke wie Richthof- oder Dietershan-Tunnel relativ starke Schüttungen auf.

Da die hydrogeologische Teileinheit 5.2.1 vorwiegend aus Gesteinen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins aufgebaut wird, ist hinsichtlich des gewinnbaren Grundwasserdargebots der Grad der tektonischen Beanspruchung und die damit einhergehende Erhöhung der Trennfugendurchlässigkeit ein entscheidender Faktor für die Leistungsfähigkeit eines Brunnens. Im Fulda-Bergland sind hohe Brunnenergiebigkeiten daher vor allem in der Nähe zu den Rändern von Grabenstrukturen (z.B. Graben von Ersrode–Hainrode) und im Salzhangbereich (bevorzugt an Rändern von Subrosionsssenken) zu finden (Bad Hersfeld, Hauneck-Unterhaun, Burghaun, Hünfeld bzw. Wasserwerk Praforst). Die hohe Leistung der Bad Hersfelder Brunnen im Geistal und die der Bebraer und Rotenburger Brunnen im Unteren Buntsandstein wird auf intensive Zerklüftung im Kreuzungsbereich rheinisch und herzynisch streichender Störungen zurückgeführt. Insgesamt ist das vorhandene nutzbare Grundwasserdargebot (insbesondere in den Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins) nicht ausgeschöpft.

Tiefere Bohrungen erschließen jedoch örtlich höher konzentriertes und für die Grundwassernutzung ungeeignetes Wasser. Grundwasser mit höherem Lösungsinhalt ist bei Kleba im Platendolomit bekannt. Sulfathaltige Wässer wurden im Buntsandstein bei Ludwigsau-Hainrode, Hünfeld und Hünfeld-Großen-

bach erschlossen. Bei Burghaun-Rothenkirchen führt der Salzborn im Haunetal hohe Chlorid- und Sulfat-Konzentrationen. Im E der Teileinheit muss in größeren Tiefen und im Bereich des Salzhanges generell mit dem Einfluss von Zechstein-Wasser gerechnet werden.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 8 und 9 zu entnehmen.

### 3.9.2 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.2 Knüll (Größe: 389 km<sup>2</sup>)

Die Teileinheit Knüll wurde aus hydrogeologischen Gründen abweichend von der naturräumlichen Gliederung abgegrenzt und definiert.

Der Geisbach wurde im N der Teileinheit als Grenze zwischen dem weitgehend aus Unterem Buntsandstein aufgebauten, morphologisch stärker gegliederten N Fulda-Bergland (Teileinheit 5.2.1) und dem mehr aus Mittlerem Buntsandstein zusammengesetzten Mittelgebirge (dem Knüllgebirge) im S gewählt, im E bildet der Graben von Kirchheim eine tektonisch-hydrogeologische Grenze, im S stößt das Gebiet an die Bearbeitungsgebietsgrenze. Die Teileinheit wird überwiegend aus Gesteinen des Mittleren, untergeordnet aber auch des Unteren Buntsandsteins aufgebaut. Die Gesteine des Buntsandsteins werden häufig (vor allen im NW) von tertiären Basalten, teilweise auch von feinkörnigen Sedimenten vergleichbaren Alters überlagert. Im Wesentlichen von NE-SW (bis NNE-SSW) verlaufenden Störungen geprägt, haben die Schichten wechselndes Einfallen. Auf den Höhen im zentralen Bereich meist nur schwach einfallend, wird es ansonsten generell von den tektonischen Elementen, insbesondere an den Rändern der Teileinheit, bestimmt.

nigen Sedimenten vergleichbaren Alters überlagert. Im Wesentlichen von NE-SW (bis NNE-SSW) verlaufenden Störungen geprägt, haben die Schichten wechselndes Einfallen. Auf den Höhen im zentralen Bereich meist nur schwach einfallend, wird es ansonsten generell von den tektonischen Elementen, insbesondere an den Rändern der Teileinheit, bestimmt.

Das gewinnbare Grundwasserdargebot in diesem Gebiet ist unterschiedlich zu bewerten. Insbesondere die Flächen des Mittleren Buntsandsteins eignen sich auch hier ganz besonders für eine Erschließung von weiterem Grundwasser, eventuell auch zur Versorgung von Städten/Gemeinden außerhalb dieses Gebietes.

Der SSW-NNE streichende Graben von Oberaula-Raboldshausen, in dem Gesteine des Muschelkalkes und des Keupers eingebrochen sind, durchschneidet das Gebiet etwas E der Mitte. Obwohl der Muschelkalk als lokaler Grundwasserleiter hier starke Quellen speist, ist das in ihm fließende Grundwasser stark verschmutzungsempfindlich und daher für eine Erschließung durch Brunnen weniger gut geeignet.

In dem im E die Teileinheit abschließenden Kirchheimer Graben sind Gesteine des Oberen Buntsandsteins (Röt) und des Muschelkalkes eingebrochen. Das in den Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins fließende Grundwasser wird durch die überlagernden, gut reinigenden bindigen Schichten des Röts geschützt. Die Gemeinde Kirchheim hat dieses Vorkommen durch

Tab. 8. Hydrogeologische Parameter der Einheiten 5.2 und 5.3.

Nr. der Teileinheit		5.2.1	5.2.2	5.2.3	5.2.4	5.2.5	5.3.0
Größe	[km <sup>2</sup> ]	711	389	276	158	748	285
vorherrschende Formation*		su + sm	sm (su)	sm (su)	sm + m	sm (m)	m (sm)
ΣΔQ	Abfluss, gemessen [l/s]	202	382	90	90	999	351,5
ΣΔA <sub>Eo</sub>	Fläche (Teileinzugsgebiete) [km <sup>2</sup> ]	186	285	87	74	741	196
Δq	Abflussspende [l/(s·km <sup>2</sup> )]	1,09	1,34	1,03	1,22	1,35	1,8
<b>Korrekturfaktoren am Pegel für</b>							
Au	MoMNO/MQ <sub>beob.</sub>	2,4	1,8	2,6	2,8	2,8	3,2
min. Au	SoMNO/MQ <sub>beob.</sub>	1,9	1,4	1,9	1,9	1,95	2,4
<b>korrigierte Abflussspende</b>							
A <sub>u</sub>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	2,6	2,4	2,7	3,4	3,8	5,8
min A <sub>u</sub>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	2,0	1,9	2,0	2,3	2,6	4,3
<b>direkter Abfluss in große Vorfluter</b>							
	[l/s]	300	50	100	35	55	-
entsprechend	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	0,42	0,13	0,36	0,22	0,07	-
<b>nach Korrektur direkter Abfluss</b>							
A <sub>u</sub>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3,0	2,5	3,1	3,6	3,7	-
min A <sub>u</sub>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	2,4	2,0	2,4	2,5	2,5	-
<b>Zu-/Ableitungen aus den Teileinheiten</b>							
	[l/s]	200	60	60	40	200	20
entsprechend	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	0,29	0,15	0,22	0,25	0,27	0,07
<b>nach Korrektur (Zu-/Ableitungen)</b>							
A <sub>u</sub>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3,3	2,7	3,3	3,9	4,0	5,9
min A <sub>u</sub>	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	2,7	2,2	2,6	2,8	2,8	4,4
<b>berechnete Grundwasserneubildung</b>							
	[l/(s·km <sup>2</sup> )]	3,3	2,7	3,3	3,9	4,0	5,9
<b>Grundwasserdargebot, gerundet</b>							
	[l/s]	2 350	1 050	911	611	2 992	1 681
Reduktion auf gewinnbares Grundwasserdargebot	[l/s]	1 180	473	456	245	1 496	840
Reduktion auf nutzbares Grundwasserdargebot	[l/s]	470	200	100	130	500	250

\* su: Unterer Buntsandstein, sm: Mittlerer Buntsandstein, m: Muschelkalk

zwei Brunnen bereits erschöpfend erschlossen. Da dieser Graben nur ein eng begrenztes Einzugsgebiet hat – der genutzte Grundwasserleiter wird an den Seiten tektonisch bedingt teilweise von geringer durchlässigen Schichten des Unteren Buntsandsteins begrenzt –, wurde das Vorkommen zeitweise schon übernutzt.

Auf Grund seiner Höhenlage – die Höhen werden überwiegend von den besser speichernden Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins aufgebaut – und dem damit verbundenen höheren Jahresniederschlag sowie der daraus resultierenden höheren Grundwasserneubildung ist dieses Gebiet auch heute noch insgesamt ein Grundwasserüberschussgebiet. Berücksichtigt werden muss allerdings, dass ein Teil des nutzbaren Grundwasserdargebots dieses Gebietes wegen des Truppenübungsplatzes Schwarzenborn nicht für eine Trinkwassererschließung zur Verfügung steht.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 8 und 9 zu entnehmen.

### **3.9.3 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.3 Werra-Kali-Gebiet (Größe: 276 km<sup>2</sup>)**

Von der Ulfetal-Störung im N, den Flüssen Fulda, Haune und Eitra im W und der Eiterfelder-Mulde im S begrenzt, weist das Werra-Kali-Gebiet einen dem Fulda-Bergland (Teileinheit 5.2.1) vergleichbaren geologisch-tektonischen Bau auf, auch wenn hier größere Gräben weitestgehend fehlen und die Intensität der Zerklüftung durch das darunter liegende Werra-Salinar abgemindert ist.

Überwiegend aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins zusammengesetzt – nur im NW und NE sind größere Flächen von Unterem Buntsandstein bedeckt –, wären die natürlichen hydrogeologischen Voraussetzungen infolge relativ hoher Grundwasserneubildung für eine Grundwassernutzung prinzipiell als günstig anzunehmen. Örtlich teilweise bis in das Erschließungsniveau aufsteigende, unter Zechsteineinfluss stehende, höher konzentrierte Grundwässer (teilweise vermischt mit Salzabwässern) schränken die Grundwassergewinnung jedoch besonders im (inneren) Salzhangbereich ein. Die lithologische Ausbildung des Buntsandsteins kann zwar örtlich eine Trennung in verschiedene Grundwasserstockwerke hervorrufen, großräumig ist jedoch der Buntsandstein ein hydraulisch einheitlicher Klufgrundwasserleiter. Besonders im Salzhanginnenbereich sind erhöhte Durchlässigkeiten vorhanden.

Für eine begrenzte Nutzung des vorhandenen Grundwasserdargebots zur örtlichen Versorgung bieten sich nur noch wenige Gebiete an, ansonsten ist das vorhandene nutzbare Grundwasserdargebot weitgehend ausgeschöpft. Solche Ersatzererschließungen für die ansässigen Versorgungsträger dürften insbesondere im Ostteil des Gebietes mit hohem Aufwand verbunden sein. Das im Salzhangbereich vorhandene gute Grundwasserdargebot im Buntsandstein ist durch am inneren Salzhangrand aufsteigen-

de Zechsteinwässer in seiner Nutzung eingeschränkt. Diese können besonders in den – tektonisch überprägten – tiefgelegenen Talauenbereichen, auch in Verbindung mit Basaltgängen, aufsteigen. Die natürlichen Aufstiegszonen sind zudem im Werratal bei Heringen und in geringerem Maße im Einzugsgebiet der Solz (Breitzbach) ein Aufstiegsweg für Plattendolomitwässer mit Salzabwasseranteilen aus der Salzabwasserversenkung der Kaliindustrie. Auf Grund der durch die Versenkung erhöhten Grundwasserdruckfläche im Plattendolomit und die anthropogen erhöhte Mineralisation verursachen diese Wässer eine zusätzlich erhöhte Salzkonzentration im Buntsandstein.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 8 und 9 zu entnehmen.

### **3.9.4 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.4 Fuldaer Becken (Größe: 158 km<sup>2</sup>)**

Die NW–SE streichenden Grabenstrukturen von Großenlüder und Fulda-Pilgerzell sind lithologisch durch das Ausstreichen von Ton-/Schluffsteinen des Oberen Buntsandsteins (Röt) und jüngeren Schichtgliedern der Trias (Unterer Muschelkalk bis Mittlerer Keuper) gekennzeichnet. Die Teileinheit Fuldaer Becken umfasst darüber hinaus noch das sich nach NE ausdehnende, durch größere Subrosionssenken gekennzeichnete Gebiet von Petersberg-Marbach. Im Osten wird sie durch den NNE–SSW streichenden Graben von Weyhers abgeschlossen.

In ihrer Anlage von NW–SE streichenden Störungen geprägt, vergittern sich vor allem im Bereich des Senkungsgebietes von Petersberg-Marbach NE–SW verlaufende Strukturen mit den grabenbildenden (NW–SE verlaufenden), jungmesozoisch angelegten Störungen. NE–SW verlaufende Störzonen bestimmen auch die Grabenstruktur von Weyhers; in NW–SE-Richtung durchziehende Querstörungen zerlegen auch hier die Grabenfüllung und bewirken ihren schollenförmigen Aufbau. Durch Grundwasserbewegungen, insbesondere entlang der NW–SE verlaufenden Klüfte und Störzonen, ist hier der tiefere Grabenuntergrund durch Subrosion weitgehend salzfrei.

Während die Senkungsbewegungen im Großenlüderer Graben, den Gräben von Fulda-Pilgerzell und Weyhers im Jungmesozoikum bis Alttertiär initiiert wurden, muss auf Grund der pleistozänen Füllung im Senkungsgebiet von Petersberg-Marbach hier auch eine quartäre Absenkung angenommen werden. Die Horst- und Grabenschollen im Fuldaer Becken werden durch Subrosionstrichter unterschiedlichen Alters von einigen 10 m bis mehreren 1000 m Durchmesser überprägt. Die jüngsten sind mit bis zu 80 m mächtigen pleistozänen Sedimenten gefüllt. Die das Becken randlich begrenzenden Schwellen bringen Mittleren, seltener Unteren Buntsandstein an die Oberfläche.

Die in den Grabenzonen abgesenkten nahezu undurchlässigen Gesteine des Röts, des Mittleren Muschelkalkes und des Keupers sind Zonen deutlich verringerter hydraulischer Durchlässigkeit und sind deshalb Barrieren für den unterirdischen Ab-

fluss. Mehrere Wasserwerke (Fulda-West, Ebersburg-Schmalnau) nutzen den Stau vor solchen Barrieren zur Trinkwassergewinnung durch Tiefbrunnen im Mittleren Buntsandstein. Nur an wenigen Stellen werden die genannten Grabenstrukturen durch Störungen jungen Alters durchschnitten. Hydrogeologisch von Bedeutung ist in den Gräben von Großenlüder und Fulda-Pilgerzell insbesondere die etwa N-S verlaufende Störungs- und Zerrüttungszone im Fuldataal südlich von Fulda, die auch die Scharnierzone zwischen dem Großenlüderer und dem Fulda-Pilgerzeller Graben durchschneidet. An ihr wandern von S Natrium-Chlorid- und Sulfat-haltige Wässer aus dem Zechstein in die jüngeren Schichten des Buntsandsteins im Fuldataal ein. Auch im Gebiet von Bad Salzschlirf und Großenlüder steigen an derartigen Störungen hoch konzentrierte Mineralwässer aus dem Zechstein an die Oberfläche.

Für die Trinkwassergewinnung genutzt wird eine von den saonischen Grabenstrukturen von Großenlüder und Fulda-Pilgerzell durch zwei NE streichende Querverbindungen eingeschlossene Buntsandsteinscholle. Brunnen der GWV Fulda gewinnen hier weiches Kluftgrundwasser aus der Solling- und der unterlagernden Hardegsen-Folge des Mittleren Buntsandsteins, die von meist nur einigen Metern mächtigen Sedimenten des Oberen Buntsandsteins (Röt-Tone) überdeckt wird und teilweise im näheren Einzugsgebiet zu Tage treten und dort intensiver landwirtschaftlicher Nutzung unterliegen. Ansteigende Nitratkonzentrationen im SE Teil der Brunnenreihe unterstreichen diesen Einfluss. Infolge der abdichtenden Wirkung der Randschollen ist das Einzugsgebiet begrenzt, bzw. nur über die genannte Störungszone nach S geöffnet.

In zwei dieser Brunnen ist inzwischen durch zuströmendes Tiefenwasser das Wasser schon so hoch mineralisiert, dass es nicht mehr für die Trinkwasserversorgung herangezogen werden kann. Da auch die anderen Brunnen eine zwar geringere, aber insgesamt steigende Mineralisation aufweisen, ist das Vorkommen übernutzt. Wegen einer hygienischen Gefährdung durch zutretendes Grundwasser aus dem belasteten Porengrundwasserleiter der Fulda-Aue in den genutzten Kluftgrundwasserleiter durch „Fenster“ in den schützenden Deckschichten sollte die Gesamtentnahme eher gedrosselt werden. Das nutzbare Grundwasserdargebot muss somit als weitgehend erschlossen gelten.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 8 und 9 zu entnehmen.

### **3.9.5 Hydrogeologische Teileinheit 5.2.5 Landrücken - Rhön (Größe: 748 km<sup>2</sup>)**

Diese Teileinheit umfasst im E und S die hessischen Anteile von Rhön und Landrücken und im W das Kaligebiet von Neuhoof und die Ausläufer des Vogelsberges. Nach NW wird es durch das Grabensystem von Großenlüder und Fulda-Pilgerzell (Teileinheit 5.2.4), nach NE durch die Eiterfelder Mulde mit der Kuppenrhön (Teileinheit 5.3.0) abgeschlossen.

Im Verbreitungsgebiet des Mittleren Buntsandsteins sind in NNE-SSW verlaufenden Gräben und den sie teilweise zerschneidenden NW-SE verlaufenden Grabenstrukturen vor allem Gesteine der höheren Trias (Röt bis Mittlerer Keuper) eingebrochen. Diese Gräben zerteilen mit den in ihnen abgesenkten, teilweise gering durchlässigen Schichten die Buntsandsteinfläche auch hydrogeologisch bzw. hydraulisch in Schollenpolygone. Aber auch in pseudotektonisch durch Subrosion des Zechsteinsalinars entstandenen Senkungsgebieten sind teilweise noch Gesteine des Oberen Buntsandsteins sowie des Unteren und Mittleren Muschelkalkes erhalten.

Die diskordante Auflagerung der vulkanischen Gesteine des Tertiärs in Rhön, Landrücken und Vogelsberg auf die triassischen, teilweise aber auch tertiären Sedimente zeigt, dass bereits zu dieser Zeit (vor rd. 20 Mio. Jahren) ein ausgeprägtes Schollenmosaik mit beträchtlichen Verstellungen entwickelt war. Jüngere Bewegungen bewirkten zwar lokal noch Heraushebungen (z.B. Hoch-Rhön), das tektonische Bild dieser Teileinheit wurde aber nur noch unwesentlich verändert.

Während für die Trinkwassergewinnung durch Bohrbrunnen die überwiegend bis an die Geländeoberfläche anstehenden Gesteine des Mittleren Buntsandsteins genutzt werden können, erlauben die meist morphologisch höher gelegenen Gesteine des Muschelkalkes und des basaltischen Tertiärs von Rhön und Landrücken in der Regel nur eine Nutzung von Quellen; zunehmende anthropogene Belastungen schränken hier die Nutzungsmöglichkeiten ein. Im basaltischen Tertiär gibt es lediglich einen 200 m tiefen Brunnen im Bereich der Wasserkuppe.

Eine weitere Nutzung des Grundwasserdargebots in dieser Teileinheit ist in geringem Umfang möglich, wobei zur Gewinnung der nutzbaren Grundwasserneubildung sicher ein höherer technischer und finanzieller Aufwand erforderlich sein wird. Dies auch deswegen, weil durch die erwähnte Aufteilung der Buntsandsteinflächen durch die sogenannten „Osthessischen Gräben“ in Schollenpolygone an Störungszonen mit hydraulisch stark verminderter Durchlässigkeit die durch Erschließungsmaßnahmen nutzbar zu machenden Grundwasservorkommen oft nur eng begrenzte Ausdehnungen haben.

Höher konzentriertes Grundwasser begrenzt im SW-Teil der Einheit die Nutzungsmöglichkeiten in geogener Hinsicht (z.B. Brunnen bei Neuhoof zeigen bei starker Beanspruchung einen Anstieg des Salzwasseranteils im gefördertem Wasser). Westlich und NW von Neuhoof ist über dem intakten Salinar die Tektonik abgeschwächt; zudem liegen die Grundwasserspiegel sehr tief und kommunizieren nur mit den Hauptvorflutern, z.B. der Fliede. Im Lüttertal, dem oberen Fuldataal und im Döllbachtal steigt gasförmige Kohlensäure auf und begründet zwei leistungsstarke Mineralbrunnenbetriebe, die allerdings überwiegend mineralarmes Grundwasser aus Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper (aus dem Graben von Weyhers) fördern und vertreiben.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 8 und 9 zu entnehmen.

### 3.10 Hydrogeologische Einheit 5.3 Rhön mit Eiterfelder Mulde

(Größe: 285 km<sup>2</sup>)

Unter der (Spahl-)Eiterfelder Mulde wird die NW–SE streichende Einsenkung von Gesteinen des Oberen Buntsandsteins (Röt), Muschelkalkes und Keupers in die Schichten des Mittleren Buntsandsteins verstanden. Tektonisch von Bedeutung sind vor allem Klüftzonen in N–S-Richtung, im NE aber auch solche mit NW–SE-Verlauf. Diese Linien sind neben vorhandenen Karsthöhlen Hauptfließwege für das Grundwasser. Die Schichten des Unteren Buntsandsteins sind nur gering durchlässig und führen daher zu einer Stockwerksgliederung des Grundwasserleiters.

Unter der aus Ton-Schluffsteinen bestehenden Abfolge des höheren Zechsteins einschließlich des Bröckelschiefers befindet sich ein langsam fließendes, hoch konzentriertes Grundwasser im Plattendolomit. Darüber bewegt sich in den Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins ein nicht so hartes Grundwasser. Vorwiegend über N–S streichende Klüfte und Störungen in dieser Richtung aufsteigendes, stark gespanntes Grundwasser aus den Schichten des Zechsteins kann auch in den Schichten des Buntsandsteins örtlich zu einer Aufhängung führen.

Das in den Schichten von Muschelkalk und Keuper fließende Grundwasser ist durch Subrosion in diesen Gesteinen selbst auf-

Tab. 9. Übersicht über die hydrogeologischen Parameter aller Teileinheiten.

Teileinheit	Fläche [km <sup>2</sup> ]	mittlere Grundwasser- neubildung [l/(s·km <sup>2</sup> )]	Grundwasser- dargebot [l/s]	gewinnbares Grundwasser- dargebot [l/s]	nutzbares Grundwasser- dargebot [l/s]
1.1.1 Arolsen–Schlierbacher Scholle, nördl. Teil	270	3,0	810	490	300
1.1.1 Arolsen–Schlierbacher Scholle, mittl. Teil	120	3,0	360	140	70
1.1.1 Arolsen–Schlierbacher Scholle, südl. Teil	170	2,5	420	170	100
1.1.2 Ense-Scholle	31	6,0–7,0	185–217	120	40–70
1.1.2 Meininghausener Scholle	53	4,0–4,7	210–250	140	50–100
1.1.2 Vasbecker Scholle	35	4,8–6,7	170–235	150	50–90
1.1.3 Wolfhagen–Naumburger Graben	74	4,5	330	165	100
1.1.4 Isthia-Scholle i.e.S.	77	4,0	300	260	156
1.1.4 Isthia-Scholle, südl. Teil	60	0,5			
1.1.5 Buntsandstein der Frankenberger Bucht	241	2,8–3,6	750	525	315
1.2.1 Zechstein nördlich des Kellerwaldes	126	4–5	500 (–600)	250 (–300)	80 (–100)
1.2.2 Zechstein der Frankenberger Bucht, Teilgeb. 1	25	2–2,5	50–63	40	30
1.2.2 Zechstein der Frankenberger Bucht, Teilgeb. 2	25	2	50	40	20
1.2.2 Zechstein der Frankenberger Bucht, Teilgeb. 3	27	1–2	27–54	25	20
2.1.0 u. 2.2.0 Tertiär der Niederhessischen Senke	618	2,7	1 670	330	?
2.3.0 Quartär der Eder- und Schwalm-Niederung	62			*	*
2.4.1/2.4.2 Röt und Muschelkalk d. Kasseler Grabens	569	4,8	2 730	900	225
1.3.1 Reinhardswald	412	4,9	2 000	1 400	1 000
1.3.2 Kaufunger Wald	98	3,3	325	215	160
1.3.3 Söhre und Melsunger Bergland	363	2,7	1 000	700	600
3.1.1 Waldecker Upland	235	1,0	234	55	28
3.1.2 Kellerwald	402	0,8	335	83	56
3.1.3 Ederbergland	353	0,6	201	44	22
5.1.1 Werra-Gebiet (Eschwege–Witzenhausen)	345	3,0	1 000	500	250
5.1.2 Werra-Grauwackengebirge	88				0
5.1.3 Altmorschen–Lichtenauer Graben	97	2,0	190	80	40
5.1.4 Osthessischer Buntsandstein	418	3,0	1 200	480	240
5.1.5 Ringgau	90	4,2	380	270	< 25**
5.1.6 Richelsdorfer Gebirge	240				0
5.2.1 Fulda-Bergland	711	3,3	2 350	1 180	470
5.2.2 Knüll	389	2,7	1 050	473	200
5.2.3 Werra-Kaligebiet	276	3,3	911	456	100
5.2.4 Fuldaer Becken	158	3,9	611	245	130
5.2.5 Landrücken-Rhön	748	4,0	2 992	1 496	500
5.3.0 Rhön mit Eiterfelder Mulde	285	5,9	1 681	840	250
Summen	8 291		25 022	12 262	5 602

\* gewinn- und nutzbares Grundwasserdargebot stark von lokalen Gegebenheiten abhängig, u.a. auch vom Anteil an infiltriertem Oberflächenwasser

\*\* entspricht der derzeitigen Förderung

gehärtet, kann örtlich aber auch durch aufsteigendes höher mineralisiertes Grundwasser aufgehärtet sein. Da gut reinigende Deckschichten meist nicht in ausreichender Mächtigkeit abgelagert wurden bzw. nicht erhalten sind, ist das Grundwasser qualitativ gefährdet und eine Nutzung von Grundwasser in dieser Einheit trotz ausreichender Grundwasserneubildung schwierig, aufwändig und kostenintensiv. Bakteriologische Beanstandungen sind häufig (z.B. Quelfassung Eiterfeld-Soisdorf).

Die basaltischen Gesteine der Kuppenrhön enthalten nur schwebende Grundwasserstockwerke, deren Grundwasser in meist hygienisch gefährdeten Quellen, oft an der Grenze Oberer Buntsandstein zu Basalt(-tuff)-Überdeckung, zu Tage tritt. Grundwasser mit höherem Lösungsinhalt wurden aber auch im SE der

Eiterfelder Mulde (Rasdorf, Tann/Rhön, beide mit hohen Sulfat-Konzentrationen) angetroffen.

In der Einheit gibt es auf Grund der geringen Besiedlungsdichte nur wenig Bohrbunnen. Die kleinen Gemeinden werden überwiegend durch Quelfassungen im Röt und im Muschelkalk versorgt. Da die Nutzung des Grundwassers in dieser Einheit hauptsächlich über Quellen erfolgt, sind bei erhöhtem Bedarf generell weitere Erschließungen über Brunnen möglich, so z.B. im Einzugsgebiet der Ulster mit Grüsselbach und Taft und im Nüsttal.

Gewinnbares und nutzbares Grundwasserdargebot sind Tab. 8 und 9 zu entnehmen.

## 4. Schriftenverzeichnis

- DIEDERICH, G., FINKENWIRTH, A., HÖLTING, B., KAUFMANN, E., RAMBOW, D., SCHARPPE, H.-J., STENGEL-RUTKOWSKI, W. & WIEGAND, K. (1991): Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1:300 000. – Geol. Abh. Hessen, **95**, 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Kt.; Wiesbaden.
- Hessischer Minister für Landwirtschaft und Umwelt (HMLU, 1971): Sonderplan Wasserversorgung Nordhessen. – 102 S., 27 Abb., 23 Tab., 14 Ktn.; Wiesbaden.
- Hessischer Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft (HMLF, 1964): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda. – 197 S., 74 Abb., 136 Tab., 78 Ktn., Wiesbaden.
- SCHRAFT, A. (2002): Grundwasserneubildung und nutzbares Grundwasserdargebot im Einzugsgebiet der Ense-Scholle südwestlich von Korbach, Landkreis Waldeck-Frankenberg (Nordhessen). – Geol. Jb. Hessen **129**: 103–116; Wiesbaden.
- TOUSSAINT, B. (1979): Der Ringgau, ein natürliches Großlysimeter – dargestellt am Wasserhaushalt der Breitauer Kressenteichquelle unter besonderer Berücksichtigung der Karsthydrogeologie. – Geol. Jb., **C21**: 99–135, 10 Abb., 11 Tab.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 18.12.2001, angenommen am 01.02.2002

**Anlage** (siehe Umschlagklappe)

**Die hydrogeologischen Einheiten Nordhessens 1: 300 000.**

JOSEF PAUL<sup>1</sup>

# Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke

## Kurzfassung

Lithologie, Sedimentstrukturen, Mineralogie und Farben des Röts der nördlichen Hessischen Senke werden anhand eines vollständigen Profils beschrieben, das von zwei Kernbohrungen stammt, die bei Borken in der Achse der Hessischen Senke abgeteuf wurden. Der Röt besteht im Wesentlichen aus sandig-mergeligen Ton-Siltsteinen. Nur sehr untergeordnet kommen reine Tonsteine, Sandsteine, Dolomite und Gipse vor. Steinsalz wurde wahrscheinlich abgeschieden, ist aber im Laufe der Zeit subrodiert worden. Die wichtigsten Sedimentstrukturen sind Entwässerungsstrukturen. Sie können so intensiv werden, dass das Sediment sekundär homogenisiert wurde. Trockenrisse sind eher selten. Illit und Corrensit sind die häufigsten Tonminerale. Daneben kommen noch Chlorit, Smektit und gelegentlich Kaolinit vor. Dolomit und der in hypersalinen Bereichen vorkommende Magnesit sind die wichtigsten Karbonatminerale des Röts. Der untere und der oberste Röt sind vorwiegend grau, wäh-

rend der mittlere Röt rot, stellenweise violettstichig ist.

Die Beckenrand-Fazies der nördlichen Hessischen Senke und die Schwellenfazies der Eichsfeld-Schwelle zeigen in vielem eine ähnliche Entwicklung. Auf der Schwelle fehlen aber Steinsalze, während umgekehrt die Gipse und Karbonate einen viel größeren Anteil einnehmen. Insbesondere sind partikuläre Karbonate an die Schwelle gebunden. Sowohl Körper als auch Spurenfossilien sind im Röt infolge ungünstiger Lebensbedingungen äußerst selten. Nur Pollen und Sporen kommen stellenweise vor und können zur Korrelation mit der alpinen Trias herangezogen werden.

Die lithostratigraphische Untergliederung des Röts nach HINZE, die vorwiegend faziellen Gesichtspunkten folgt, kann in weiten Teilen Nord- und Mitteleuropas angewendet werden. In der nördlichen Hessischen Senke wurden die Sedimente des Röt 1 und des obersten Röt 4 in einem evaporitischen Meer abgelagert.

Röt 2 und unterer Röt 4 stammen von einer Küsten-Sabkha. Der Röt 3 ist auf Grund seiner Korngrößen-Verteilung, Zusammensetzung und Sedimentstrukturen äolischen Ursprungs.

Tektonische Bewegungen, Fluktuationen des Meeresspiegels und Klima-Änderungen sind die wichtigsten Faktoren, die die Sedimentation steuern. Der Röt der nördlichen Hessischen Senke zeigt eine kontinuierliche Subsidenz am Rand des Germanischen Beckens an. Die Schwellenbereiche haben an der Subsidenz nur verminderten Anteil. Sequenzstratigraphisch lassen sich drei Transgressions-/Regressions-Zyklen erkennen, deren Grenzen weitgehend mit den lithostratigraphisch definierten Grenzen der einzelnen Rötschichten übereinstimmen.

Sedimentstrukturen, Pollen und Sporen deuten auf ein semiarides Klima. Nur während des Röt 3 war es deutlich stärker arid.

## Abstract

Lithology, sedimentary structures, mineralogy and colours of the Röt Folge (Upper Buntsandstein, Lower Triassic) are described from two cores drilled near Borken in northern Hesse. The drilling site is located at the axis of the Mesozoic and Cainozoic Hessian Depression which extended N-S between the Rhenish Massif in the west and the Eichsfeld–Altmark

Palaeohigh in the east. The sediments consist mainly of clayey, sandy, dolomitic siltstones. Carbonates and gypsum are present only in minor amounts. A dissolution breccia indicates that rock salt which is now completely dissolved was precipitated in the lower Röt. Water escape structures are the most frequent sedimentary structures whereas desiccation

cracks are relatively rare. In some sections these dewatering processes homogenized the sediments. Illite and corrensite are the most important clay minerals, chlorite and smectite occur only in small amounts. Dolomite is present as carbonate mineral. The majority of the sediments are reddish, only the lower and the uppermost sections are grey.

<sup>1</sup> Prof. Dr. J. Paul (e-mail: jpaul@gwdg.de), Göttinger Zentrum für Geowissenschaften, Abt. Sedimentologie/Umwelt, Goldschmidt-Str. 3, D-37077 Göttingen

The described cores are characteristic of the basinal facies. At palaeohighs, rock salt is missing whereas carbonates and gypsum take larger proportions. Especially, grainy carbonates are restricted to the palaeohighs.

Shelly fauna as well as trace fossils are almost completely missing due to environments which were unfavourable for life. Only pollen and spores are present in some sections. They permit to correlate the Röt sediments with the Alpine Triassic.

The lower Röt (Röt 1 Member) is de-

posited in an hypersaline sea. The sediments of the Röt 2 and Röt 4 Members originate from coastal sabkha environments. Structureless red brown sediments of silty grain size (Röt 3 Member) are interpreted as eolian dust deposits or a variety of palaeo-loess which was blown out from exposed mudflats at times of lowered groundwater tables. Controlling factors of Röt sedimentation were tectonic movements, fluctuations of the sea level and changes of climate. A continuous subsidence of the northern Hessian de-

pression is indicated by the sediments. At palaeohighs, the amount of subsidence is decreased in comparison with basinal areas. Three cycles of transgressions/regressions can be traced from the base to the top of the Röt.

The climate can be estimated on the basis of sedimentary structures and pollen and spores. The lower Röt sediments were deposited under semi-arid conditions whereas the upper part is more arid. The climax of aridity was during the Röt 3.

## Inhaltsverzeichnis

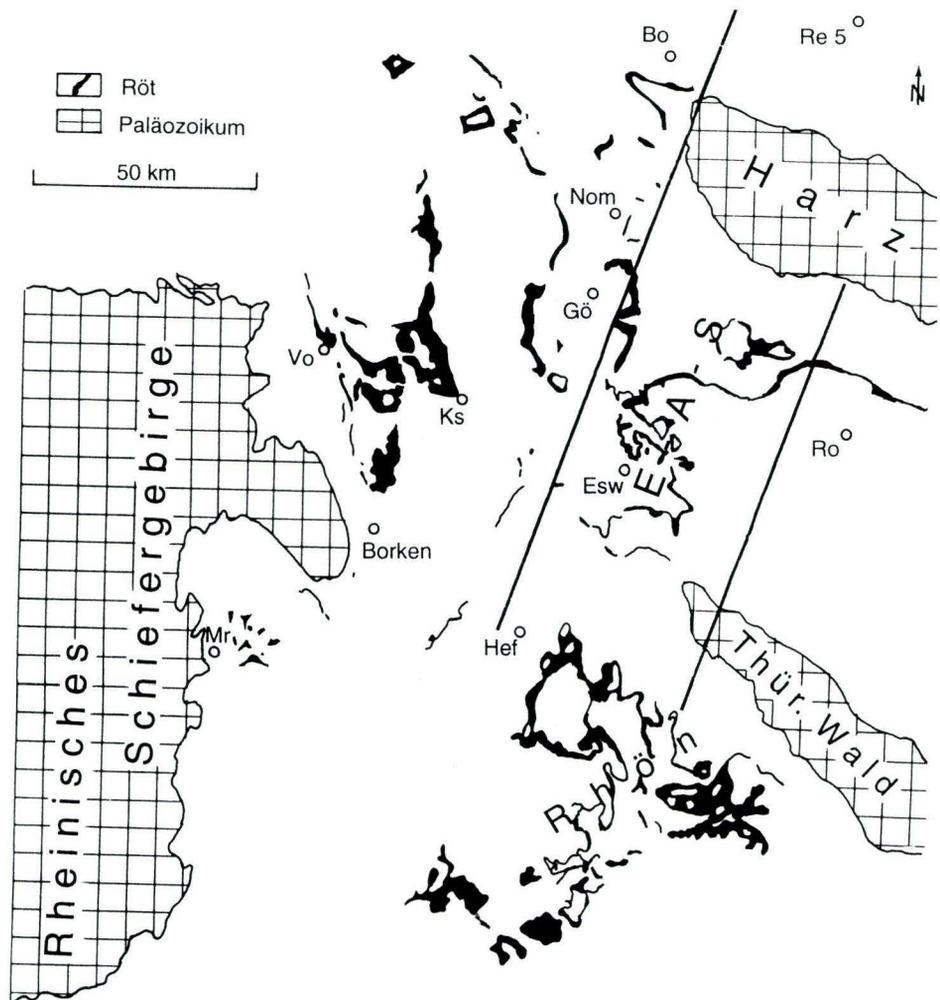
1. Einleitung und Zielsetzung	57
2. Material und Untersuchungsmethoden	58
3. Befund	58
3.1 Lithologie des Röts in den Bohrungen Borken K 47 und K 30a	58
3.2 Sedimentstrukturen	63
3.3 Tonminerale	64
3.4 Karbonat-Minerale	65
3.5 Karbonat-Gehalte	65
3.6 Pyrit	66
3.7 Farben der Sedimente	66
3.8 Regionaler Vergleich der sedimentären Parameter	66
4. Diskussion und Interpretation	69
4.1 Lithostratigraphie	69
4.2 Biostratigraphie	69
4.3 Liefergebiete der Röt-Sedimente	70
4.4 Fazies und Genese	71
4.4.1 Farben der Sedimente	71
4.4.2 Fluviatile Fazies	71
4.4.3 Salinar-marine Fazies	71
4.4.4 Sabkha-Fazies	72
4.4.5 Äolische Fazies	72
4.4.6 Böden	73
5. Steuernde Faktoren der Sedimentation	74
5.1 Tektonik	74
5.2 Fluktuationen des Meeresspiegels	75
5.3 Klima	76
6. Ausblick	76
7. Schriftenverzeichnis	77

## 1. Einleitung und Zielsetzung

Nach den mächtigen Evaporit-Ablagerungen des permischen Zechsteinmeeres kam es im Oberen Buntsandstein, dem Röt, zu einer erneuten marinen Transgression. In Norddeutschland, dem Zentrum des Beckens, sedimentierten mächtige Salzschiefer, während in Süddeutschland fluviatile Sande und Delta-Ablagerungen vorherrschten. Zwischen diesen Bereichen lag ein Abschnitt, der von einer breiten Küstensabkha eingenommen wurde. Die Subsidenz des Untergrundes wurde durch Zufuhr und Akkumulation von klastischen Sedimenten aus dem Süden und Präzipitation von Salzen ausgeglichen, sodass die Sedimentoberfläche jeweils in der Nähe des Meeresspiegels blieb. Jedoch bedingten Fluktuationen des Meeresspiegels und Änderungen des Klimas Verlagerungen der Faziesgürtel. Auch Schwellen, die infolge verringerter synsedimentärer Absenkung geringere Sedimentmächtigkeiten als benachbarte Becken aufwiesen, führten zu Änderungen der Fazies. So sind das nördliche Hessen und südliche Niedersachsen Teil der Hessischen Senke, die etwa vom Harzrand bis in die Wetterau reicht und die sich vom unteren

Perm bis in das Tertiär verfolgen lässt. Begrenzt wird sie im Westen vom Rheinischen Massiv und im Osten von der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, die ebenfalls über einen längeren Zeitraum persistierte (Abb. 1).

Ausgangspunkt der modernen Untersuchungen des Röts in diesem Raum sind die nun bereits klassischen stratigraphischen Bearbeitungen HINZE'S (1967) im südlichen Niedersachsen. Er kombinierte Bohrungen, Übertage-Aufschlüsse und Kartierungen und entwickelte daraus eine Untergliederung des Röts in vier Abschnitte auf der Basis von Lithologie, Farbe, Schichtung und einigen Marker-Horizonten. Bereits vorher hatte LIPPMANN (1956, 1957) in diesem Raum Corrensit als wichtiges Leitmineral der evaporitischen Röt-Sedimente erkannt. PAUL & FRANKE (1977) und FRANKE et al. (1977) untersuchten die Fazies des oberen Röts und den Übergang zum marinen Muschelkalk in der Umgebung von Göttingen. RAMBOW (1967) erkannte bei der Untersuchung von Bohrungen im nördlichen Hessen stratigraphisch beständige, quarz-zementierte Sandstein-Horizonte. Von Borken,



**Abb. 1.** Lage der untersuchten Gebiete in der nördlichen Hessischen Senke. Die dicken Linien zeigen die ungefähre Begrenzung der Eichsfeld-Altmark-Schwelle.  
Bo = Bockenem I, EAS = Eichsfeld-Altmark-Schwelle, Esw = Eschwege, Gö = Göttingen, Hef = Bad Hersfeld, Ks = Kassel, Mr = Marburg, Nom = Northeim, Re 5 = Remlingen 5, Ro = Rockensüßra, Vo = Volkmarshausen.

etwa 50 km südlich Kassel im Zentrum der Hessischen Senke, stammen einige Kernbohrungen, von denen eine den gesamten Oberen Buntsandstein durchteufte. Diese wurde stratigraphisch, tonmineralogisch und pollenanalytisch untersucht (BÜHMANN & RAMBOW 1979, DOUBINGER & BÜHMANN 1981). Sie ermöglichte eine tonmineralogische Gliederung des Röt und vor allem eine zeitliche Korrelation mit Sedimenten, die außerhalb des Germanischen Beckens abgelagert wurden. Eine exakte lithologische Bank-für-Bank-Korrelation mit den nicht allzu weit entfernten südniedersächsischen Vorkommen HINZE's war aber nicht möglich. STROUHAL & HENDRIKS (1988) analysierten die Tonmineral-Assoziationen des Röt im Raum Eschwege und Bad Hersfeld in Osthessen. Ebenfalls vom Scheitel der Eichsfeld-Altmark-Schwelle bei Eschwege im östlichen Hessen stammt eine moder-

ne Untersuchung des Röt, die auch sedimentologische und fazielle Aspekte einbezog (WENZEL 1994).

Es erscheint nun reizvoll, die noch ausstehende fazielle und sedimentologische Analyse der Borkener Kernbohrungen aus dem Zentrum der Hessischen Senke mit den oben genannten Ergebnissen von der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und dem südlichen Niedersachsen zu verknüpfen und so die räumliche und zeitliche Entwicklung einer Küstensabkha zu untersuchen und zu versuchen, Rückschlüsse auf die steuernden Faktoren zu ziehen. Die Bohrung Borken K47 ist eine vielseitig untersuchte Bohrung, die von der Stratigraphischen Subkommission Perm/Trias für den Röt der nördlichen Hessischen Senke als Referenzbohrung vorgesehen ist.

## 2. Material und Untersuchungsmethoden

Die Kernbohrung K47 wurde 1976 etwa einen Kilometer östlich von Gombeth, einem Ortsteil von Borken abgeteufelt (TK 25, Bl. 4921 Borken, R 35 21 843, H 56 59 081). Sie durchdrang bis zu einer Teufe von 247 m fast den gesamten Röt und die obersten Meter der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins (Abb. 2). Nur die obersten Meter sind durch die rezente Verwitterung gestört, sodass in diesem Abschnitt auf die eng benachbarte Bohrung K30a zurückgegriffen wurde, die den Übergang zum Muschelkalk und die untersten Meter des Muschelkalks enthält. Beide Bohrungen weisen eine ausgezeichnete Qualität der Kerne auf. Sie sind großkalibrig (12 cm Ø) und haben einen Kerngewinn von fast 100 %. Eine petrographische Beschreibung und engmaschige Probenahme von jeweils einem Meter Abstand liegen von BÜHMANN & RAMBOW (1979) vor. Sie untersuchten mittels Röntgendiffraktometrie den Mineralbestand und vor allem die Tonminerale und machten Angaben über deren quantitative Verhältnisse. Außerdem veröffentlichten sie die Gammastrahlen- und Widerstands-Logs der Bohrung.

Für die hier vorliegende Untersuchung wurden etwa 180 interessante und für die Schichtenfolge repräsentativ erscheinende, etwa 10–30 cm lange Kernstücke, die über den gesamten Bereich des Röt verteilt sind, ausgewählt, geschnitten und soweit wie möglich angeschliffen. Stärker bröckelige Proben mussten mit Kunstharz eingegossen werden. Dünnschliffe ergänzten die

Untersuchungen. Mittels Handlupe, Binokular und Mikroskop wurden die Lithologie und vor allem die Sedimentstrukturen näher untersucht und fotografiert. Es wurden Kornverteilung, Sortierung und Rundung der Silt- und Sandkörner analysiert. Gradierung, Entwässerungsstrukturen und Trockenrisse waren die wichtigsten und häufigsten Schichtungs-Parameter. Die Farbe, die im Röt ein wichtiges Kriterium darstellt, wurde an trockenen, gesägten und geschliffenen Oberflächen mittels einer Munsell Soil beziehungsweise Rock Color Chart (1954) festgestellt. Weiterhin wurden, nachdem sich herausgestellt hatte, dass die Karbonat-Gehalte, die BÜHMANN & RAMBOW (1979) angaben, weit über den tatsächlichen Werten lagen, von etwa 65 Proben der Karbonat-Gehalt gasometrisch nach der Methode von MÜLLER & GASTNER (1971) analysiert.

Im südlichen Niedersachsen wurden im Bereich der Eichsfeld-Schwelle einige charakteristische Röt-Aufschlüsse neu bearbeitet. Außerdem wurden die im Laufe der letzten Jahrzehnte im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Göttingen durchgeführten zahlreichen Diplom-Arbeiten, die sich, wenn auch manchmal nur randlich, mit dem Röt in Südniedersachsen und Nordhessen befassen, ausgewertet. Sie enthalten Hinweise auf Mächtigkeit und Fazies des Röt, zum Beispiel auf die räumliche und stratigraphische Verbreitung der Oolith-Vorkommen.

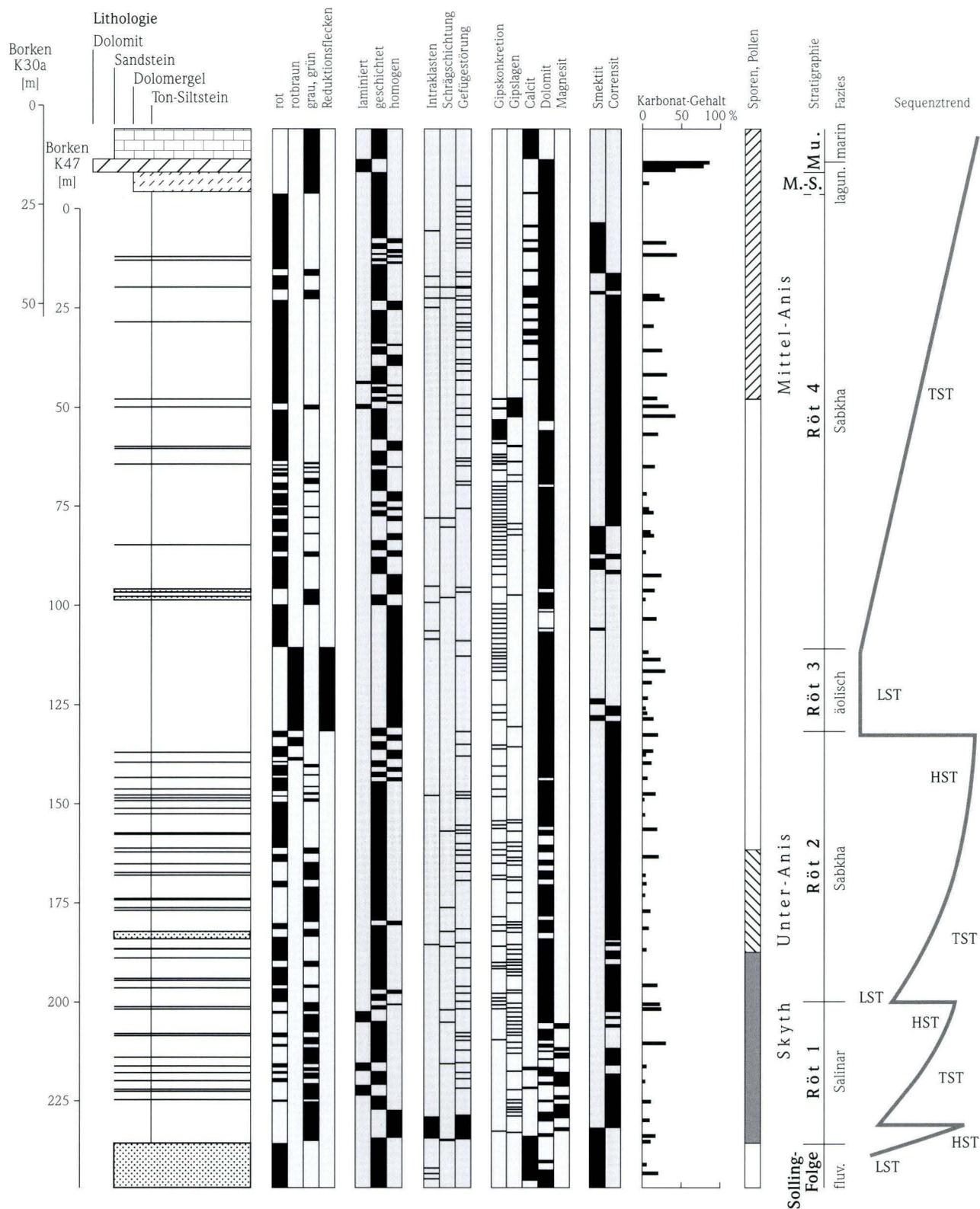
## 3. Befund

### 3.1 Lithologie des Röt in den Bohrungen Borken K47 und K30a

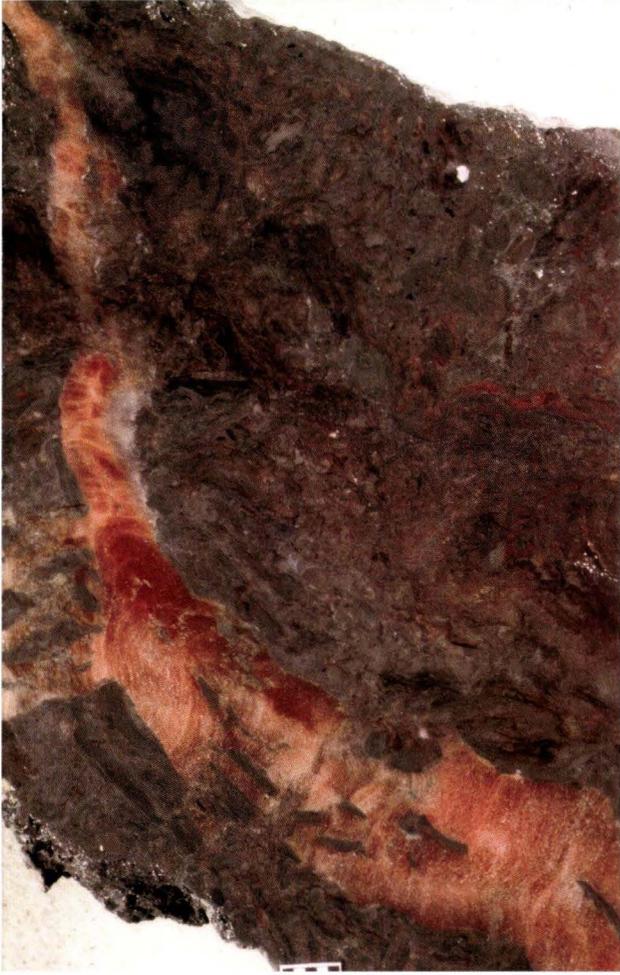
Der Röt ist im Borkener Raum knapp 250 m mächtig. Er besteht zum größten Teil aus mergeligen, wenig sandigen Ton-Silt-

steinen. Nur untergeordnet kommen Sandsteine, reine Tonsteine, Gipse und Karbonate vor (Abb. 2). Halite sind sehr wahrscheinlich ebenfalls abgelagert, aber im Laufe der Zeit subrodiert worden.

Der Röt setzt mit einer grauen, siltig-tonigen, feinschichtigen 1,0 m mächtigen Bank über hellgrauen bis violettbraunen, fein-



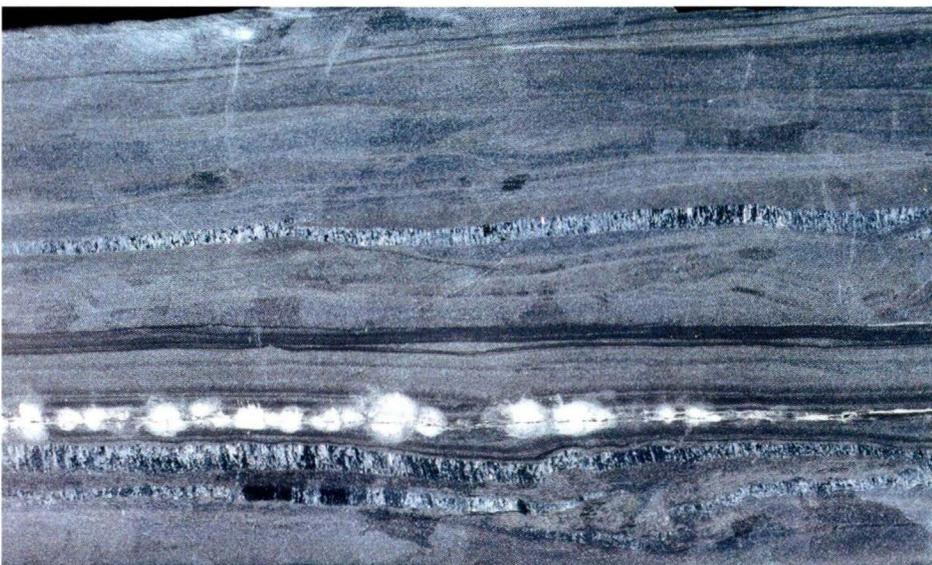
**Abb. 2.** Synoptisches Profil, Ergebnisse und Interpretation der Bohrungen Borken K 47 und Borken K 30a. Kalzit-, Dolomit-, Magnesit- und Tonmineral-Verteilung nach BÜHMANN & RAMBOW (1979). Vorkommen von Pollen und Sporen und biostratigraphische Einstufung nach Doubinger & Bühmann (1981). Mauer-signatur = Kalksteine des Muschelkalks.



**Abb. 3.** Subrosionsbrekzie. Gips bildet den Zement zwischen den einzelnen Klasten. Bohrung Borken K47, Teufe: 231,80–232,00 m, Bildbreite: 10 cm.

bis mittelkörnigen Sandsteinen der oberen Solling-Folge ein. Der oberste Dezimeter des Sandsteins ist ungeschichtet. Eingeschaltet in die Tonsteine sind gelbliche, knapp 1 cm mächtige, unregelmäßig deformierte Silt- und Feinsandlagen. Darüber folgt ein knapp 5 m mächtiger Abschnitt, der völlig brekziert ist (Abb. 3). Das Sediment besteht überwiegend aus grünlich grauen siltigen Tonsteinen, die schichtungslos und ohne Bindemittel sind. Im hangenden Bereich sind cm-große Klasten zu erkennen. Gips ist sowohl fein verteilt in der Matrix als auch in einzelnen Lagen und in Form von Fasergipsen vorhanden. Er umschließt auch netzwerkartig einzelne Tonklasten.

Von 229 m bis 200 m Bohrteufe folgt eine überwiegend graue Serie, in die nur wenige, geringmächtige rote Lagen eingeschaltet sind. Das Gestein besteht in diesem Abschnitt vorwiegend aus Tonsteinen und ist in der Regel gut geschichtet bis laminiert. Die Schichtung wird durch siltige bis feinsandige dünne Bänder oder Lagen verursacht. Im gesamten Abschnitt sind reichlich Gips-Konkretionen vorhanden. Sie sind knollig oder linsig und erreichen einen Durchmesser von wenigen Millimetern bis zu 10 cm. Auch zahlreiche Lagen von Fasergipsen, die mehrere Zentimeter mächtig werden können und vorwiegend horizontal, aber auch vertikal oder schräg die Schichtung durchschneiden, kommen im gesamten Abschnitt vor. Bänke kompakten, gut geschichteten Gipses treten nur gelegentlich auf, so bei 223 m und 203 m Teufe. Sie werden maximal nur wenige Zentimeter mächtig (Abb. 4). Tonsteine und Gipse befinden sich häufig in einer Warven-ähnlichen Wechsellagerung. Die Tonlagen sind laminiert, die Muskowit- und Biotitplättchen eingeregelt. Außerdem sind sie kompaktiert, der Gips wohl nicht (Abb. 5). An anderen Stellen, so bei 214 m, ist Gips in Form von einzelnen Siltkörnern dispers im Sediment verteilt. Diese Gipskörner sind wahrscheinlich umgelagert. Bei 218 m treten im stärker siltigen Sediment zahlreiche Abdrücke von Steinsalzkristallen auf. Außerdem sind



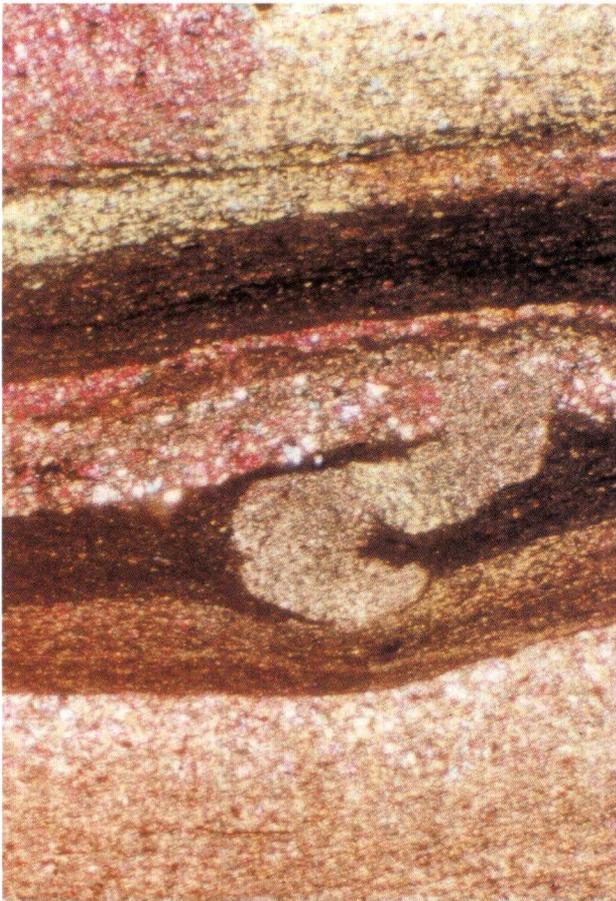
**Abb. 4.** Laminierte Wechsellagerung von Tonsteinen und Gips. Eingeschaltet sind mehrere Fasergipslagen und eine diagenetische Lage von Knollengipsen im unteren Bereich. Bohrung Borken K47, Teufe: 203,41 m, Bildbreite: 12 cm.

einige stärker sandige Partien in die Abfolge eingeschaltet. Sie kommen bei 223 m, 219 m und 202 m Kerntiefe vor und bestehen aus dünnbankigen Wechsellagerungen von siltigen Sandsteinen und sandig-siltigen Tonsteinen.

Ab 200 m Teufe setzen ziemlich abrupt violettstichige rote Gesteinsfarben ein, die nur relativ selten von grünlich grauen tonigen Lagen oder hellen sandigen Bändern unterbrochen werden. Der häufigste Gesteinstyp ist wiederum ein geschichteter, toniger, sandiger Siltstein. Einige Abschnitte sind jedoch homogen, ungeschichtet (Abb. 2). Stärker sandige Abfolgen kommen zwischen 199 m und 195 m, zwischen 184 m und 182 m und bei 176 m und 172 m vor (Abb. 2). Die Sandkörner bestehen vorwiegend aus Quarz und können bis über 200  $\mu\text{m}$  groß werden. Sowohl Sand- als auch Siltkörner sind eckig, wenig gerundet. Wie im vorhergehenden Abschnitt sind Gipse in den verschiedenen Formen als dünne Bänder, dispers verteilt, konkretionär oder als Fasergipse in die Schichtenfolge eingeschaltet, wenn auch insgesamt die Menge geringer als im ersten Abschnitt zu sein scheint. An einigen Stellen, so bei 186 m und 145 m Teufe, zeugen bis cm-große, eckige bis gerundete Tonkla-

sten von einer erosiven Aufarbeitung des Gesteins (Abb. 6). Insbesondere der Abschnitt zwischen 190 m und 150 m Teufe besteht aus 2–6 m mächtigen Kleinfolgen. Sie setzen relativ abrupt, zum Teil erosiv, mit grau-grünen, sandigen Bänken ein, die nach oben in bunte Schluffsteine und schließlich in rotviolette Tonsteine übergehen, die häufig Gipsknollen enthalten. Es sind typische fining upward-Zyklen, wie auch den von BÜHMANN & RAMBOW (1979) veröffentlichten Bohrloch-Logs zu entnehmen ist. Der Kleinzyklus, der bei 183 m Teufe vorkommt, hat eine stärker ausgeprägte sandige, fast 2 m mächtige Basis. Dieser Sandstein wurde in Bohrungen bei Gudensberg und auch an anderen Orten Nordhessens zum ersten Mal beobachtet und deshalb als Gudensberger Sandstein bezeichnet (RAMBOW 1967, BÜHMANN & RAMBOW 1979).

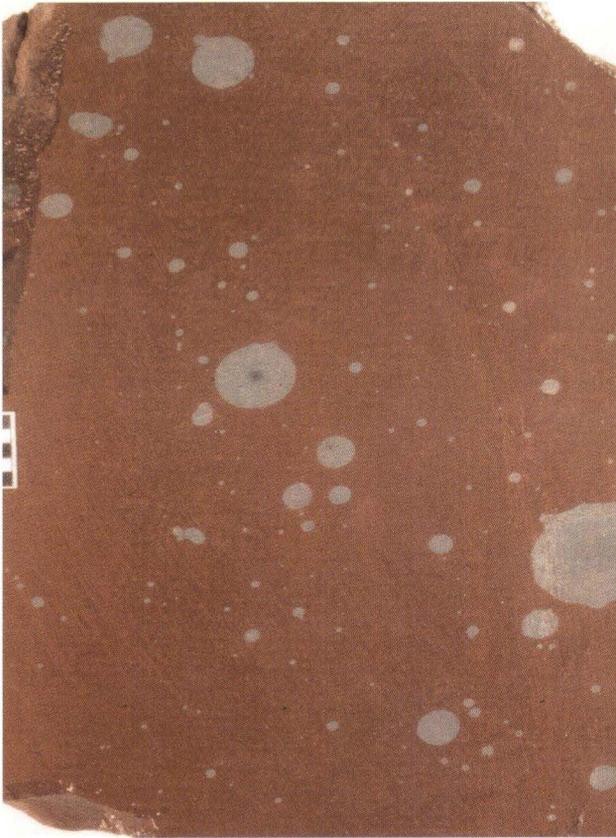
Ab 140 m Teufe schieben sich einige ungeschichtete rotbraune Abschnitte in die Abfolge ein. Sie sind zwischen 131 m und 110 m fast ausschließlich vertreten (Abb. 2). Makroskopisch fallen vor allem die einige Millimeter bis zu einem Zentimeter großen, hellen grünlichen Flecke in dem homogenen, massigen rotbraunen Gestein auf (Abb. 7). Es sind Entfärbungs- oder



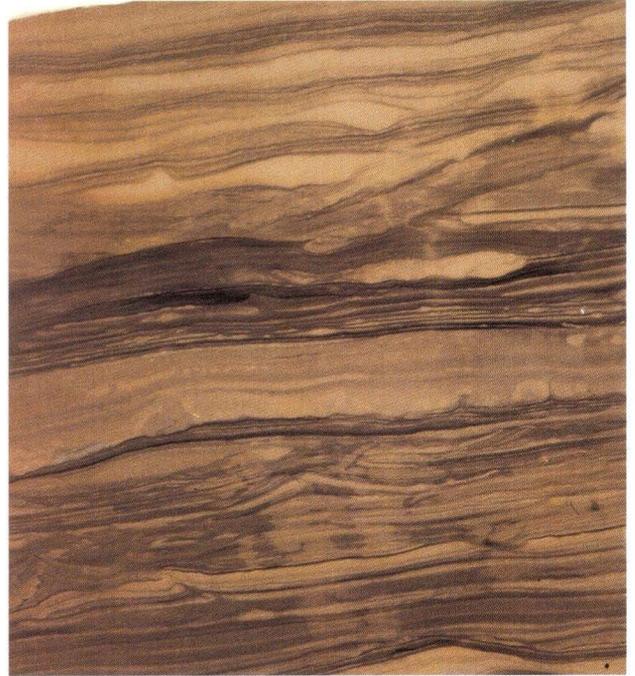
**Abb. 5.** Trockenriss in gipsreichen Schichten des Röt 1. Die Tonsteine sind kompaktiert, die Gipssteine nicht. Bohrung Borken K47, Teufe: 203,48 m, Dünnschliff, Nicols: #, Bildbreite: 4 mm.



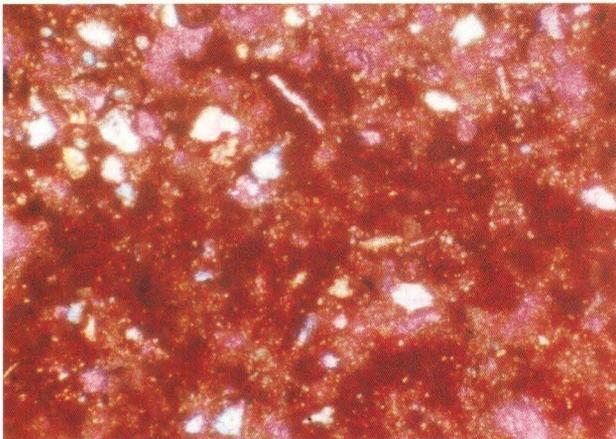
**Abb. 6.** Aufgearbeitete Tonklasten und eine Fasergipslage. Röt 2, Bohrung Borken K47, Teufe: 145,06–147,20 m, Bildbreite: 12 cm.



**Abb. 7.** Ungeschichtete Gesteine des Röt 3 mit Entfärbungsflecken. Bohrung Borken K 47, Teufe 123,05–123,18 m, Bildbreite 12 cm.



**Abb. 9.** Feingeschichteter Dolomit, schräg geschichtet. Myophorien-Schichten, Röt 4, Bohrung Borken K 30a, Teufe: 14,80–15,00 m, Bildbreite: 10 cm.



**Abb. 8.** Siltkörner und Tonsteinaggregate in äolischen Sedimenten des Röt 3. Bohrung Borken K 47, Teufe: 126,60 m, Dünnschliff, Nicols: #, Bildbreite: 4 mm.



**Abb. 10.** Lamination ton- und dolomitreicher Schichten des Röt 4. Myophorien-Schichten, Dünnschliff, Bohrung Borken K 30a, Teufe: 14,80-15,00 m, Nicols: II, Bildbreite: 10 cm.

Reduktionsflecke. Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist die bereits von HINZE (1967) beobachtete polygonal-bröckelige Absonderung des Gesteins. Von dem im bergfrischen feuchten Zustand festen Sediment platzen bei der Austrocknung zunächst schalenförmige Teilstücke ab, bis schließlich nur noch mm-große polygonale Bröckchen vorliegen. Mikroskopisch ist zu erkennen, dass das Gestein vor allem aus eckigen Quarz-Siltkörnern besteht, in das wenige größere Sandkörner eingeschaltet sind. Daneben kommen Tonaggregate vor, die ebenfalls um  $50\ \mu\text{m}$  groß sind (Abb. 8). Die Merkmale rotbraune Farbe, Schichtungslosigkeit, Entfärbungsflecken und homogene Siltkorngrößen sind sehr häufig kombiniert. Nur wenige sehr dünne, graue oder grüne, häufig sandige Lagen sind in diese rotbraune Serie eingelagert. Diese Bänke können mit Gipskonkretionen kombiniert sein, die sonst in dieser Serie nur selten vorkommen.

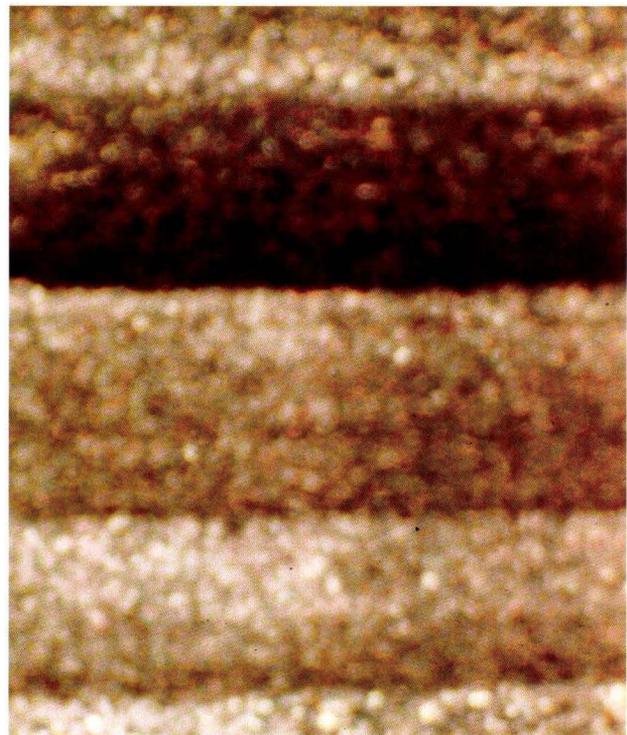
In dem Abschnitt zwischen 110 m Teufe und wenigen Metern unterhalb der Grenze zum Muschelkalk ist das Gestein wieder vorwiegend rot und geschichtet. Der Gips-Gehalt ist deutlich höher als im vorigen Abschnitt. Es kommen wie in den tieferen Kernteilen dünne Gipslagen, überwiegend aber Gipskonkretionen und Fasergipse vor (vor allem bei 85 m, 81 m und 63 m Teufe). Gips tritt im Kern K 47 bis 45 m Kerntiefe auf, der höhere Teil des Kernes ist gipsfrei, möglicherweise infolge rezenter oder auch tertiärer Verwitterung. Kalzit ist sowohl in einzelnen kleineren Drusen als auch fein verteilt vorhanden. Das Gestein ist stärker entmischt. Neben den tonig-sandigen Siltsteinen kommen in diesem Abschnitt auch reine Tonsteine und bis 20 cm mächtige Sandsteinbänke vor. Die Sandsteine sind vorwiegend hell bis grau und verschiedentlich quarzitisches zementiert. Bänke von grauen feingeschichteten Sandsteinen häufen sich zwischen 98 m und 96 m Teufe. Diese Sandsteine wurden von BÜHMANN & RAMBOW (1979) als Borkener Sandstein bezeichnet. Zwischen die einzelnen Sandlagen sind aber immer wieder dünne Gipslagen eingeschaltet. Gips kommt auch als Gips-Zement vor. Die Korngrößen der Siliziklastika bleiben im Feinsand-Bereich, nur selten sind einige Lagen mittelsandig, so bei 75 m. Größere Bereiche, besonders im oberen Teil dieses Abschnittes, sind ungeschichtet, massig oder nur undeutlich geschichtet (Abb. 2).

Zur Beschreibung des höchsten Abschnittes des Röts wird der Kern 30a herangezogen, der über dem Röt noch eine Strecke von 13 m Muschelkalk enthält. Hier kann die Röt-/Muschelkalk-Grenze detailliert untersucht werden. Die obersten 7-8 m des Röts (bis 21 m Teufe des Kernes 30a) bestehen aus Mergeln und sind grünlich grau bis hellgrau gefärbt. Darüber setzen mit scharfer Grenze Dolo-Mudstones ein, die in den obersten 4 m des Röts den Hauptbestandteil des Gesteins ausmachen. Der Dolomit ist geschichtet bis flaserig-linsig. (Abb. 9). Im Dünnschliff erkennt man deutlich eine Lamination, die aus reinem Dolomit und tonig-dolomitischen Zwischenlagen besteht, die zum Teil weniger als  $100\ \mu\text{m}$  mächtig sind (Abb. 10). Eckige Quarzkörner von Siltgröße sind im Gestein dispers verteilt. Über dem Dolomit folgt mit scharfer Grenze ein Kalk-Mudstone, der bereits wenige

Zentimeter über der Basis eine dünne Schilllage enthält. Es ist dies der typische Wellenkalk des Unteren Muschelkalks.

### 3.2 Sedimentstrukturen

Der überwiegende Teil des Röts im Kern K 47 ist geschichtet bis feingeschichtet. Insbesondere der untere graue Teil des Röts ist stellenweise laminiert (Abb. 11). Nur zwischen 131 m und 111 m ist eine größere Strecke, in anderen Teufen sind nur kleinere Abschnitte ungeschichtet. In zahlreichen Fällen ist die Schichtung nur in geschnittenen und angeschliffenen Handstücken zu erkennen, da sie durch Störungen des Gefüges verschleiert wird. Am häufigsten treten Entwässerungsstrukturen auf. Das im tonigen Sediment reichlich enthaltene Wasser durchschlug bei der Kompaktion des Gesteins auf einzelnen Bahnen die hangenden Gesteinspartien (Abb. 12, 13) und nahm dabei auch Gesteinspartikel mit. Dieser Prozess kann so weit gehen, dass der Gesteinsverband sekundär homogenisiert wird (Abb. 14). Entwässerungsstrukturen treten insbesondere bei inhomogenen Gesteinen auf, die aus Wechsellagerungen von tonigen und sandig-siltigen Ablagerungen bestehen, wie es im Röt, aber auch im Unteren Buntsandstein des Norddeutschen Beckens der Fall ist (PAUL & KLARR 1987). Weiterhin führte das Wachstum von Gipsknollen zur Deformation des Gefüges.



**Abb. 11.** Lamination ton- und gipsreicher Schichten in der Bohrung Borken K 47. Röt 1, Teufe: 203,41 m, Dünnschliff, Hell: Gips, Dunkel: Ton, Nicols: II, Bildbreite: 4 mm.



**Abb. 12.** Entwässerungsstrukturen durchschlagen das feingeschichtete Sediment. Röt 2. Bohrung Borken K47, Teufe: 175,90 m, Bildbreite: 12 cm.



**Abb. 13.** Das Sediment ist durch Entwässerungsstrukturen stark geprägt. Röt 2. Bohrung Borken K47, Teufe: 156,50 m, Bildbreite: 12 cm.



**Abb. 14.** Infolge der Entwässerung wurde das Sediment sekundär nahezu vollständig homogenisiert. Röt 1, Bohrung Borken K30a, Teufe: 26,60 m, Bildbreite: 12 cm.

Überraschend selten sind hingegen Trocken- oder Synereserisse (Abb. 5). Vorhanden sind sie zum Beispiel in den Teufen von 220 m, 208 m, 152 m, 148 m und 50 m. Sie können zwar durch die fast allgegenwärtigen Entwässerungsstrukturen überprägt und nur schlecht erkennbar sein, aber trotzdem wurden sie häufiger erwartet. Es wurde nicht versucht zu unterscheiden, ob echte Trocken- oder Synereserisse vorliegen (PLUMMER & GOSTIN 1981), da dafür der Kern hätte zerstört werden müssen.

Verschiedentlich wurde ein erosives Eingreifen, insbesondere an der sandigen Basis der oben erwähnten Kleinzyklen, beobachtet. Auch Intraklasten, die bis zu einigen Zentimetern groß werden und die aus roten oder grauen Ton-Siltsteinen bestehen, kommen im Bereich der sandigen Lagen vor. Tonklasten sind schwierig von dem Gefüge zu unterscheiden, das durch Entwässerungsstrukturen stark gestört ist. Schrägschichtung und kleine Rippeln sind nicht nur an die wenigen reinen Sandsteine gebunden, sondern treten gelegentlich auch in sandigen Siltsteinen auf.

In den grauen Abschnitten des Röts ist der Kern verschiedentlich laminiert. Das Sediment besteht aus einer Wechsellagerung von Ton und Gips (Abb. 11). Die Tonschichten setzen mit scharfen Untergrenzen ein. Nach oben nimmt der Gipsanteil stetig zu, bis ein reiner Gips vorhanden ist. Die einzelnen Tonstein-Laminae sind 0,5–2 mm mächtig und bestehen ihrerseits aus laminierten Einheiten, die etwa 50  $\mu\text{m}$  dick sind.

### 3.3 Tonminerale

Die Verteilung der Tonminerale in der Bohrung Borken ist bereits von BÜHMANN & RAMBOW (1979) sehr detailliert bestimmt worden, sodass auf neue Untersuchungen verzichtet wurde. Die häufigsten Tonminerale sind – in absteigender Reihe nach ihren Gehalten angeordnet – Corrensit, Illit, Chlorit, Smektit und Kaolinit. Weitergehende Untersuchungen zu ihrer Typologie und Feinstruktur liegen nicht vor. **Illite** werden im Allgemeinen als mineralogisch unveränderte detritische Komponenten angesehen, die aus dem Abtragungsgebiet stammen. **Chlorite** können einerseits ebenfalls vom Festland in das Sedimentationsbecken transportiert werden, andererseits können sie sich aber auch neu im Sediment bilden, vor allem wenn der Magnesium-Gehalt im Meerwasser erhöht ist (MILLOT 1970). **Kaolinit** ist dagegen ein Produkt der chemischen Verwitterung kontinentaler Gesteine. Da hohe Temperaturen und hohe Niederschläge ihre Bildung begünstigen, sind sie Indikatoren für ein tropisches bis subtropisches Klima. **Smektit** entsteht über mehrere Zwischenstufen bei der Verwitterung von Glimmern. **Corrensit**, der zum ersten Mal von LIPPMANN (1956) aus Gesteinen des Röts beschrieben wurde, besteht aus einer regelmäßigen Wechsellagerung von Chlorit-ähnlichen 14Å-Schichten und Smektit. Er entsteht nach LUCAS (1962) frühdiagenetisch in hyperhalinen, magnesiumreichen Lösungen. Da er aber aus rezenten Sedimenten nicht bekannt ist, nehmen andere Autoren an, dass er erst spätdiagene-

tisch aus früheren magnesiumreichen Smektiten oder aus anderen magnesiumreichen Tonmineralen entstanden sei (HILLIER 1993).

In den obersten Metern der Solling-Folge treten die Tonminerale Smektit, Illit, wenig Chlorit und verschiedentlich Kaolinit auf (Abb. 2). Ab der Kernteufe 233,6 m, also knapp 2 m über der Basis des Röts, innerhalb der subrodierten Tonstein-Serie, wird der Smektit durch Corrensit ersetzt. Kaolinit taucht nicht mehr auf. Diese Paragenese bleibt bis zur Teufe von 126 m bestehen, nur zwischen 211 m und 206 m fehlt der Corrensit. Das Maximum des Corrensit-Gehaltes liegt zwischen 170 m und 160 m Teufe. Darüber fällt der Corrensit-Gehalt mehr oder minder kontinuierlich ab. Zwischen 125 m und 92 m kommen als Tonminerale nur Illit und wenig Chlorit vor. Ab 91 m tritt Smektit hinzu, der wiederum ab 80 m durch Corrensit abgelöst wird. Diese Paragenese bleibt bis zur Teufe von 17 m mit von unten nach oben ansteigenden Corrensit-Gehalten bestehen. In den obersten Metern des Röts wird der Corrensit wiederum durch Smektit ersetzt. Illit und Chlorit sind Durchläufer. Sie wurden deshalb in Abb. 2 nicht dargestellt.

PAUL & FRANKE (1977) stellten röntgendiffraktometrisch und infrarotspektroskopisch ebenfalls fest, dass in Sudheim nördlich Northeim im oberen Bereich des Röts bis nahe an die Röt-/Muschelkalk-Grenze Corrensit das häufigste Tonmineral ist. Erst knapp 1 m unterhalb des Grenzgelbkalkes tritt er nicht mehr auf. Untergeordnet kommen auch Chlorit und Kaolinit vor.

Eine ähnliche Tonmineral-Verteilung wie in Borken fanden STROUHAL & HENDRIKS (1988) und WENZEL (1994) am Top der Eichsfeld-Schwelle bei Bad Hersfeld und Eschwege. Auch hier fehlt in den rotbraunen Sedimenten des mittleren Röts der sonst überall vorkommende Corrensit. In den von STROUHAL & HENDRIKS (1988) untersuchten Bad Hersfelder Proben war durchweg wenig Kaolinit vorhanden.

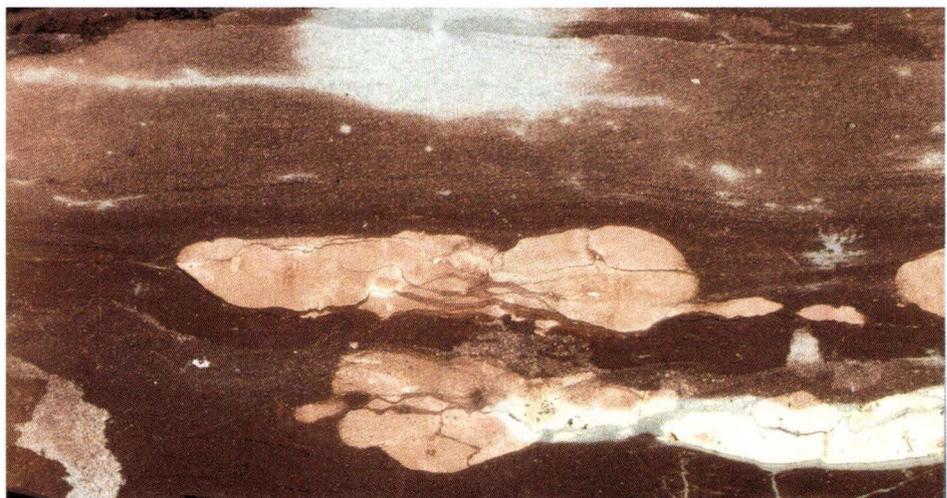
### 3.4 Karbonat-Mineralie

Nach BÜHMANN & RAMBOW (1979) kommen im Kern K 47 in den obersten Metern der Solling-Folge als Karbonat-Mineralie Kalzit und Dolomit vor. Mit dem Einsetzen des Röts bei 235 m verschwindet der Kalzit. Zwischen 232 m und 206 m tritt verschiedentlich Magnesit auf. Ab der Kernteufe von 34 m kommt gelegentlich Kalzit neben Dolomit vor.

Die genauen Kalzit-/Dolomit-Verhältnisse an der Röt-/Muschelkalk-Grenze in Sudheim bei Northeim wurden von PAUL & FRANKE (1977) dokumentiert. Danach liegen in den Röt-Gesteinen vorwiegend stöchiometrisch zusammengesetzte, gut geordnete Dolomite vor. Kalzit tritt nur akzessorisch, selten als Hauptanteil, auf. Der größte Teil des Kalzits stammt vermutlich aus präparativ nicht entfernbaren Kluffüllungen oder aus kleinen Zwickeln und Drusen. Der obere Teil des Gelbkalkes an der Grenze zum Muschelkalk besteht aus Kalzit. Die genauere mikroskopische Untersuchung ergab, dass es ein Dedolomit ist. Der ursprüngliche Dolomit wurde, von Klüften im Hangenden ausgehend, kalzitisiert. Auch entlang von Schichtflächen sind manchmal diffuse Dedolomit-Bereiche zu beobachten. Der Untere Muschelkalk besteht fast ausschließlich aus Kalzit. Selten sind Muschelschalen und Ooide aus blockigem Dolomit aufgebaut, überwiegend sind sie kalzitisch.

### 3.5 Karbonat-Gehalte

Die Karbonat-Gehalte der Röt-Sedimente in den Borkener Bohrungen schwanken zwischen <0,5 % und 82,8 %. Bemerkenswert ist die große Bandbreite dieser Werte, wobei auch benachbarte Proben große Unterschiede aufweisen können. Der Mittelwert von 68 statistisch verteilten Proben in den Kernen 47 und 30a ergibt 14 % Karbonat. Dies ist weniger als die Hälfte des Gehaltes, den BÜHMANN & RAMBOW (1979) röntgendiffraktometrisch ermittelten. Mit dieser Methode erhält man, dies ist fest-



**Abb. 15.** Pedogene Karbonat-Konkretionen. Thüringischer Chirotherien-Sandstein, Bohrung Borken K 47, Teufe: 240,90 m, Bildbreite: 12 cm.

zuhalten, nur semiquantitative Ergebnisse. Auffällig ist, dass trotz eines Karbonat-Gehaltes von zum Teil mehr als 20 % viele Proben, insbesondere die stärker tonigen, beim Beträufeln mit 10 %iger Salzsäure nicht reagieren. Dieses Phänomen wird dadurch verursacht, dass die Karbonat-Kristalle von Tonmineral-Partikeln eingeschlossen sind (wrapping-up Effekt).

Aufgelöst nach Kernteufe und Lithologie ergibt sich bei den Gehalten folgendes Bild: In den obersten Solling-Sandsteinen, die das Röt unterlagern, betragen die Gehalte bis knapp 20 %. Die Karbonate liegen hier als knollige Konkretionen oder als Zement zwischen den Sandkörnern vor (Abb. 15). Im basalen Röt, in der Subrosionsbrekzie und in den grauen Tonsteinen ergibt sich ein Mittelwert von 13,9 % Karbonat. Im unteren vorwiegend violettstichigen roten Abschnitt des Röts erreichen die rötlichen Proben 12,4 %, während in den grauen Zwischenlagen nur 6,2 % Karbonat vorhanden sind. Die homogenen rotbraunen Abschnitte des mittleren Röts enthalten durchschnittlich 11,8 %. Bei allgemein höheren Gehalten im oberen violettstichigen roten Abschnitt betragen die Gehalte in den roten Proben 20,9 %, in den grauen Zwischenlagen dagegen nur 11,5 % Karbonat. Im obersten grauen Abschnitt, den Myophorien-Schichten, steigt der Karbonat-Gehalt zum Muschelkalk hin auf 82,8 % an, durchschnittlich werden 47,9 % erreicht. Große Teile des Röts müssen daher als mergelige Ton-Siltsteine (mudstones) bezeichnet werden. In den Ton-Siltsteinen sind die Karbonate Teil der Matrix oder sie sind als Einzelkristalle im Sediment gesprosst. In den Sandsteinen liegen sie als Zement im Porenraum vor.

Bemerkenswert ist, dass im Borkener Röt – bis auf die höchsten Myophorien-Schichten – weder geschlossene Karbonat-Bänke noch partikuläre Karbonate vorkommen.

### 3.6 Pyrit

In einigen grauen Proben, so bei 22,61 m Kernteufe, kommen makroskopisch sichtbare Pyrit-Kristalle vor, die sonst im Röt nicht beobachtet wurden. Die Pyrite im oberen Röt bestehen aus etwa 300 µm großen Aggregaten, die in einer sandig-siltigen Matrix parallel zur Schichtung angereichert sind. Die Aggregate setzen sich wiederum aus kleineren Pyritwürfeln zusammen.

### 3.7 Farben der Sedimente

Die Gesteine des Röts weisen, wie bereits der Name sagt, vorwiegend rötliche Farben auf. Nur der unterste und der oberste Röt sind ausschließlich grau oder grünlich gefärbt. Bei den Farbübergängen tritt häufig ein fahler grauvioletter Saum auf, der einige Millimeter mächtig wird.

Die detaillierte Untersuchung der Bohrungen Borken K47 und K30a ergab folgende Verhältnisse (Abb. 2): Die Sandsteine der Solling-Folge haben auf der Munsell Soil beziehungsweise Rock Color Chart die Werte 10R 5/2 bis 10R 4/2, ein schwaches Rot. Das untere graue Röt zwischen 235,6 m und 199,8 m

schwankt zwischen 5GY 6/1 (grünlich grau), 5Y 6/1 (grau) und N5 (neutral grau). Die wenigen roten Lagen sind 10R 5/2 (schwach rötlich). Darüber folgt bis 135 m ein Bereich, der vorwiegend aus roten Farben aufgebaut ist, die von Beobachtern häufig als violettstichig oder als rotviolett bezeichnet werden. Der optische Vergleich mit dem Munsell Soil Color Code ergab Werte um 10R 4/1 (dunkel rötlich grau) bis 10R 5/1 (rötlich grau), selten 10R 3/2 (dunkel rot). Die eingeschalteten grauen Lagen haben Werte zwischen 5BG 5/1 und 5BG 6/1 (jeweils grünlich grau). Bei 147,05 m und 138,82 m sind zwei braunrote Abschnitte eingeschaltet (2,5YR 4/2). Von 134,05 m bis 111,10 m kommen ausschließlich diese rötlich braunen Farben vor (2,5YR 4/2, 4/3 und 5/4). Darüber folgen bis zu einer Kernteufe von 20 m wieder rote Farben. Vorherrschende Werte sind 10R 4/1 (dunkel rotgrau), 10R 4/2 (schwach rot) und 10R 5/1 (rötlich grau). Die eingelagerten nicht-roten Abschnitte sind 5GY 6/1 und 5G 6/1 (jeweils grünlich grau). Violette oder auch violettrote Farben (P, bzw. RP nach der Nomenklatur der Munsell Color Charts) treten unter den gegebenen Messbedingungen (trocken, gesägt, zum Teil angeschliffen) nicht auf. Die roten, bestenfalls violettstichigen Sedimentabschnitte sollten auch nicht mit den Violetten Horizonten (VH) ORTLAM's (1974) verwechselt werden, die – mindestens teilweise – eine Bodenbildung darstellen (BACKHAUS & HEIM 1995).

### 3.8 Regionaler Vergleich der sedimentären Parameter

Die an den Borkener Kernen K47 und K30a gewonnenen Erkenntnisse über die Lithologie und Fazies des Röts lassen sich auf weite Teile Nordhessens und Südniedersachsens übertragen, wenn auch einige Unterschiede auftreten. Die Borkener Bohrungen weisen mit knapp 250 m die größte bekannte Mächtigkeit des Röts auf. Sie liegen in der Beckenachse der Hessischen Senke zwischen der Eichsfeld–Altmark-Schwelle im Osten und dem Rheinischen Massiv im Westen. Im Kasseler Raum, nördlich von Borken, ist der Röt noch etwa 200–210 m mächtig (KUPFAHL 1979). Im südlichen Niedersachsen sind die Schichten nur etwa 140–150 m mächtig (HINZE 1967, JORDAN 1986). Ähnliche Werte sind auch aus dem nördlichsten Hessen und Ost-Westfalen veröffentlicht worden (HORN & KULICK 1969, FARRENSCHON & SKUPIN 1991). Genaue Zahlen lassen sich allerdings nur schwierig ermitteln, da in Tagesaufschlüssen und flachen Bohrungen das Steinsalz und ein Teil des Gipses abgelaugt ist, andererseits in den Tiefbohrungen Niedersachsens eine Verfälschung der Mächtigkeiten durch in das Röt-Salinar introdierte Zechstein-Salze eintreten kann.

Der Röt lagert unterschiedlichen Ausbildungen der Solling-Folge auf. Auf der Eichsfeld–Altmark-Schwelle und in der Hessischen Senke von Süden bis knapp südlich Kassel kommt ein Sandstein vor, der verschiedentlich Fährten von Chirotherien enthält und deshalb als Thüringischer Chirotherien-Sandstein bezeichnet wird, zur Unterscheidung von dem an anderer strati-

graphischer Position befindlichen Fränkischen Chirotherien-Sandstein. Etwa von Kassel nach Norden bestehen die obersten Gesteine der Solling-Folge aus einer Wechsellagerung von Ton- und Sandsteinen, die in Hessen als Stamm-Schichten und in Niedersachsen als Tonige Grenzschichten bezeichnet werden (GRUPE 1911, BACKHAUS et al. 1958).

Als Beispiel für die Grenze Solling-F./Röt-F. auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle sei ein unter Naturschutz stehender Aufschluss am Heiligenberg bei Groß Lengden südlich von Göttingen beschrieben (Abb. 16). Die Solling-Folge besteht hier aus roten, gut sortierten Feinsandsteinen. Darüber folgen 1,30 m helle, karbonatische, zum Teil deutlich schräg geschichtete Feinsandsteine, die möglicherweise den Thüringischen Chirotherien-Sandstein darstellen oder auch nur diagenetisch bei der Transgression des Rötmeeres entfärbt wurden. Die Farb- und Schichtungs-grenze verläuft nämlich schräg zur Schichtung und ist graduell, d.h. es existiert ein etwa 0,50 m mächtiger rotfleckiger Übergang. Besonders in diesem Abschnitt kommen zahlreiche kalzitisch zementierte Knötchen und Linsen vor, die teilweise der Schichtung folgen und sie heraus präparieren. Der oberste Abschnitt des Sandsteins ist von zahlreichen Karneol- bzw. Chalcedon-Konkretionen geprägt. Auf den Sandstein legt sich ein grünlich grauer mergelig-toniger Siltstein, der etwa 5–10 cm mächtig wird. Darüber liegt eine etwa 30–50 cm mächtige Schicht, die vorwiegend dolomitische Konkretionen enthält. Es folgen mehrere Meter rötlicher Tonsteine, die dünne quarzitisches Sandsteinbänke enthalten (KALLIES 1963). Auf die Genese der dolomi-

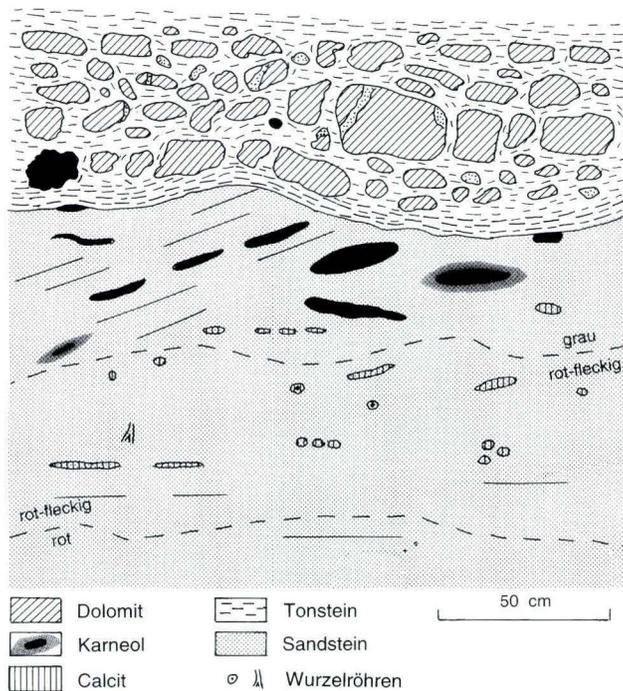


Abb. 16. Die Solling/Röt-Grenze am Heiligenberg bei Groß Lengden südlich Göttingen. Die Grenze ist vermutlich an der Basis der Tonsteine zu ziehen.

tischen und silikatischen Konkretionen und Krusten wird im Kap. 4.4.6 eingegangen. Die Grenze des Röt zur Solling-Folge kann an der Basis der grauen Mergelsteine oder am Top der Klasterlage gezogen werden.

Von Borken nach Norden nehmen sowohl die Einschaltung von Steinsalz als auch die Zahl und Mächtigkeit der Gipshorizonte zu. So beschrieb HINZE (1967) von der Bohrung Groß Lengden südlich Göttingen aus dem Röt 1 mehrere Horizonte von Residual-Gesteinen, die er auf die Auslaugung von Steinsalz zurückführte. Sie sind insgesamt mehr als 15 m mächtig. Mächtige Steinsalz- und Gipslager wurden in den Kernbohrungen zum Bau des Wasser-Rückhaltebeckens Salzderhelden wenige Kilometer nördlich Northeim gefunden. Genauere Untersuchungen zeigten allerdings, dass ein Teil der Salze und Gipse aus dem Zechstein stammen, die in das Röt-Salinar intrudierten (JORDAN 1986).

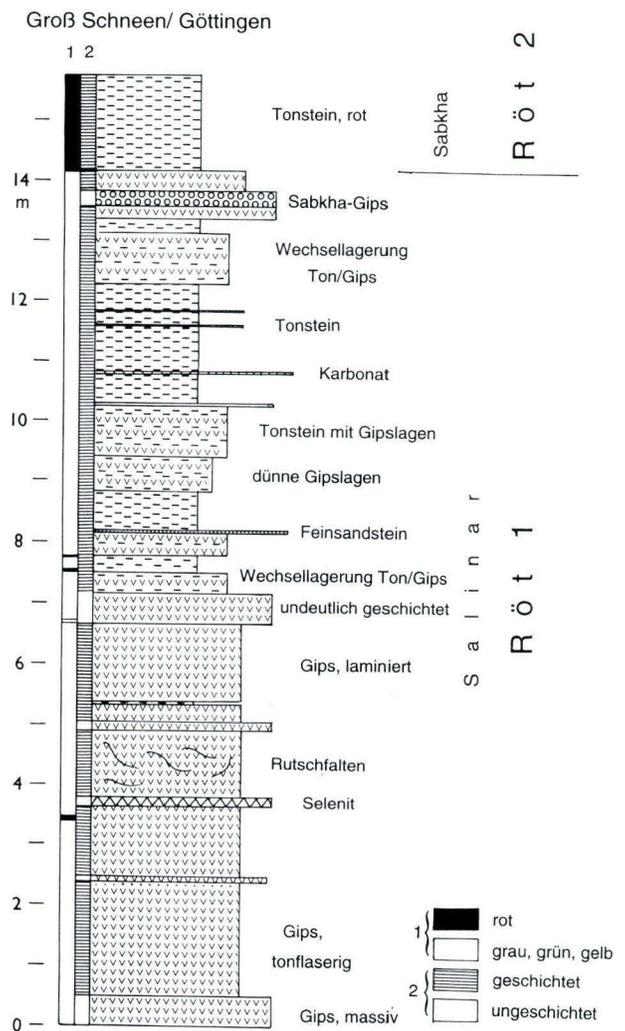


Abb. 17. Profil des Röt 1 in einem aufgelassenen Gipsbruch zwischen Groß Schneen und Landolfshausen südlich Göttingen. 1 = Farben, 2 = Schichtung.

Die kompakten Gipslagen, die in Borken nur wenige Zentimeter mächtig sind, werden auf der Eichsfeld–Altmark-Schwelle bedeutend mächtiger. Sie wurden früher in Brüchen für den lokalen Verbrauch abgebaut. So sind die Gipse im aufgelassenen Gipsbruch des Röt 1 bei Groß-Schneen südlich von Göttingen mehr als 7 m mächtig (Abb. 17). Die Gipssteine sind überwiegend feingeschichtet und enthalten tonig-karbonatische, flaserige Einlagerungen. Sedimentologisch sind sie sehr vielgestaltig. Es kommen Lagen von Gips-Rippeln und Selenit-Horizonte, Rutschhorizonte und einige dünne Bänke mit roten Gipsen, die Feinsand-Quarkörner und Glimmer enthalten, vor. Auch die in den Gipsen eingelagerten Ton-Siltsteine sind feingeschichtet bzw. laminiert. Der graue Röt 1 schließt mit einer Knollengipslage. Darüber folgen rote Ton-Siltsteine, die ins Röt 2 gestellt werden. Einen noch größeren Anteil nehmen die Gipse auf dem Scheitel der Eichsfeld–Altmark-Schwelle bei Eschwege ein (WENZEL 1994). Kumulativ liegen bei einer Mächtigkeit von 30 m des Röt 1 etwa 16 m Gipsstein vor. Die kompakten Gipsbänke des unteren grauen Röts sind mächtiger als im südlichen Niedersachsen. Auch im Röt 2 kommen an anderen Stellen auf der Eichsfeld–Altmark-Schwelle noch einige kompakte Gipslagen von mehreren Metern Mächtigkeit vor (HINZE 1967, WENZEL 1994). Oolithische Kalkbänke, die mehrere Dezimeter mächtig sind, werden aus dem Röt 1 des südlichen Niedersachsens beschrieben (HINZE 1967, VOLLBRECHT 1976, BEER 1977, HEINRICH 1977, KUHN 1979, FRIESE 1980, MÖLLER 1980). Sie sind schräg geschichtet und enthalten Intraklasten aus grauem Ton, mikritischen Kalksteinen und verschiedentlich auch Abdrücke von *Costatoria costata*. Die Ooide sind bis 1 mm groß. Oolithe kommen sowohl im Röt 1 als auch im Röt 2 vor. Sie sind anscheinend an die Eichsfeld–Altmark-Schwelle gebunden. Hier werden sie von Hessen bis nördlich Northeim beschrieben. Westlich von Göttingen und Northeim wurden sie nicht beobachtet (HINZE 1967, KLEEFELDT 1977, FLEITMANN 1997).

Charakteristisch für die klastischen Ablagerungen des Röt 2 sind Steinsalz-Kristallmarken, deren Kantenlänge mehr als einen Zentimeter erreichen kann. Sie kommen bevorzugt in den stärker sandigen Lagen vor. Im Röt 2 der Eichsfeld–Altmark-Schwelle gibt es einige sandig-dolomitische Bänke, deren Karbonat-Gehalt 50 % übersteigt (WENZEL 1994).

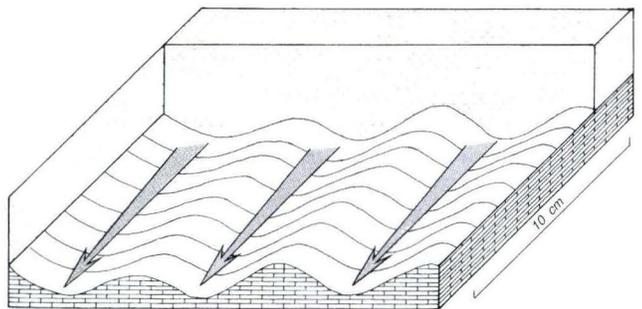
Die Mächtigkeiten und Fazies des Röt 3, der auf der Schwelle auch als „Rote Schicht“ bezeichnet wird, entsprechen weitgehend dem Röt 3 in Borken und dem südlichen Niedersachsen. Eine gewisse Rolle als Markerhorizonte spielen die von HINZE (1967) als „Grüne Doppellage“ bezeichneten, etwa bis 20 cm mächtigen sandig-karbonatischen Bänke im Röt 3, die sich möglicherweise als „Doppelquarzite“ bis nach Sachsen-Anhalt und Thüringen verfolgen lassen (KÄSTNER & SEIDEL 1965, GAUPP et al. 1998). In der Bohrung Borken konnten sie aber nicht zweifelsfrei identifiziert werden.

Im Röt 4, den „Oberen Bunten Schichten“, sind auf der Schwelle bei insgesamt 30 m Gesamtmächtigkeit einige dolomitische Sandsteinbänke eingelagert. Die obersten Schichten, die

Myophorien-Schichten, gleichen in Mächtigkeit und Fazies den entsprechenden Schichten in Borken. Die Lithologie und Sedimentologie der obersten Röt-Gesteine im südlichen Niedersachsen in den Aufschlüssen Sudheim und Vogelbeck bei Northeim wurden von PAUL & FRANKE (1977) und FRANKE et al. (1977) eingehend beschrieben. Die untersuchten obersten 10 m des Röts enthalten etwa 50 % Karbonat. Das sind mehr als doppelt so hohe Gehalte wie die entsprechenden Schichten in Borken. Die in einzelnen Lagen beobachteten Kalzit-Drusen und brekziöse Strukturen sind auf die Auslaugung von Gips und der damit einhergehenden Abscheidung von Karbonat in einer Position nahe der Oberfläche zurückzuführen. Sonst tritt als Karbonat-Mineral nur stöchiometrisch zusammengesetzter Dolomit auf. Die grauen oberen Schichten des Röts werden hier etwa 7 m mächtig. Die obersten 2 m werden durch einen eben geschichteten, grauen mergeligen Dolomit eingenommen, der oberflächennah im oberen Meter durch vadose Wässer kalzitisiert ist. Sedimentologisch interessant sind parallele Furchen, die in der Aufsicht wie ein Rippelfeld aussehen (Abb. 18). Beim Anschliff wird jedoch deutlich, dass es in den Dolomit eingeschnittene Erosionsrinnen sind, die synsedimentär mit Ton verfüllt wurden. Diese Strukturen sind ein Hinweis auf schnell strömende und sehr flache Wässer.

Bei der spätdiagenetischen Kalzitisierung des Dolomits wurde das im Gitter enthaltene  $Fe^{2+}$  freigesetzt und oxidiert. Es bildet als Brauneisen eine eigene Mineralphase, die das Gestein leuchtend gelb färbt. Diese späte Dedolomitierung ist an Tageswässer gebunden. In Bohrungen, so zum Beispiel in den Borkener Bohrungen, kommen keine Gelbkalke vor. Mit diesem nur in Tagesaufschlüssen oder in Flachbohrungen vorhandenen so genannten „Grenzgelbkalk“ beginnt nach der Definition der Stratigraphischen Subkommission Perm/Trias (Beschluss in Würzburg, 1993) der Muschelkalk. Die Dedolomitierung kann je nach Exposition verschieden weit ins Liegende vorgreifen. Der Dolomit/Gelbkalk enthält sowohl Spurenfossilien als auch eine eingeschränkte Schalenfauna. Das voll marine Spektrum der Muschelkalk-Fauna setzt jedoch erst über dem Grenzgelbkalk mit der ersten Wellenkalk-Bank ein.

Von den Röt-Sedimenten des Norddeutschen Beckens, der nördlichen Verlängerung der Hessischen Senke, liegen außer



**Abb. 18.** Strömendes Wasser erzeugte an der Oberfläche des Karbonat-Schlammes parallele Erosionsrinnen, die in der Aufsicht Rippeln ähneln. Röt 4, Myophorien-Schichten, Steinbruch Sudheim bei Northeim.

geophysikalischen Bohrlochmessungen keine genaueren Beschreibungen und Angaben zu ihrer Sedimentologie vor (WOLBURG 1968, TRUSHEIM 1971, RÖHLING 1991). Der Röt wurde anhand der Gamma- und Sonic-Logs in ein „Röt-Salinar“ und den darüber liegenden „Röt-Ton“ unterteilt. Das Röt-Salinar kann seinerseits wieder in zwei Evaporit-Zyklen aufgespalten werden, die durch ein Zwischenmittel getrennt sind. Die Zyklen beginnen jeweils mit einem Basis-Anhydrit. Darüber folgen Steinsalz und ein

Deckanhydrit. Der Röt-Ton wird in eine Rotbraune und eine Grauviolette Serie unterteilt. Da keine sedimentologischen Untersuchungen vorliegen, ist es aber nicht klar, ob diese Unterteilung der HINZE'schen Gliederung entspricht und ob die Rotbraune Serie dieselben oder ähnliche Eigenschaften wie die typischen rotbraunen Sedimente des Röt 3 in Südniedersachsen aufweist.

## 4. Diskussion und Interpretation

### 4.1 Lithostratigraphie

Wie bereits in der Einleitung ausgeführt, gliederte HINZE (1967) den Röt im südlichen Niedersachsen in einzelne lithostratigraphische Einheiten, deren wesentliches Kriterium die Farbe der Gesteine ist. Den **Röt 1** definierte er durch graue bis grünlich graue Tonsteine, in die Gipse, oolithische Kalke und – in Tiefbohrungen – saline Ablagerungen eingelagert sind. Diese sind in den oberflächennahen Bereichen durch eine Subrosionsbrekzie vertreten. Der **Röt 2** besteht in der Definition nach HINZE (1967) aus einer Wechsellagerung von roten, zum Teil violettstichigen und grüngrauen Tonsteinen, in die wiederum Lagen von Kalkoolith, dünne Gipse und – stellenweise – ein zweites Steinsalzlager eingeschaltet sind. Charakteristisch sind außerdem dünne Bänke von Feinsandsteinen, die Abdrücke von Steinsalz-Kristallen enthalten. Das Gestein ist feingeschichtet. Der **Röt 3** ist ein außerordentlich einheitlicher Komplex von hellen ungeschichteten rotbraunen Ton-Siltsteinen, die sich durch grünliche Reduktionsflecken und eine polygonale Bröckeligkeit auszeichnen. Gipse fehlen weitgehend. Der **Röt 4** gleicht wiederum dem Röt 2. Er besteht vorwiegend aus roten, gut geschichteten Ton- und Siltsteinen mit dünnen Feinsandlagen, einzelnen Knollen und Lagen von Gipsen und Marken von Steinsalzkristallen. Die grauen Ton- und Mergelsteine und Dolomite des obersten Röt, die auch als Myophorien-Schichten bezeichnet werden, schloss er in den Röt 4 ein. Sie könnten, da sie sich vom Rest des Röt 4 stark unterscheiden, auch als eigene Einheit abgetrennt werden.

Wendet man diese von HINZE (1967) gegebenen Kriterien auf die Borkener Bohrungen an, so ergeben sich die in Abb. 2 eingezeichneten Grenzen der jeweiligen Einheiten. Die Grenze Röt 1/Röt 2 ist bei 198,8 m zu ziehen. Nach oben ist das Röt 2 schwieriger abzugrenzen. Nimmt man als Kriterien die Kombination von ungeschichtet, rotbraun und Entfärbungsflecken, so liegt die Grenze zum Röt 3 bei 131 m Teufe. Allerdings konnten Marker-Horizonte innerhalb des Röt 3, wie das von HINZE (1967) an zahlreichen Stellen in Südniedersachsen gefundene „Grüne Doppelband“, zwei quarzitisches zementierte Sandsteinbänke, nicht zweifelsfrei identifiziert werden. Der Röt 4 setzt bei 111 m Kernteufe der Bohrung Borken K 47 ein. Die oberste Einheit des

Röts, die Myophorien-Schichten, die in der Bohrung K 47 nicht vorhanden sind, beginnt bei einer Teufe von 21 m des Kerns 30a.

In zahlreichen Kartierungen im südlichen Niedersachsen und in Nordhessen hat sich die HINZE'sche Gliederung bewährt. Die einzelnen Einheiten können auch bei mäßigen Aufschlussverhältnissen und von Anfängern gut erkannt werden. Auch in Sachsen-Anhalt in den Aufschlüssen an der Unstrut ließ sich bei einer Begehung diese Gliederung wieder finden. Dagegen sind die einzelnen sandreichen Einlagerungen, wie der Gudensberger und Borkener Sandstein, nur bei guten Aufschlüssen oder Kernen erkennbar.

### 4.2 Biostratigraphie

Reste von Lebewesen sind aus dem Röt nur sehr selten überliefert, sei es, dass die weiten Flächen der Röt-Sabkha lebensfeindlich waren, sei es, dass die fast ausschließlich oxidierenden Bedingungen der Redbeds für die Erhaltung organischer Materie ungeeignet waren. Aber der Mangel auch an Spurenfossilien zeigt, dass die Salinare und die Sabkhas wohl schon primär weitgehend unbelebt waren. Rasche Wechsel der Salz-Gehalte könnten dafür die Ursache sein. Die wenigen Makrofossilien sind häufig an die sandigen Bänke gebunden. Pollen und Sporen sind die einzigen Mikrofossilien, die in den grauen Ton- und Siltsteinen, die den roten Abschnitten eingeschaltet sind, so häufig vorkommen, dass eine biostratigraphische Zonierung und Korrelation möglich ist.

In der Hessischen Senke wurden nur an wenigen Stellen und in wenigen stratigraphischen Positionen Makrofossilien gefunden. Am ehesten kommen Fossilien in der so genannten Röt-Fossilbank vor, einer karbonatischen, etwa 30 cm mächtigen Bank zwischen den Tonigen Grenzschieben des Mittleren Buntsandstein und dem eigentlichen Röt. In dieser Bank fand GRUPE (1911) verschiedene, mehr oder minder gut erhaltene Arten von Muscheln. Aus dem Röt 1 sind keine Körper-Fossilien bekannt. Charakterfossil für den Röt 2 ist die Muschel *Costatoria costata* (ZENKER 1833), die allerdings auch schon aus der Röt-Fossil-Bank erwähnt wird. So berichtete KUPFAHL (1979) von Funden im Bereich Kaufungen bei Kassel in feinsandigen Ton-Schluffsteinen und grauen Feinsandlagen. HINZE (1967) fand im südlichen Nie-

dersachsen „nicht allzu häufig wohlerhaltene Schalenabdrücke“ dieser Muschel in oolithischen Kalkbänken.

Der Röt 3 enthält keine Fossilien. In den obersten Schichten des Röts, den dolomitischen Myophorien-Schichten, kommen wieder Lebensreste vor (HORN 1982, MEIBURG 1983, VOLLBRECHT 1985). Genannt seien vor allem *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTHEIM), die namensgebende, weit verbreitete Muschel und der Brachiopode *Lingula tenuissima* (BRONN 1830). Sowohl die Myophorien als auch die Brachiopoden kommen monospezifisch, dann aber zum Teil in hunderten von Exemplaren, auf einzelnen Schichtflächen vor (Abb. 19, 20).

Im gesamten Kern Borken K 47 wurden trotz intensiver Suche keine Spurenfossilien gefunden. Thalassinoide Grabgänge fanden sich neben *Lingula* ebenfalls in den Myophorien-Schichten im großen Steinbruch bei Vogelbeck nördlich Northeim.

Wesentlich häufiger kommen Fossilien in der Schwellenfazies vor. BLAU et al. (1995) beschreiben von der Eichsfeld–Altmark-Schwelle Funde von *Costatoria costata* ebenfalls aus dem Röt 2 und aus den Myophorien-Schichten die namensgebende *Myophoria vulgaris* und *Lingula tenuissima*. Daneben konnten sie noch Foraminiferen aus sandigen Partien des Röt 2 und Röt 4 gewinnen, sowohl aus roten wie auch aus grauen Schichten. Einige weitere Lamellibranchiaten-Arten fanden GRONEMEIER & MARTINI (1973) in den Myophorien-Schichten der Rhön.

DOUBINGER & BÜHMANN (1981) untersuchten eingehend die Pollen- und Sporenführung der Borkener Bohrung. Sie fanden eine reiche Mikroflora und beschrieben 32 Sporen- und 49 Pollenarten. Daneben konnten sie Acritarchen, Tasmanaceen, Gehäuse von Foraminiferen und Holzreste nachweisen. Sie gliederten die Abfolge in mehrere Assoziationen (Abb. 2). Die 1. Assoziation, die von der Basis des Röts bis 190,45 m Teufe der Bohrung K 47 reicht, ist am artenreichsten. Sie stellten sie in das Mittel- bis Ober-Spathien des Skyths. Die 2. Assoziation reicht von



**Abb. 19.** Massenvorkommen von *Lingula* sp. Die Schalen bilden eine Taphozönose. Es sind fast ausschließlich Einzelklappen ähnlicher Größe eines Spülsaumes in der Lagune des Röt 4-Meeres. Myophorien-Schichten, Steinbruch Vogelbeck bei Northeim.

190,45 m bis 164,40 m Teufe und wird von den Autoren in das Unter-Anis eingeordnet. Es folgt ein fossilfreier Bereich von etwa 114 m, dem sich die 3. Assoziation anschließt, die von 50,60 m bis 9,90 m Teufe reicht. Hier kommen auch Foraminiferen vor. Diese 3. Assoziation soll das Mittel-Anis repräsentieren. VOLLBRECHT (1985) gab für graue Tonsteine des höchsten Röt 4 aus dem Steinbruch des Zementwerkes Hardeggen ähnlich reiche Mikroflora an, die denen der Borkener Bohrunge weitgehend entsprechen. Das regelmäßige Vorkommen von Foraminiferen und Vervahachium, einem Acritarchen, sprechen für marine Einflüsse.

Zu ähnlichen Ergebnissen wie DOUBINGER & BÜHMANN (1981) gelangte auch REITZ (1985, 1988) bei der Untersuchung von Kernbohrungen aus Volkmarshen im nordwestlichen Hessen und Salzderhelden nördlich Norheim im südlichen Niedersachsen. Er gliederte den Röt palynologisch in einen unteren Abschnitt, der den präsalinaren und salinaren Röt 1 umfasst, in einen mittleren Abschnitt, der den oberen Röt 1 und den Röt 2 einschließt und von ihm ins Unter-Anis gestellt wird. Der Röt 3 ist, ebenfalls wie in Borken, pollenfrei. Der Röt 4, die dritte Assoziation, wurde von ihm ins Mittel-Anis eingestuft.

VAN DEN ZWAAN & SPAAK (1992) legten – auch auf Grund von Pollen- und Sporen-Untersuchungen – die Skyth/Anis-Grenze im holländischen Röt, der sicherlich zeitgleich mit dem norddeutschen Röt abgelagert wurde, in die Evaporit-Folge des Röt 1.

### 4.3 Liefergebiete der Röt-Sedimente

Herkunftsgebiete und Transportwege sedimentärer Gesteine lassen sich neben den Schwermineralen anhand der K/Ar-Alter detritischer Muskowite bestimmen. Sandige Lagen des Röt 2 lieferten genügend zahlreiche und große Glimmer, um das Alter zu



**Abb. 20.** *Myophoria* sp. Röt 4, Myophorien-Schichten, Bohrung Borken K 30a, Teufe: 13,70 m, Bildbreite: 4 cm.

bestimmen. Es wurden Proben aus der Ziegeleigrube Volkmarshaus untersucht (REIFFERSCHIEDT 1996, PAUL & AHRENDT 1998). Die K/Ar-Bestimmung der detritischen Muskowite ergab spätvariszische Alter um 320 Ma. Daraus lässt sich schließen, dass das Sediment, ebenso wie das des Mittleren Buntsandsteins, vorwiegend aus dem süddeutschen Vindelizischen Land, dem Böhmisches Massiv oder dem französischen Massif Central stammt. Das Rheinische Massiv, das hauptsächlich ältere Glimmer-Alter zwischen 650 und 340 Ma enthält (KÜSTNER 2000), war wohl, wenn überhaupt, dann nur zu einem sehr geringen Anteil an der Lieferung von Sedimentmaterial beteiligt.

## 4.4 Fazies und Genese

Fasst man die hier mitgeteilten Beobachtungen und Messungen über die Lithologie, die Farben der Sedimente und die Sedimentstrukturen zusammen, so lassen sich genaue Aussagen zur Fazies und Genese des Röt gewinnen.

### 4.4.1 Farben der Sedimente

Die roten Farben der Sedimentgesteine werden im Allgemeinen auf geringe Gehalte von Hämatit zurückgeführt. PAUL & FRANKE (1977) und FRANKE & PAUL (1982) wiesen am Beispiel des Röt und der oberdevonischen Rotsedimente des Rhenozynikums nach, dass bei pelitischen Gesteinen Gehalte von etwa 2 % Fe<sup>3+</sup>, entsprechend etwa 3 % Hämatit, ausreichen, das Sediment zu röten.

Das Eisen wird entweder als fein verteilter Detritus oder adsorptiv an Tonmineral-Flocken gebunden an den Ort der Ablagerung transportiert. Die roten Farben entstehen erst bei der diagenetischen Entwässerung des Sedimentes, sind aber gewissermaßen latent schon vorhanden. Übersteigt beim mikrobiellen Abbau die im Sediment vorhandene Menge an organischen Substanzen den verfügbaren Sauerstoff, so wird der zusätzliche Bedarf an Sauerstoff durch Reduktion des dreiwertigen Eisens gedeckt. Das Eisen wird zu Fe<sup>2+</sup> reduziert, kann dann mobilisiert, in Tonminerale eingebaut oder als Pyrit oder Siderit ausgefällt werden. Unterschreitet auf diese Weise der vorhandene Gehalt an Fe<sup>3+</sup> den oben genannten Schwellenwert, so ist das Sediment grau oder auch grünlich gefärbt, was im Wesentlichen von den verschiedenen Tonmineralen abhängig ist oder es wird auch durch fein verteilten Pyrit schwarz gefärbt. Rote Sedimentfarben deuten daher allgemein auf Milieus geringer Produktivität. Mit diesem Ergebnis im Einklang steht das Fehlen von Körper- und Spurenfossilien. Die grauen Farben des unteren und höheren Röt sind wohl auf die Tätigkeit jetzt nicht mehr erhaltener Algen oder Cyanobakterien zurückzuführen, die in den durchlichteten Salzseen und -tümpeln gut gedeihen konnten.

Die Ursachen des farblichen Unterschiedes zwischen den violettstichigen roten Farben des Röt 2 und 4 und den rotbraunen Farben des Röt 3 sind nicht genau bekannt. Möglicherweise spielen Korngrößen-Effekte oder die Art der Hämatit-Verteilung

eine Rolle (HINZE 1967, BACKHAUS & HEIM 1995). Die grünlichen Entfärbungsflecken des Röt 3 sind sehr wahrscheinlich auf ehemals im Sediment vorhandene organische Partikel zurückzuführen, bei deren mikrobiellem Abbau es zu lokalen Sauerstoff-Defiziten kam. Die Sandsteinbänke, auch die dünnen, sind häufig grau oder hell. Beim aquatischen Transport der Sandkörner gelangten auch organische Partikel ins Sediment, die dann während der Diagenese die Entfärbung verursachten.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die meisten Röt-Gesteine unter oxidierenden Bedingungen sowohl abgelagert als auch diagenetisch verfestigt wurden.

### 4.4.2 Fluviale Fazies

Die roten Sandsteine der Solling-Folge in der nördlichen Hessischen Senke sind, wie die Sedimentstrukturen ausweisen, fluvialen Ursprungs. Neuere sedimentologische Untersuchungen zeigen, dass sie im unteren Teil von verflochtenen und im höheren Teil von mäandrierenden Flüssen abgelagert wurden (WYCISK 1984, OLSEN 1988, WEBER 2000). Die Transportrichtung der Sande war nord- bis nordostwärts. Liefergebiet war das Vindelizische Land in Süddeutschland oder das Massif Central in Frankreich (PAUL & AHRENDT 1998). Fluvialen Ursprungs sind auch die Thüringischen Chirotherien-Sandsteine, die im höchsten Teil der Solling-Folge auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und im südlichen Bereich des betrachteten Gebietes vorkommen. In den Stammen-Schichten, beziehungsweise den Tonigen Grenzschichten Niedersachsens, verzahnen sich fluviale Sandsteine und Ton-Siltsteine, die einen Playa-artigen Charakter aufweisen.

Nicht klar ist die genetische Stellung der zahlreichen Sand- und Siltlagen im Röt 2 und Röt 4. Hier sind insbesondere die klastischen unteren Abschnitte der Kleinzyklen anzusprechen. Da es in der Hessischen Senke für eine marine Aufarbeitung im Bereich der Küste keine Anzeichen gibt, sind sie wohl eher als kurzfristige Vorstöße der fluvialen Fazies zu werten, die weit in den Sabkha-Bereich reichten. Die oberen, tonig-siltigen Abschnitte dieser Kleinzyklen sind schwer zu deuten: entweder sind es Überflutungs- oder Sabkha-Sedimente, auf die weiter unten eingegangen wird. Allerdings spricht der hohe Gips-Gehalt dieser Schichten eher für eine Sabkha. Entsprechend wären das Röt 2 und Teile des Röt 4 als eine Wechsellagerung von Fluss- und Sabkha-Ablagerungen zu bezeichnen. Fluvialen Ursprungs sind wohl auch die weit verbreiteten graugrünen Feinsandlagen im Röt 3.

### 4.4.3 Salinar-marine Fazies

Die Ingression des Röt-Meereres über die Tonigen Grenzschichten beziehungsweise den Chirotherien-Sandstein der Solling-Folge erfolgte ohne größere stratigraphische Lücken. Im Aufschluss bei Groß Lengden südlich Göttingen ist die Oberfläche der Solling-Folge deutlich erosiv gekappt (Abb. 16). In der Bohrung Remlingen 5, die nördlich des Harzes abgeteuft wurde (Abb. 1), endet die Solling-Folge mit einem Horizont, der rote Tonstein-

Klasten enthält und der als Transgressions-Horizont des Röt-Meeres gedeutet werden könnte (PAUL & KLARR 1987). In anderen Aufschlüssen ist keine Aufarbeitung zu erkennen.

Der Röt 1 und der obere Teil des Röt 4 sind in Borken salinar-marinen Ursprungs. Die Kerne liefern keine Hinweise für eine stärkere Wellenaktivität. Auf der Schwelle, so bei Groß Schneen südlich Göttingen, enthalten die Gipse des Röt 1 neben Rippeln, die aus Gips-Siltsteinen bestehen, Selenit-Lagen und Sabkha-Gipse. Dies sind Anzeichen für geringe Wassertiefen und strömendes Wasser. Insbesondere Selenit-Horizonte sind am Boden des Meeres in einem vermutlich nur wenige Meter tiefen Wasser gefällt worden (WARREN 1999). Das Röt-Meer war niedrigerenergetisch und wahrscheinlich nur wenige Meter bis einige Zehnermeter tief. Es dehnte sich im Süden bis in den Odenwald aus (BACKHAUS 1981). Unklar ist, ob und wie stark das Meer bereits zur Zeit der Transgression übersalzen war, denn eine normal-marine Phase mit entsprechenden Ablagerungen lässt sich nicht nachweisen. Es existiert nur die oben beschriebene Röt-Fossilbank, die wenige Muschelarten enthält. Bereits die basalen Tonsteine des Röt 1 enthalten keine Makrofossilien. Die darüber einsetzenden Gipssteine des Röt 1 und auch die des Röt 2 sind in Niedersachsen nach Bestimmungen des  $\delta^{34}\text{S}$ -Wertes eindeutig marinen Ursprungs (JORDAN et al. 1986, NIELSEN 1965). Dasselbe gilt auch für das Steinsalz, das nach den Brom-Gehalten ebenfalls mariner Herkunft ist (HOLSER & WILGUS 1981). Auch die in den Borkener Bohrungen und auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle vorkommenden gut geschichteten bis laminierten Gipse sind subaquatisch aus salinaren Wässern gefällt, wohingegen die zahlreich vorkommenden Gipsknollen innerhalb des Sedimentes eher in einer Sabkha entstanden.

Geographisch reichte die Abscheidung von Steinsalz in der Beckenachse der Hessischen Senke bis nach Borken, wo die einige Meter mächtige Brekzie im Röt 1, wie bereits BÜHMANN & RAMBOW (1979) vermuteten, auf die Subrosion von möglicherweise mehr als 10 m mächtigem Steinsalz deutet. Da über diesem Horizont in den zahlreichen Gipslagen keine Spur von Lösung auftritt, kommt als Verursacher der Brekzie nur die Subrosion von Steinsalz in Frage. Leider lässt sich nicht unterscheiden, ob das Salz bereits rötzeitlich oder erst später gelöst wurde. In der norddeutschen Tiefebene kann das Steinsalz des Röt 1 mehr als 100 m mächtig werden (TRUSHEIM 1971). Auch im nördlichen Teil der Eichsfeld-Schwelle ist im Röt 1 Steinsalz ausgeschieden worden, das an den Brekzien-Horizonten erkennbar (HINZE 1967) oder wie in der Bohrung Remlingen 5 noch vorhanden ist. Auch östlich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle greift die Ablagerung von Steinsalz, so in der Bohrung Rockensüßra, bis weit in das Thüringer Becken vor. In Norddeutschland führt auch der Röt 2 noch ein Steinsalzlager (TRUSHEIM 1971). Dieses ist im hier betrachteten Gebiet der nördlichen Hessischen Senke und auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle nicht mehr ausgebildet, sondern wird im südlichen Niedersachsen und in Schwellenpositionen durch eine Lücke oder Gipsablagerungen vertreten.

Im höheren Röt 4, den Myophorien-Schichten, tritt wieder ei-

ne marine Fazies auf. Die dolomitischen, laminierten Schichten wurden in einem flachen, leicht übersalzten Meer abgelagert. Nach oben – zum Muschelkalk hin – nimmt die Zahl der Arten und die Häufigkeit der marinen Fauna zu. Aber erst mit dem Beginn des Wellenkalks über dem Grenzgelbkalk setzt die volle Spannweite der marinen Fauna in der Hessischen Senke ein (PAUL & FRANKE 1977). Insgesamt wurden die Myophorien-Schichten in einem subtidalen, möglicherweise lagunären Milieu abgelagert.

#### 4.4.4 Sabkha-Fazies

Sabkhas sind durch einen sehr flachen Übergang vom Land zum Meer in ariden bis semi-ariden Klimaten charakterisiert. Bei geringen Spiegelschwankungen des Meeres oder auch schon bei stärkeren landwärtigen Winden kann Meerwasser die Sabkha überfluten und weit landwärts vordringen. Das Meerwasser infiltriert das Sediment und bildet neues oberflächennahes, stark salziges Grundwasser. Die Verdunstung im ariden Klima führt zu einem aufsteigenden kapillaren Porenwasserstrom und zum Überschreiten des Löslichkeitsproduktes für Gips. Innerhalb des Sedimentes bilden sich Gips-Knollen (chicken-wire gypsum). Die Präzipitate von Salz an der Oberfläche werden von der nächsten Überflutung wieder gelöst. Die wichtigsten Merkmale einer Sabkha sind Gips- oder Anhydrit-Knollen, die oft in Lagen angereichert sind, Fossilfreiheit, nur dünne Evaporit-Horizonte, Dolomite, Salzkristalle, dünne flat-pebble-Konglomerate und eine Position am Rande eines Meeresbeckens (KENDALL & HARWOOD 1996, WARREN 1991, 1999). Die meisten dieser Phänomene sind in den Sedimenten des Röt 2 und Röt 4 und zu Teilen im Röt 1 verwirklicht. Die dünnen Evaporit-Lagen wurden durch die nächste Überflutung oder Süßwasser, das von Flüssen gebracht wurde, wieder gelöst. Nur die Steinsalz-Kristallmarken blieben übrig.

Bemerkenswert ist die große Breite dieser Sabkha, die von Hannover bis nach Frankfurt am Main reicht, also etwa 300 km breit ist. Ein Vergleich mit den rezenten Sabkhas ist aber nur bedingt möglich, da sich die heutigen Küstenmorphologien nach den großen Spiegelschwankungen des Pleistozän noch nicht auf den gegenwärtigen Meeresspiegel eingestellt haben. Ein rezent-Modell für diese großen Sabkha-Flächen des Rötmeeres gibt es daher nicht.

#### 4.4.5 Äolische Fazies

Typisch für diese Fazies, die nach der Definition von HINZE (1967) weitgehend dem Röt 3 entspricht, ist – im Vergleich zu den anderen Sedimenten des Röt 1 – die Homogenität des Gesteins, das weitgehend schichtungslos ist (Abb. 7), das Fehlen von Trockenrissen und anderen Sedimentstrukturen, wie den sonst so häufigen Entwässerungsstrukturen. Das Gestein besteht fast ausschließlich aus Siltkörnern und entsprechend großen Ton-Aggregaten (Abb. 8). Aus der Kombination dieser Merkmale ergibt sich, dass diese Einheit wohl äolischen Ursprungs ist und dem quartären Löss ähnelt.

Aus den frei liegenden Oberflächen der Schlammebenen und der Randgebiete wurde bei niedriger Grundwasseroberfläche die oberste ausgetrocknete staubige Schicht ausgeblasen, ähnlich wie dies rezent im nördlichen und westlichen Afrika und an der texanischen Küste geschieht (PRICE 1963). Im Lee der australischen Salzseen häuften sich – vorwiegend im Pleistozän – Dünen auf, die vorwiegend aus Ton-Aggregaten bestehen und die „junettes“ genannt werden (BOWLER 1973). Als Paläolöss beschrieb SOREGHAN (1992) oberkarbonische Sedimente in Arizona und New Mexico, die aus 5–15 m mächtigen deckenartigen, schichtungslosen Siltkörnern bestehen und die im Lee ausgedehnter Schlammebenen und Sabkhas lagen, aus denen die Körner ausgeblasen wurden. Auch ein Teil des englischen triassischen Keuper Marl besteht aus windbürtigen Silten und Ton-Aggregaten (WILLS 1970).

Die mineralogische Zusammensetzung der Äolianite entspricht dem Angebot im Liefergebiet. Die Aggregate entstehen nach den Untersuchungen von PRICE (1963) während der Zeiten von verstärkter Insolation aus den dünnen, getrockneten und gerollten, salzigen Krusten der Schlamm-sedimente, die in kleinere Bruchstücke zerfallen und dann mit den Siltkörnern vom Wind verfrachtet werden können. Der Zerfall der Krusten wird beim Trocknen durch das Ausblühen feinkörniger Salzkristalle und die Bildung dünner Röllchen begünstigt. Infolge hygrokopischer Absorption von Wasser während feuchter Perioden werden die Aggregate wieder plastisch, stabilisieren so die Oberfläche und schützen sie vor weiterer Verfrachtung. Durch die saisonale Wiederholung von Austrocknung, Verfrachtung, Stabilisierung und Addition dünner Schichten können sich bis zu einige Meter mächtige Dünen mit niedrigen Hangwinkeln bilden. Bei geringen Sedimentationsraten werden die Schichten homogenisiert. Eine ursprüngliche Schichtung bleibt eventuell nur als diffuse Bänderung bestehen. Voraussetzung für Entstehung von äolischen Silt-Ton-Sedimenten sind flache salzige Wasserkörper mit saisonal exponierten Schlammebenen, starke und richtungskonstante Winde und ein semi-arides Klima (BOWLER 1973). Diese Voraussetzungen waren im Röt gegeben. Norddeutschland war während der Unteren Trias auf etwa 25–30° nördlicher Breite, also voll im Trockengürtel im Bereich des NNE-Passats (ZIEGLER 1990).

Interessant ist das Fehlen von Corrensit, dem Tonmineral, das in hypersalinen Milieus gebildet wird und das sonst überall im Röt der nördlichen Hessischen Senke vorkommt. Im Allgemeinen sind von der äolischen Umlagerung nur die obersten Dezimeter oder bestenfalls Meter des Gesteins betroffen. Wahrscheinlich entstand Corrensit als diagenetisches Mineral erst im Bereich der Grundwasseroberfläche, sodass er von der Deflation nicht mehr erfasst wurde (LIPPMANN & SAVAŞÇIN 1969). Es ist daher anzunehmen, dass die Grundwasseroberfläche zur Zeit der Bildung der Äolianite tiefer lag als vorher und nachher und damit den Röt 3 als eine Zeit höherer Aridität gegenüber den anderen Fazies ausweist. Auch der Gehalt an Gips ist im Röt 3 geringer als in den übrigen Röt-Einheiten. Eine andere Möglichkeit ist, dass der Meeresspiegel, die allgemeine Vorflut, tiefer lag, sodass

die obersten Sedimentpartien saisonal stärker austrocknen konnten als im Röt 2 und Röt 4. Auf jeden Fall ist das Röt 3 das kontinentalste der Röt-Sedimente. In diesen Kontext passt auch das absolute Fehlen beziehungsweise die Nichterhaltung von Pollen und Sporen. Bei Umlagerung in oxidierenden Milieus und langsamer Sedimentation blieben vom Wind herantransportierte Pollen nicht erhalten.

Auf der Eichsfeld–Altmark-Schwelle kommt die äolische Fazies nicht nur im Röt 3, sondern in dünnen Lagen im basalen Röt 2, Röt 4 und bevorzugt im oberen Teil des Röt 2 vor, wo sie einen großen Teil der Schichtenfolge einnimmt (WENZEL 1994). Die größere Verbreitung auf der Schwelle hängt sicher damit zusammen, dass hier der Spiegel des phreatischen Wassers tiefer als in der Senke lag, sodass die Deflation leichter und häufiger erfolgte.

Die im Röt 3 flächenhaft verbreiteten dünnen, quarzitisches zementierten Sandsteinlagen werden als Anzeichen von Schichtfluten gedeutet, als Ergebnis von Starkregenfällen im Hinterland. Diese Sandsteine sind also eher vom Festland, von Süden her transportiert worden, als dass sie aus dem marin-evaporitischen System stammen beziehungsweise umverteilt wurden.

#### 4.4.6 Böden

In den Röt-Sedimenten von Borken und auch von anderen Aufschlüssen der nördlichen Hessischen Senke wurden Horizonte, die auf eine Bodenbildung schließen lassen, so zum Beispiel gesprenkelte oder marmorierte Partien, typische Karbonat- oder Silikat-Konkretionen oder auch Wurzelbahnen, nicht gefunden. Nur auf der Eichsfeld–Altmark-Schwelle ist zwischen der Solling-Folge, und dem Röt ein Boden eingeschaltet. Bei Groß Lengden, südlich von Göttingen, ist dieser Bereich gut aufgeschlossen (Abb. 17). Die obersten 50 cm des Sandsteins enthalten unregelmäßige linsenartige rote und weiße Karneol- bzw. Chalcedonbildungen. Außerdem erfasste eine diffuse Quarz-Zementation den obersten grauen Meter des Sandsteins. Unterhalb dieser Zementation kommen in Zwickeln, auf Klüften und in Form von Knötchen kalzitisch zementierte Bereiche vor. Verschiedentlich sind silifizierte und auch karbonatisch zementierte Wurzelröhren zu beobachten. Sie weisen diesen Horizont als eine Silcrete aus. Die unregelmäßige Oberfläche des silifizierten Sandsteins ist erosiv gekappt worden. Ein darüber folgendes knapp 10 cm mächtiges Band besteht aus feingeschichteten, grauen, feinsandigen, schluffig-mergeligen Tonsteinen. Innerhalb des Tonsteins tritt konkordant ein wenige Zentimeter mächtiger violetter Abschnitt auf. Über dem Tonstein folgt ein etwa 50 cm mächtiger Horizont, der aus großen dolomitischen Knollen in einer grauen tonig-schluffig-sandigen Matrix besteht. Eine Schichtung ist nicht zu erkennen. Die Knollen sind stark rekristallisiert und enthalten zahlreiche braune Flecken, die aus Mangan oder Eisen-Mineralen bestehen. In einigen Knollen kann man in Anschliffen deutlich zirkumradiale Risse erkennen, die typisch für pedogene Bildungen sind. Nur vereinzelt kommen, bevorzugt an der Basis,

Karneol-führende Knollen und Sandstein-Gerölle vor: Die Dolomit-Knollen enthalten aber in Zwickeln, in Rissen oder auch am Außenrand anzementiert, Sandkörner. Sie entstanden also in einem sandigen Milieu und sind höchstwahrscheinlich vom transgredierenden Röt-Meer aufgearbeitet worden. Der Horizont ist als umgelagerte dolomitische Calcrete, die auch als Dolcrete bezeichnet wird, zu deuten. KALLIES (1963) legte die Grenze Röt/Mittlerer Buntsandstein an den Top dieser Dolomit-Knollen. Es ist aber auch möglich, dass die Grenze an die Basis der dünnen grauen bzw. violetten, gut geschichteten Tonlage zu setzen ist, je nachdem ob die Aufarbeitung fluviatil oder bei der marinen Transgression des Röts erfolgte. Die Fazies dieser Schichten und die genaue Abfolge der pedogenen, früh- und spätdiagenetischen Prozesse müssen noch näher untersucht werden.

Entsprechende Bodenbildungen konnte ORTLAM (1974) mit den so genannten Violetten Horizonten nachweisen, die sich von Süddeutschland bis ins nördliche Hessen erstrecken und die als Marker-Horizonte dienen. Der Boden zwischen der Solling-Folge und dem Röt wurde von ihm als VH2b-Horizont bezeichnet. Er lässt sich auch bei Eschwege auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle nachweisen (LUKAS & WENZEL 1991). Nach Dünnschliff-Untersu-

chungen bestehen dort die Karneole aus kryptokristallinem Quarz und fleckenartig auftretendem Karbonat. Die Karneole entstanden nach diesen Autoren durch die Verdrängung karbonatischer oder evaporitischer Konkretionen. Reste ehemaliger Algen oder Cyanobakterien, die LANGBEIN (1974) in den Karneol-Konkretionen des Chirotherien-Sandsteins im Thüringer Becken fand, konnten LUKAS & WENZEL (1991) auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle nicht nachweisen. Dies ist insofern von Bedeutung, als bei der Interpretation als ehemalige Algenreste die Deutung als Silcretes hinfällig wäre. Der Quarz stammt wohl aus der An- und Auflösung detritischer Quarzkörner, die bei alkalischen pH-Werten, wie sie in salinaren Porenwässern herrschen, eine erhöhte Löslichkeit aufweisen.

Es gibt mehrere Gründe, weshalb in der nördlichen Hessischen Senke innerhalb der Röt-Ablagerungen keine Böden auftreten: zum einen waren infolge einer mehr oder minder stetigen Sedimentation die Zeiträume, in der die jeweilige Sediment-Oberfläche der Verwitterung ausgesetzt war, zu kurz als dass sich ein Boden hätte bilden können, und zum anderen waren die Sabkha-Verhältnisse, die im größten Teil des Röts vorherrschten, für einen Pflanzenwuchs als wichtiges Agens einer Bodenbildung zu ungünstig.

## 5. Steuernde Faktoren der Sedimentation

Die wichtigsten Faktoren, die die Sedimentation steuern, sind Tektonik, Änderungen des Meeresspiegels oder des base-levels und das Klima. Ihr Zusammenspiel bestimmt die Fazies, Mächtigkeit und die Transportrichtung des Sedimentes.

### 5.1 Tektonik

Die Tektonik, das Resultat der Kräfte des Erdinneren, schafft die Voraussetzungen für das Wirken von Meeresspiegel und Klima. Das seit dem unteren Perm entstehende Germanische Becken war während des gesamten älteren Mesozoikums ein Gebiet aktiver Subsidenz. Im Buntsandstein war das hier betrachtete Gebiet bereits randlich in diese lang andauernde Subsidenz einbezogen. Aber nicht alle Areale wurden gleichmäßig von ihr erfasst. Der Rheinische Block im Westen und die Eichsfeld-Altmark-Schwelle im Osten blieben in der Abwärtsbewegung zurück, während die dazwischen liegende Hessische Senke kräftig abgesenkt wurde (HERRMANN 1962, PAUL 1993a). Zwar postulierten BINDING & BACKHAUS (1995, S. 98), dass die im Mittleren Buntsandstein an regionale Becken und Schwellen gebundene Sediment-Verteilung im Röt an Bedeutung verloren habe. Diese Aussage lässt sich aber bei genauer Betrachtung nicht aufrecht erhalten. Zwischen der Hessischen Senke und der Eichsfeld-Altmark-Schwelle bestehen sowohl in der Mächtigkeit als auch in der Fazies des Röts bedeutende Unterschiede. So ist der Röt auf dem Scheitel der Schwelle nur etwa 100 m mächtig (WENZEL 1994), während in Borken knapp 250 m erreicht werden. An die Schwellenfazies sind meh-

rere Meter mächtige Sulfat-Ablagerungen gebunden. Entsprechende Gipslagen in Borken werden nur wenige Zentimeter mächtig. Andererseits fehlen auf der Schwelle Steinsalze. Im Becken kommen Karbonat-Lagen nur in den obersten Myophorien-Schichten vor. Oolithe treten überhaupt nicht auf.

Das Germanische Becken sank auch zeitlich nicht gleichmäßig ein. Es gab Perioden stärkerer Aktivität, die sich als Phasen oder Impulse bemerkbar machen. Sie bewirkten ein stärkeres Relief zwischen Becken und Liefergebiet, als deren Folge zum Beispiel gröbere Körner in das Becken transportiert und abgelagert wurden. Entsprechend dem Relief-Gradienten wurde das Sediment von Süden nach Norden transportiert. Ein solcher Impuls war zu Beginn der Solling-Folge wirksam und verursachte die H-Diskordanz (TRUSHEIM 1961, HERRMANN 1962). Während des Zeitraumes des Röts sind aber solche Impulse nicht zu beobachten. Unterschiede in den Korngrößen der abgelagerten Klastika sind eher an Fluktuationen des Meeresspiegels oder Klima-Änderungen gebunden. Da das Rheinische Schiefergebirge als Sedimentlieferant keine größere Rolle spielte, ist anzunehmen, dass es sich nur wenig über das allgemeine Sedimentations-Niveau erhob. Die einst sicherlich vorhandene Randfazies des Röts zum Rheinischen Massiv hin ist infolge späterer Erosion nicht mehr erhalten (Abb. 1).

Vereinfachend kann man sagen, dass im Röt weiterhin eine Differenzierung in Schwellen und Becken bestand, dass vermutlich aber keine großen Reliefunterschiede herrschten, da die unterschiedliche Subsidenz durch die klastische und evaporitische Sedimentation relativ rasch ausgeglichen wurde. Der hier be-

trachtete Raum der nördlichen Hessischen Senke zwischen Borken und dem südlichen Niedersachsen wird am besten als randliche, weit nach Süden ausgreifende Bucht des norddeutsch-polnischen Beckens bezeichnet.

## 5.2 Fluktuationen des Meeresspiegels

Grundlage der Sequenz-Stratigraphie, die erst in den letzten Jahrzehnten als eigene Disziplin ausgebaut wurde, sind Fluktuationen des Meeresspiegels oder auch allgemein der Lage des Vorfluters, des base levels (HAQ et al. 1987). Die Sequenz-Stratigraphie untersucht die Auswirkungen, die ein sich ändernder Meeresspiegel auf die Sedimentation im Meer und im Vorland hat. Sie berücksichtigt aber auch die Vorgaben des geodynamischen Geschehens. Schwierigkeiten ergeben sich im Fall des Röts durch fehlende oder nur sehr ungenaue Zeitmarken und vor allem durch die Evaporite, deren sequenzstratigraphische Positionen noch nicht eindeutig geklärt sind. So sind zum Beispiel die sequenzstratigraphischen Deutungen für die relativ gut untersuchten Evaporite des Zechsteinmeeres widersprüchlich (TUCKER 1991, GOODALL et al. 1992, STROHMENGER et al. 1996). Evaporit-Becken können sich – anders als die durch Siliziklastika oder Karbonate geformten Becken – autozyklisch verhalten, d.h. die Änderungen der Laugenspiegel können unabhängig vom Meeresspiegel erfolgen. Dies trifft besonders für beckenweite Evaporite zu, die vorherrschend infolge Durchsickerung (seepage) mit salzhaltigen Lösungen versorgt werden (WARREN 1999).

Bislang gibt es keine Übereinkunft über die Zahl der den Röt betreffenden Transgressions-/Regressionszyklen und ihre hierarchische Einordnung. So besteht nach AIGNER & BACHMANN (1992, S. 118–120) und AIGNER (1998) der Röt aus zwei Sequenzen, wobei die Lage der Systeme bei ihnen nicht eindeutig ist. Der lowstand systems tract (LST) der ersten Sequenz soll beim Thüringer Chirotherien-Sandstein (= Tonige Grenzschichten) sein, der transgressive systems tract (TST) im Unteren Salinar (= Röt 1 Salinar) und der highstand systems tract (HST) im Oberen Salinar (= Röt 2 Salinar) und im Röt 3 sein. Das Röt 1 Salinar könnte nach diesen Autoren möglicherweise aber auch einen Tiefstand repräsentieren. Die zweite Sequenz (LST) soll mit dem fluviatilen Röt-Quarzit beginnen. Ihre Korrelation des süddeutschen Röt-Quarzites mit einem sandigen Bereich im oberen Bereich der Bohrungen Bockenem 1 und Bockenem 100a nahe des Harzrandes ist spekulativ und wird nicht durch Korrelationsketten gestützt. Die Myophorien-Schichten sollen den TST einnehmen, der sich bis in den Unteren Muschelkalk fortsetzt. BACKHAUS (1994) nahm für dieselbe Schichtenfolge vier Zyklen an, während VAN DEN ZWAAN & SPAAK (1992) für den niederländischen Röt wiederum von nur zwei Sequenzen ausgehen, wobei allerdings in den Niederlanden der Röt die Solling-Folge stratigraphisch einschließt.

Ausgehend von den Erkenntnissen und der Situation in der nördlichen Hessischen Senke ergibt sich folgendes Szenario: Die dem Röt vorausgehenden Tonigen Grenzschichten bzw. der Chirotherien-Sandstein zeigen gegenüber den eigentlichen Sol-

ling-Sandsteinen bereits Anzeichen nachlassender fluviatiler Transport-Energie an. Es ist daher anzunehmen, dass die Vorflut relativ hoch lag. Die Bodenbildung vor Beginn des Röts repräsentiert sicher einen Tiefstand. Der Röt startete mit einer Transgression, die auf dem flachen Schelf weit und relativ rasch ins Vorland übergriff. Im unteren Röt lassen sich zwei evaporitische Zyklen nachweisen, die durch Fluktuationen des Meeresspiegels bedingt sind und die weitgehend dem Röt 1 und Röt 2 nach HINZE entsprechen. Steinsalz ist bislang nur im Becken, nicht auf der Schwelle nachgewiesen worden. Die im Salinar-Zyklus vorhergehenden (progressiven) und die nachfolgenden (rezessiven) Gipse sind in besonderer Mächtigkeit auf den Schwellen entwickelt, d.h. während der Ablagerung der Steinsalze war der Meeresspiegel niedriger als vorher und nachher. Im Röt 1 war die nördliche Hessische Senke Teil des evaporitischen norddeutsch-polnischen Röt-Meer. Da es keine Barrieren zwischen dem Hauptbecken und den randlichen Senken gab, kann man nicht von einer lagunären Fazies sprechen; es sei denn, man bezeichnet das gesamte Röt-Meer als eine große Lagune. Insgesamt bildet das Röt 1 eine typische zyklische Meeresspiegelschwankung ab. Der transgressive Ast ist im Fall der Bohrung Borken K 47 nur sehr geringmächtig. Steinsalz wurde, wie oben beschrieben, auf der Schwelle nicht mehr ausgeschieden.

Die zweite Transgression führte auf der Schwelle zeitweise zur Ablagerung von drei dünnen karbonatischen Sandsteinbänken, die Foraminiferen und andere marine Faunen enthalten (WENZEL 1994). Diese Sandsteine sind Zeichen eines Meeresspiegel-Hochstandes. In Borken und den anderen Teilen der nördlichen Hessischen Senke sind sie durch Tone stark verdünnt und als solche nur schlecht oder nicht erkennbar. Nur hin und wieder beweisen laminierte Gipse, so bei der Teufe 165 m der Bohrung Borken K 47, dass auch hier das Meer die Küsten-Sabkha überflutete.

WARREN (1999) diskutiert, inwieweit Schwankungen des Meeresspiegels, die die Grundlage der Sequenzstratigraphie bilden, sich überhaupt in evaporitischen Becken bemerkbar machen, da in solchen Becken die Sedimentation eher autozyklisch gesteuert wird. Er unterscheidet zwei Typen von Salzablagerungen: die mächtigen Becken-Evaporite, die während eines Tiefstands abgeschieden werden und die geringmächtigen Schelfsalze, die einen Hochstand repräsentieren. Überträgt man diese Modelle auf das Röt-Becken, so könnte das Röt 1-Salinar einem LST und das Röt 2-Salinar einem HST entsprechen. Da aber sedimentologisch-fazielle Untersuchungen der Röt-Salze bislang fehlen, sind sichere Aussagen nicht möglich.

Die in dieser Arbeit vorgelegte Interpretation der Gesteine des Röt 3 als äolische Sedimente stimmt nicht mit der Interpretation von BACKHAUS (1994) überein, der für diese Einheit einen eigenen transgressiven Zyklus annahm. Es gibt aber in der nördlichen Hessischen Senke keine Anzeichen für eine solche Transgression. Im Gegenteil, das vermutete Übergreifen der Röt 3- Fazies – der äolischen Fazies – auch in die norddeutsche Beckenfazies, deutet auf einen Tiefstand des Meeresspiegels. Nicht völlig klar ist die Fazies

der karbonatischen, silifizierten Sandlagen, der „Doppelquarzite“ im Röt 3. Vermutlich sind sie als sheet sands zu deuten. Dann weisen sie auf fluviatile Überflutungen aus dem Hinterland hin.

Mit dem Röt 4 wird die Transgression des Muschelkalk-Meeres eingeleitet. Der rote Röt 4 ist wie der Röt 2 größtenteils wieder in einer Küsten-Sabkha abgelagert worden. Möglicherweise sind dünnere, schichtungslose Abschnitte – vornehmlich im unteren Teil – wohl noch äolischen Ursprungs. Mit den Myophorien-Schichten hat der Anstieg des Meeresspiegels das Niveau des Landes erreicht beziehungsweise überschritten. Es sind im Wesentlichen flach-marine, lagunäre Ablagerungen. Die Transgression geht auch mit dem Einsetzen des Muschelkalks weiter. Die maximum flooding surface (mfs) liegt im Unteren Muschelkalk. Insgesamt kann der Röt 4 als Teil eines TST bezeichnet werden. Folgt man dieser Interpretation, so würden sich für den gesamten Röt drei, beziehungsweise drei und ein halber Zyklus ergeben. Denkbar sind auch zwei Zyklen, wobei der erste Zyklus (Röt 1 und 2) in zwei Zyklen niedrigerer Rangordnung aufgespalten werden können. Auf jeden Fall muss für eine genauere Zuordnung und Interpretation das Koordinatensystem der zeitlichen und räumlichen Parameter des Röts enger geknüpft werden. Insbesondere die Sedimentologie der Beckenfazies und die detaillierte Korrelation und Interpretation der Sandlagen ist nötig, damit ein sequenzstratigraphisches Modell des Röts aufgestellt werden kann.

Bislang nicht eindeutig gesichert ist die detaillierte Korrelation mit den globalen Fluktuationen des Meeresspiegels und insbesondere mit denjenigen der Tethys, die durch das Vindelizische Land vom Germanischen Becken getrennt war. HAQ et al. (1987) nahmen für den globalen Meeresspiegel im hier betrachteten Zeitraum des oberen Skyth und unteren bis mittleren Anis zwei transgressive Phasen an, die durch eine regressive Periode getrennt waren. Sie bezeichneten diese Zyklen als UAA 1.5 und UAA 2.1. Im Bereich der westlichen Tethys begann im oberen Skyth eine längerfristige Transgression, die bis ins obere Karn andauerte. Unterbrochen wurde sie durch zwei kurzfristige Regressionen an der Skyth/Anis-Grenze und im Ober-Anis (BRANDNER 1984). Jedoch fehlen bislang genauere Zeitmarken, diese Ereignisse mit der Entwicklung des Rötmeeres zu korrelieren.

### 5.3 Klima

Die Hessische Senke befand sich während des Röts zwischen 25° und 30° nördlicher Paläobreite, das heißt im Bereich der

## 6. Ausblick

In dieser Arbeit habe ich versucht, ausgehend von den Borke-ner Bohrungen, die Röt-Sedimente der nördlichen Hessischen Senke faziell zu deuten und in die dynamische Entwicklung des absinkenden Germanischen Beckens einzupassen. Infolge fehlender Aufschlüsse oder bisher sedimentologisch nicht bearbei-

großen Trockengürtel, die von den Passat-Winden beherrscht werden (ZIEGLER 1990, PARRISH 1999). Im Laufe des Perms hatte sich Mitteleuropa immer weiter vom humiden tropischen Klimagürtel entfernt, sodass es während dieser Zeit immer trockener wurde. Auch im Unteren und Mittleren Buntsandstein herrschte über weite Strecken ein trockenes Klima vor, wenn auch immer wieder feuchtere Perioden auftraten, die sich wahrscheinlich auf Milankovitch-Zyklen zurückführen lassen (PAUL 1993b). Wichtige Fragen sind daher, wie trocken war das Klima während des Röts, und blieb es während der gesamten Dauer trocken? Auskunft können die sedimentären Strukturen und die im Sediment überlieferten Pollen und Sporen geben. So weisen die zahlreichen Vorkommen von hygrophytischen Farnsporen (*Verrucosisporites* sp.) im unteren Röt auf ein nur gemäßigtes trockenes Klima (DOUBINGER & BÜHMANN 1981, VAN DEN ZWAAN & SPAAK 1992). Ihre Ablösung im oberen Röt – aus dem Röt 3 sind keine Sporen und Pollen überliefert – durch Koniferenpollen, wie *Triadispora* sp. und *Striatoabietites* sp. zu Beginn des Anis deutet auf ein deutlich trockeneres Klima.

Die zahlreichen Entwässerungsstrukturen der Röt-Sedimente und die nur wenigen Trockenrisse zeigen, dass in der Achse der Hessischen Senke nahe der Sedimentoberfläche Wasser genügend zur Verfügung stand. Die Grundwasseroberfläche muss, wiederum mit Ausnahme des Röt 3, relativ hoch gelegen haben, häufig wohl in der Nähe der Sedimentoberfläche. Ursache mögen gelegentliche Niederschläge, Zuflüsse von den randlichen Gebieten im Westen und Osten oder dem südlichen Hinterland oder die Lage des Meeresspiegels gewesen sein, der als Vorflutdiente und der nur wenig unter dem Niveau des Landes lag, sodass Meerwasser bei kleineren Fluktuationen oder auch nur bei entsprechenden Wetterlagen weit das Hinterland überfluten konnte. Eingeschaltete fluviatile Sande (sheet sands) sind Zeugen gelegentlicher stärkerer Regenfälle. Vergleiche mit den rezenten Sabkhas am Persischen Golf und Roten Meer zeigen, dass die aquatische Zufuhr feinkörniger klastischer Sedimente aus dem Hinterland so groß gewesen sein muss, dass sich die typischen karbonatisch-gipsigen Sabkha-Abfolgen nicht ausbildeten (KENDALL & HARWOOD 1996, WARREN 1999).

All diese Indizien sprechen für ein mäßig arides Klima. Nur im Röt 3 herrschte ein stärker arides Klima, aber auch hier weisen die weit verbreiteten Grünen Doppelquarzite und andere Sandlagen auf gelegentliche feuchtere Perioden.

teter Bohrungen ist es jedoch bislang nicht möglich, eine Bank für Bank-Korrelation durchzuführen oder auch die regionale Verbreitung der sandigen Horizonte, wie Gudensberger und Borke-ner Sandstein festzustellen und sie vor allem vom Becken bis auf die Schwelle zu verfolgen. Es fehlen außerdem sedimentologi-

sche und fazielle Untersuchungen der Röt-Schichten des Beckenzentrums in Norddeutschland. Insbesondere die sedimentologische Bearbeitung der Gipse und der Salze und die Deutung ihrer Strukturen ist noch nicht befriedigend erfolgt. Zeitmarken innerhalb der Röt-Ablagerungen sind nur schwierig oder gar nicht zu erlangen. Erst nach diesen noch ausstehenden Untersuchungen wird es möglich sein, das Röt der nördlichen Hessischen Senke zweifelsfrei in das größere Geschehen der Unteren Trias einzugliedern.

Danksagung: Insbesondere danke ich Herrn Dr. D. RAMBOW, ehemals Hessisches Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden, für die Überlassung von Proben und unveröffentlichten Unterlagen, Ermunterungen und die Durchsicht einer frühen Fassung des Manuskriptes. Ebenfalls danke ich Herrn Dr. D. BÜHMANN, zurzeit Pretoria, Republic of South Africa, für die Einsicht in unveröffentlichte Unterlagen. Herr Dr. L. KATSCHMANN, Thüringisches Landesamt für Umwelt und Geologie in Jena, ermöglichte es, Rötkerne der Bohrung Rockensüßra einzusehen.

## 7. Schriftenverzeichnis

- AIGNER, T. (1998): Sequence stratigraphy of the Germanic Triassic: a short overview. – Halle-sches Jb. Geowiss., Reihe B, Beih., **6**: 23–26; Halle/Saale.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the Germanic Triassic. – Sed. Geol., **80**: 115–135; Amsterdam.
- BACKHAUS, E. (1981): Der marin-brackische Einfluß im Oberen Röt Süddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 361–382; Hannover.
- BACKHAUS, E. (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisischen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Trias-Becken. – Z. dt. geol. Ges., **145**: 325–342; Hannover.
- BACKHAUS, E., LOHMANN, H. & REGENHARDT, H. (1958): Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 192–201; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. & HEIM, D. (1995): Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereiches Platten-sandstein/Rötquarzit (Oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der Violetten Zone. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 49–68; Wiesbaden.
- BEER, W. (1977): Röt und Unterer Muschelkalk am Ostrand des Göttinger Waldes zwischen Södderich und Billingshausen (TK 25, Bl. 4425 Göttingen, 4426 Waake, 4326 Lindau). – 176 S., unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- BINDIG, M. & BACKHAUS, E. (1995): Rekonstruktion des Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandsteinfazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 69–106; Wiesbaden.
- BLAU, J., WENZEL, B., SENFE, M. & LUKAS, V. (1995): Die Foraminiferen des Oberen Buntsandsteins (Röt) und des Unteren Muschelkalks (Germanische Trias: Skyth, Anis) in Nordhessen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **20**: 13–33; Innsbruck.
- BOWLER, J.M. (1973): Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. – Earth. Sci. Rev., **9**: 315–338; Amsterdam.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Thetys. – Jb. Geol. B.-A., **126**: 435–475; Wien.
- BÜHMANN, D. & RAMBOW, D. (1979): Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 121–138; Wiesbaden.
- DOUBINGER, J. & BÜHMANN, D. (1981): Röt bei Borken und Schlüchtern (Hessen, Deutschland). Palynologie und Tonmineralogie. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 421–449; Hannover.
- FARRENSCHON, J. & SKUPIN, K. (1991): Erl. Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Bl. 4419 Kleinenberg. – 176 S.; Krefeld.
- FLEITMANN, D. (1997): Kartierung einer salinartektonischen Struktur bei Wibbecke, GK 25, Bl. 4424 Dransfeld. – 68 S., unveröff. Dipl.-Kart.; Univ. Göttingen.
- FRANKE, W., PAUL, J. & SCHRÖDER, H.G. (1977): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im Gebiet des Leinetal-Grabens (Trias, Tertiär). – Exkf. Geotagung 77, **Exk. I**: 41–62; Göttingen.
- FRANKE, W. & PAUL, J. (1982): Pelagic redbeds in the Devonian of Germany – deposition and diagenesis. – Sediment. Geol., **25**: 231–256; Amsterdam.
- FRIESE, B. (1980): Unterer Muschelkalk und Buntsandstein am Südostrand des Göttinger Waldes und am Hengstberg (TK 25, Bl. 4426 Ebergötzen). – 146 S., unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- GAUPP, R., VOIGT, T. & LÜTZNER, H. (1998): Stratigraphy and sedimentological evolution of Lower and Middle Triassic deposits in the SE part of the Germanic Triassic Basin. – Hallesches Jb. Geowiss., B, Beih. **6**: 99–128; Halle.
- GOODALL, I.G., HARWOOD, G.M. KENDALL, A.C., MCKIE, T. & TUCKER, M.E. (1992): Discussion on sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and adjoining North Sea. J. Geol. Soc. London, **149**: 1050–1054; London.
- GRONEMEIER, K. & MARTINI, E. (1973): Fossil-Horizonte im Röt der hessischen Rhön. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 150–165; Wiesbaden.
- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias des Oberen Wesertales. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **4**: 1–102; Hannover.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sealevels since the Triassic. – Science, **235**: 1156–1166; New Haven.
- HEINRICH, H. (1977): Oberer Buntsandstein und Unterer Muschelkalk am Nordrand des Göttinger Waldes zwischen Leinetalgraben und Billingshausen (TK 25, Bl. 4325 Nörten, 4326 Lindau, 4425 Göttingen, 4426 Waake). – 143 S., unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- HERRMANN, A. (1962): Erogene Bewegungen im Germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierung zwischen Nord- und Süddeutschland. – Geol. Jb., **81**: 11–72; Hannover.
- HILLIER, S. (1993): Origin, diagenesis and mineralogy of chlorite mineralogy in Devonian lacustrine mudrocks, Orcadian Basin, Scotland. – Clays Clay Mineral., **41**: 240–259; New York.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84**: 637–716; Hannover.
- HOLSER, W.T. & WILGUS, C.K. (1981): Bromide profiles of the Röt salt, Triassic of northern Europe, as evidence of its marine origin. – N. Jb. Mineral. Mh., **1981**: 267–276; Stuttgart.
- HORN, M. (1982): Erl. Geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4520 Warburg. – 238 S., Wiesbaden.
- HORN, M. & KULICK, J. (1969): Erl. Geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4720 Waldeck. – 227 S.; Wiesbaden.
- JORDAN, H. (1986): Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000. Erl. Blatt 4225 Northeim West. – 144 S.; Hannover.
- JORDAN, H., BÜCHNER, K.H., NIELSEN, H. & PLAUMANN, S. (1986): Halotektonik am Leinetalgraben nördlich Göttingen. – Geol. Jb., **A 92**: 3–66; Hannover.
- KÄSTNER, H. & SEIDEL, G. (1965): Zur Ausbildung des Oberen Buntsandsteins in Westthüringen. – Geologie, **14**: 145–152; Berlin.
- KALLIES, H.-B. (1963): Gesteinsausbildung und Fossilführung an der Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein im südlichen Niedersachsen. – Geol. Jb., **80**: 367–436; Hannover.

- KENDALL, A.C. & HARWOOD, G.M. (1996): Marine evaporites: arid shorelines and basins. – In: Reading, H.G. (Hrsg.): Sedimentary environments. Processes, Facies and Stratigraphy. – 3. Aufl., 281–324; Oxford (Blackwell).
- KLEEFELDT, M. (1977): Geologie in der Umgebung von Adelebsen. – 138 S., unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Göttingen.
- KÜSTNER, W. (2000): K-Ar-Datierungen an detritischen Muskowiten und Sm-Nd-Modellalter prä- und synorogener schwach metamorpher Sedimente im Rhenoharzynikum. 84 S., unveröff. Diss. Univ. Göttingen.
- KUHN, G. (1979): Der Ostrand des Leinetal-Grabens bei Nörten-Hardenberg (TK 25, Bl. 4325 Nörten-Hardenberg). – 217 S., unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- KUPFAHL, H.-G. (1979): Der Obere Buntsandstein bei Kaufungen östlich Kassel. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 139–143; Wiesbaden.
- LANGBEIN, R. (1974): Zur Petrologie der Karneole des thüringischen Chirotheriensandsteins (Solling-Folge). – Chemie Erde, **33**: 85–100; Jena.
- LIPPMANN, F. (1956): Clay minerals from the Röt member of the Triassic near Göttingen, Germany. – J. sediment. Petrol., **26**: 125–139; Menasha.
- LIPPMANN, F. (1957): Die Tonminerale des Göttinger Röts. – Fortschr. Mineral., **35**: 28–29; Stuttgart.
- LIPPMANN, F. & SAVAŞÇIN, M.Y. (1969): Mineralogische Untersuchungen an Lösungsrückständen eines württembergischen Keupergipsvorkommens. – Tschermarks mineral. u. petrogr. Mitt., **13**: 165–190; Wien.
- LUCAS, J. (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation, études sur les argiles du Trias. – Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, **23**: 202 S.; Strasbourg.
- LUKAS, V. & WENZEL, B. (1991): Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge in Nordosthessen. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 103–117; Wiesbaden.
- MEIBURG, P. (1983): Erl. Geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4521 Liebenau. – 175 S.; Wiesbaden.
- MILLOT, G. (1970): Geology of clays. – 429 S.; Heidelberg (Springer).
- MÖLLER, H. (1980): Der Ostrand des Leinetal-Grabens zwischen Groß Schneen, Ludolfshausen und Reiffenhausen (TK 25, Bl. 4525 Reinhhausen). – 216 S., unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The "Karbonat-Bombe" – a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other minerals. – N. Jb. Mineral. Mh., **1971**: 466–469; Stuttgart.
- MUNSELL Color Charts (1954): Munsell Color Co. Inc., 23 S.; Baltimore.
- NIELSEN, H. (1965): Schwefelisotope im marinen Kreislauf und das <sup>34</sup>S der frühen Meere. – Geol. Rdsch., **55**: 160–172; Stuttgart.
- OLSEN, H. (1988): The architecture of a sandy braided-meandering river system: an example from the Lower Triassic Solling Formation (M. Buntsandstein) in W-Germany. – Geol. Rdsch., **77**: 797–814; Stuttgart.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **63**: 850–884; Stuttgart.
- PARRISH, J. (1999): Pangea und das Klima der Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias – eine ganz andere Welt. 37–42; München (Pfeil).
- PAUL, J. (1993a): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. – Geol. Jb., **A 131**: 197–218; Hannover.
- PAUL, J. (1993b): Milankovitch Cycles in the Lower Triassic (Buntsandstein, Central Europe). – Geoscientist, **3**: 5–6; London.
- PAUL, J. & FRANKE, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalk-Grenze bei Göttingen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1977**: 148–177; Stuttgart.
- PAUL, J. & KLARR, K. (1987): Feinstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in der Bohrung Remlingen 5. – GSF-Bericht **8/87**, 148 S.; München.
- PAUL, J. & AHRENDT, H. (1998): Provenance of Clastic Triassic Sediments (Germanic Basin, Central Europe). – Hallesches Jb. Geow. Reihe B, Beih. **5**: 135–136; Halle.
- PLUMMER, P.S. & GOSTIN, V.A. (1981): Shrinkage cracks: desiccation or syaeresis? – J. sed. Petrol., **51**: 1147–1156; Tulsa.
- PRICE, W.A. (1963): Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis. – J. sed. Petrol., **33**: 766–778; Tulsa.
- RAMBOW, D. (1967): Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 83–101; Wiesbaden.
- REIFFERSCHIEDT, H. (1996): K/Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskowiten des Zechstein bis Dogger (Hessen, Thüringen, Niedersachsen). – 55 S., unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. – Geol. Jb. Hessen, **86**: 36 S.; Wiesbaden.
- REITZ, E. (1988): Palynostratigraphie des Buntsandsteins in Mitteleuropa. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 105–112; Wiesbaden.
- RÖHLING, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, based on Gamma Ray and Sonic Logs. – Geol. Jb., **A 119**: 3–24; Hannover.
- SOREGHAN, G.S. (1992): Preservation and paleoclimatic significance of eolian dust in the Ancestral Rocky Mountains province. – Geology, **20**: 1111–1114; Boulder, Colorado.
- STROHMENGER, C., VOIGT, E. & ZIMDARS, J. (1996): Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporite deposits with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates. – Sed. Geol., **102**: 33–54; Amsterdam.
- STROUHAL, A. & HENDRIKS, F. (1988): Die Tonmineralassoziation in der Trias von Bad Hersfeld und von Eschwege unter besonderer Berücksichtigung der Avicula-Schichten (Mittlerer Buntsandstein). – Bochumer Geol. Geotech. Arb., **29**: 216–219; Bochum.
- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein zwischen Ems und Weser. – Erdoel Z., **77**: 361–367; Wien; Hamburg.
- TRUSHEIM, F. (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – Geol. Jb., Beih., **112**: 51 S.; Hannover.
- TUCKER, M.E. (1991): Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins; models and application to the Upper Permian Zechstein of Northeast England and adjoining North Sea. – J. Geol. Soc. London, **148**: 1019–1036; London.
- VAN DEN ZWAAN, C.J. & SPAAK, P. (1992): Lower to Middle Triassic sequence stratigraphy and climatology of the Netherlands, a model. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **91**: 277–290; Amsterdam.
- VOLLBRECHT, A. (1976): Stratigraphie und Tektonik der Trias östlich Denkershausen (westliches Harzvorland). – 107 S., unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- VOLLBRECHT, R. (1985): Der Westrand des Leinetalgrabens zwischen Lutterhausen und Hardeggen (TK 25, Bl. 4325 Nörten-Hardenberg). – 207 S., unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- WARREN, J.K. (1991): Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings. – In: Melvin, J.L. (Ed.) Evaporites, petroleum and mineral resources. – Dev. Sedimentol., **50**: 477–533; Amsterdam.
- WARREN, J.K. (1999): Evaporites. Their Evolution and Economics. – 438 S.; Oxford (Blackwell).
- WEBER, J. (2000): Kieselsäurediagenese und gekoppelte Sedimentarchitektur – eine Beckenanalyse des Reinhardswald-Troges (Norddeutsches Becken, Solling-Folge, Mittlerer Buntsandstein). – Kölner Forum Geol. Paläont., **7**: 165 S.; Köln.
- WENZEL, B. (1994): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Röt und zu den Massenverlagerungen an der Röt/Muschelkalkgrenze in Nordosthessen. – Giessener Geol. Schr., **53**: 379 S.; Gießen.
- WILLS, L.J. (1970): The Triassic succession in the central Midlands in its regional setting. – Quart. J. geol. Soc. London, **126**: 225–283; London.
- WOLBURG, J. (1968): Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1968**: 535–559; Stuttgart.
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – Berliner Geowiss. Abh., **A 54**: 104 S.; Berlin.
- ZIEGLER, P.A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe. – Shell Internat. Petr. Maat., 2. Aufl., 130 S.; Den Haag.

Manuskript eingegangen am 12.02.2002, angenommen am 13.03.2002

EGON BACKHAUS<sup>†</sup>, RALPH BÄHR<sup>1</sup> & MICHAEL BINDIG<sup>2</sup>

# Faziesbild und stratigraphische Einstufung des Mittleren und Oberen Buntsandsteins am unteren Neckar (TK 25, Blatt 6620 Mosbach)

## Kurzfassung

Am unteren Neckar, 25 km östlich Heidelberg, ist der Mittlere und Obere Buntsandstein vom Volpriehausen-Sandstein bis in den Röt 4, ca. 10 m unter der Muschelkalk-Grenze, an mehreren Stellen hervorragend aufgeschlossen.

Neben der üblichen Profilaufnahme nach Korngrößen und Bankstärken wurde besonderer Wert auf das Erfassen der sedimentologischen Einheiten und ihre Interpretation gelegt.

Es zeigt sich, dass die Schichten des Mittleren Buntsandsteins in einem nur

wenig differenzierten fluviatilen Paläo-environment abgelagert wurden.

In der Volpriehausen-Formation sind es gering etablierte, meist ephemere verwilderte Flussläufe mit geringer Wasserbedeckung. In der Detfurth-Formation nahm die Wasserbedeckung zu, tiefere Rinnen etablierten sich. Die Fließenergie nimmt im Profil von unten nach oben ab.

Ein ähnlicher, aber höher energetischer Großzyklus liegt in der Hardeggen-Formation vor. Den Felssandstein kann man als eigenständige Formation sehen.

Seine gegenüber den Nachbargebieten stark reduzierte Mächtigkeit weist auf die Ablagerung in einem Randstromgebiet hin. Diese Schwellensituation hielt in der Solling-Formation an und schwächte sich im Röt ab.

Im Röt (Plattensandstein-Fazies) herrschten mäandrierende Flüsse mit Stillwasserbereichen vor.

Der Rötquarzit repräsentiert eine von Flussläufen durchquerte Sandebene eines Playa-Systems.

## Abstract

At the river Neckar 25 km east of Heidelberg there are several large natural outcrops of Middle to Upper Bunter (Lower Triassic, the top of the sequence is lying about 10 m beneath the Muschelkalk boundary).

Besides the standard profiling by granularity and banking structures we paid particular attention to the description and interpretation of sedimentological units.

The layers of the Middle Bunter were deposited in a fluvial paleoenvironment

with only minor differences.

In most cases low established ephemeral braided rivers were formed predominantly in the Volpriehausen Formation. The rivers were slightly covered with water.

In the Detfurth Formation water and channels became deeper. In this sequence flow energy decreased from the base to the top.

The Hardeggen Formation is a similar but higher energetic macrocycle. The „Felssandstein“ is considered to be a

formation of its own. The thickness, which is highly reduced in comparison to neighbour regions, points to the deposition in a marginal stream area. The swell situation continued during the Solling Formation, but declined in the Röt.

The Röt Subgroup is dominated by meandering rivers with areas of Stillwater sedimentation.

The „Rötquarzit“ was formed in a sandplain of a playa system, which was crossed by rivers.

<sup>1</sup> Dr. R. BÄHR, Oberstufen-Kolleg der Universität Bielefeld, Postfach 100131, D-33501 Bielefeld

<sup>2</sup> Dr. M. BINDIG (e-mail: michael.bindig@hzag.de), Heidelberger Zement AG · HTC Geologie, Peter-Schuhmacher-Str. 8, D-69181 Leimen

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	80
2. Mächtigkeiten und stratigraphischer Vergleich	81
3. Lage der Aufschlüsse	82
4. Untersuchungsmethoden	84
5. Schichtenaufbau (Beschreibung und Interpretation)	84
5.1 Volpriehausen-Formation (smV)	85
5.1.1 Volpriehausen-Sandstein (smV'S)	85
5.1.2 Volpriehausen-Wechselfolge (smV'W)	86
5.1.3 (Obere) Volpriehausen-Wechselfolge („Avicula-Zone“; smV'WA)	90
5.2 Detfurth-Formation (smD)	91
5.2.1 Detfurth-Sandstein (smD'S)	91
5.2.2 Detfurth-Wechselfolge (smD'W)	92
5.3 Hardeggen-Formation (smH)	93
5.3.1 Oberer oder Haupt-Geröllhorizont (smHG)	95
5.3.2 Felssandstein (smHF)	96
5.4 Solling-Formation (soS)	97
5.5 Röt (soR)	97
5.5.1 Chirotherien-Schiefer (Röt 1)	97
5.5.2 Unterer Plattensandstein (Röt 2)	97
5.5.3 Untere Röttone (Röt 3)	98
5.5.4 Oberer Plattensandstein (Röt 3)	98
5.5.5 Rötquarzit (Röt 4)	98
5.5.6 Obere Röttone (Röt 4)	99
6. Zusammenfassung	100
7. Schriftenverzeichnis	101

## 1. Einleitung

Zahlreiche künstliche wie natürliche Aufschlüsse (Straßen-, Bahn-, Weganschnitte, ehemalige Steinbrüche sowie Naturfelsen) links- und rechtsseitig des Neckars zwischen den Ortschaften Neckargerach und Binau (TK 25, Bl. 6620 Mosbach; Abb. 1 und 2) gestatten einen detaillierten Einblick in den stratigraphischen, lithologischen und sedimentologischen Aufbau des Mittleren und Oberen Buntsandsteins im südlichen Teil des Odenwaldes.

Die hier wiedergegebenen Profilaufnahmen an den hervorragend aufgeschlossenen Wänden am Neckar dienen vordergründig der Interpretation des Sedimentationsgeschehens und weniger dem Vergleich der einzelnen Aufnahmepunkte. Die jeweils örtlich und zeitlich herrschenden Sedimentationsbedingungen und die damit verbundenen Änderungen der fluviatilen Architektur führten lateral ebenfalls zu schnell wechselnden Mächtigkeiten der messbaren Bankstärken, sodass einzelne Horizonte nicht über mehrere Aufschlüsse zu verfolgen sind. Lediglich in dem fast 1 km langen Straßenanschnitt Mordklinge–Binau (s.u.) sind die fluviatilen Sedimentkörper stellenweise über mehr als 100 m (Abb. 10, 12 und 13) erhalten.

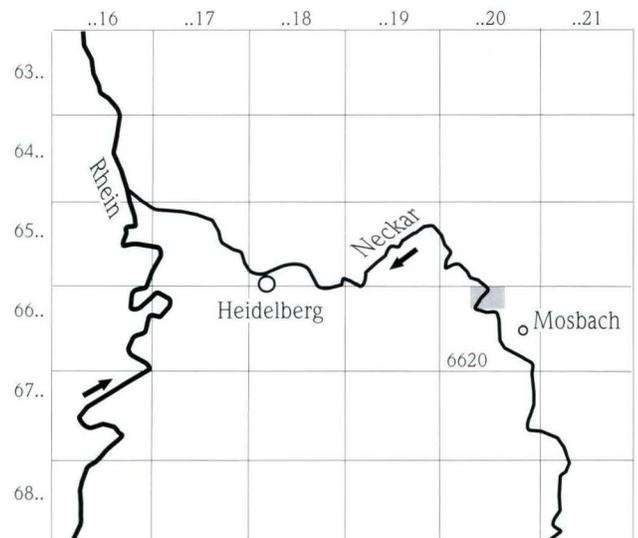


Abb. 1. Topographische Übersichtsskizze mit Einteilung nach TK 25. Lage der Aufschlüsse im Nordteil der TK 25, Bl. 6620 Mosbach.

## 2. Mächtigkeiten und stratigraphischer Vergleich

Die für die Margaretenschlucht und die angrenzenden Gebiete bei BACKHAUS (1968 und 1971) wiedergegebenen Mächtigkeiten sind weitgehend bestätigt worden (vgl. Nummerierung in Abb. 4) und nur an wenigen Stellen zu revidieren.

Dabei darf generell bei detaillierten Profilaufnahmen nicht übersehen werden, dass das Aufspalten von Bänken nach sedimentologischen Kleinstrukturen (sets) häufig von der Exposition des Aufschlusses abhängt. Selbst die gegenüberliegenden Seiten eines Bachanrisses offenbaren andere Ablösungsflächen und damit scheinbar andere Mächtigkeiten. Selbstverständlich hinterlassen Luv- und Leehang eines fossilen Bachlaufs eine unterschiedlich messbare Mächtigkeit des Sedimentkörpers.

Zum Teil – und das war die Absicht der jetzigen sedimentologischen Untersuchung und des daraus abzuleitenden Interpretationsversuchs – kann man auch die stratigraphischen Grenzen neu definieren. Im Allgemeinen zeigt sich aber, dass es nur wenige deutliche, d.h. sedimentologisch und stratigraphisch leicht erkennbare Merkmale im Mittleren Buntsandstein Süddeutschlands gibt, die auf gravierende sedimentologische Veränderungen zurückzuführen sind. Die neben der Petrographie vornehmlich benutzte Morphologie der Hänge als Hilfsmittel der Kartierung ist zumeist sekundär bedingt (Verkieselung).

In der Gesamtmächtigkeit und der Parallelisierung einzelner Bereiche ergeben sich gegenüber den bisherigen Darstellungen und im Vergleich zu benachbarten Profilen nur geringfügige Abweichungen. Dazu werden Ergebnisse aus der Bohrung Kraichgau 1002 (SAVAS 1998 und LEIBER, in Vorbereitung), dem Stan-

dardprofil für den bayerischen Spessart (FREUDENBERGER, in Vorbereitung), das der TK 25, Bl. 6223 Wertheim und zwei Bohrlogs (BACKHAUS, in Vorbereitung) aus dem Raum Erbach (TK 25, Bl. 6319 Erbach) genutzt. Hinzu kommen Kartierergebnisse aus dem mittleren und südlichen Odenwald.

Der Mittlere und Obere Buntsandstein lässt sich wie folgt untergliedern:

### Oberer Buntsandstein (so) ~ 75 m

Röt (soR)	> 64 m (+10 m nicht aufgeschlossen)
Röt 4	> 24 m (+10 m nicht aufgeschlossen)
Obere Röttone	> 6 m (+10 m nicht aufgeschlossen)
Epfenbacher Sandstein	3 m
Obere Röttone	9 m
Rötquarzit	6 m
Röt 3	16 m
Oberer Plattensandstein	12 m
Untere Röttone	4 m
Röt 2	23 m
Unterer Plattensandstein	23 m
Röt 1	1 m
Solling-Fm. (soS)	5 m
soS*T	2–3 m
soS*S	2–3 m

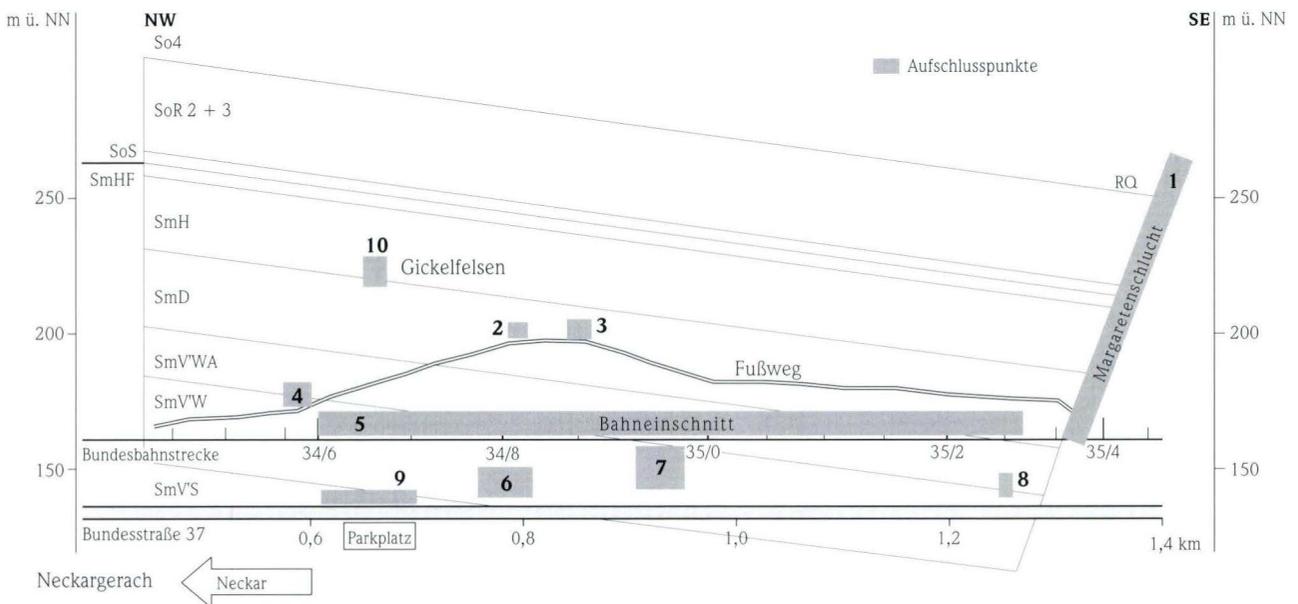


Abb. 2. Die ausgewerteten Aufschlüsse 1–10 zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht im überhöhten Profilschnitt. Aufschlüsse 11 und 12 siehe Kap. 3.

<b>Mittlerer Buntsandstein (sm)</b>	<b>&gt; 120 m</b>
Hardeggen-Formation (smH)	33 m
Felssandstein (smHF)	4 m
Haupt-Geröllhorizont (smHG)	29 m
Detfurth-Formation (smD)	28 m
smD'W	16 (19) m
smD'S	12 (9) m
Volpriehausen-Formation (smV)	> 61 m
smV'WA	19 m
smV'W	32 m
smV'S	> 10 m

Über die Stellung der Solling-Formation innerhalb des Buntsandsteins gibt es kontroverse Meinungen. So müsste sie nach dem ARBEITSAUSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER (1974) in den Mittleren Buntsandstein gestellt werden. Im Gegensatz dazu vertreten wir die Meinung, dass mit der Solling-Formation der Obere Buntsandstein beginnt. Da die Diskussion an dieser Stelle nicht im Detail erörtert werden soll, verweisen wir auf BACKHAUS 1994

und BINDIG 1991, die die Zuordnung genetisch und tektonisch begründen. Die wesentlichen Aspekte sind:

- Die basale Grenze dieser Formation (H-Diskordanz) stellt als Erosions- und Winkeldiskordanz einen markanten Einschnitt im Buntsandstein dar.
- Die Solling-Formation überlagert in einigen Schwellenregionen nicht nur direkt die Hardeggen-, sondern auch ältere Formationen.
- An der Basis findet man im gesamten Ablagerungsraum – so auch in der hier beschriebenen Margaretenschlucht (s. Abschnitt 5.4.a) – häufig Gerölle oder Blöcke, die sich aus Gesteinen älterer Buntsandsteinserien zusammensetzen.
- Der sedimentologische Aufbau der Solling-Formation und Röt Subgruppe zusammen zeigt die Entwicklung – von der tektonischen Verstellung des Sedimentationsraumes bis zur Auffüllung – einer eigenständigen, in sich geschlossenen Einheit.

Zudem entspricht es dem internationalen Standard, mit der Solling-Formation den Oberen Buntsandstein beginnen zu lassen (z.B. GELUK & RÖHLING 1997).

### 3. Lage der Aufschlüsse

Folgende Aufschlüsse dienen für die sedimentologischen und stratigraphischen Untersuchungen des Mittleren bis Oberen Buntsandsteins im südlichen Odenwald:

1. Margaretenschlucht  
(R 35 06 22–58, H 54 72 46–57): smV'WA–soR4.
2. Mittlerer Aufschluss am Weg oberhalb der Bahnlinie zwischen Margaretenschlucht und Neckargerach  
(R 35 05 78–80, H 54 72 86): smD'S–'W.
3. Südöstlicher Aufschluss am Weg oberhalb der Bahnlinie zwischen Margaretenschlucht und Neckargerach  
(R 35 05 88–90, H 54 72 82): smD'W.
4. Nordwestlicher Aufschluss am Weg oberhalb der Bahnlinie zwischen Margaretenschlucht und Neckargerach  
(R 35 05 54–56, H 54 72 98–73 01): smV'W–'WA.
5. Bahnanschnitt zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht, km 34,4–35,4  
(R 35 05 65–06 16, H 54 72 44–98): smV'W–smD'S.
6. Nordwestliche Straßenböschung B 37 unterhalb der Bahnstrecke zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht (ehem. Steinbruch rechts vom Abgang zur Fähre R 35 05 76–82, H 54 72 78–82; Pfahl 2–3, 30 m links vor km 0,8, R 35 05 82–86, H 54 72 77–79): smV'W.
7. Mittlere Straßenböschung unterhalb der Bahnstrecke zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht  
(R 35 05 95–06 20, H 54 72 68–72): smV'W.
8. Südöstliche Straßenböschung unterhalb der Bahnstrecke zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht  
(R 53 06 80, H 54 72 54): smV'W–'WA.
9. Straßenanschnitt an der B 37 zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht  
(R 35 05 63–76, H 54 72 79–86): smV'S.
10. Grillplatz Gickelfelsen am Nordende des Gickelberges  
(R 35 05 60, H 54 72 96): smD'W–smHG.
11. Straßenanschnitt an der B 37 zwischen Schleuse Guttenbach und Binau  
(R 35 04 74–05 43, H 54 70 80–71 59): smD'S–'W.
12. Zwei ehemalige Steinbrüche unterhalb der Minneburg auf der linken Neckarseite  
[vorderer (B) R 35 04 90–94, H 54 73 12–23 und hinterer (A) R 35 04 88–90, H 54 73 24–42]: smV'WA.

Die stratigraphische Einstufung der oben genannten Aufschlüsse ist in Abb. 3 dargestellt. Ein detaillierter Plan zur Lage der Aufschlüsse zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht befindet sich in Abb. 2.

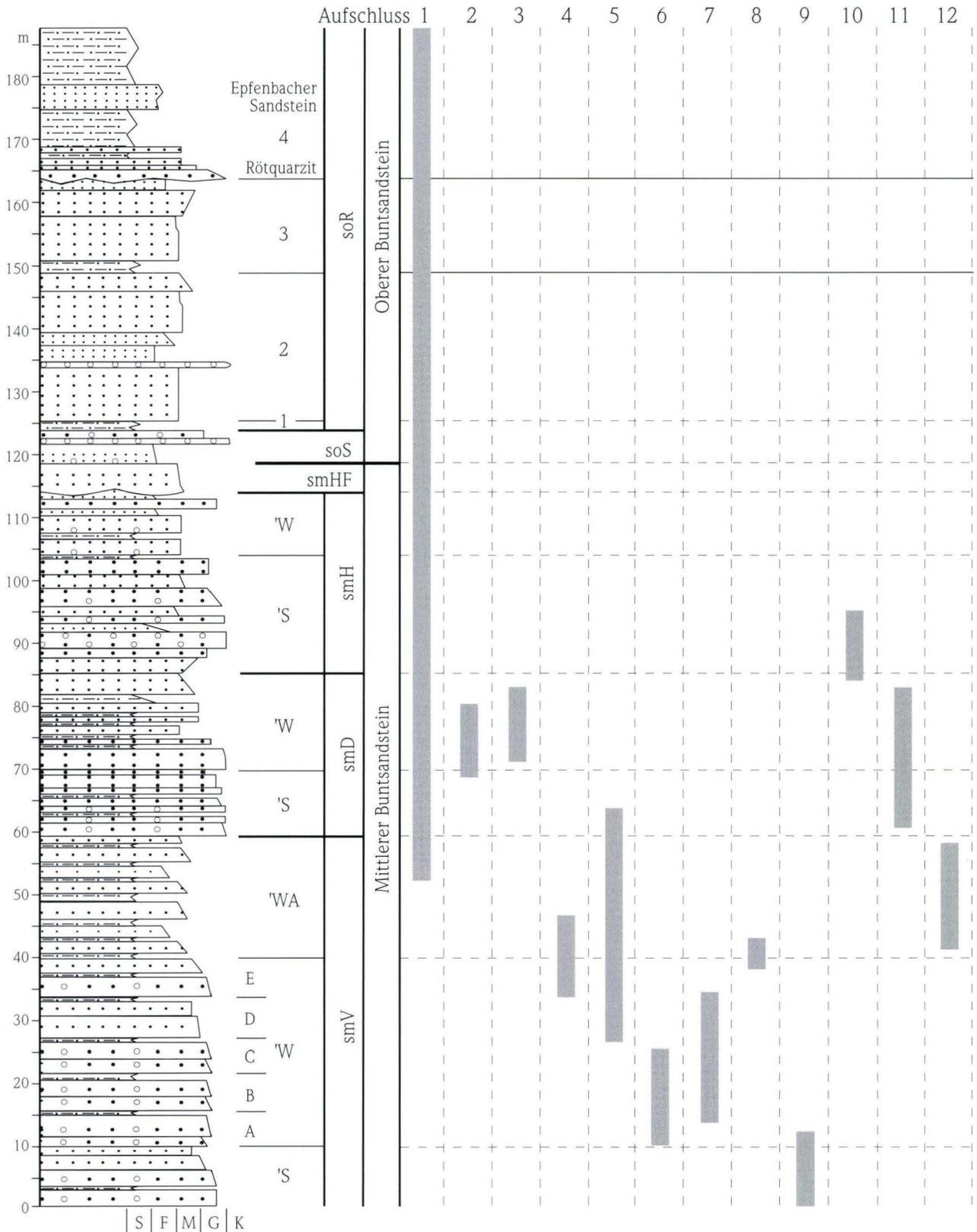


Abb. 3. Die stratigraphische Reichweite der ausgewerteten Aufschlüsse (Lage s. Abb. 2 und Liste) im Gesamtprofil des hier erschlossenen Mittleren Buntsandsteins (sm) und Oberen Buntsandsteins (so).

## 4. Untersuchungsmethoden

Die meisten der oben genannten Aufschlüsse lassen auf Grund ihrer Größe und Geometrie nur eine Bank-für-Bank-Aufnahme zu. Untersucht wurden dafür die Bankmächtigkeiten, Lithologie, Korngrößen, Sedimentstrukturen und besondere Merkmale. Daneben wurden auch die Fließrichtungen anhand von Schrägschichtungsmessungen ermittelt. Die nachfolgende Interpretation des Sedimentationsgeschehens und die damit verbundene Abgrenzung von verschiedenen Sedimentationseinheiten erfolgte nach einem leicht modifizierten Fazieskonzept nach MIALL (1977, 1985). Dieses ist in Tab. 1 wiedergegeben.

Einen detaillierten und fast vollständigen Eindruck über den Aufbau der Schichtenfolge von der Volpriehausen-Formation bis

in den Röt bietet die Margaretenschlucht. Die Ergebnisse der Profilaufnahme sind in Abb. 4 dargestellt.

Nur wenige Aufschlüsse (5, 9, 11 und 12) geben den lateralen Aufbau sowie die Geometrie von Sedimentkörpern wieder und konnten somit im Sinne der Architektur-Element-Analyse (FRIEND et al. 1979, GALLOWAY 1981, ALLEN 1983, MIALL 1985, 1988, 1990, HAZELDINE 1983a und 1983b, BLAKEY & GUBITOSA 1984, BINDIG 1991, 1993) untersucht werden. Dabei wurden vorwiegend die Grenzflächen lateral erfasst und in den meisten Fällen auch die internen Sedimentstrukturen zumindest schematisch aufgezeichnet.

**Tab. 1.** Faziestypen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins (modifiziert nach MIALL 1977, 1985).

Faziestyp	Aufbau	Häufigkeit	Interpretation
Se	Erosionshorizont mit intraformationellen Geröllen, meist relativ glatt mit geringen Auskolkungen, bogige Formen sind selten, Ø Tongerölle: 3–5 cm	häufig	erosive Phase
Sh	horizontal geschichteter Sandstein Fein- bis Mittelsand Schichtmächtigkeit: a) 0,1–0,2 m, b) 2–3 m	selten	ebene Sohle (oberes Fließregime)
St	trogförmig schräg geschichteter Sandstein feinkiesiger Grobsand Schichtmächtigkeit: 0,5–3 m, Troghöhe: 0,1–0,5 m Trogdurchmesser: 0,2–1,5 m, selten bis 3 m häufig Tongerölle (Ø 0,5–2 cm) auf Vorschüttblättern	dominierend	subaquatische Dünen mit gekrümmten Kämmen
Sp	planar schräg geschichteter Sandstein feinkiesiger Grobsand Schichtmächtigkeit: 0,5–3 m, Set-Höhe: 0,1–0,8 m häufig Tongerölle (Ø 0,5–2 cm) auf Vorschüttblättern	häufig	subaquatische Dünen mit geraden Kämmen, linguoide Barren, Sandwellen
La	flachwinklig schräg geschichteter Sandstein Fein-, Mittelsand, Siltlagen Set-Höhe: 2–5 m	selten	laterale Akkretion
Sr	kleinförmig schräg geschichtete Sandsteine Silt bis Feinsand Schichtmächtigkeit: 0,1–0,2 m, Set-Höhe: 0,03–0,1 m	selten	Rippelmarken aller Arten
Fl	laminierte Siltsteine toniger Silt Schichtmächtigkeit: 0,1–1,5 m	mittel	ebene Sohle (unteres Fließregime)
Fm	Siltsteine mit Trockenrissen toniger Silt Schichtmächtigkeit: 0,1–0,2 m	selten	Austrocknung
Fr	durchwurzelte Sedimentsteine Silt bis Sand häufig Wurzelröhren Schichtmächtigkeit: ca. 1 m	selten	Bodenbildung

## 5. Schichtenaufbau (Beschreibung und Interpretation)

Im Folgenden werden die untersuchten Schichten vom Liegenden zum Hangenden beschrieben und interpretiert, ohne

Berücksichtigung der Lage der einzelnen Aufschlüsse.

## 5.1. Volpriehausen-Formation (smV)

Die Korngrößen der Sandsteine der Volpriehausen-Formation nehmen von unten nach oben von grobsandig nach fein- bis mittelsandig ab. Gleichzeitig ist eine Zunahme von eingeschalteten Feinklastikalagen zum Hangenden hin zu beobachten. Damit stellt diese Schichtenfolge als klassischer Sohlbankzyklus eine eigenständige Einheit dar. Diese lässt sich im Untersuchungsgebiet in drei Einheiten untergliedern: Sandstein 'S', Wechselfolge 'W' und Obere Wechselfolge „Avicula-Zone“ 'WA'.

### 5.1.1. Volpriehausen-Sandstein (smV'S)

Aufschluss: 9. Straßenanschnitt an der B 37 zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht (Abb. 6).

#### a) Beschreibung

Der Volpriehausen-Sandstein hat im Untersuchungsgebiet eine Mächtigkeit von über 10 m, wobei nur der höhere Teil erschlossen ist. In diesem Bereich befindet sich lediglich ein Aufschluss (9), bei dem allerdings auch die laterale Entwicklung untersucht werden konnte (Abb. 5).

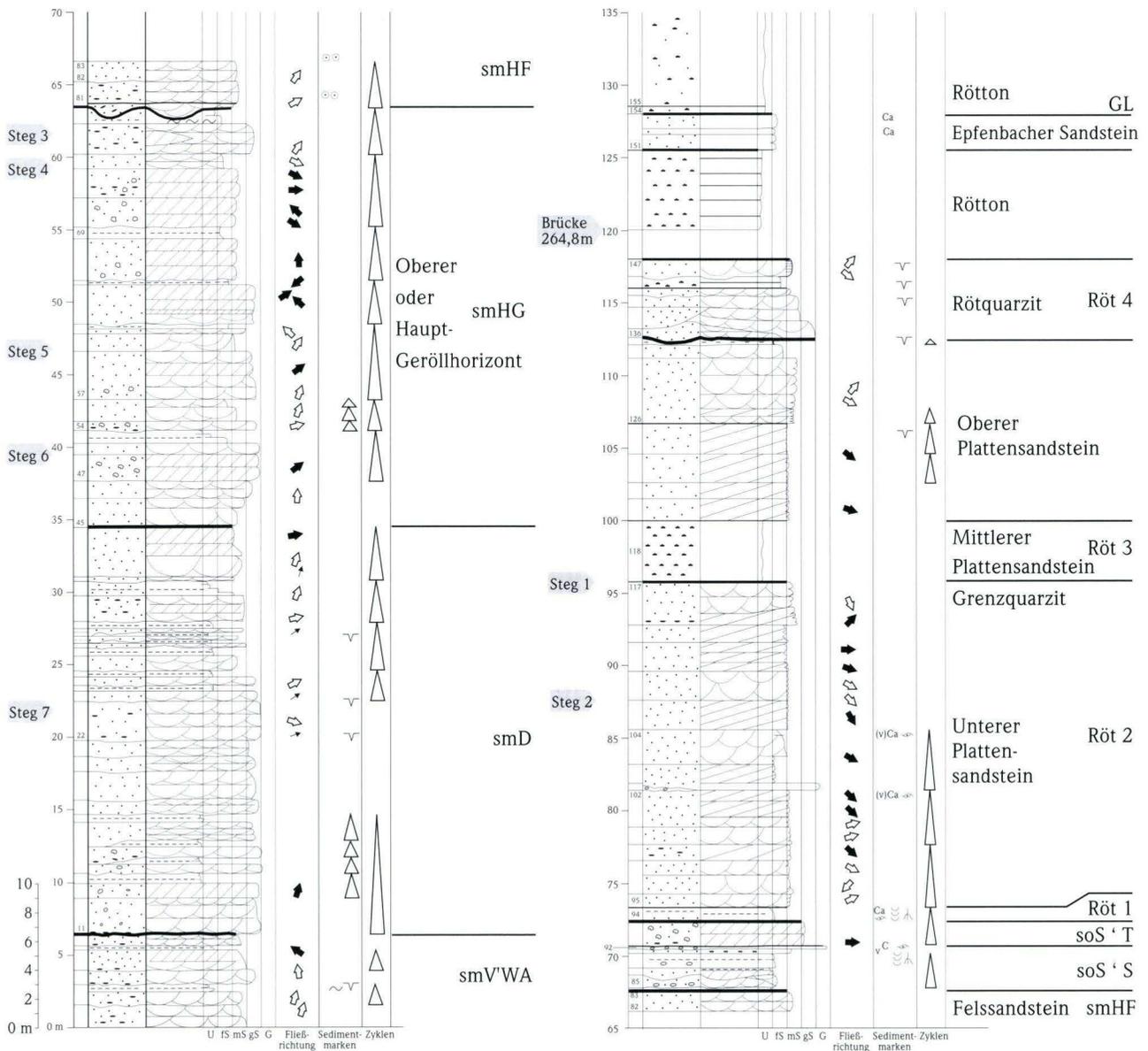


Abb. 4. Sedimentologisches und lithologisches Profil der Margaretenschlucht (Aufschluss 1); Legende s. Abb. 16.

Die überwiegend rötlichen Sandsteine sind grob- bis mittelkörnig ausgebildet, vielfach kommen dünne, hellgraue Lagen vor, die z.T. vollständig aus Kies bestehen. Intraformationelle Tongerölle unterschiedlicher Größe sind sehr häufig, sowohl an der Basis von Bänken als auch auf den schräggeschichteten Vorschüttungsblättern. Die Erosionshorizonte (Faziestyp Se) sind in der Regel ausgesprochen glatt und eben.

Das Gestein ist vorwiegend durch mitteldimensionale trogförmige Schrägschichtung (Faziestyp St) strukturiert. Nur vereinzelt kommen großdimensionale Formen dieses Typs mit Trogbreiten >3 m vor. Daneben findet man häufig mehrere übereinander liegende Lagen (cosets) mit planarer Schrägschichtung (Faziestyp Sp). Die Sandsteinkörper zeigen eine stark ausgeprägte blattförmige Geometrie (sheets). Nur gelegentlich kann ein rinnenartiges Eintiefen ins Liegende beobachtet werden.

Beide Schrägschichtungsformen gehen lateral ineinander über, sodass sie nicht verschiedenen Architektur-Elementen zugeordnet werden können. Hier handelt es sich um Elemente der sandigen Transportkörper (**Sandy Bedforms SB** nach MIALL 1985, 1988). Nur gelegentlich treten bandförmige Sandsteinrinnen (ribbons, Breite-Tiefe-Verhältnis <10 : 1), die ausschließlich aus dem Faziestyp St bestehen, auf (Element **Channel CH** nach MIALL 1985, 1988). In einem Fall konnte eine kleine Rinnenstruktur mit einer Füllung aus Feinklastika beobachtet werden.

Die 3–5 m hohen Sandsteinkörper werden durch eine ebene, 0,1–0,2 m mächtige Lage aus fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen getrennt. Diese setzt sich aus horizontal geschichteten (Faziestyp Sh) und kleinförmig schräg geschichteten Sandsteinen mit Rippelmarken (Sr) zusammen. Darüber befindet sich eine 0,1–0,2 m mächtige Siltsteinlage mit Trockenrissen (Faziestyp Fm). Sieht man von der Feinklastika-Lage ab, kann eine Zyklizität in Form einer oben-fein- oder oben-grob-Sequenz innerhalb der Sandsteinkörper nicht beobachtet werden.

## b) Interpretation

Der blattförmige Aufbau der Sandsteinkörper und die fehlende Zyklizität lässt auf gering etablierte und nicht fest umrissene Flussrinnen schließen. Die Elemente sandiger Transportkörper (SB) deuten auf einen verflochtenen Flusstyp hin. Dabei bildeten sich in dem Flussbett Sandwellen und rinnenquerende Barren (cross-channel bars) in seichteren Bereichen (MIALL 1977), in tie-

feren subaquatische Dünen mit gekrümmten Kämmen (HARMS & FAHNESTOCK 1965). Vereinzelt konnten sich kleinere Nebenfließrinnen in diesen Formen einschneiden.

Die meist geringe Dimension der Schrägschichtungseinheiten zeigt für die überwiegenden Bereiche dieser Flüsse eine ausgesprochen geringe Wasserbedeckung an (SIMONS et al. 1965). In diesen seichten Gewässern konnten sich keine größeren Sandbänke bilden und etablieren.

Vermutlich kam es auch zur zeitweiligen Verringerung der Wasserbedeckung bis zur völligen Austrocknung von Flussteilen. Das führte anfangs zur Bildung von Rippelfeldern. Mit zunehmender Verringerung der Wasserbedeckung bildete sich ein oberes Fließregime aus, bei dem sich die Sandpartikel horizontalgeschichtet anlagerten. Schließlich brach die Fließenergie völlig ab, es lagerte sich die Schwebfracht ab. Eine völlige Austrocknung führte zu Bildung von Trockenrissen. Einzelne Nebenfließrinnen wurden dabei ausschließlich von Feinklastika gefüllt. Das häufige Auftreten von Tongeröllen belegt die relativ große Häufigkeit solcher Bildungen. In der Regel wurden die Feinklastikalagen allerdings durch nachfolgende Flutereignisse wieder erodiert.

Insgesamt ergibt sich damit das Bild eines seichten, verwilderten Flusssystemes mit ephemeren Charakter, wie es aus ariden und semiariden Regionen bekannt ist.

### 5.1.2. Volpriehausen-Wechselfolge (smV'W)

Aufschluss 4: Nordwestlicher Aufschluss am Weg oberhalb der Bahnlinie zwischen Margaretenschlucht und Neckargerach.

Aufschluss 5: Bahnanschnitt zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht, km 34,6–34,9 (Abb. 8).

Aufschluss 6: Nordwestliche Straßenböschung B37 unterhalb der Bahnstrecke zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht.

Aufschluss 7: Mittlere Straßenböschung unterhalb der Bahnstrecke zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht.

Aufschluss 8: Südöstliche Straßenböschung unterhalb der Bahnstrecke zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht.

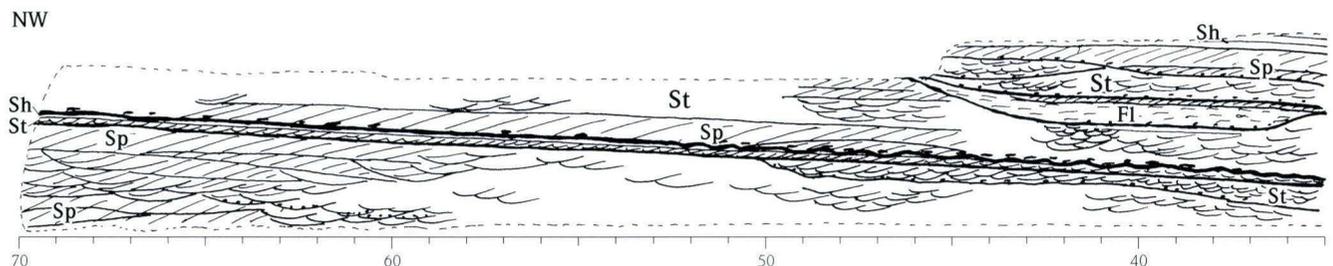
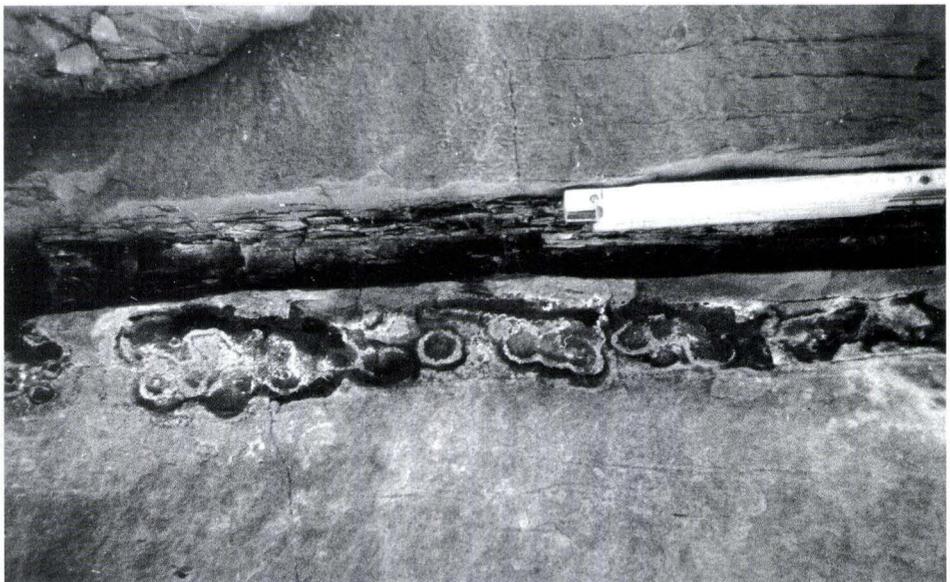


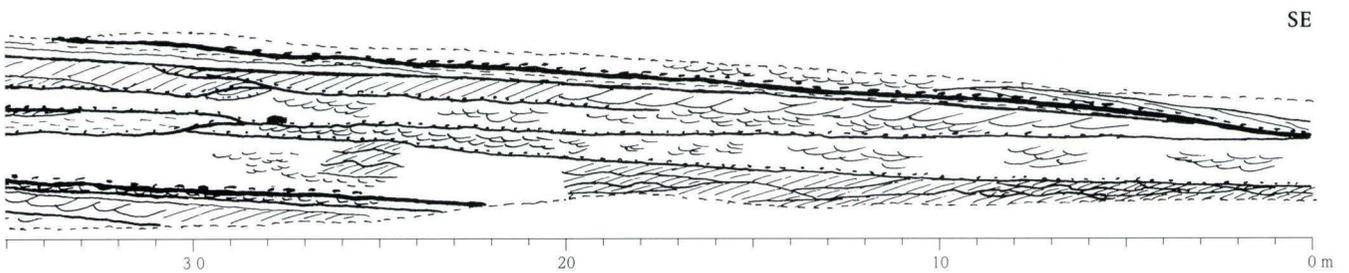
Abb. 5. Aufschluss 9 im Volpriehausen-Sandstein (smV'S) nach der Architektur-Element-Analyse (AEA), Details s. Text. Lage an der B37, südlich Neckargerach



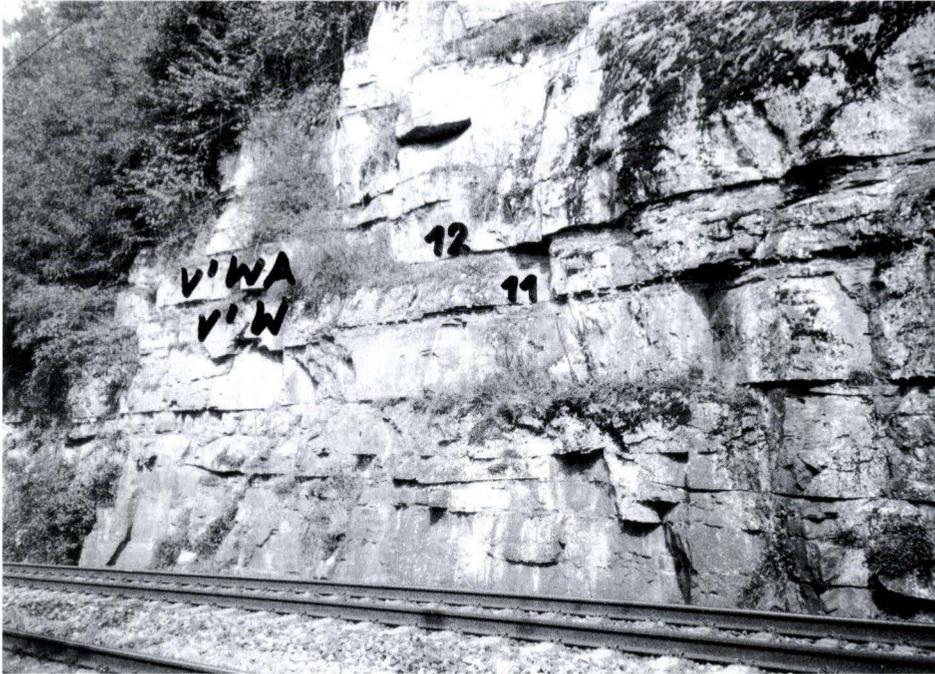
**Abb. 6.** Straßenanschnitt B 37 (gegenüber Parkplatz, s. Abb. 2) Übergangsbereich smV'S/'W im Bereich des Aufschlusses 9. Im Liegenden violett gefärbte sandige Topstrata des smV'S der Abb. 5. Darüber Steilwand der smV-Wechselfolge, Serien A–D mit einer ca. 50 m breiten mürben Zone mit Trockenrissen im Abschnitt C.



**Abb. 7.** Kugelhorizont im smV<sup>W</sup>, sekundäre Bildung im mittelsandigen Grobsandstein knapp oberhalb einer 8 cm starken Siltzone.



(s. Abb. 2 und Kap. 3; Legende Abb. 16 und Tab. 1).



**Abb. 8.** Bahnanschnitt kurz vor km 34,8 (Aufschluss 5), Übergang smV'W/ 'WA (vgl. Abb. 9 und 10). Ausgeprägte Rippelfelder in den Topstrata der Volpriehausen-Wechselfolge.

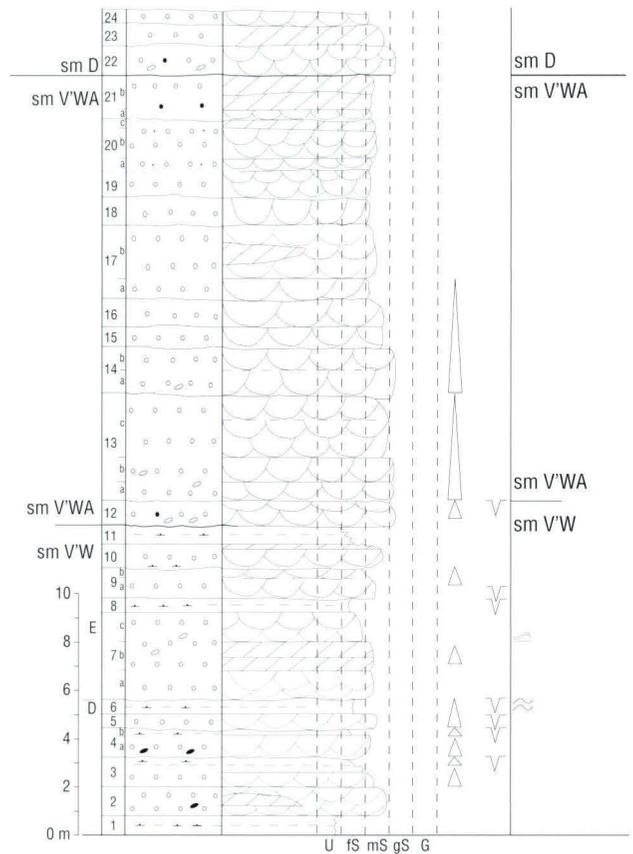
**a) Beschreibung**

An der Basis der ca. 30 m mächtigen Volpriehausen-Wechselfolge befindet sich eine Rinne, die mit violett gefärbten Feinklastika gefüllt ist. Ansonsten besteht die Schichtenfolge aus 1,0–1,5 m dicken Bänken mit rötlichen, fein- bis grobsandigen Mittelsandsteinen, in denen teilweise kugelförmige Konkretionen (Kugelhorizont, Abb. 7) auftreten. Nur gelegentlich findet man Kieslagen oder einzelne Kieskörner. Getrennt werden die Sandsteine durch dünne Siltsteinlagen, die nur selten Mächtigkeiten von >0,2 m erreichen. Über mehrere Aufschlüsse lassen sich innerhalb der Wechselfolge fünf Einheiten (A–E) untergliedern (Abb. 3).

Im unteren Teil (A) des Aufschlusses 9 ist ein Rippelmarkenfeld über 6–7 m, im mittleren Teil (C) des Aufschlusses 6 über 50 m lateral zu beobachten.

Die Sandsteinbänke bestehen vorwiegend aus mehreren Lagen, mitteldimensionaler planarer und trogförmiger Schrägschichtung (Faziestypen Sp und St), oft mit Tongeröllern auf den Vorschüttungsblättern. Großdimensionale Schrägschichtungseinheiten sind relativ selten, aber häufiger als in den Ablagerungen des Volpriehausen-Sandsteins. Besonders unter oder eingeschaltet in Feinklastikalagen treten geringmächtige, meist feinkörnige Sandsteine mit Horizontalschichtung (Faziestyp Sh) oder klein-förmiger Schrägschichtung mit Rippelmarken auf (Faziestyp Sr, Abb. 9 und 10). Die feinkörnigen Horizonte bestehen aus feinklamierten Siltsteinen, z.T. mit Trockenrissen (Faziestypen Fl und Fm).

Die Sandsteinkörper sind streng blattförmig (sheets, Breite-Tiefe-Verhältnis >10 : 1); die vollständige Architektur ist lateral auch in den größeren Aufschlüssen (5) nicht erkennbar. Dagegen



**Abb. 9.** Fazies und stratigraphisches Profil Aufschluss 5, Bahnanschnitt (Legende s. Abb. 16). Korngrößendifferenzierung links nur zwischen Sand- und Siltstein. Nummerierung vgl. Abb. 10.

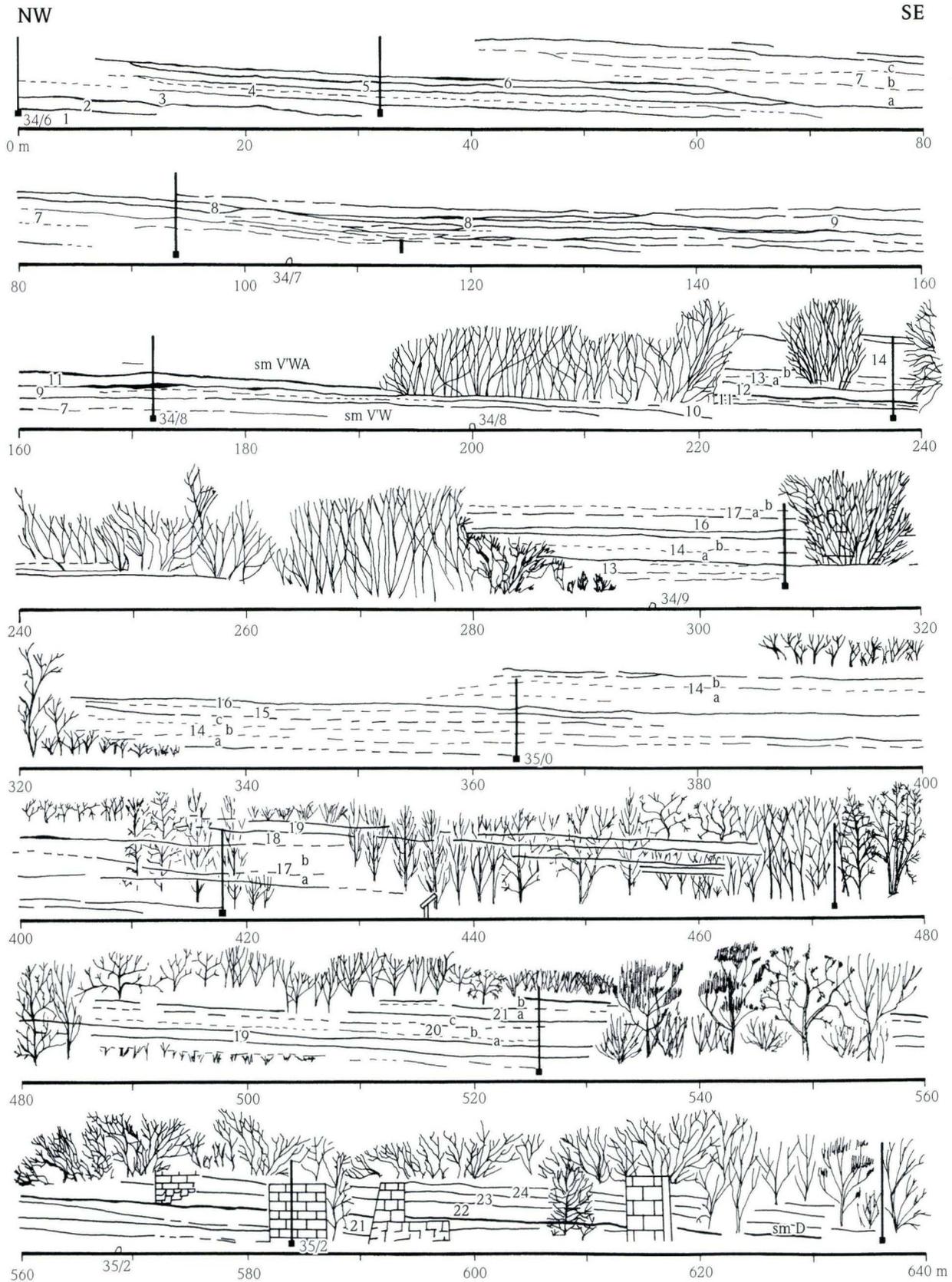


Abb. 10. AEA-Aufnahme zwischen km 34,6 und >35,2 an der Bahnstrecke zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht. Bankfolge s. Abb. 8 und 9.

kann man hier häufig das rinnenförmige Auskeilen der Sandsteinkörper beobachten. Die erosive Basis (Faziestyp Se) ist glatt und eben ausgebildet und beinhaltet intraformationelle Tongerölle. Auch hier bestehen die Sandsteinkörper aus dem Element sandiger Transportkörper (**Sandy Bedforms SB** nach MIALI 1985, 1988).

Eine zyklische Korngrößenab- oder -zunahme konnte innerhalb der Sandsteinbänke nicht beobachtet werden.

**b) Interpretation**

Die fluviatile Architektur der Ablagerungen aus der Volpriehausen-Wechselfolge unterscheidet sich nur unwesentlich von der des Volpriehausen-Sandsteins. Auch hier lagen seichte, nicht etablierte, verwilderte Flüsse einer verflochtenen Fluvialform vor, die allerdings deutlich öfter trockengefallen waren.

**5.1.3. (Obere) Volpriehausen-Wechselfolge („Avicula-Zone“; smV<sup>WA</sup>)**

Aus Mächtigkeitsvergleichen mit bekannten Profilen des Odenwaldes und Kartierergebnissen ergibt sich immer wieder eine Eigenständigkeit und ein besonderes Hervortreten dieses Abschnittes (s. auch BACKHAUS 1971). Mitunter ist dieser auch dem Detfurth-Sandstein zugerechnet worden, was wegen der Geröllführung und der gleichartigen sedimentologischen Ausbildung anzunehmen ist. Dieses führte zu unterschiedlichen Mächtigkeiten zwischen smD und smV im Vergleich zu BACKHAUS. DIEDERICH (1987) hat dann beide Formationen als unteren Teil des Odenwälder sm zusammengefasst. Die Einheiten lassen sich jedoch untergliedern (BACKHAUS, in Vorbereitung). Die Bezeichnung smV<sup>WA</sup> soll eine gedankliche Anbindung an die in Nordhessen auszuhaltenden Avicula-Schichten zum Ausdruck bringen.

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 1–10.

Aufschluss 4: Nordwestlicher Aufschluss am Weg oberhalb der Bahnlinie zwischen Margaretenschlucht und Neckargerach.

Aufschluss 5: Bahnanschnitt zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht, km 34,8–35,2.

Aufschluss 8: Südöstliche Straßenböschung unterhalb der Bahnstrecke zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht.

Aufschluss 12: Zwei ehemalige Steinbrüche unterhalb der Minneburg auf der linken Neckarseite.

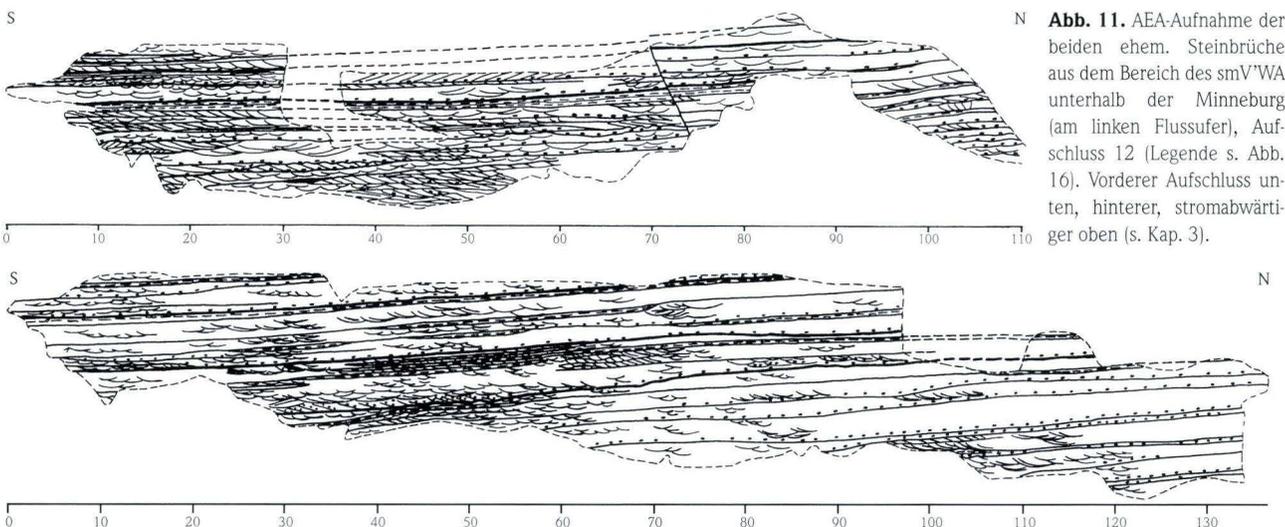
**a) Beschreibung**

Die Schichtenfolge setzt sich aus 0,5–6,0 m Fein- bis Mittelsandsteinen und wenigen Grobsandlagen, z.T. mit Kiesanteil, zusammen. Feinkieslagen kommen nur sporadisch vor (Aufschluss 4). Eingeschaltet sind häufig 0,1–0,4 m mächtige Silt- bis Feinsandsteinlagen.

Die Abfolge ist in bis zu 6 m, meist aber geringer mächtige fluviatile Zyklen unterteilt. Ein detaillierteres Verfolgen der einzelnen Zonen ist aber durch das häufige Auskeilen der einzelnen Bänke nur schwer möglich. Die Basis dieser Zyklen bilden meist glatte, z.T. aber auch unregelmäßige, ebene Erosionshorizonte (Faziestyp Se) mit Tongeröllen.

Bei dem Substratum nimmt die Korngröße von mittel- bis grobsandig mit Kiesanteil zu fein- bis mittelsandig ab. Tongerölle kommen besonders zahlreich vorwiegend im unteren Abschnitt vor. Die Sandsteine bestehen in mehr oder weniger gleichen Anteilen aus planar und trogförmig schräggeschichteten Einheiten (Faziestypen Sp und St). Zusammengefasst lassen sich diese Sandsteine als Element sandiger Transportkörper (**Sandy Bedforms SB** nach MIALI 1985, 1988) klassifizieren. Die trogförmigen Vorschüttungsblätter sind nach Norden bis NNE geneigt.

Das Topstratum (Element **Overbank Fine OF** nach MIALI 1985, 1988) setzt sich aus laminierten Siltsteinen (Faziestyp Fl),



**Abb. 11.** AEA-Aufnahme der beiden ehem. Steinbrüche aus dem Bereich des smV<sup>WA</sup> unterhalb der Minneburg (am linken Flusssufer), Aufschluss 12 (Legende s. Abb. 16). Vorderer Aufschluss unten, hinterer, stromabwärtiger oben (s. Kap. 3).

z.T. mit Trockenrissen (Fm), kleinförmig schräg geschichteten Sandsteinen mit Rippelmarken (Sr) und horizontal geschichteten Sandsteinen (Sh) zusammen.

Im Aufschluss 8 befindet sich direkt über der Basis dieser Schichtenfolge eine 0,6–0,8 m starke Grobsandbank mit Kiesen, die dachziegelartig angeordnet sind und deshalb als Channel-lag-Sedimente interpretiert werden.

Die Sedimentkörper sind streng blattförmig ausgebildet (sheets). Selbst in dem mehrere 100 m langen Aufschlussystem 12 (Abb. 11) konnte keines dieser Elemente vollständig untersucht werden, allerdings lässt sich hier ein rinnenförmiges Auskeilen häufig beobachten.

### b) Interpretation

Die Geometrie der Sedimentkörper sowie die Dominanz von sandigen Transportkörpern lassen auf eine verflochtene, verwilderte Fluvialform (braided-river-style) schließen. Die zyklische Korngrößenabnahme – oft charakteristisch für etablierte, gekrümmte Fließrinnen – scheint auf Grund der Architektur allerdings hier mehr das Resultat einer allmählichen Verflachung und Verminderung der Strömungsenergie zu sein, deren Höhepunkte Perioden mit völliger Austrocknung darstellten. Die Schrägschichtungsmessungen deuten auf eine Fließrichtung nach Norden bis NNE hin.

Somit ändern sich die sedimentologischen Voraussetzungen nicht wesentlich gegenüber denen der Liegendschichten, wobei hier das Milieu vermutlich etwas ruhiger war.

## 5.2. Detfurth-Formation (smD)

Mit 28,5 m – wovon nur 12 m, möglicherweise auch nur 9 m (Aufschluss 11), auf die basale Detfurth-Doppelbank (Detfurth-Sandstein, smD'S) entfallen – ist diese Zone relativ geringmächtig ausgebildet. Allerdings ist die Abgrenzung zum Liegenden nicht exakt zu definieren.

Obwohl die Formation mit rund 30 m im Aufschluss 1 (Margaretenschlucht) vollständig in der Vertikalen (Abb. 4) und an der B 37 (Aufschluss 11) auf fast 1000 m Länge erschlossen ist, lässt sich eine Abtrennung des Sandsteins von der Wechselfolge nur schwer vornehmen.

Die Abfolge stellt einen Sohlbankzyklus dar, dessen Sandsteine von mittel- bis grobsandig mit Kiesanteil an der Basis zu fein- bis mittelsandig am Top abnehmen.

### 5.2.1. Detfurth-Sandstein (smD'S)

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 11–21.

Aufschluss 2: Mittlerer Aufschluss am Weg oberhalb der Bahnlinie zwischen Margaretenschlucht und Neckargerach.

Aufschluss 5: Bahnanschnitt zwischen Neckargerach und Margaretenschlucht, km 35,2–35,4.

Aufschluss 11: Straßenanschnitt an der B 37 zwischen Schleuse Guttenbach und Binau, km 2,6–3,0.



Abb. 12. An der B 37 (Aufschluss 11) – von km 3,4 stromabwärts in Richtung Staustufe Guttenbach, smD'W bis smD'S.

### a) Beschreibung

Die Schichtenfolge besteht aus 0,5–6,0 m mächtigen Mittel- bis Grobsandsteinen, z.T. mit Kieslagen. In den meisten Sandsteineinheiten ist eine zyklische Korngrößenabnahme zum Hangenden hin zu beobachten, wobei die Basis glatte und ebene Erosionshorizonte (Faziestyp Se) mit Tongeröllern bilden. Innerhalb der Sandsteine treten diese Gerölle nur selten auf. Das Zyklustop bilden in den meisten Fällen laminierte Siltsteinlagen (Faziestyp Fl) mit Mächtigkeiten von 0,1–0,4 m.

Das Substratum setzt sich aus mittel- bis großdimensionaler trogförmiger oder planarer Schrägschichtung zusammen (Faziestypen St und Sp). Kleinere Schrägschichtungsformen findet man gelegentlich in den oberen Partien. Vereinzelt kommen kugelförmige Konkretionen vor.

Diese fluviatilen Zyklen werden von einem Erosionshorizont der 5. Ordnung (nach MIALl 1985, 1988) voneinander getrennt. Allerdings befinden sich innerhalb dieser Sequenzen weitere Erosionshorizonte (Faziestyp Se) 3. und 4. Ordnung, sodass es sich bei den Sedimentkörpern um mehrstöckige Gebilde (multi-storied) handelt. Insgesamt sind sowohl die Sandsteinkörper als auch deren Stockwerke streng blattförmig aufgebaut (sheets). Selbst im Aufschluss 11, in dem diese Schichtenfolge über mehrere 100 m aufgeschlossen ist, konnte ein rinnenförmiges Auskeilen nur selten beobachtet werden.

Die einzelnen Stockwerke bestehen zum größten Teil aus den Faziestypen St und Sp, wobei beide teilweise ineinander übergehen. Diese Formen – die bereits das Sedimentationsbild in der Volpriehausen-Formation dominieren – werden als Elemente sandiger Transportkörper (Sandy Bedforms SB nach MIALl 1985, 1988) zusammengefasst. Daneben kommen auch rinnenförmige Stockwerke mit überwiegend trogförmiger Schrägschichtung vor, die als Fließrinnen interpretiert werden (Channels CH nach MIALl 1985, 1988). Des Weiteren tritt hier erstmalig ein neuer Sandsteinkörpertyp auf, der ausschließlich durch mehrere Lagen planarer Schrägschichtung als Elemente flussabwärtiger Akkretion (Downstream Accretion DA nach MIALl 1985, 1988) ausgefüllt wird. Die Vorschüttungsblätter sind in mehr oder weniger eine Richtung geneigt. In wenigen Fällen konnten Reaktivierungsflächen beobachtet werden.

Vereinzelt besteht das Substratum vollständig aus horizontal geschichteten Sandsteinen, wobei auch hier eine zyklische Korngrößenabnahme zum Hangenden hin beobachtet werden kann. Diese Einheiten lassen sich als Elemente laminierter Sandsteine (Laminated Sands, LS) charakterisieren.

### b) Interpretation

Das Auftreten von Elementen sandiger Transportkörper (SB) sowie die Geometrie der Einheiten lässt auf einen verflochtenen Flusstyp mit Sandwellen, rinnenquerenden Barren (cross-channel bars) und gekrümmten subaquatischen Dünen schließen.

Anders als in den Liegendserien treten hier erstmalig auch größere, linguoid geformte Sandbänke als Elemente der flussabwärtigen Akkretion (DA) auf. Dabei handelt es sich nach dem in-

ternen Aufbau um einfach zusammengesetzte Barren (simple compound bars nach ALLEN 1983). Bei diesen Transportkörpern erfolgt die Partikelanlagerung nicht nur in einer Lage, sondern zeitgleich in mehreren, übereinander liegenden Bereichen.

Vereinzelt tieften sich Nebenfließrinnen (Element CH) zwischen Sandbänken in das Flussbett ein.

Das Auftreten von zusammengesetzten Sandbänken und größeren Transportkörpern lässt auf eine im Allgemeinen größere Wasserbedeckung schließen.

In den seichteren Bereichen an den Uferstrandlagen bildeten sich Rippeln und horizontale Lagen. Auf der Überflutungsfläche lagerte sich nach Hochflutereignissen die Suspensionsfracht ab.

Insgesamt lag hier ein verflochtenes Flusssystem mit größeren, etablierteren und tieferen Fließrinnen vor. Bei Hochfluten wurden Teile der Fließrinnen erodiert und anschließend wieder reaktiviert. Der zyklische Aufbau der Schichten erfolgte vermutlich durch die seitliche Verlagerung der Fließrinnen. Ein solcher Flusstyp ist in dem Faziesmodell in Abb. 13 dargestellt.

Zeitweise fielen Teile des Flusssystems trocken. Es bildeten sich in dem ehemaligen Flussbetten Tümpel und kleinere Seen, in denen die Feinstpartikel abgelagert wurden.

In aridem bis semiaridem Klima bildeten sich vereinzelt Schichtfluten (flash floods, s. TURNBRIDGE 1981) vermutlich nach heftigen Regenfällen aus. Das Material wurde dabei horizontal bei flacher Wasserbedeckung und schießendem Wasser sedimentiert. Mit abnehmender Transportenergie verringerte sich auch die abgelagerte Korngröße.

### 5.2.2. Detfurth-Wechselfolge (smD'W)

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 22 (19)–43.

Aufschluss 2: Mittlerer Aufschluss am Weg oberhalb der Bahnlinie zwischen Margaretenschlucht und Neckargerach.

Aufschluss 3: Südöstlicher Aufschluss am Weg oberhalb der Bahnlinie zwischen Margaretenschlucht und Neckargerach.

Aufschluss 10: Grillplatz Gickelfelsen am Nordende des Gickelberges.

Aufschluss 11: Straßenanschnitt an der B 37 zwischen Schleuse Gутtenbach und Binau (km 3,0–3,6).

### a) Beschreibung

Die ca. 20 m mächtige Abfolge besteht vorwiegend aus mittelkörnigen Sandsteinbänken, Grobsandlagen findet man besonders im unteren Teil. Im Wesentlichen aber unterscheidet sich die Detfurth-Wechselfolge von dem Detfurth-Sandstein durch das häufige Auftreten von 0,2–0,6 m (maximal 1,3 m) mächtigen sandigen Siltsteinlagen (Abb. 12, 14, 15).

Die Sandsteinbänke bilden in der Regel das Substratum von 2–3 m mächtigen fluviatilen Oben-fein-Zyklen, wobei hier das Topstratum gut erhalten ist. An der Basis der Zyklen befinden sich relativ gerade, ebene Erosionshorizonte der 5. Ordnung mit

Tongeröllen (Faziestyp Se). Die Sandsteinkörper sind auch hier meist mehrstöckig aufgebaut mit internen Erosionshorizonten. Sowohl die Großeinheiten als auch ihre einzelnen Stockwerke sind streng blattförmig aufgebaut (sheets), nur gelegentlich kann ein rinnenartiges Auskeilen beobachtet werden.

Die Sandsteinkörper bestehen aus mittel- bis großdimensionaler planarer und trogförmiger Schrägschichtung (Faziestypen Sp und St) und lassen sich meist als Elemente sandiger Transportkörper (**Sandy Bedforms SB** nach MIALL 1985, 1988) zusammenfassen. Gelegentlich treten sowohl Fließrinnen (**Channels CH** nach MIALL 1985, 1988) als auch Elemente flussabwärtiger Akkretion (**Downstream Accretion DA** nach MIALL 1985, 1988) auf. Das Spektrum bei den Einfallrichtungen der trogförmigen Vorschüttungsblätter reicht von NNE bis ESE.

Das Topstratum (**Overbank Fine, OF**) besteht an der Basis häufig aus horizontal und kleinförmig schräg geschichteten Feinsandsteinen (Faziestypen Sh und Sr). Dabei ist häufig eine Graduierung der Korngrößen und Schrägschichtungsdimensionen nach oben hin zu beobachten (Aufschluss 11). Darüber befinden sich laminierte Siltsteine, sehr häufig mit Trockenrissen (Faziestypen Fl und Fm). Im Aufschluss 11 kommen Spuren von *Planolites* vor.

Bei den Feinklastikalagen zwischen den Sandsteinbänken handelt es sich auf Grund des zyklischen Aufbaus um Überflutungselemente (**Overbank Fine, OF**). Im Aufschluss 10 überlagert ein 0,5–0,8 m mächtiger Horizont, bestehend aus massigen bis feinklaminierten Ton-/Siltsteinen (Faziestypen Fsc und Fl), mehrere zyklisch geschlossene Sandsteineinheiten.

## b) Interpretation

Im Wesentlichen lag hier eine ähnliche fluviatile Architektur vor wie in der Liegendabfolge. Es bildeten sich bei höherer Wasserbedeckung größere verflochtene Flüsse mit Feldern von Transportkörpern (Dünen, Sandwellen). Daneben entstanden einfach zusammengesetzte Sandbänke (simple compound bars; ALLEN 1983) und Nebenfließrinnen.

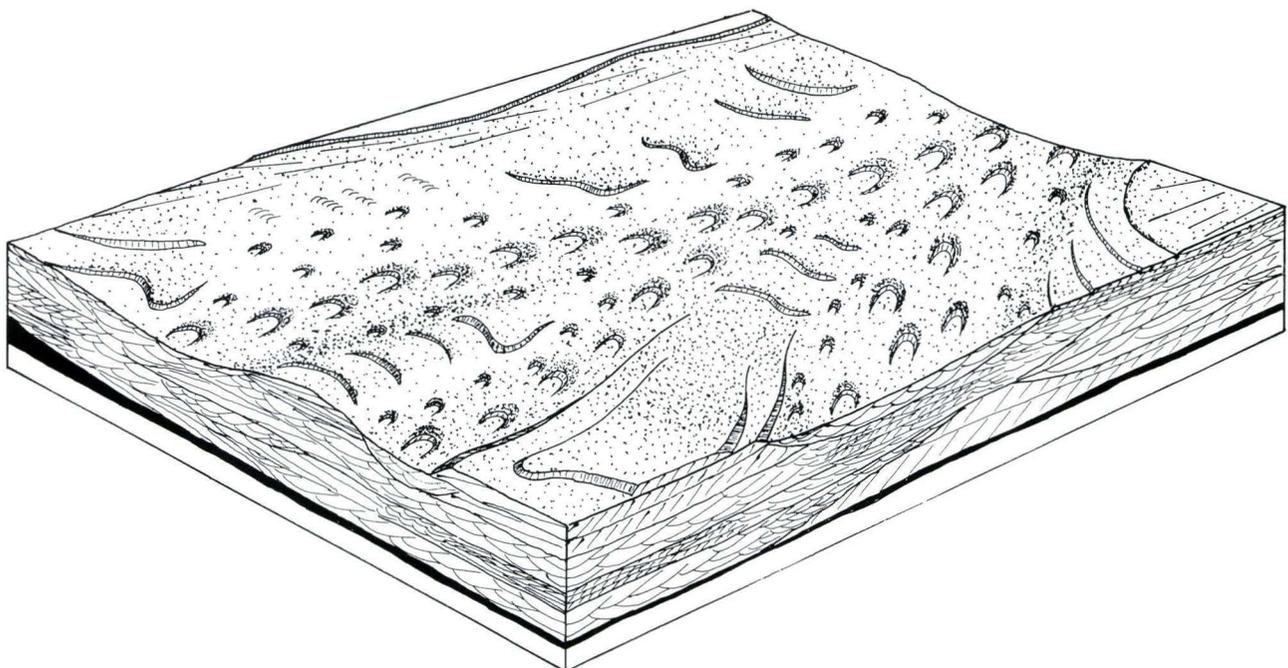
Die geringere Korngröße der Sohlfracht und der hohe Erhaltungszustand der Überflutungsablagerungen haben vermutlich ihre Ursache in der allgemein abnehmenden Energie zum Ende der Detfurth-Formation.

Anhand der Schrägschichtungsmessungen flossen die Flüsse in N–E-Richtung.

## 5.3. Hardeggen-Formation (smH)

Die ca. 33 m mächtige Hardeggen-Formation setzt sich hier aus zwei Einheiten zusammen: Haupt-Geröllhorizont und Feinsandstein.

Bei der reduzierten Mächtigkeit gegenüber den benachbarten Profilen scheint eine Trennung in smH-Sandstein und Wechselfolge nicht angemessen. Die in den höheren Serien des Mittleren Buntsandsteins herausgearbeitete Schwellensituation scheint besonders für die Hardeggen-Formation wirksam zu sein (Abb. 4).



**Abb. 13.** Faziesmodell eines verflochtenen Flusstyps mit verwilderter Rinnenführung für die Detfurth-Formation. Mit geringen Unterschieden gilt dieses Modell auch für die Volpriehausen-Formation.

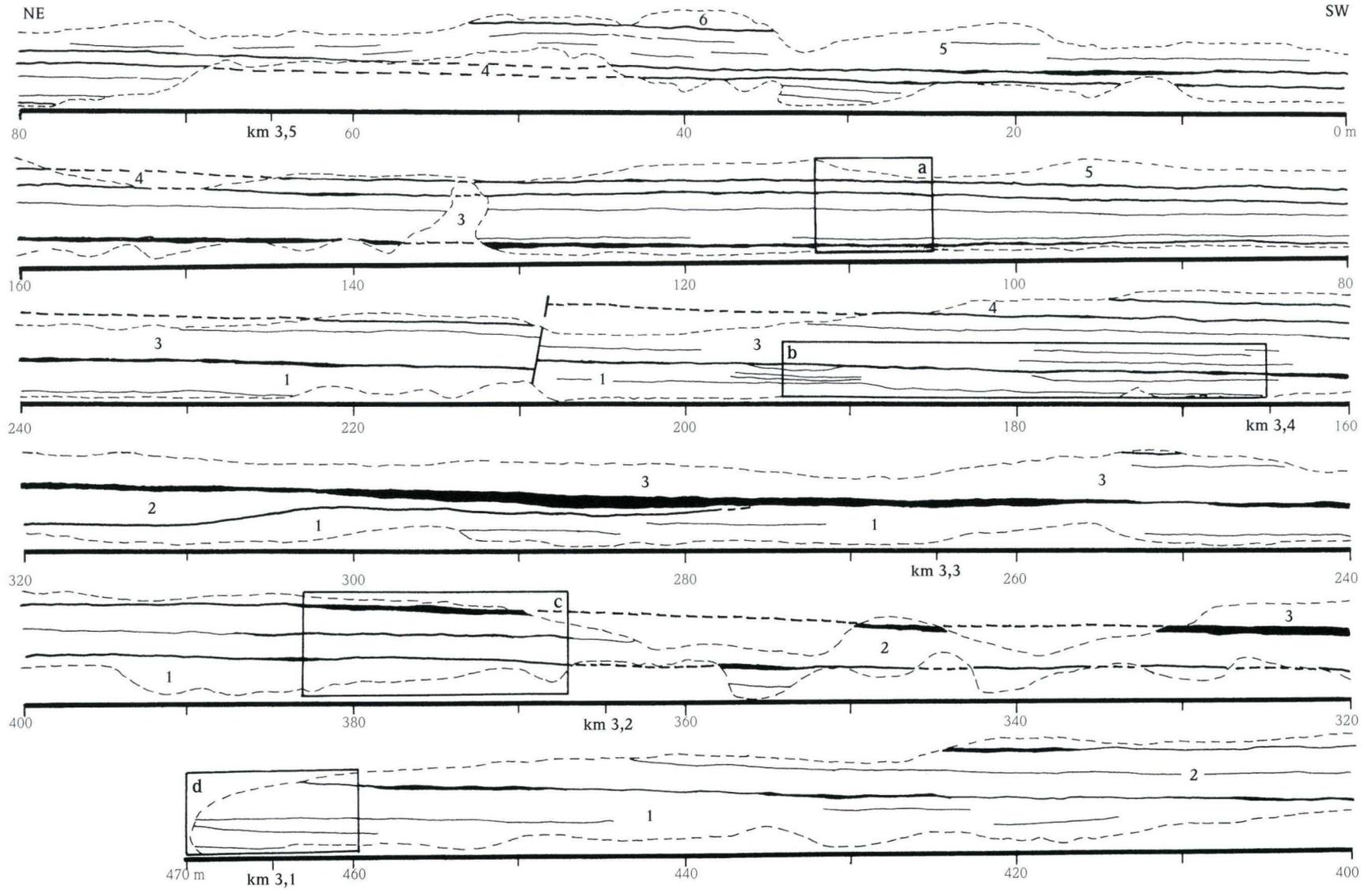
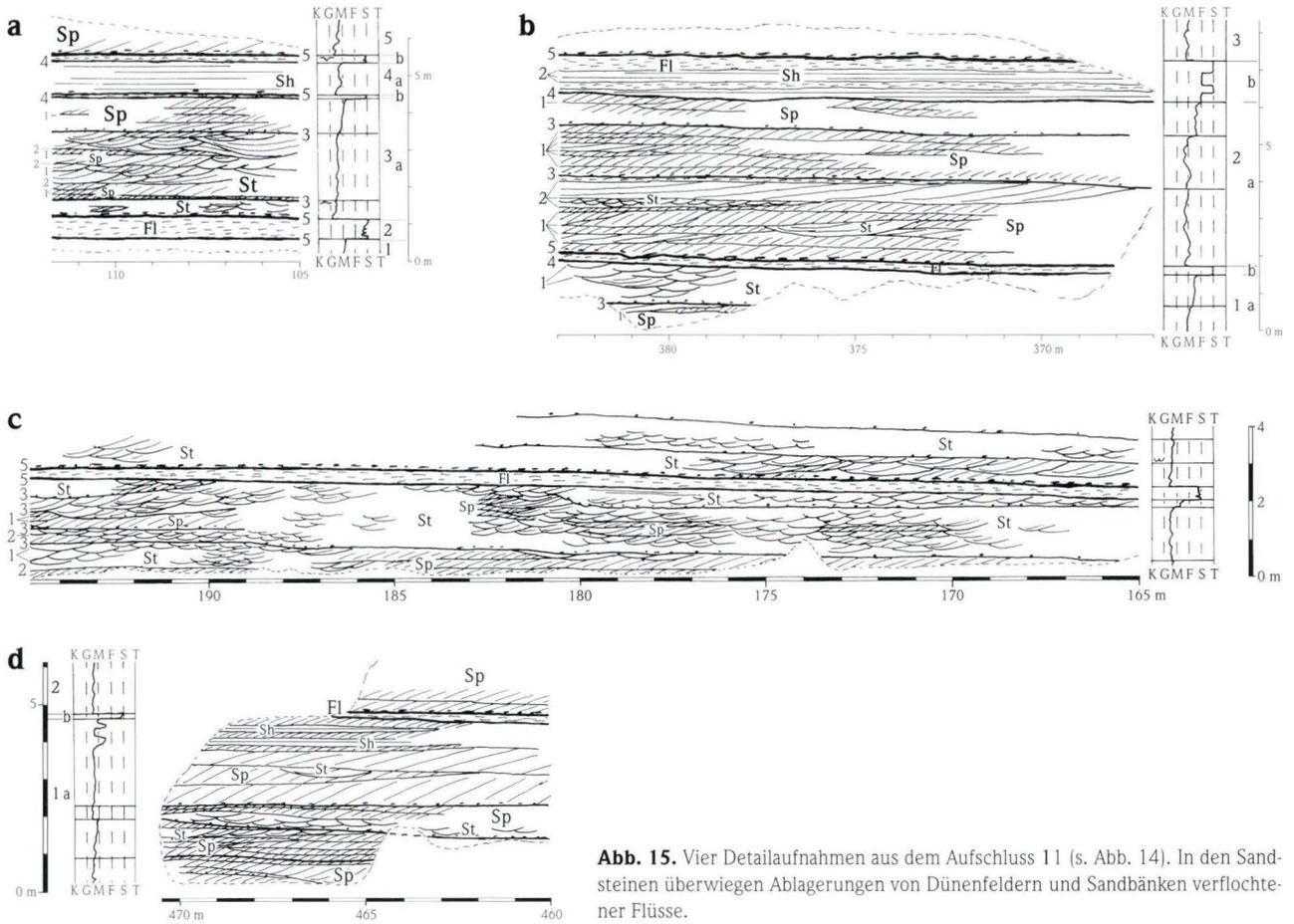


Abb. 14. AEA-Übersichtsskizze durch die smD'W an der B 37 zwischen km 3,1 -> 3,5 (Staufstufe Guttenbach-Binau); Detailaufnahmen a-d vgl. Abb. 15.



**Abb. 15.** Vier Detailaufnahmen aus dem Aufschluss 11 (s. Abb. 14). In den Sandsteinen überwiegen Ablagerungen von Dünenfeldern und Sandbänken verflochtener Flüsse.

### 5.3.1. Oberer oder Haupt-Geröllhorizont (smHG)

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 45–80.

Aufschluss 10: Grillplatz Gickelfelsen am Nordende des Gickelberges.

#### a) Beschreibung

In der Margaretenschlucht sind 29 m dieses Abschnitts erschlossen. Obwohl die Geröllführung im tieferen Teil vorherrscht, treten bis oben hin immer wieder einzelne extraformationale Klasten im sonst grobsandigen Mittelsandstein auf. Eine Sedimentationsrhythmik von 1–6 m mächtigen fluviatilen Sequenzen ist nur im unteren Teil erkennbar. Mikrozyklen werden selten beobachtet.

Die vorwiegend grobsandigen unteren 16 m könnten dem Hardegsen-Sandstein (smH'S) entsprechen, allerdings ist hier eine exakte stratigraphische Gliederung nur schwer möglich (Abb. 3 und 4).

Insgesamt nimmt die Korngröße der Sandsteine von der Basis zum Top relativ gleichmäßig von grobsandig zu feinsandig zu einem übergeordneten Sohlbankzyklus (fining-upward Sequenz) ab. Die Basis ist allerdings als Oben-grob-Sequenz ausgebildet.

Sowohl die Liegend- wie auch die Hangendgrenze ist von 6. Ordnung (vgl. MIAL 1985, 1988) und ist am Hang zwischen Aufschluss 10 (Gickelfelsen) und Aufschluss 1 (Margaretenschlucht) mehrmals aufgeschlossen.

Der häufigste Schrägschichtungstyp ist hier die mitteldimensionale planare Schrägschichtung (Faziestyp Sp). Der Faziestyp St konnte vor allem im unteren Teil beobachtet werden. Die Trogachsen sind nach NW bis SE gerichtet, während die Leeblätter des Faziestyps Sp in ihren Richtungen noch stärker variieren. Die Siltsteinlagen bestehen aus dem Faziestyp Fl.

Die Basis der Sandsteineinheiten ist eben und zeigt nur geringfügige erosive Eintiefungen. Extraformationale Tongerölle kommen sehr häufig sowohl an der erosiven Basis als auch in den Sandsteinen vor.

#### b) Interpretation

Auch bei der Sedimentation dieser Schichten lag ein verflochtener Flusstyp (braided-river style) vor. Die Häufigkeit des Faziestyps Sp sowie die stark variierenden Einfallrichtungen seiner Leeblätter deuten auf linguoide Barren hin, bei denen die Anlagerung mehr seitlich erfolgte.

Entsprechend dem Aufbau der einzelnen fluviatilen Zyklen

waren die Flussrinnen vermutlich zwar kleiner, aber etablierter, wobei eine mäßige Krümmung nicht ausgeschlossen werden kann. Außerhalb der Flüsse bildeten sich ausgedehnte Überflutungsebenen, in denen das feinkörnige Material abgelagert wurde. Zum Ende der Sedimentation waren die Flüsse wieder weniger etabliert.

Die Existenz eines Oben-fein-Großzyklus deutet auch hier auf den Beginn einer neuen fluviatilen Phase zu Beginn der Sedimentation hin, die hier allmählich einsetzte. In den proximaleren Regionen dürften die Flüsse unter dem Einfluss von hochenergetischen hydrodynamischen Bedingungen gestanden haben. Die Ströme gelangten vermutlich in ein Becken mit relativ ausgeglichener Relief, wobei die Fließenergie rasch verringert wurde.

### 5.3.2. Felssandstein (smHF)

Der ca. 4 m starke Abschnitt, ursprünglich als Teil der Solling-Formation gedeutet (BACKHAUS 1968, Taf. 2, Fig. 2), wird nunmehr als Äquivalent des Felssandsteins (Kristallsandstein, Kugelfelszone, smHF) gesehen. Den entscheidenden Anstoß zur Umdeutung geben die Kugeln im grobsandigen Mittelsandstein, die wir in ähnlicher Form und Verbreitung aus der Pfalz (BACKHAUS 1975b) kennen. Aber vor allem die bröckelbankartige Ausbildung der unteren, stark erosiv in einen Siltsteinhorizont eingreifenden Bank (BACKHAUS 1968, Taf. 12, Fig. 2) mit der von ORTLAM (1967: 499) gegebenen Beschreibung der unter dem Karneol-Dolomit-Horizont (VH2) gelegenen kieseligen Sandsteine (smK) des Schwarzwaldes spricht dafür. Auffallend ist hier aber die besonders geringe Mächtigkeit gegenüber den bekannten Profilen der Nachbarschaft (30–50 km, 14–22 m), die aber letzten Endes mit einer Hochlage erklärt werden kann (Süd-Odenwald-Schwelle sensu ORTLAM 1968).

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 81–84.

#### a) Beschreibung

Die Abfolge setzt sich aus einer nach oben hin feiner werdenden, mittelkörnigen Sandsteinbank und einer 0,4 m mächtigen Feinsand-/Siltsteinlage zusammen und stellt somit einen fining-upward Zyklus dar.

Der Sandsteinkomplex besteht ausnahmslos aus trogförmig schräg geschichteten Einheiten (Faziestyp St), wobei die Trogachsen nach ENE–NE gerichtet sind. Der feinkörnigere obere Teil setzt sich aus kleinförmig schräg geschichteten Feinsandsteinen (Faziestyp Sr) und laminierten Siltsteinen (Faziestyp Fl) zusammen.

Der Sandsteinkörper zeichnet sich im Aufschluss durch interne glatte und ebene Erosionsflächen aus. Lediglich die Basis dieser Schichtenfolge zeigt innerhalb des gesamten Aufschlusses die tiefsten Auskolkungen (bis 0,6 m). Tongerölle kommen zahlreich in allen Bereichen vor.

#### b) Interpretation

Bei dieser einzelnen fining-upward Sequenz könnte es sich sowohl um einen einzelnen klassischen fluviatilen Zyklus handeln, der einer ehemaligen Flussrinne entspricht, als auch um einen übergeordneten Makrozyklus, der ein neues Ereignis in der Beckenentwicklung dokumentieren würde. Diese Frage lässt sich nur im großräumigen paläogeographischen Zusammenhang beantworten.

Auch bleibt die Frage nach dem Flusstyp letztlich offen; die trogförmige Schrägschichtung – als Relikt von subaquatischen Dünen mit gekrümmten Kämmen in aktiven Rinnenteilen – kommt in allen Flüssen häufig vor.

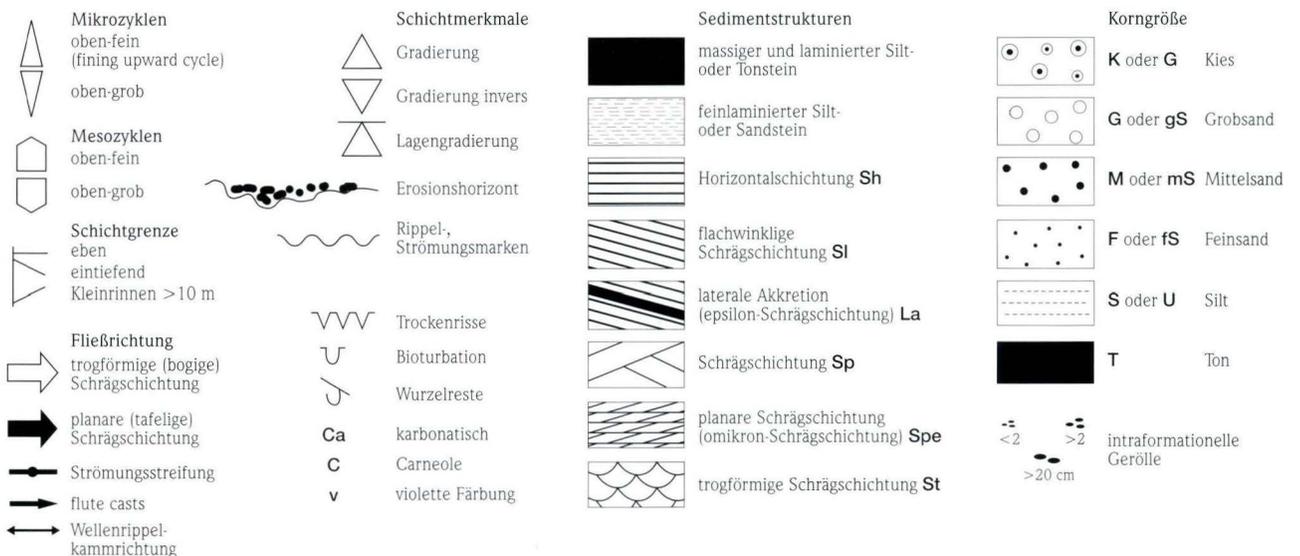


Abb. 16. Legende zu den Abbildungen 3, 4, 5, 9, 11 und 15.

## 5.4. Solling-Formation (soS)

BACKHAUS (1968 und 1971) hat für die Solling-Formation rund 9 m ausgewiesen. Dieser Bereich wird hier vom Liegenden her um 4 m (Bänke 81–84, BACKHAUS 1968) zu Gunsten des Felsandsteins (smHF; Begründung s.o.) verringert. Es verbleiben somit in dem kondensierten Schichtenabschnitt nur noch 4,6–4,8 m für die Solling-Formation (Abb. 4).

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 85–93.

### a) Beschreibung

Die Schichtenfolge lässt eine Untergliederung in zwei getrennte Sedimentationseinheiten zu. Die Basisbereiche beider Abschnitte (Schichten 85 und 92) sind Aufarbeitungshorizonte. Der untere bröckelbankartige Feinsandstein enthält u.a. ein 8 cm langes und 4 cm breites Buntsandsteingeröll vom Typ sm4 alter hessischer Gliederung (BACKHAUS 1968, Taf. 12, Fig. 1+5). Der obere Abschnitt (Schicht 92) ist eine Quarz- und Karneolgerölle führende Bank (BACKHAUS 1968, Taf. 12, Fig. 3, 6+7).

Die Korngröße der Sandsteine variiert von feinsandig bis konglomeratisch, wobei die größeren Aggregate vorwiegend aus intraformationellen Tongeröllen oder Karbonatknollen bestehen. Die Korngrößen nehmen in der Regel von der Basis der Sandsteinkörper zum Top hin zyklisch ab, sodass die gesamte Schichtenfolge in zwei fining-upward Zyklen untergliedert wird. Eine übergeordnete Zyklizität konnte hier nicht beobachtet werden.

Die Sandsteine bestehen sowohl aus planar als auch aus trogförmig schräg geschichteten Lagen (Faziestypen Sp und St). Die Trogachsen zeigen dabei stark wechselnde Richtungen von WNW nach ESE an.

Das nur im unteren Zyklus vorhandene Topstratum setzt sich aus feinsandigen bis siltigen Sedimenten zusammen, die horizontal laminiert (Faziestyp Fl) oder völlig entschichtet sind und dabei häufig Wurzelröhren und Durchwurzelung aufweisen (Faziestyp Fr).

Die Basis wie auch andere Erosionshorizonte dieser Schichtenfolge ist unregelmäßig gewellt ausgebildet.

### b) Interpretation

Das sedimentologische Inventar deutet auf wechselhafte Ablagerungsbedingungen hin. Nach BINDIG (1991) lag das Untersuchungsgebiet während der Sedimentation im Randbereich des Ablagerungsraumes. Die Flüsse mit vermutlich verflochtenem Charakter gelangten nur sporadisch in dieses Gebiet.

Über längere Zeiträume hinweg kam es daher – auch unterstützt durch einen Wechsel von aridem zu semiaridem Klima – zu „Bodenbildungen“. Beim erneuten Eindringen von Flüssen wurden die Paläoböden erodiert und umgelagert (Karbonatknollen).

Typisch für die Basis der Solling-Formation (H-Diskordanz) im gesamten Ablagerungsraum ist das Auftreten von Geröllen aus Gesteinen älterer Buntsandstein-Formationen. Es deutet sich ein

markanter Hiatus und damit ein einschneidender Event zu Beginn der Ablagerungszeit an (vgl. BINDIG 1991).

## 5.5. Röt (soR)

Der Röt gliedert sich in folgende Abschnitte:

Röt 1 (Chirotherien-Schiefer), Röt 2 (Unterer Plattensandstein), Röt 3 (Untere Röttone – Oberer Plattensandstein) und Röt 4 (Rötquarzit und Obere Röttone).

### 5.5.1. Chirotherien-Schiefer (Röt 1)

Die Schichtenfolge kann als Vertretung des Chirotherien-Schiefers (Röt 1) bewertet werden. Diese Zone lässt sich selbst bei der Feldkartierung aus dem Spessart bis in den südlichen Odenwald verfolgen und ist in Großprofilen bzw. -logs ebenfalls erkennbar.

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schicht 94.

#### a) Beschreibung

Der ca. 1 m mächtige Chirotherien-Schiefer besteht ausschließlich aus karbonatischen Siltsteinen.

#### b) Interpretation

Während im Depocenter des Germanischen Beckens die Absenkung mit Ablagerungen von z.T. evaporitischen Playa-Sedimenten aus der Zeit der Solling-Formation anhielt, bildete sich in unserem Raum lediglich eine geringmächtige Randfazies aus (vgl. BINDIG & BACKHAUS 1995).

### 5.5.2. Unterer Plattensandstein (Röt 2)

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 95–117.

#### a) Beschreibung

Diese ca. 22 m mächtige Schichtenfolge setzt sich aus gleichförmigen, dickbankigen Sandsteinpaketen zusammen (2–5 m). Die Abfolge wird nach oben hin von einer ca. 90 cm mächtigen, verkieselten Bank abgeschlossen, die üblicherweise als „Grenzquarzit“ bezeichnet wird.

Die fein- und mittelkörnigen Sandsteine sind sehr gleichmäßig ausgebildet. Siltsteinlagen konnten in dem Aufschluss nicht nachgewiesen werden. In den Schichten 102 und 104 (BACKHAUS 1968 und 1971) nimmt der Siltanteil zu, bröckelbankartige Knollen sind in den mürben, Hohlkehlen bildenden Bereichen erkennbar. Nur in einem Fall wurde eine Konglomeratbank, bestehend aus Karbonatknollen, beobachtet (Schicht 103).

Die Sandsteine bestehen vorwiegend aus großdimensionalen, trogförmig schräg geschichteten Einheiten (Faziestyp St). Auffällig ist das breite Spektrum bei den Richtungen der Trogachse; so

erfolgte der Sedimenttransport nach ENE, SE, S bis SW. Zum Teil sind diese schräg geschichteten Lagen übergeordnet durch flachwinklig einfallende Erosionsflächen 3. Ordnung strukturiert, die teilweise mehr oder weniger senkrecht zu den Trogachsen liegen. Daneben kommen einzelne Sandsteinkörper vor, die ausschließlich aus flachwinklig schräg geschichteten Sandsteinen mit feinklastischen Einschaltungen (Faziestyp La) bestehen.

Die Basis der Sandsteinbänke ist in fast allen Fällen ausgesprochen glatt und eben entwickelt. Intraformationelle Tongerölle kommen nur selten vor. Eine Zyklizität in irgendeiner Form konnte nicht nachgewiesen werden.

#### b) Interpretation

Das Auftreten von flach geneigten Erosionshorizonten 3. Ordnung sowie flachwinkliger Schrägschichtung deuten auf ein laterales Anwachsen bei der Sedimentation hin. Diese als Elemente lateraler Akkretion (**Lateral Accretion LA** nach MIALL 1985, 1988) bekannten Sandsteinkörper sind charakteristisch für Gleithangsedimentation mäandrierender Flusssysteme (MIALL 1985, 1988; ALLEN 1965). Die flach geneigten Erosionshorizonte entstanden dabei durch Hochwasserereignisse, bei denen Teile der Gleithänge abgetragen wurden.

BINDIG & BACKHAUS (1995) haben bereits in dieser Region entsprechend größere Aufschlüsse aus diesem Schichtenbereich (Unterer Plattensandstein) aufnehmen können. Demnach lagen hier zur Zeit der Sedimentation vorwiegend Flusströme mit verflochtenen und mäandrierenden Mischformen (braided-to-meandering style) vor. Vereinzelt kam es auch zur Bildung von ephemeren Schichtfluten (flash-floods).

#### 5.5.3. Untere Röttone (Röt 3)

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schicht 118 (oberhalb des 1. Steges).

##### a) Beschreibung

Bei dieser etwa 4 m mächtigen Schicht handelt es sich ausschließlich um laminierte Siltsteine.

##### b) Interpretation

Bei diesen Sedimenten handelt es sich um Relikte eines Playa-Systems, an dessen SW Grenzbereich wir uns befinden (vgl. BINDIG & BACKHAUS 1995).

Wegen der in Nord- bis Süd-Richtung abnehmenden Tonfazies des überlagernden „mittleren Plattensandstein-Abschnitts“ (Bank 118 in BACKHAUS 1968), mit dem wir in Unterfranken den transgressiven Röt-3-Abschnitt als dortigen „Unteren Rötton“ beginnen lassen (BINDIG & BACKHAUS 1995, Abb. 31), ist diese Bank als diachron anzusehen.

#### 5.5.4. Oberer Plattensandstein (Röt 3)

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 119–135.

##### a) Beschreibung

Auch dieser Schichtenkomplex mit einer Mächtigkeit von ca. 13 m besteht aus gleichförmigen, dickbankigen Sandsteinpaketen. Abgesehen von dem einmaligen Auftreten des Faziestyps St unterscheiden sich die Sandsteine nicht von dem Unteren Plattensandstein.

##### b) Interpretation

Auch hier geben die Aufschlussverhältnisse keine geeigneten Möglichkeiten für eine Interpretation der Ablagerungsverhältnisse, wobei diese stratigraphische Einheit in dieser Region nur sehr spärlich aufgeschlossen ist. Mit den oben genannten Einschränkungen war die Sedimentation nach BINDIG & BACKHAUS (1995) durch Mäanderflüsse und Schichtfluten beeinflusst. Möglicherweise lagen aber auch hier verflochtene und mäandrierende Mischformen vor.

#### 5.5.5. Rötquarzit (Röt 4)

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 136–147.

##### a) Beschreibung

Die Schichtenfolge des Rötquarzit (RQ) entspricht der typischen Zweigliederung in einen oberen, hier 1,0–1,4 m mächtigen plattigen bis dünnbankigen, vorwiegend grauen, quarzitischen, feinkörnigen Sandstein mit dünnen Siltstein-Zwischenlagen (Abb. 4) und einen unteren, hier >4 m mächtigen, schmutzig grauen, festen, eingekieselten grobsandigen Mittelsandstein mit einzelnen Feinkiesen (Abb. 17).

Die trogförmig schräg geschichteten Sandsteinkörper lösen sich gegenseitig ab (Faziestyp St). Die Basis dieser Einheiten ist glatt bis unregelmäßig und schneidet sich meist rinnenförmig ins Liegende ein (max. Erosionstiefe: 0,4–0,6 m). Tongerölle konnten nicht nachgewiesen werden. Die Trogachsen zeigen dabei eine Ost- bis Nordost-Richtung.

Diesen Bänken sind stellenweise dünne bräunliche Siltsteine zwischengeschaltet, die Bioturbationen erkennen lassen. Die Lagen sind feinlaminiert und beinhalten z.T. Trockenrisse (Faziestypen Fl und Fm).

Ein gleichfalls bräunlicher, mürber, bröckeliger feinsandiger Siltstein von 0,8–1 m Stärke trennt die beiden Rötquarzit-Bereiche. Es fehlt hier aber sowohl die sonst für dieses Stratum typische blauviolette Färbung als auch ein vergleichbarer Horizont im Liegenden der unteren Bankfolge.

Die ganze Abfolge stellt einen undeutlichen Oben-fein-Zyklus dar, der wiederum aus mehreren Mikrozyklen besteht. Die Basis ist als Kontaktfläche 6. Ordnung anzusehen (vgl. BINDIG & BACKHAUS 1995).

Die andernorts (z.B. Nußloch) vermehrt – bis zu vier – auftretenden Wechsel von blauvioletteten Zonen aus meist mürben Sandsteinen und Schiefertönen mit Quarzitschichten (von GEHENN 1962 noch als „Fränkische Chirotherien-Schichten“ zusammengefasst), sind hier nicht ausgebildet. Sie nehmen im Re-

gelfall den Abschnitt zwischen Rötquarzit und der Unterkante des Epfenbacher Sandsteins ein.

#### b) Interpretation

Die Sedimentation dieser Einheiten erfolgte vermutlich in mäßig oder stark gekrümmten Flussrinnen mit stark wechselnder Hydrodynamik.

Der Rötquarzit an sich stellt Ablagerungen einer Sandebene (sand-plain oder sand-flat) dar, die den Rand eines Playa-Sedimentationsgebietes markierte (BINDIG & BACKHAUS 1995). Die sedimentologische Ausbildung der Schichten ist hier das Ergebnis von Flussläufen, die diese Sandebenen durchquerten.

Als Zwischenfazit lässt sich aus dem Fehlen der *Costatoria costata* und der Bunten Leithorizonte (GEHENN 1962) eine Hochlage ableiten. Das wiederholte Auftreten von violetten Zonen im westlich anschließenden Raum Nußloch–Helmstadt begrenzt die Hochlage in unserem Betrachtungsgebiet zeitlich. Während im Untersuchungsgebiet die Plattensandsteinfazies im Liegenden von einer fluviatilen Schüttung überdeckt wird, erfolgt im weiter westlich gelegenen Raum zwischen Neckar und Rhein die Transgression des Röt-4-Meeres in mehreren Schritten.

#### 5.5.6. Obere Röttone (Röt 4)

Aufschluss 1: Margaretenschlucht, Schichten 148–155 (oberhalb der Brücke über der Flursbachklinge).

##### a) Beschreibung

2 m über dem Rötquarzit und ca. 10 m unter der Grenze zum Muschelkalk sind rund 16 m der insgesamt 28 m mächtigen Ab-

lagerungen der Oberen Röttone aufgeschlossen.

Dabei handelt es sich um rote, schwach karbonatische, feinsandige Siltsteine. Im unteren Teil befindet sich eine ca. 3 m mächtige Schichtenfolge mit feinsandigen, etwas festeren Lagen (Bänke 151–153, bei BACKHAUS 1968: 158), die dem Epfenbacher Sandstein i.e.S. zugerechnet werden.

Markant und von regionalem Leitwert ist die im Hangenden folgende 20 cm starke, grüne feinsandige Siltstein-Bank (Bank 154, bei BACKHAUS 1968: 157), die als „Grüne Leitschicht“ (GL) in der lokalen Literatur durch GEHENN (1962) eingehend beschrieben wurde.

##### b) Interpretation

Die Oberen Röttone stellen die Schlammebene (mud-plain) eines Playa-Systems dar, das sich vom Beckenzentrum immer weiter ausbreitete (BINDIG & BACKHAUS 1995).

Der Epfenbacher Sandstein wird nach BINDIG & BACKHAUS (1995) als distaler Randausläufer eines erneuten fluviatilen Ereignisses (Votziensandstein im Elsaß) gedeutet.

Die im Vergleich zu GEHENN in der Topbank des Epfenbacher Sandstein zu erwartende *Costatoria costata* (ZENKER) = Costatabank konnte hier bislang nicht nachgewiesen werden. Ebenfalls ist der über der „Grünen Leitschicht“ (GL) folgende „Bunte Leithorizont“ (BL) nicht vorhanden. Das Fehlen der beiden Horizonte resultiert aus einer zunehmend randlicheren Position (GEHENN 1962: 40/41) dieses Abschnitts von Mosbach nach Westen. Für die Beurteilung der Gesamtsituation ist darauf hinzuweisen, dass diese Leithorizonte (GL und BL) des südlichen Odenwaldes auch im mittleren Odenwald deutlich differenzierter ausgebildet sind (BACKHAUS 1981).



Abb. 17. Untere Rötquarzitbank aus der Margaretenschlucht (vgl. Abb. 4).

## 6. Zusammenfassung

Während der Zeit des höheren Mittleren und Oberen Buntsandsteins befand sich unser randliches Sedimentationsgebiet noch auf einer Schwellenlage, die zu reduzierten Mächtigkeiten der einzelnen Einheiten gegenüber benachbarten Regionen führte. Erst am Ende dieser terrestrischen Sedimentationsperiode war die Situation ausgeglichen.

Faziell unterscheiden sich die Formationen des Mittleren Buntsandsteins nur geringfügig voneinander. Obwohl die Formationen Großzyklen, die auf Korngrößenab- oder -zunahmen basieren, zugeordnet werden können, sind die Grenzen oft unscharf. Offensichtlich hatten die Ablagerungsbedingungen nur geringe Auswirkung auf diese Zyklicität, sodass sich die Rekonstruktion der Paläogeographie nur bedingt zur stratigraphischen Untergliederung eignet (Abb. 18).

Zu Beginn des Mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen-Sandstein) bildete sich eine Landschaft mit verwilderten, verflochtenen Flüssen von geringen Wassertiefen, die in dem ariden Milieu zeitweise trockenfielen. Danach (Volpriehausen-Wechselfolge) wurde das ephemere Milieu noch ausgeprägter. Diese Situation beruhigte sich erst am Ende dieser Formation (Obere Volpriehausen-Wechselfolge „Avicula-Zone“).

Mit dem Detfurth-Sandstein bildeten sich zum ersten Mal größere etablierte Ströme des verflochtenen Typs mit größeren Sandbänken. Außerhalb dieser Flüsse entstanden zeitweise auch Schichtfluten nach heftigen Regenfällen. Diese Sedimentation hielt über die gesamte Formation an, wobei es am Ende (Detfurth-Wechselfolge) häufiger zu Austrocknungsphasen kam.

Das Ereignis der Hardegsen-Formation setzte danach allmählich ein, wobei die Grobkörnigkeit im Mittleren Buntsandstein hier ihren Höhepunkt hat. Auch jetzt entstanden zu Anfang etablierte größere verflochtene Flüsse, die sogar vermutlich eine leichte Krümmung aufwiesen. Später kam es wieder zur Verwilderung. Am Ende bildete sich ein weiterer Zyklus aus (Fels sandstein).

Zu Beginn des Oberen Buntsandsteins (hier Solling-Formation) wurde das Ablagerungsgebiet überregional umgestaltet. Unser Untersuchungsraum lag zu dieser Zeit im Randbereich einer relativ engen Ablagerungssenke. Nur zeitweise wurde der Südodenwälder Raum durch verflochtene Flüsse bedeckt. Daneben kam es in einem semiariden Klima stellenweise zur Bodenbildung.

Danach (Röt 1) entstand im Germanischen Becken eine Playa, an deren Randbereich wir uns befinden.

Mit dem Unteren Plattensandstein (Röt 2) bildeten sich verflochten-mäandrierende Flussysteme.

Zu Beginn des Röt 3 erfolgte erneut die Transgression eines Playa-Systems, wobei wir uns auch hier im Randbereich befinden. Später (Oberer Plattensandstein) bildeten sich im Untersuchungsgebiet Mäanderflüsse.

Auch mit Einsetzen des Röt 4 kam es zur Transgression ei-

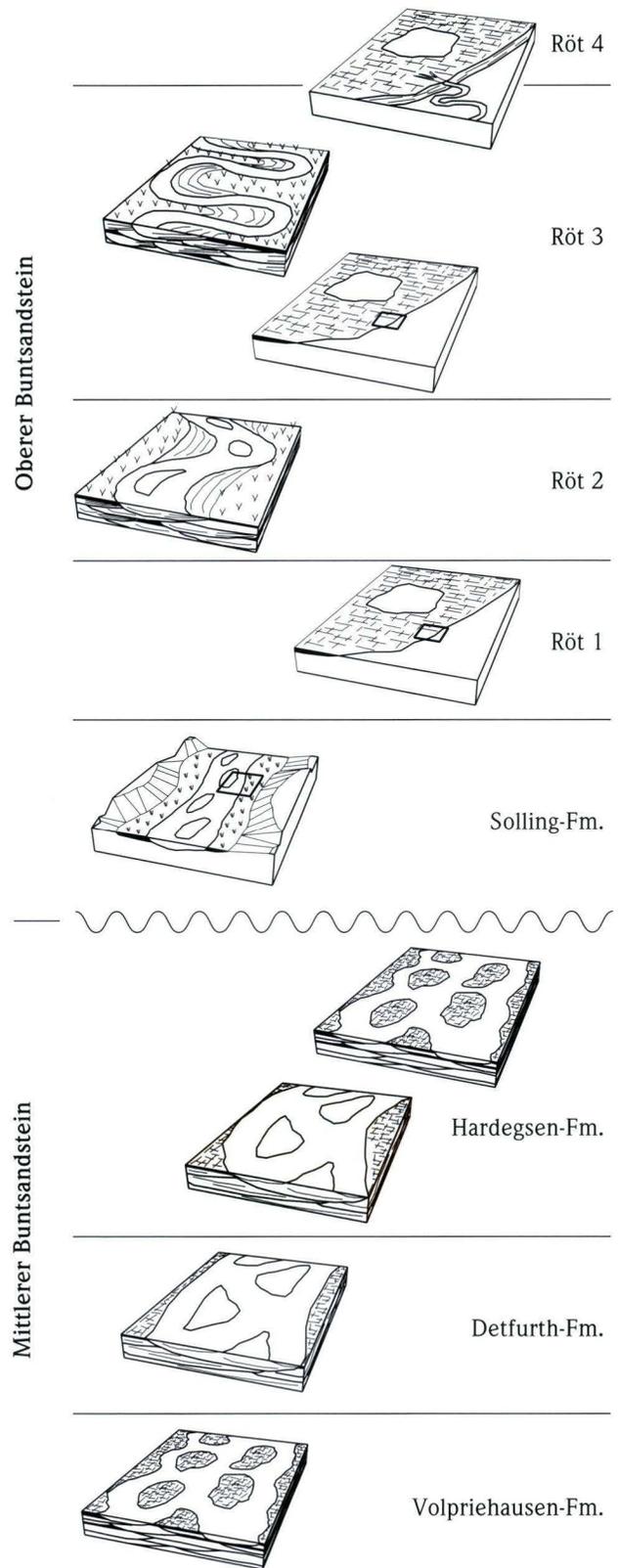


Abb. 18. Entwicklung des Mittleren und Oberen Buntsandsteins am unteren Neckar anhand von Faziesmodellen.

nes Playa-Systems, die durch eine Sandebene mit Flussbildungen umsäumt wurde (Rötquarzit). Diesmal allerdings drang dieses System viel weiter nach Süden und SW und wurde nur noch einmal durch einen kleineren fluviatilen Zyklus unterbrochen, dessen Ausläufer hier als Effenbacher Sandstein abgelagert wurden.

**Dank:** Herrn Kollegen S. Fan, DAAD Stipendiat der VR China, verdanken wir die sedimentologische Aufnahme und

Darstellung der Aufschlüsse 5 und 11. Bei Herrn Dipl. Geol. F. Öhlschläger bedanken wir uns für die Beteiligung bei der fachgerechten Aufnahme der zahlreichen Aufschlüsse. Ferner gilt unser Dank Frau Dipl. Geol. P. Schmidt und Frau Dipl. Geol. S. Stahl für die Unterstützung bei der Aufnahme des Aufschlusses 11. Herr E. Wettengel, Geol.-Paläontol. Institut der TU Darmstadt, fertigte freundlicherweise einen Teil der Zeichnungen an.

## 7. Schriftenverzeichnis

- ALLEN, J.R.L. (1983): Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders. – *Sed. Geol.*, **33**: 237–293, 19 fig.; Amsterdam.
- ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins. – *Geol. Jb.*, **A25**: 123–125; Hannover.
- BACKHAUS, E. (1968): Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Odenwald – Rhön und Thüringer Wald. – *Oberrhein. Geol. Abh.*, **17** (1), 164 S., 16 Abb., 4 Tab., 14 Taf.; Karlsruhe.
- BACKHAUS, E. (1971): Red beds of the Buntsandstein (lower Triassic) in the Odenwald and Pfalz – Vosges areas. – *Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook VIII. Inter. Sedimentol. Cong. 1971*: 105–124, 8 fig., 2 pl.; Frankfurt.
- BACKHAUS, E. (1975b): Schrägschichtungsmessungen im Grenzbereich des Mittleren/Oberer Buntsandsteins des Drachenfels (Pfalz). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univers. Hamburg*, **44**: 291–307, 8 Abb.; Hamburg.
- BACKHAUS, E. (1981): Der marin-brackische Einfluß im Oberen Röt Süddeutschlands. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 361–382, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BACKHAUS, E. (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisichen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – *Z. deut. geol. Ges.*, **145**: 325–342, 6 Abb.; Hannover.
- BACKHAUS, E.: Eine sedimentologisch-stratigraphische Gliederung des Buntsandsteins und des Zechsteins im mittleren Odenwald anhand von Gamma-Logs (in Vorbereitung).
- BINDIG, M. (1991): Räumliche und zeitliche Entwicklung der fluviatilen Environments der Solling-Formation. – *Diss. TH Darmstadt*: 217 S., 82 Abb., 13 Tab.; Anhang 117 Prof., 60 Aufschlusszeich., 11 Tab.; Darmstadt.
- BINDIG, M. (1994): Die Architektur der fluviatilen Environments der Solling-Formation (Buntsandstein). – *Zentrbl. Geol. Paläont.*, **1992**: 1167–1187, 8 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- BINDIG, M. & BACKHAUS, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandsteinfazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. – *Geol. Jb. Hessen*, **123**: 69–105, 31 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. (1987): Bruchtektonik des nördlichen hessischen Buntsandstein-Odenwaldes. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 305–313, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- Freudenberger, W.: Bayern – In: *Strat. Komm. Deutschland, Stratigraphie von Deutschland III, Buntsandstein*. – *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg (in Vorbereitung)*; Frankfurt a.M.
- GEHENN, R. (1962): Feinstratigraphische Untersuchungen im Oberen Buntsandstein der Kraichgau-Umgebung. – *Unveröff. Diss. Uni. Heidelberg*: 98 S., Anhang 123 S., 27 Abb.; Heidelberg.
- GELUK, M.C. & RÖHLING, H.G. (1997): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic „Buntsandstein“ in the Netherlands and northwestern Germany. – *Geologie en Mijnbouw*, **76**: 227–246; Dordrecht.
- HARMS, J.C. & FAHNESTOCK, R.K. (1965): Stratification, bedforms and flow: with an example from the Rio Grande. – In: MIDDLETON, G.V. (ed.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. – *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **12**: 84–115, 13 fig., 6 plates; Tulsa.
- LEIBER, J.: Kraichgau-Senke und südwestdeutsche Randfazies (Baden-Württemberg) – In: *Strat. Komm. Deutschland, Stratigraphie von Deutschland III, Buntsandstein*. – *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg (in Vorbereitung)*; Frankfurt a.M.
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided river environment. – *Earth Sc. Rev.*, **13**: 1–62, 16 fig., 6 tab.; Amsterdam.
- MIALL, A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial Deposits. – *Earth Sci. rev.*, **22**: 261–308, 20 fig., 9 tab.; Amsterdam.
- MIALL, A.D. (1988): Facies architecture in clastic sedimentary basins. – In: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, C. (eds.): *New perspectives in basin analysis*. – 67–81, 4 fig., 1 tab.; New York/Berlin/Heidelberg/Tokyo (Springer).
- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des Höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. – *Geol. Jb.*, **84**: 485–590, 28 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- ORTLAM, D. (1968): Neue Ergebnisse aus dem höheren Buntsandstein des nördlichen Schwarzwaldes und des Kraichgaaues. – *Geol. Jb.*, **86**: 693–750, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- SAVAS, Ü. (1998): Stratigraphische Synopsis des rechts- und linksrheinischen Hauptkonglomerats (sm c2) des höheren Mittleren Buntsandsteins (sm) im südlichen Buntsandsteinbecken. – *Freiburger geow. Beitr.*, **12**: X1+214 S., 92 Abb., Beih. S. 215–331, Abb. 93–247, 12 Taf., 26 Fig.; Freiburg i.Br.
- SIMONS, D.B., RICHARDSON, E.V. & NORDIN, C.F. (1965): Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. – In: MIDDLETON, G.V. (ed.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. – *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, **12**: 34–52, 21 fig., 2 tab.; Tulsa.
- TUNBRIDGE, I.P. (1981): Sandy High-Energy Flood Sedimentation – some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. – *Sed. Geol.*, **28**: 79–95, 9 fig.; Amsterdam.

ADALBERT SCHRAFT<sup>1</sup>

# Grundwasserneubildung und nutzbares Grundwasserdargebot im Einzugsgebiet der Ense-Scholle südwestlich von Korbach, Landkreis Waldeck-Frankenberg (Nordhessen)

## Kurzfassung

Die hydrogeologischen Verhältnisse der Ense-Scholle werden beschrieben, ihre langjährige Grundwasserneubildung ermittelt. Eine einfache Methode zur Bestimmung des nutzbaren Grundwasserdargebots in Festgesteinsgrundwasserleitern wird vorgestellt.

## Abstract

The hydrogeologic situation of the Ense structure is described, the long-term groundwater recharge estimated. A simple method for determination of the safe yield in solid rock aquifers is shown.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	103
2. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Bereich der Ense-Scholle	105
3. Langjährige Wasserbilanz für die Ense-Scholle	107
4. Ermittlung des grundwasserbürtigen Abflusses	107
4.1. Trockenwetterlinie (TWL-Verfahren)	107
4.2. A <sub>1</sub> -Linien-Verfahren nach NATERMANN (1958)	108
4.3. Verfahren nach WUNDT / KILLE (MoMNQ / NQ <sub>1</sub> -Verfahren)	108
5. Grundwasserneubildung	111
5.1. Bestimmung aus der Wasserhaushaltsgleichung	111
5.2. Bestimmung aus dem Abfluss von Vorflutern	111
5.3. Die langfristige mittlere Grundwasserneubildung im Überblick	112
6. Grundwasserdargebot und nutzbares Grundwasserdargebot	113
6.1. Spezielle Probleme der Grundwassernutzung in der Ense-Scholle	114
7. Zusammenfassung	116
8. Schriftenverzeichnis	116

## 1. Einleitung

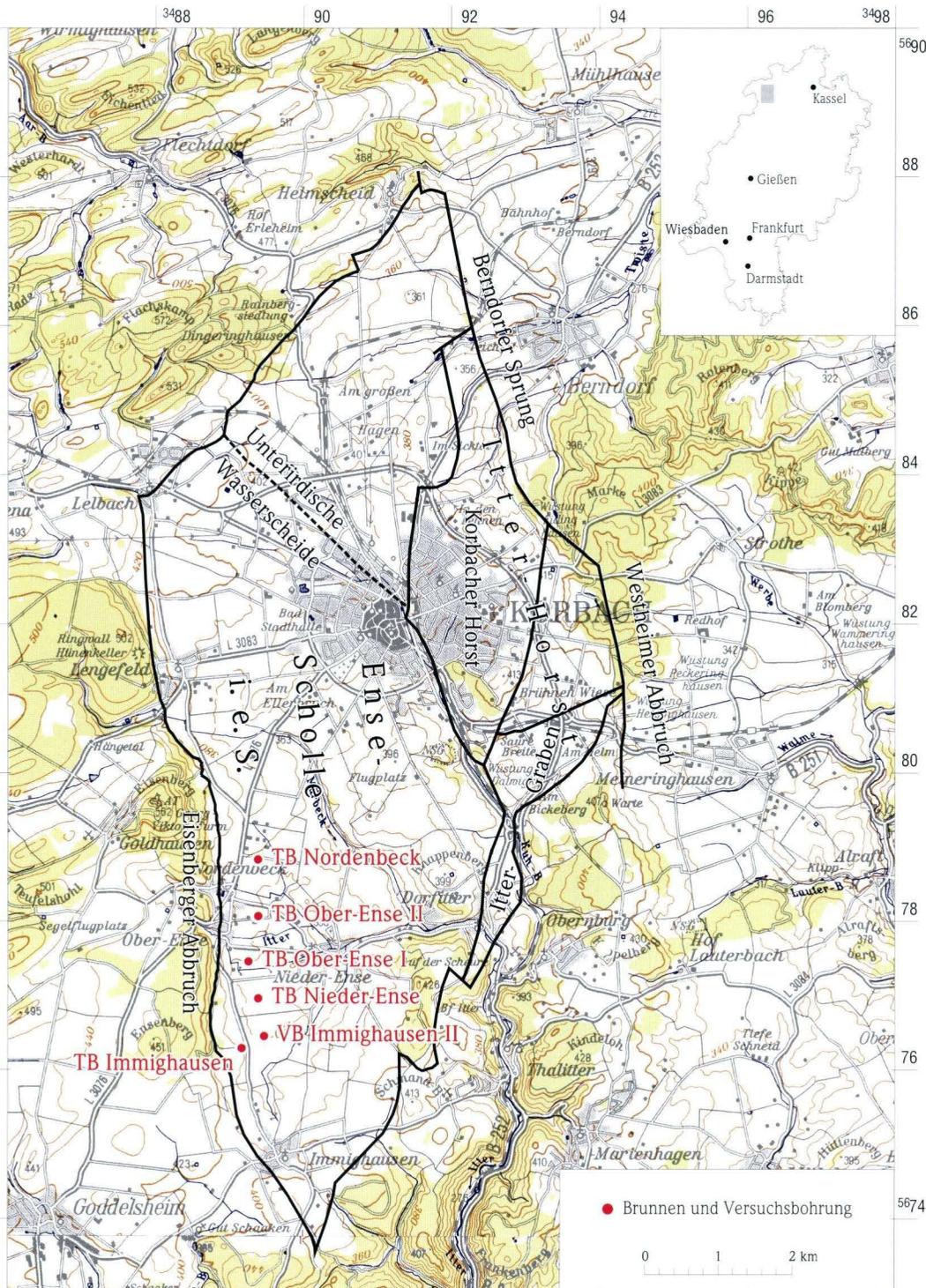
Die Ense-Scholle i.e.S. (Abb. 1) ist eine durch geologisch-tektonische Grenzen definierte hydrogeologische Teileinheit von rd. 31 km<sup>2</sup>, in der im zentralen Teil die Schichtenfolge des Zechsteins von Schichten des Unteren Buntsandsteins überlagert wird. Aus den Zechsteinschichten wird seit Ende der 60er Jahre

durch zwei Verbände (WBV Eisenberg und WBV Upland) aus derzeit vier Tiefbrunnen (TB in Tab. 1) Grundwasser zur überregionalen Versorgung gewonnen. Während dieser Zeit wurden hydrogeologisch wichtige Daten, wie z.B. Entnahmemenge, Schwankungen von Ruhe- und Betriebswasserspiegel, Entwick-

<sup>1</sup> Dr. A. Schraft (e-mail: a.schraft@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

lung der Nitrat-Konzentrationen im geförderten Grundwasser, aber auch der oberirdische Abfluss der hydrogeologischen Teil-einheit (Itter-Bach, TK 25, Bl. 4719 Korbach, R 349216, H 567798, 329 m ü. NN, Einzugsgebiet 31 km<sup>2</sup>) regelmäßig gemessen. Zusammen mit den ebenfalls vorliegenden meteorologi-

schen Daten lassen sich hydrogeologisch wichtige Parameter wie Grundwasserneubildung und nutzbares Grundwasserdargebot sehr genau bestimmen. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse können zur optimalen Bewirtschaftung des Grundwassergewinnungsgebietes genutzt werden.



**Abb. 1.** Die Ense-Scholle. Einzugsgebiet ( $F_E$ ) für die Itter soll die Ense-Scholle i.e.S. sein.

**Tab. 1.** Zusammenstellung geologischer und hydrogeologischer Daten von Brunnen und Bohrungen in der Ense-Scholle.

		<b>TB</b>	<b>ehemaliger TB</b>	<b>VB</b>	<b>TB</b>	<b>TB</b>	<b>TB</b>
		<b>Nordenbeck</b>	<b>Immighausen</b>	<b>Immighausen II</b>	<b>Ober-Ense I</b>	<b>Nieder-Ense</b>	<b>Ober-Ense II</b>
R-Wert		34 89 50	34 89 18	34 89 45	34 89 30	34 89 27	34 89 41
H-Wert		56 78 81	56 76 24	56 76 45	56 77 43	56 76 92	56 78 08
Höhe	[m ü. NN]	357,6	354,8	354	348	349	345
TK 25, Blatt		4719 Korbach	4719 Korbach	4719 Korbach	4719 Korbach	4719 Korbach	4719 Korbach
Geologie	Basis Grenzsande	313,6	316	313	301	300	297
	[m ü. NN]						
	Basis Ca3	296,6	305,8	302	275,5	279	275
	Basis Ca2	279,6	289,3	282	258	267	261
	Basis Ca1	213,6	239,8	230	196	209	205
Brunnentiefe	[m]	145	120,5	140	152	140	140
Bohrend-Ø	[mm]	500	620		500		600
Filter-Ø	[mm]	300	400		400		400
Filter von ... bis	[m ü. NN]	99,5–122,0	53–73		110,0–147,5	108,7–137,7	113–141
		130,0–140,0	96–118,5		–	–	–
verfiltert in		Ca1	Ca2 + Ca1	wegen	Ca1	Ca1	Ca1
Ruhewasserspiegel	[m ü. NN]	329,4	333,0	zu hoher	335		319
PV, 1. Stufe	Betriebsspiegel	318,7	314,9	Nitratwerte	293		312,5
	[m ü. NN]			kein längerer			
	Leistung [l/s]	5,6	20,3	Pumpversuch	34,4		10
PV, 2. Stufe	Betriebsspiegel	313,9	–	ausgeführt	–	Daten nicht	2. Stufe: 300
	[m ü. NN]					bekannt	3. Stufe: 283
	Leistung [l/s]	11,1	–		–		2. Stufe: 18
							3. Stufe: 62
Leistungs-Absenkungs-	[l/(s·m)]	0,52–0,72	1,12		0,82		keine Beharrung!!
verhältnis Q/A							
NO <sub>3</sub> -Konzentration		17,5–36,5	31–61	> 50	15–30	10–22	15
von ... bis	[mg/l]	schwankend	ansteigend		schwankend	schwankend	

## 2. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Bereich der Ense-Scholle

Die Ense-Scholle wird im Westen, Norden und Süden von gering durchlässigen Gesteinen des gefalteten Paläozoikums [Tonschiefer- und Grauwacken-Serien des Unterkarbons (Kulm)] sowie der basalen (bindigen) Schichten des Zechsteins begrenzt (Abb. 2). Wegen des Abtauchens des Itter-(Halb-)Horstes nach Westen bilden – im Stadtgebiet von Korbach – die Schichten des Zechsteins den E- und NE-Rand der Scholle. Der Itter-(Halb-)Horst wird im Osten wiederum durch den Westheimer Abbruch abgeschnitten (KULICK 1968). Er stellt hydrogeologisch eine je nach Wasserstand im Karst-Grundwasserleiter nicht genau festzulegende Wasserscheide zwischen der Ense- und der östlich des Westheimer Abbruchs liegenden Meininghausener Scholle dar (HÖLTING & MATTHESS 1963).

Auf Grund ihrer tektonischen Struktur lässt sich die Ense-Scholle als eine antithetisch nach Westen gegen das Rheinische Schiefergebirge einfallende Muldenstruktur mit einer etwa in E–W-Richtung verlaufenden Muldenachse unmittelbar südlich von Korbach beschreiben. Infolge generell westlichen Schicht-einfallens streichen die im unteren Teil des Zechsteins anstehenden Kalksteine des Schaumkalkes im Itter-Horst – also der Ostbegrenzung der Ense-Scholle – zutage aus. Am Nordrand dieser Scholle (im Gebiet zwischen Korbach und Lelbach) und an ihrem

Südrand (bei Immighausen) treten die älteren Kalk-Dolomitsteine des Zechsteins ebenfalls zutage aus. Das Muldentiefste (Basis Ca1) wurde in der Bohrung TB Ober-Ense I bei rd. 196 m ü. NN festgestellt.

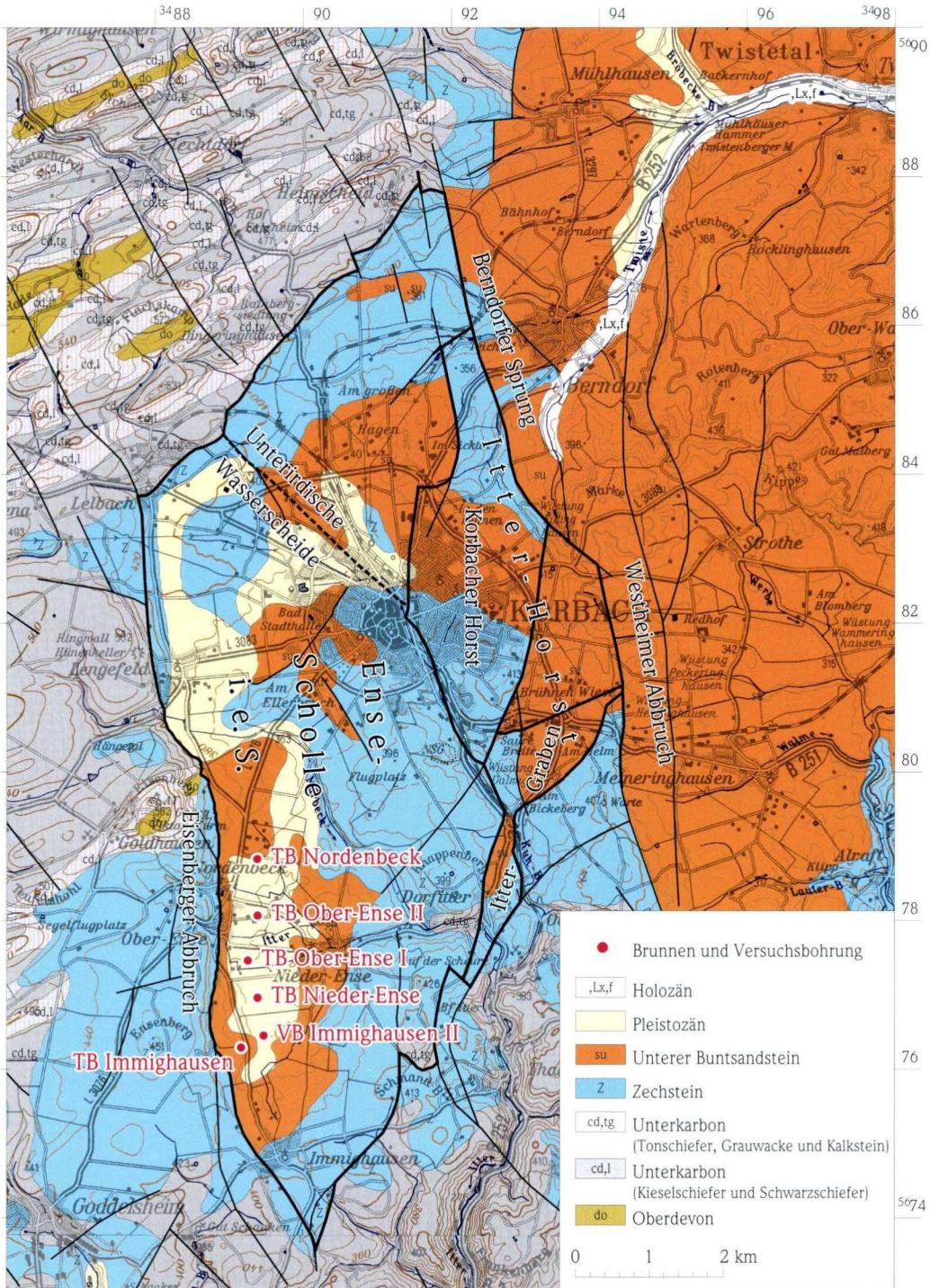
Die Schichten des Zechsteins bestehen aus überwiegend verkarsteten Kalk- und Dolomitsteinen mit zwischengeschalteten Ton-Schluffstein-, untergeordnet auch Anhydrit-Lagen. Sie werden von wechselnd mächtigen, sandsteinreichen Folgen der Grenzsande abgeschlossen, die an der Basis meist sandig/schluffig bis konglomeratisch sind, im Übergang zum Unteren Buntsandstein (Korbach- oder Calvörde-Folge) jedoch zunehmend feinkörniger und schluffiger werden. Quartäre Schichten (Löss, Lösslehm, Solifluktionsschutt) überlagern die Schichten des Zechsteins und des Unteren Buntsandsteins und reduzieren auf Grund ihrer natürlichen Reinigungswirkung die hohe Verschmutzungsempfindlichkeit der karbonatischen Schichten des Zechsteins.

Das im Karstgrundwasserleiter durch die hydraulisch gering durchlässigen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges im Westen angestaute Grundwasser findet seinen Überlauf in die Itter, die die gesamte Scholle nach Osten hin entwässert. Von Süden (Immighausen) ist eine Grundwasserbewegung nach Norden bis in die Gegend von Nieder-Ense anzunehmen (HÖLTING 1978). Durch

die zunehmende Förderung zu Beginn der '90iger Jahre muß sich das Entnahmegebiet, wie aus isotopehydrologischen Untersuchungen anzunehmen, weiter nach Norden ausgedehnt haben.

Die Schichten des Zechsteins sind für die Grundwassergewinnung nur geeignet, wenn sie unterhalb einer ausreichend mächtigen und gut reinigenden Überlagerung aus feinkörnigen Schichten des Unteren Buntsandsteins durch Bohrungen auf-

geschlossen werden können. Wichtigster und ergiebigster Grundwasserleiter ist der Schaum- und Stink-Kalk des Unteren Zechsteins (Ca1), lokal (z.B. für Einzelversorgungen) kann aber auch der Untere Buntsandstein erschlossen werden. Infolge anthropogener Belastung ( $\text{NO}_3^-$ ) sind die karbonatischen Schichten des Zechsteins im Süden der Ense-Scholle (S des TB Nieder-Ense) für eine Grundwassergewinnung zurzeit nicht nutzbar.



**Abb. 2.** Geologisch-tektonische Verhältnisse im Bereich der Ense-Scholle.

### 3. Langjährige Wasserbilanz für die Ense-Scholle

Die Wasserbilanz wird für die Ense-Scholle i.e.S., südlich der in Abb. 1 eingetragenen unterirdischen Wasserscheide, erstellt. Der Bilanzzeitraum umfasst die hydrologischen Jahre 1978–1996.

Als mittlerer Gebietsniederschlag für die Ense-Scholle im Bilanzzeitraum wurde unter Einbeziehung der vorliegenden Messwerte für die Stationen Korbach (1978–1996) und Korbach-Lengefeld (Juni 1994–1996) ein Gebietsniederschlag von 749 mm/a rechnerisch abgeschätzt.

Die Gebietsverdunstung (1978–1996) wurde als monatliche Verdunstung nach dem HAUDE-RENGER-Verfahren (DVWK 1996) ermittelt und daraus der langjährige Mittelwert der tatsächlichen Verdunstung mit 476 mm/a bestimmt.

Durch Auswertung der Abflussmessungen am Pegel Itter in

Dorfitter (1978–1996) wurde der MQ (arithmetisches Mittel der Abflüsse im Untersuchungszeitraum) mit 234 l/s (= 238 mm) bestimmt, bei Einbeziehung der Grundwasserförderung mit 268 l/s (= 273 mm). Bei einem Abflussverhältnis  $A/N = 0,32$  (0,36 bei Einbeziehung der Grundwasserförderung) im Bilanzzeitraum fließen in der Itter aus dem Einzugsgebiet der Ense-Scholle i.e.S. rd. 32 % (bzw. 36 %) der gefallenen Niederschläge wieder ab. Dieser Prozentsatz entspricht etwa dem Mittelwert der Gewässerabflüsse in der Bundesrepublik Deutschland.

Durch Abtrennung des grundwasserbürtigen Abflusses vom Gesamtabfluss (vgl. Kap. 4) ergibt sich ein mittlerer Oberflächenabfluss von rd.  $A_0 = 53 \text{ mm}$  ( $\approx 52 \text{ l/s}$ ).

### 4. Ermittlung des grundwasserbürtigen Abflusses

Die Ermittlung des grundwasserbürtigen Abflusses erfolgte nach verschiedenen Methoden:

#### 4.1 Trockenwetterlinie (TWL-Verfahren)

Die Trockenwetterlinie ergibt sich aus einzelnen Abfallstrecken der Abflussganglinie in Trockenzeiten, beginnend drei bis vier Tage nach Ende eines Niederschlagsereignisses. Aus diesem Grund enthält sie alle Abflusskomponenten, die zum Abfluss in Trockenperioden beitragen, also auch einen  $A_0$ -Anteil.

Da sich der grundwasserbürtige Abfluss ( $\approx$  Basisabfluss) als eine einfache fallende Exponentialfunktion nach  $Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$  ( $Q_t$ : Abfluss in  $t$  Tagen nach Beginn der Trockenperiode,  $Q_0$ : Abfluss zu Beginn der Trockenperiode, weitere Erläuterungen zu den Parametern bei Kap. 5.2) beschreiben lässt, kann der mittlere grundwasserbürtige Abfluss über die halblogarithmische Darstellung der TWL ermittelt werden: Bei logarithmischer Darstellung der Abflusswerte wird der Basisabfluss durch eine Gerade ausgedrückt (Abb. 3). Der während der dargestellten Trockenperioden abgeflossene mittlere Basisabfluss entspricht dann der unter der in linearer Skalierung aufgetragenen Trennlinie Direkt-/Basisabfluss liegenden Fläche (Abb. 4). Für das Einzugsgebiet der Ense-Scholle i.e.S. ergibt sich – nach Umrechnung über den Darstellungsmaßstab – ein Wert von rd. 186 l/s (= 189 mm bzw. 6,0 l/(s·km<sup>2</sup>)). Der maximale grundwasserbürtige Abfluss (ca. 300 l/s) lässt sich aus der halblogarithmischen Darstellung durch Verlängern der Linie des Basisabflusses am Schnittpunkt mit der Abszisse ablesen.

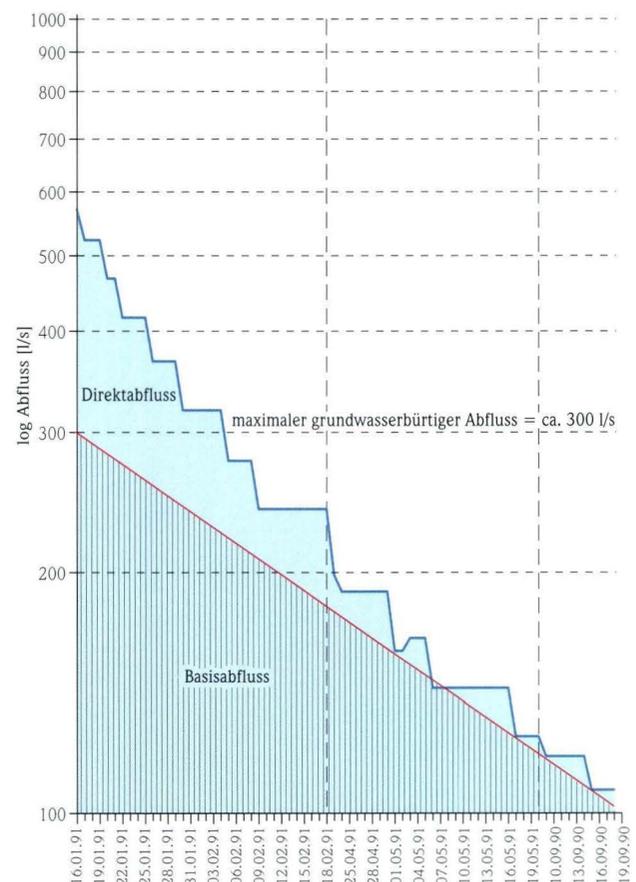


Abb. 3. Trockenwetterlinie (TWL) für den Pegel der Itter/Dorfitter (log-TWL), vgl. auch Abb. 4.

## 4.2 $A_u$ -Linienverfahren nach NATERMANN (1958)

Die Ganglinie des grundwasserbürtigen Abflusses ( $A_u$ -Linie oder Linie des langfristigen Grundwassers) wird aus einer mehrjährigen Abflussganglinie des Gesamtabflusses durch Anlegen einer großzügig durchgehenden und die Tiefpunkte der Abflussganglinie berührenden Kurve konstruiert. Die  $A_u$ -Linie lässt sich bei Niedrigwasserabfluss eindeutig bestimmen, muss aber in Hochwasserzeiten durch Anschluss an die Nachbarlinien mehr oder weniger willkürlich ergänzt werden.

Besonders problematisch ist die Zeichnung der  $A_u$ -Linie bei längeren, sich überlappenden Hochwasserwellen. Hier müssen Einzelpunkte der  $A_u$ -Linie konstruiert werden, weil kein echter Trockenperiode-Tiefpunkt entsteht. In solchen Zeiten kann die gemessene Schüttung von repräsentativen Quellen herangezogen werden. Dabei wird unterstellt, dass der Grundwasserleiter in einem nicht zu unterschiedlich aufgebauten und nicht allzu großen Einzugsgebiet überall etwa gleichmäßig auf Niederschläge, die zur Grundwasserneubildung beitragen, reagiert und die Vergleichsquelle somit etwa die gleichen Schwankungen wie der grundwasserbürtige Abfluss zeigt. Aus dem in Trockenperioden ermittelten Verhältnis von Quellschüttung (Q) zu grundwasserbürtigem Abfluss ( $A_u$ ) kann dann der grundwasserbürtige Abfluss

während nasser Perioden aus der Quellschüttung rechnerisch abgeschätzt werden. Der grundwasserbürtige Abfluss in Hochwasserzeiten lässt sich dann als Funktion der Schüttmenge Q einer gleichzeitig gemessenen Bezugsquelle darstellen (Quelle Enser Straße, TK 25, Bl. 4719 Korbach, R 3491 68, H 567777, ca. 340 m ü. NN; dargestellt am Beispiel des hydrologischen Jahres 1990; Abb. 5).

Die Fläche unter der  $A_u$ -Linie (Direktabfluss/Basisabfluss) entspricht – unter Berücksichtigung des Darstellungsmaßstabes von Zeit und Abfluss – größenordnungsmäßig der in diesem Zeitraum abgeflossenen Grundwassermenge. Für das Einzugsgebiet der Ense-Scholle ergibt sich nach diesem Verfahren im Untersuchungszeitraum ein mittlerer  $A_u$ -Abfluss von rd. 184 l/s.

## 4.3 Verfahren nach WUNDT / KILLE (MoMNQ / NQ<sub>r</sub>-Verfahren)

Wenn der niedrigste Tagesabfluss eines Monats ausschließlich aus Grundwasser besteht und langjährige Pegelaufzeichnungen vorliegen, so lässt sich der mittlere unterirdische Abfluss (mittlerer Niedrigwasserabfluss MoMNQ) nach WUNDT (1958) aus

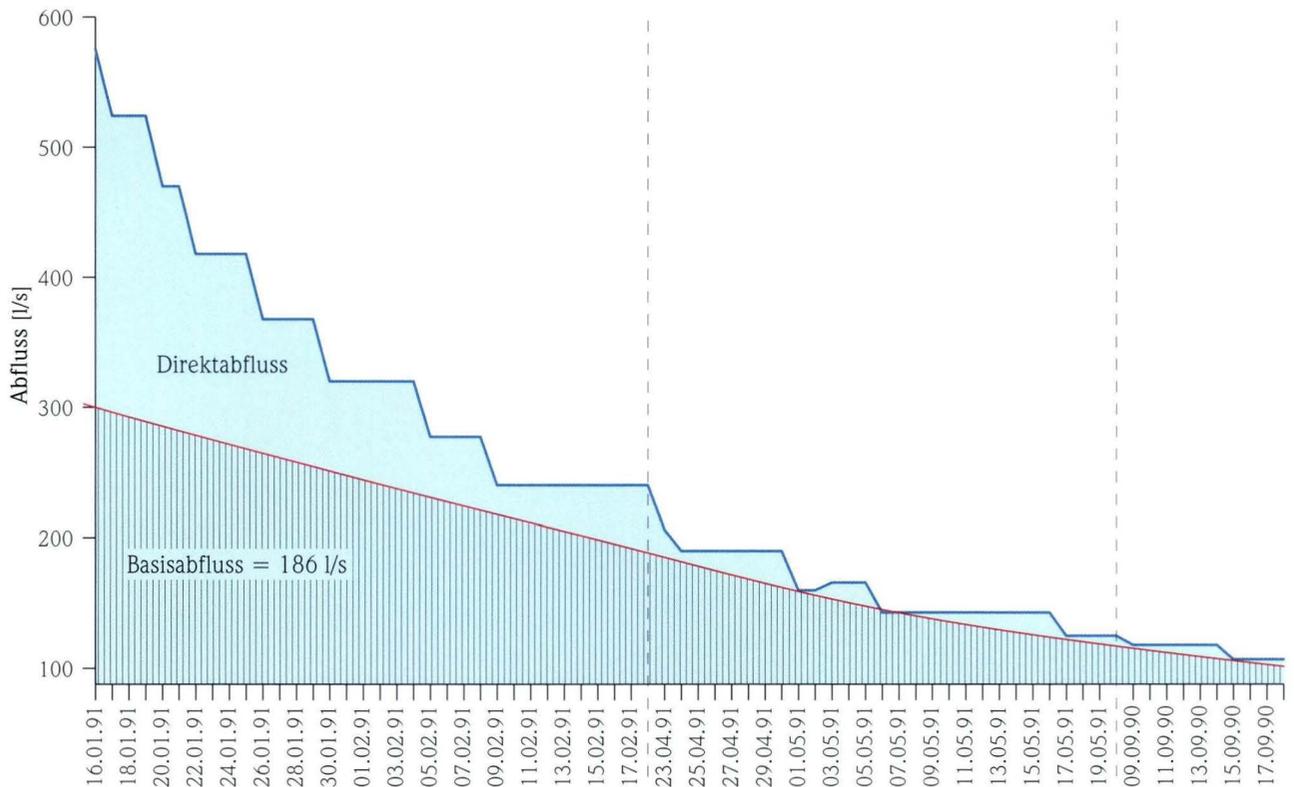


Abb. 4. Trockenwetterlinie (TWL) für den Pegel der Itter/Dorfitter (zusammengesetzt aus Ganglinienabschnitten von drei Trockenzeiten).

dem Quotienten aus der Summe der Niedrigwasserabflüsse (NQ) der Monate und der Zahl der Einzelmonate (n) aus  $MoMNO = \sum NQ / n$  bestimmen. Der Wert MoMNO ergibt sich also aus dem arithmetischen Mittel der monatlichen Niedrigwasserabflüsse einer längeren Messreihe. Dieser monatliche mittlere Niedrigwasser-Abfluss entspricht nach WUNDT dem mittleren unterirdischen Abfluss.

Im Einzugsgebiet der Itter kommt es jedoch häufig vor, dass im Winterhalbjahr und in niederschlagsreichen Perioden die geringsten (Tages-)NQ-Werte eines Monats noch deutliche Anteile von Oberflächenabfluss und Interflow enthalten. Bei einem Vorgehen nach dem Verfahren von WUNDT zur Bestimmung des mittleren grundwasserbürtigen Abflusses erhält man dann nicht erklärbare hohe Werte, die mit den hydrogeologischen Verhältnissen nicht in Einklang zu bringen sind. Besonders in niederschlagsreichen Winter- und Frühjahrsmonaten muss der MoMNO-Wert hier auch Oberflächen- und Zwischenabfluss enthalten.

KILLE (1970) entwickelte für vergleichbare Einzugsgebiete – ausgehend von den Überlegungen nach WUNDT – ein stochastisches Verfahren, um die grundwasserbürtigen Abflüsse in Monaten mit höherer Wasserführung vom Oberflächenabfluss bzw.

oberflächennahen Abfluss zu trennen. Nach dem von ihm entwickelten graphischen Verfahren werden die einzelnen NQ-Werte ihrer Größe nach geordnet und graphisch aufgetragen. Durch die sich ergebende Punktfolge wird eine Ausgleichsgerade gelegt, die als Trennlinie für den reinen grundwasserbürtigen Abfluss gilt. Die Fläche unterhalb der Trennlinie entspricht – umgerechnet über den Maßstab der Achsen – dem grundwasserbürtigen Abfluss im betrachteten Zeitraum. Der reduzierte Wert  $MoMNO_r$  (bzw.  $NQ_r$ ) entspricht der Länge der Mittelordinate der Ausgleichsgeraden. Für das Einzugsgebiet der Itter ( $\approx$ Ense-Scholle i.e.S.) ergibt sich im Bilanzzeitraum ein langjähriger mittlerer  $MoMNO_r$  von 184 l/s (Abb. 6).

Dieser  $MoMNO_r$  nach KILLE entspricht dem mittleren grundwasserbürtigen Abfluss im Beobachtungszeitraum. Aus Abb. 7 wird ersichtlich, welche Unterschiede zwischen dem Niedrigwasserabfluss nach WUNDT – der i.Allg. dem mittleren grundwasserbürtigen Abfluss entspricht – und dem langfristigen grundwasserbürtigen Abfluss bestehen: Die NQ-Werte nach WUNDT repräsentieren im Untersuchungsgebiet nicht den grundwasserbürtigen Abfluss. Vielmehr liegen sie oft in der Größenordnung von MQ, in den Wintermonaten ist der NQ nach WUNDT teilweise sogar ein Hochwasserabfluss.

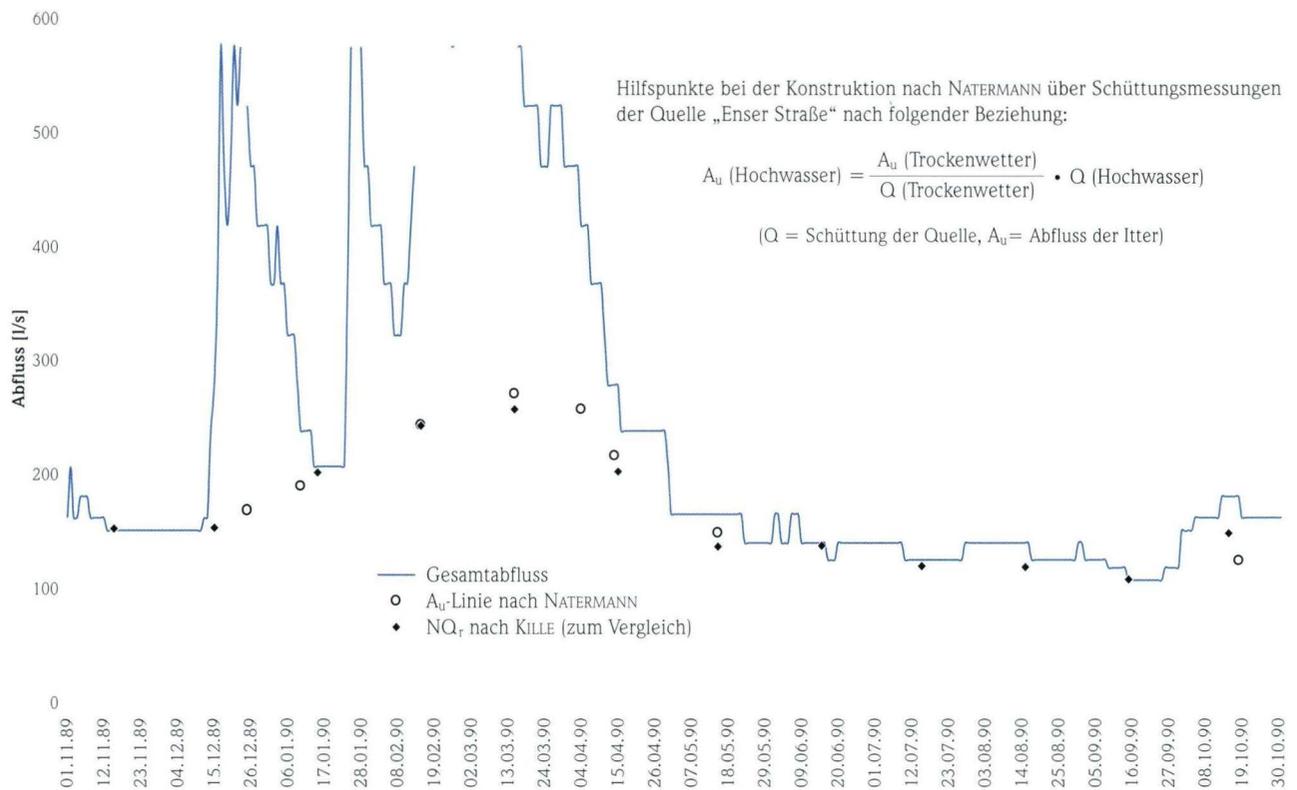


Abb. 5. Berechnung von Hilfspunkten bei Hochwasser zur Konstruktion der  $A_u$ -Linie nach NATERMANN.

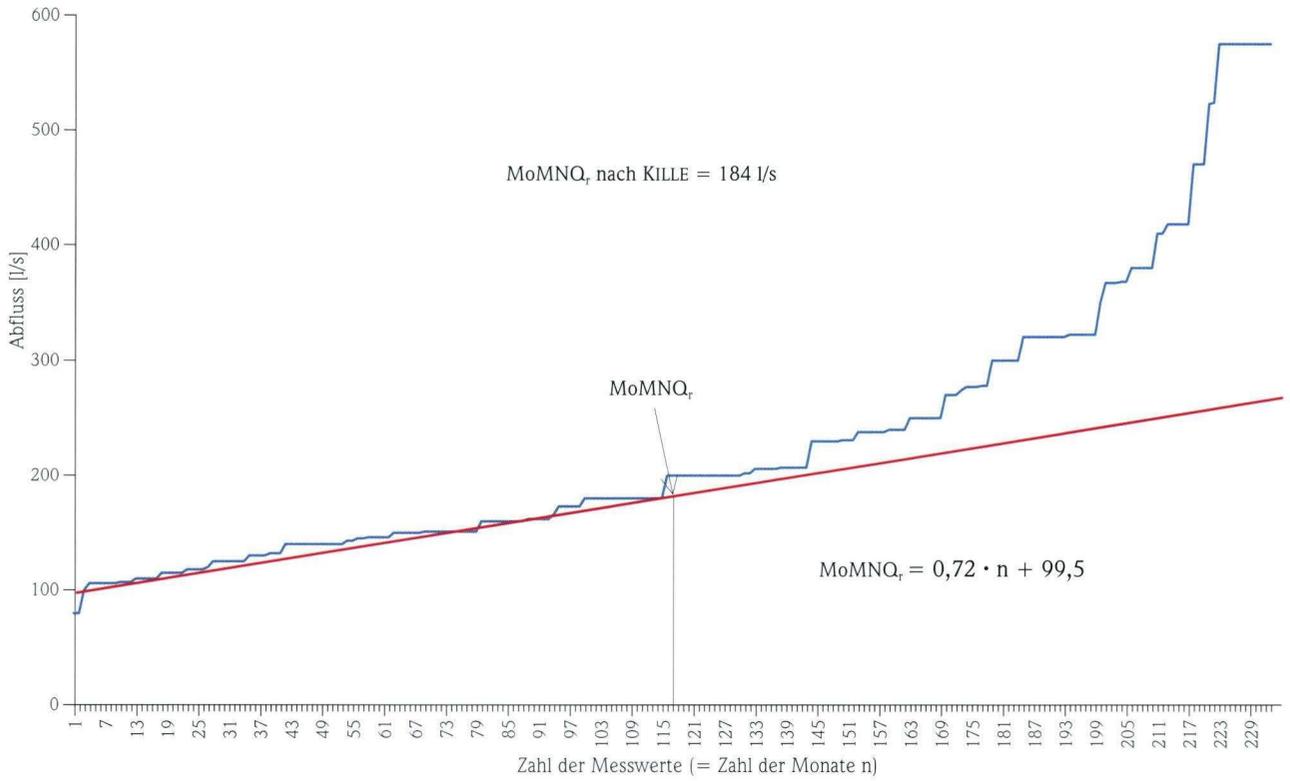


Abb. 6. MoMNO<sub>r</sub>-Verfahren nach KILLE, Pegel Itter/Dorfitter, Hydrologische Jahre 1977–1996.

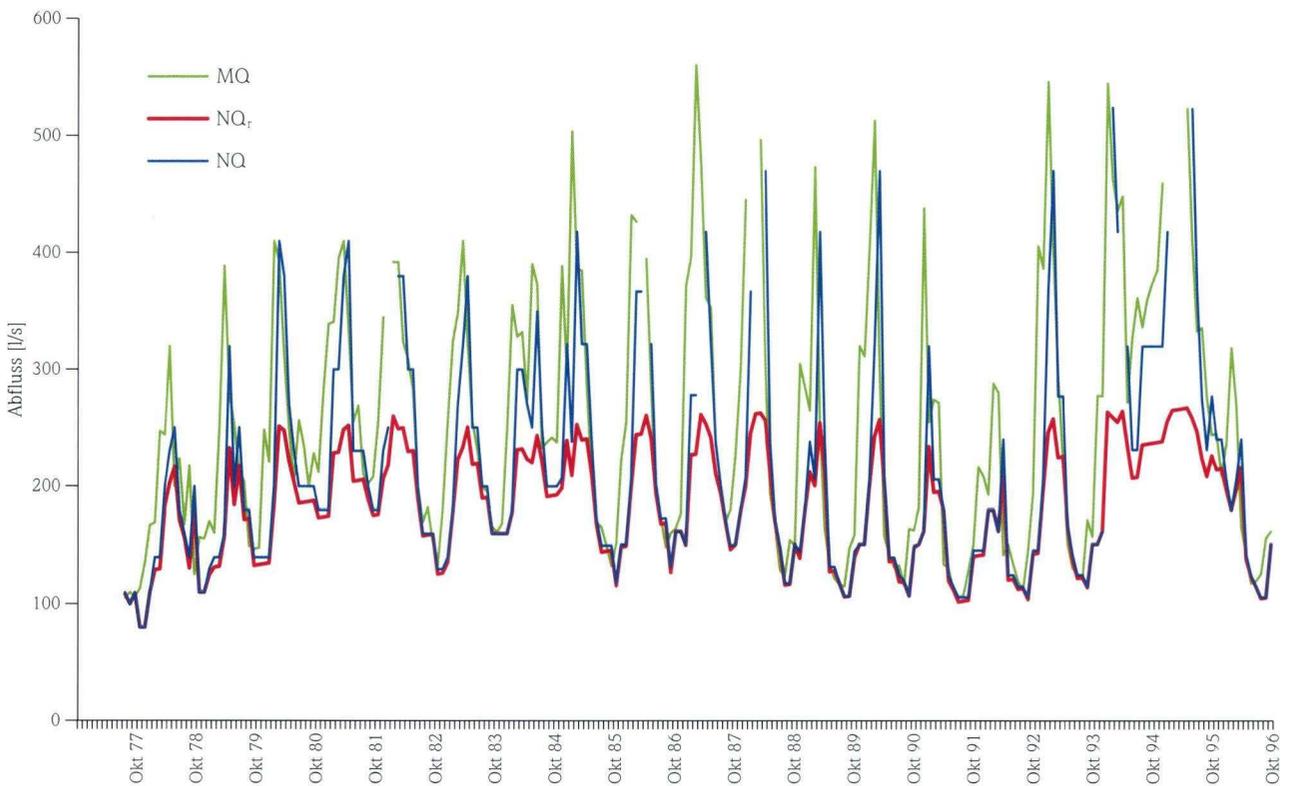


Abb. 7. Monatswerte von MQ, NQ und NQ<sub>r</sub> bezogen auf den Pegel Itter/Dorfitter.

## 5. Grundwasserneubildung

### 5.1 Bestimmung aus der Wasserhaushaltsgleichung

Zur Bestimmung der mittleren Grundwasserneubildung über den Wasserhaushalt müssen möglichst genaue Werte der Parameter Niederschlag, oberirdischer Abfluss sowie der Verdunstung durch Auswertung langjähriger Messreihen bekannt sein. Die Grundwasserneubildung ergibt sich dann als grobe Schätzung über die Beziehung

$$N = A_o + A_u + V \quad \text{oder} \quad G = A_u = N - A_o - V \quad \text{mit}$$

$G$  = Grundwasserneubildung =  $A_u$  = grundwasserbürtiger Abfluss

$N$  = Niederschlag

$A_o$  = oberirdischer Abfluss

$V$  = tatsächliche Verdunstung

Somit ergibt sich für den Bilanzzeitraum 1978–1996 eine mittlere Grundwasserneubildung:

$$G = 749 \text{ mm} - 53 \text{ mm} - 476 \text{ mm}$$

$$G = 220 \text{ mm} \quad [\approx 216 \text{ l/s oder } 7,0 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)]$$

In diesem Wert für die Grundwasserneubildung ist die Grundwasserförderung bereits enthalten.

### 5.2 Bestimmung aus dem Abfluss von Vorflutern

Die Grundwasserneubildung kann durch Abtrennung des grundwasserbürtigen Abflusses ( $A_u$ -Abflusses) aus einer mehrjährigen Ganglinie des Gesamtabflusses bestimmt werden. Der aus der Ganglinie des Gesamtabflusses abgetrennte Anteil des grundwasserbürtigen Abflusses  $A_u$  kann nur über einen längeren Zeitraum dem Mittelwert der Grundwasserneubildung gleichgesetzt werden, da nur dann die Vorratsänderung im Grundwasserleiter außer Acht gelassen werden kann. Die Ergebnisse dieser Verfahren sind um die Grundwasserentnahme zu korrigieren. Folgende Verfahren zur Bestimmung der Grundwasserneubildung aus dem Abfluss im Vorfluter können angewendet werden:

#### $A_u$ -Linien-Verfahren nach NATERMANN (1958)

Man verbindet Teilstücke mit reinem grundwasserbürtigen Abfluss in Form einer unteren Tangente an die Abflussganglinie. Dies ist in Trockenzeiten problemlos möglich, in Nasszeiten, besonders wenn sich mehrere Hochwasserabflüsse überlagern, ist diese Konstruktion problematisch und stark subjektiv. Hier wurden Hilfspunkte unter Einbeziehung von Quellschüttungsmessungen „Quelle Enser Straße“ (vgl. Kap 4.2) im Einzugsgebiet konstruiert und zusätzlich Niederschlagswerte hinzugezogen.

Im 20-jährigen Mittel (1977–1996) ergibt sich ein mittlerer grundwasserbürtiger Abfluss nach NATERMANN von 184 l/s (= 187 mm). Die Grundwasserneubildung ergibt sich somit zu 5,9 l/(s·km<sup>2</sup>).

#### MoMNOQ-Verfahren nach WUNDT mit der Korrektur nach KILLE

Bei diesem Verfahren wird das Mittel der monatlichen Niedrigwasserabflüsse einer langjährigen Messreihe errechnet und dieses als Maß der durchschnittlichen Grundwasserneubildung gleichgesetzt.

Im 20-jährigen Mittel (1977–1996) ergibt sich ein mittlerer grundwasserbürtiger Abfluss MoMNOQ<sub>t</sub> nach WUNDT/KILLE von 184 l/s (= 187 mm). Die langfristig mittlere Grundwasserneubildung beträgt somit 5,9 l/(s·km<sup>2</sup>).

#### Verfahren nach MAILLET

Nach MAILLET weist die Trockenwetterlinie einen exponentiellen Verlauf auf, der durch die Beziehung darzustellen ist (ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG FH-DGG 1977):

$$Q_e = Q_a \cdot e^{-\alpha t} \quad [\text{m}^3/\text{s}]$$

$Q_a, Q_e$  = Abfluss im Vorfluter am Anfang bzw. am Ende der Trockenzeit [m<sup>3</sup>/s]

$\alpha$  = spezifische Konstante des Einzugsgebietes [1/d] (Auslaufkoeffizient oder Austrocknungskonstante)

$t$  = Zeit (Tage), in der sich die Abflussmenge von  $Q_a$  auf  $Q_e$  verringerte

$e$  = EULER'sche Zahl (2,718)

Der Auslaufkoeffizient lässt sich wie folgt bestimmen (Abb. 8, dargestellt am Beispiel für das hydrologische Jahr 1990): In einem Graph werden auf der Ordinate mit logarithmischer Einteilung die Schüttungsmengen, auf der Abszisse mit linearer Einteilung die zugehörigen Zeiten dargestellt. Die eingetragenen Punkte ergeben eine Punkteschar, durch die eine – die Tiefpunkte berührende – Ausgleichsgerade gelegt wird. Die Verlängerung der Ausgleichsgeraden bis zur Ordinate ergibt den Punkt  $Q_a$ .  $Q_e$  wird bei  $t_e$  ebenfalls aus der Kurve abgelesen.

$$\text{Es ist: } \alpha = \frac{\lg Q_a - \lg Q_e}{\lg e \cdot t} = \frac{\lg Q_a - \lg Q_e}{0,4343 \cdot t} \quad \left[ \frac{1}{\text{d}} \right]$$

Der Koeffizient  $\alpha$  ist vom speichernutzbaren Hohlraumanteil eines Grundwasserleiters abhängig. Die Vorratsminderung vom Anfang bis Ende einer Periode ohne Grundwasserneubildung ergibt sich dann aus:

$$\Delta S = \frac{86400}{\alpha} \cdot (Q_a - Q_e) \quad [\text{m}^3]$$

$\Delta S$  = Vorratsänderung [m<sup>3</sup>]

86400 = Umrechnungsfaktor, wenn  $\alpha$  aus Tageswerten errechnet wurde [s/d]

Die Division der Vorratsänderung durch die Größe des Einzugsgebietes ( $F_E$ ) ergibt, mit 10<sup>-3</sup> als Umrechnungsfaktor von m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> auf mm, die Vorratsänderung in mm. Wenn dieser Zeitraum i.W. die gesamte Trockenzeit eines hydrologischen Jahres umfasst, erhält man durch Addition der Vorratsänderung zum

grundwasserbürtigen Abfluss  $A_u'$  in der Grundwasserneubildungsperiode des hydrologischen Jahres die jährliche Grundwasserneubildung:

$$G = A_u' + S \cdot 10^{-3} / F_E \text{ [mm/a]} \text{ mit } F_E \text{ als unterirdischem Einzugsgebiet und } 10^{-3} \text{ als Umrechnungsfaktor von m}^3/\text{km}^2 \text{ auf mm}$$

Dieses Verfahren kann nur in Jahren angewendet werden, in denen eine ausreichend lange Trockenperiode (mindestens 150, besser 200 Tage) ohne größere Niederschlagsereignisse (und somit ohne wesentliche Grundwasserneubildung in der Leerlaufphase) gegeben ist. Durch Mittelwertbildung der Ergebnisse aus den Einzeljahren, in denen dieses Verfahren – unter diesen Voraussetzungen – angewendet werden konnte, ergibt sich eine mittlere langfristige Grundwasserneubildung von rd. 179 mm (176 l/s) bzw. rd. 5,7 l/(s·km<sup>2</sup>).

### 5.3 Die langfristige mittlere Grundwasserneubildung im Überblick

Zusammenfassend ergeben sich bei den unterschiedlichen Verfahren die folgenden Werte für die langfristige mittlere Grundwasserneubildung:

	l/s	mm	l/(s·km <sup>2</sup> )
Trockenwetterlinie	186	189	6,0
Wasserhaushaltsgleichung (Förderung herausgerechnet)	181	184	5,8
$A_u$ -Linie nach NATERMANN	184	187	5,9
MoMNO <sub>q</sub> nach WUNDT/KILLE	184	187	5,9
TWL nach MAILLET	176	179	5,7
<b>Mittel</b>	<b>182</b>	<b>185</b>	<b>5,9</b>

Hydrologisches Jahr 1990							
$Q_2$ [m <sup>3</sup> /s]	$Q_1$ [m <sup>3</sup> /s]	$t_e - t_a$ [d]	$\alpha$ [1/d]	$\Delta S$ [m <sup>3</sup> ] und [l/s]	G [mm/a] und [l/(s·km <sup>2</sup> )]	Förderung [m <sup>3</sup> /a] und [l/(s·km <sup>2</sup> )]	G [mm/a] und [l/(s·km <sup>2</sup> )]
0,158	0,107	174	$2,24 \cdot 10^{-3}$	1967 143 / 62	208 / 6,6	1000 000 / 1,02	240 / 7,6

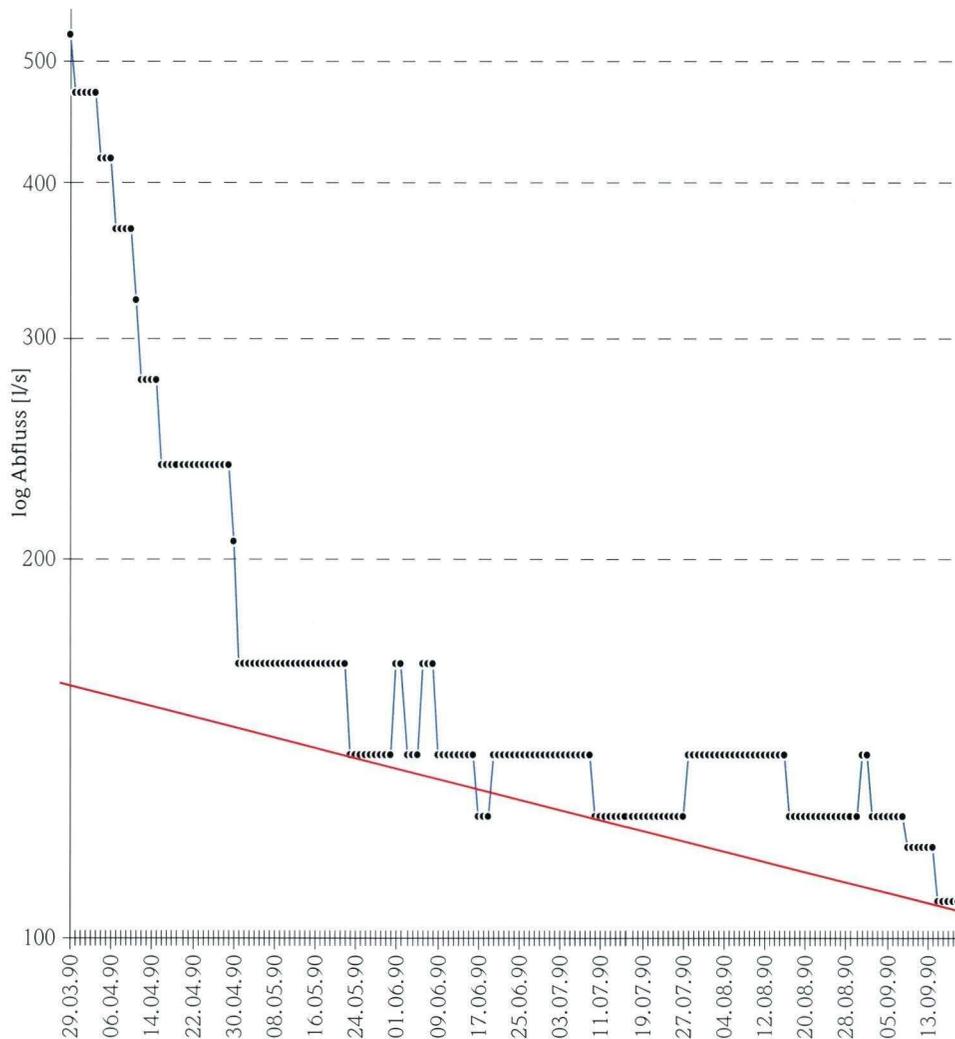


Abb. 8. Bestimmung der Vorratsänderung nach MAILLET, dargestellt am Beispiel des hydrologischen Jahres 1990.

Im monatlichen Vergleich der Einzelwerte ergeben sich gute Übereinstimmungen zwischen den verschiedenen Verfahren (Abb. 9), lediglich die NQ-Linie nach WUNDT zeigt etwas zu hohe Werte an.

Bei Berücksichtigung der mittleren jährlichen Förderung

von rd. 1100 000 m<sup>3</sup> ergibt sich ein Zuschlag zu den angegebenen Werten von rd. 35 l/s, 36 mm bzw. 1,1 l/(s·km<sup>2</sup>). Die langjährige mittlere Grundwasserneubildung kann somit mit 217 l/s, 221 mm bzw. 7,0 l/(s·km<sup>2</sup>) angesetzt werden.

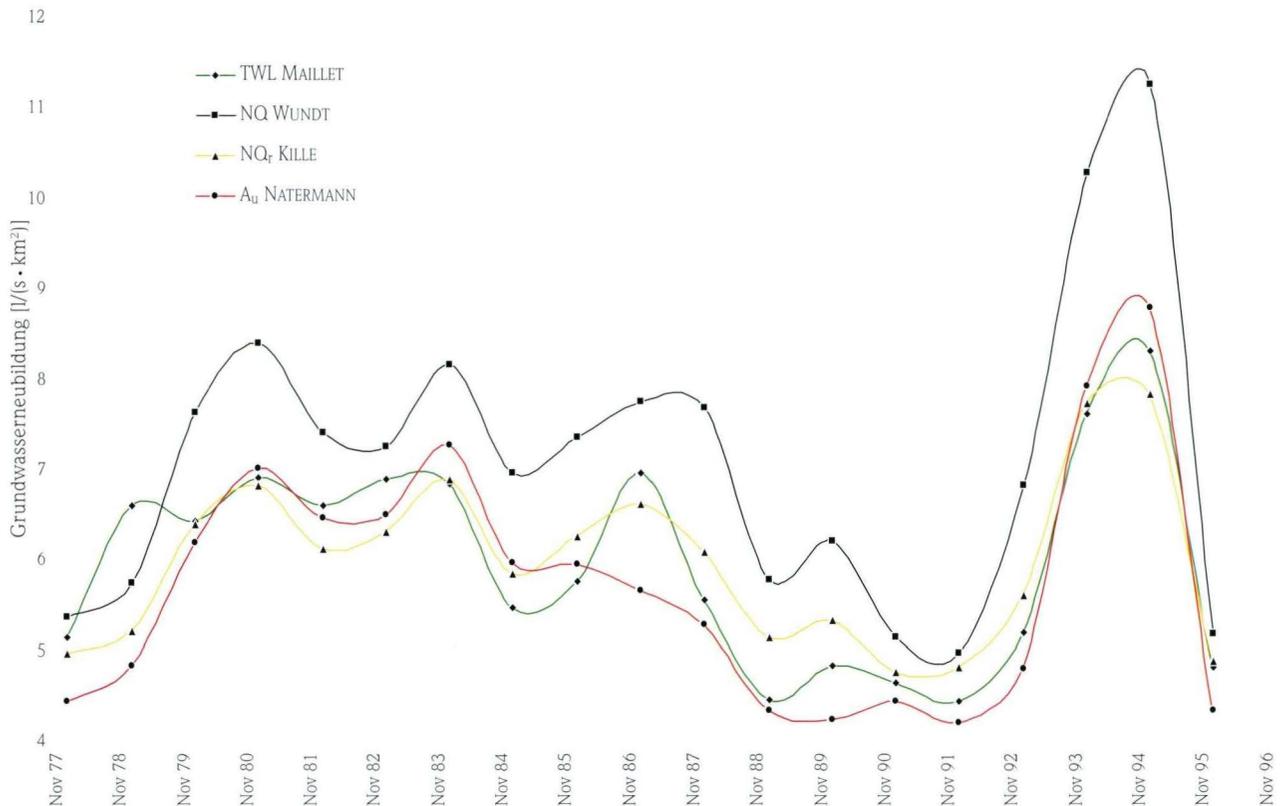


Abb. 9. Vergleich der Grundwasserneubildung in der Ense-Scholle nach unterschiedlichen Verfahren.

## 6. Grundwasserdargebot und nutzbares Grundwasserdargebot

Das Grundwasserdargebot entspricht der Summe aller positiven Glieder der Wasserbilanz für einen Grundwasserabschnitt (DIN 4049-3, Nr. 3.7.1). Es ist somit im langjährigen Mittel der Grundwasserneubildung gleichzusetzen, im Untersuchungszeitraum lässt es sich mit rd. 217 l/s bzw. 7,0 l/(s·km<sup>2</sup>) sehr genau angeben.

Als nutzbares Grundwasserdargebot wird der Anteil des gewinnbaren Grundwasserdargebots angesehen, der für die Wasserversorgung unter Einhaltung bestimmter Randbedingungen genutzt werden kann (DIN 4049-3, Nr. 3.7.3). Geht man davon aus, dass im Vorfluter zu jeder Zeit mindestens eine Wasserführung in der Größenordnung von MNQ (arithmetisches Mittel der niedrigstwerte der einzelnen Abflussjahre im Beobachtungszeitraum) abfließen soll, so ergibt sich das langfristig nutzbare mittlere

Grundwasserdargebot aus der langfristigen mittleren Grundwasserneubildung, am einfachsten über den **MoMNQ**, nach KILLE (**184 l/s**), abzüglich des MNQ des Untersuchungszeitraumes (**137 l/s**) zu **47 l/s**. Falls aus wasserrechtlichen, ökologischen oder sonstigen Gründen ein höherer Mindestabfluss erforderlich wäre, müsste anstelle des MNQ dieser Wert abgezogen werden; wenn bestimmte Grenzflurabstände des Grundwassers eingehalten werden müssen, begrenzen diese das nutzbare Grundwasserdargebot. Lässt man zu, dass der Minimalabfluss des Vorfluters bis auf **NNQ** (überhaupt bekannter kleinster Wert; für die Itter 100 l/s) abfallen kann, erhöht sich das nutzbare Grundwasserdargebot auf (**184 l/s – 100 l/s**) **84 l/s**. Da bei der Bestimmung des nutzbaren Grundwasserdargebots mit Differenzen gerechnet wird, bedarf es keiner Korrektur um abgeleitete Fördermengen.

Dieses Verfahren zur Bestimmung des nutzbaren Grundwasserangebots ist nur anwendbar, wenn die benötigten Werte aus einem ausreichend langen Untersuchungszeitraum zur Verfügung stehen. Um einigermaßen abgesicherte Ergebnisse zu erhalten, sollten Werte von mindestens 10 Jahren vorliegen. Der Vorteil des Verfahrens liegt in der allgemeinen Verfügbarkeit der benötigten Daten.

## 6.1 Spezielle Probleme der Grundwasser-nutzung in der Ense-Scholle

Die Plausibilität des aus Abflussdaten abgeleiteten nutzbaren Grundwasserangebots sollte durch Einbeziehen weiterer Parameter überprüft werden. So sind Ruhe- bzw. Betriebswasserspiegel von Brunnen, die Entwicklung der Grundwasserbeschaffenheit in dem geförderten Grundwasser oder der langjährige Trend der Grundwasserneubildung wichtige Indizien für die Vertrauenswürdigkeit des bestimmten Wertes für das nutzbare Grundwasserangebot.

Auf die Ense-Scholle bezogen, ergibt sich folgendes Bild (aus dem TB Ober-Ense II lagen noch keine Daten vor):

- Die Ruhewasserspiegel der Tiefbrunnen (Abb. 10) verharren – bei relativ konstanter Jahresentnahme (Abb. 11) – auf etwa gleich bleibendem Niveau.
- Der Betriebswasserspiegel der TB Ober-Ense I und Norden-

beck zeigen über die Jahre eine gleich bleibende mittlere Höhenlage, der Betriebswasserspiegel des TB Nieder-Ense fällt ab Mitte der 90er Jahre um mehr als 40 m (bei gleich bleibendem Ruhewasserspiegel) ab.

- Im zentralen Teil der Ense-Scholle nahm die Nitratkonzentration in allen drei Brunnen von Ende der 60er Jahre bis Mitte der 80er Jahre leicht, aber nicht signifikant ab (Abb. 12). Dies wird durch einen zunehmenden Zufluss von älterem und länger im Untergrund gespeichertem, nitratreduzierten Tiefenwasser zu den Förderbrunnen erklärt. Ab Mitte der 80er Jahre ist hier eine Tendenz zur Stabilisierung erkennbar. Im südlichen Teil der Ense-Scholle (TB Immighausen) steigt die Nitratkonzentration in der gleichen Zeit deutlich an. Hier war das nitratärmere (ältere) Grundwasser bereits entnommen, und der Grundwasserzufluss zu dem Brunnen erfolgte aus immer oberflächennäheren Schichten. Die Verweilzeit des geförderten Grundwassers im Untergrund – und somit auch die verbleibende Zeit für einen Nitratabbau – war hier deutlich geringer als im zentralen Teil der Ense-Scholle (Muldentiefstes). Eine Verdünnung mit nitratärmerem, älterem Wasser war in den südlichen Randbereichen, weil hier bereits erschöpft, nicht mehr möglich. Ende der 80er/Anfang der 90er Jahre erfolgte in allen drei Brunnen im zentralen Teil der Ense-Scholle – durch Zufluss von nitratbelastetem Grundwasser in das Beckentiefste – ein nicht so

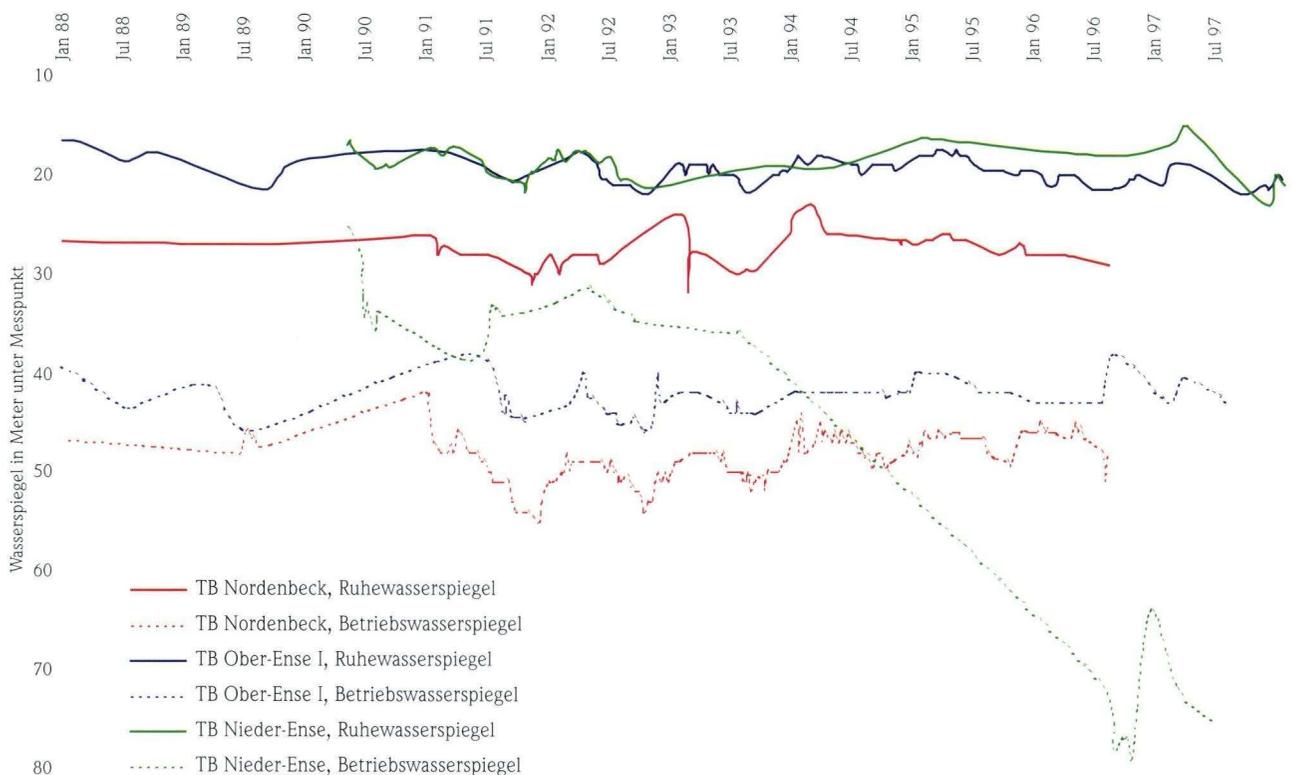


Abb. 10. Ruhe- und Betriebsspiegel der Tiefbrunnen in der Ense-Scholle.

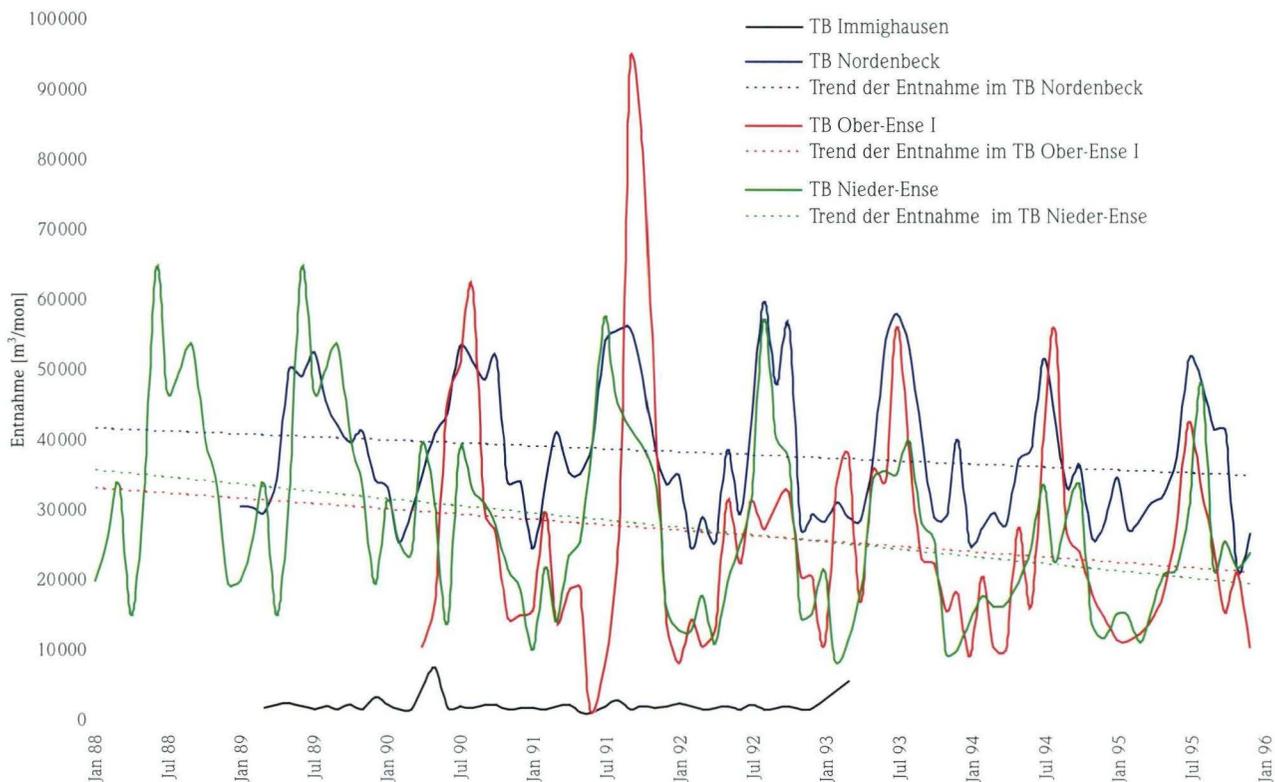


Abb. 11. Entnahmen aus den Tiefbrunnen in der Ense-Scholle.

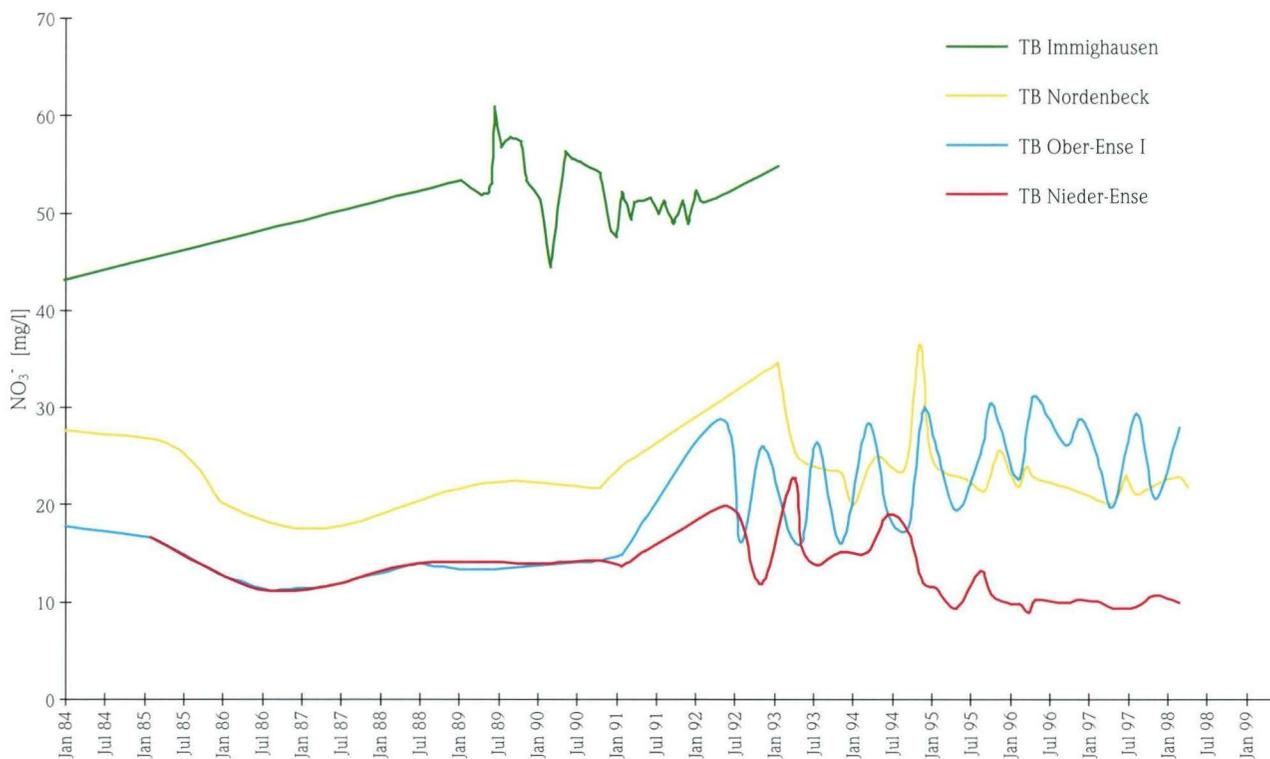


Abb. 12. Nitrat-Konzentrationen im Grundwasser in der Ense-Scholle.

deutlicher, jedoch nachweisbarer Anstieg der Nitratkonzentration, der sich ab Mitte der 90er Jahre auf etwas höherem Niveau stabilisierte.

Die Grundwasserneubildung in der Ense-Scholle weist einen insgesamt ausgeglichenen Verlauf auf. Lediglich Anfang der 90er Jahre zeigt die Grundwasserneubildung – bei gleichzeitig geringen Niederschlägen und höherer Grundwasserförderung – einen erkennbaren Rückgang, der in den Folgejahren, bei insgesamt starken Niederschlägen, wieder ausgeglichen wurde. Dies kann als temporäre und zeitlich befristete Überschreitung des nutzbaren Grundwasserdargebots in der Ense-Scholle gedeutet werden. Der relativ rasche Wiederanstieg der Grundwasserneubildung belegt jedoch, dass eine solche temporäre Überförderung ohne nachhaltig negative Auswirkungen auf das Grundwasserregime möglich ist; hierfür sprechen auch die stabilen Ruhewasserspiegellagen.

Obwohl vorliegende quantitative hydrogeologische Daten ein nutzbares Dargebot von 47 l/s (ggf. bis 84 l/s) möglich erscheinen lassen, begrenzt der im südlichen Teil der Ense-

Scholle erkennbare deutliche Anstieg der Nitratkonzentration im Grundwasser die Entnahme. Die mittlere Jahresentnahme beider Verbände von 1000 000 bis 1100 000 m<sup>3</sup>/a (= 33–35 l/s) stellt die aus hydrogeologischer Sicht derzeit sinnvolle Obergrenze dar. Das nutzbare Grundwasserdargebot entspricht – unter Berücksichtigung der qualitativen Aspekte – zurzeit also der aktuellen Entnahme. Nach erfolgreich durchgeführten Maßnahmen zur Nitratreduzierung in Boden und Untergrund und Umstellung auf eine grundwasserschonenere Förderpraxis wird erwartet, dass das nutzbare Grundwasserdargebot zunimmt. Dazu soll die Entnahme auf je zwei Brunnen pro WBV verteilt und alle Brunnen möglichst gleichmäßig und durchgehend betrieben werden. Durch den geringeren Volumenstrom kann sich ein weit reichender, aber flacherer Absenkungsbereich ausbilden. Dadurch wird der Zufluss an höher Nitrat-belastetem Grundwasser in den tieferen Bereich des von den Brunnen im zentralen Teil der Ense-Scholle genutzten Grundwasserleiters reduziert.

## 7. Zusammenfassung

Das Grundwasserdargebot für die Ense-Scholle beträgt rd. 217 l/s [= 7,0 l/(s·km<sup>2</sup>)]. Das nutzbare Grundwasserdargebot ergibt sich als Differenz der langjährigen hydrologischen Hauptzahlen MoMNO<sub>q</sub> nach KILLE und MNO<sub>q</sub> bzw. NNQ. Es liegt zwi-

schen 47 l/s und 84 l/s. Zurzeit ist das nutzbare Dargebot auf Grund qualitativer Probleme eingeschränkt und beträgt weniger als 40 l/s.

## 8. Schriftenverzeichnis

- ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG FH-DGG (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – **C19**, 98 S.; Hannover.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – Merkblätter zur Wasserwirtschaft, **238**, 135 S.; Bonn (Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH).
- HÖLTING, B. (1978): Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen in der Ense-Scholle südwestlich der Stadt Korbach/Kreis Waldeck-Frankenberg (Hessen). – Geol. Jb. Hessen, **106**: 423–432; Wiesbaden.
- HÖLTING, B. & MATTHESS, G. (1963): Ein Sporentriftversuch im Zechstein von Korbach/Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 237–255; Wiesbaden.
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNO<sub>q</sub>, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – Z. deutsch. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrochem., S. 89–95; Hannover.
- KULICK, J. (1968): Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4719 Korbach, 272 S.; Wiesbaden.
- NATERMANN, E. (1958): Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem A<sub>1</sub>-Linien-Verfahren. – 44 S.; Düsseldorf (Min. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Nordrhein-Westfalen).
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: GRAHMANN, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – Forsch. dt. Landeskd., **104**: 47–54; Remagen.

Manuskript eingegangen am 18.12.2001, angenommen am 11.02.2002

LUDOLF SCHRADER<sup>1</sup>

# Ein Beitrag zur Genese der tertiären Paläoböden im Vogelsberg

## Kurzfassung

In Mittelhessen wurden im Gebiet der Ausläufer des Westlichen Unteren Vogelsberges Bodenproben aus verschieden gefärbten Basaltverwitterungsböden (Fersiallite) auf ihren Verwitterungsgrad hin untersucht.

Das Bodenmuster und die vereinzelt im Gelände angetroffene Abfolge von zuunterst Graulehm, dann nach oben folgend Braunlehm, Rotlehm und schließlich Roterde (in Resten) deuten bereits auf eine lateritische Genese dieser Böden.

Diese Annahme wird durch den Nachweis einer abnehmenden Verwitterungsintensität im Profil von oben nach unten anhand der Bestimmung von sekundären Tonmineralen und Oxiden bestätigt.

## Abstract

In Central Hesse, at the western slope of the Vogelsberg mountain, the degree of weathering was investigated in differently coloured weathering products of basaltic rocks (red earth, red-, brown-, and grey loam).

The soil pattern and, from bottom to top, the succession of grey, brown, red loam und finally relictic latosols, which are sporadically found in the area, indicate already the lateritic origin of these soils. This assumption was confirmed by a

decreasing intensity of weathering in the soil profiles from top to bottom. The intensity of weathering was established by the investigation of secondary clay minerals and oxides.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	117
2. Methoden- und Untersuchungsergebnisse	119
3. Diskussion	122
4. Ausblick	124
5. Zusammenfassung	126
6. Schriftenverzeichnis	126

## 1. Einleitung

Bei der bodenkundlichen Landesaufnahme von Hessen wurden im Gebiet der Ausläufer des Westlichen Unteren Vogelsberges (KLAUSING 1974) unterschiedlich gefärbte Böden angetroffen. Sie sind das Ergebnis einer intensiven Silikatverwitterung von Basalt im Jungtertiär. Die Verwitterung führte zur Ausbil-

dung kaolinitischer Böden, den Roterden (Latosole, Ferrallite) sowie den Rot-, Braun- und Graulehmen (Plastosole, Fersiallite).<sup>2</sup>

Außer in der Farbe unterscheiden sich diese Böden vor allem durch ihr Gefüge. Die Roterden besitzen ein lockeres „erdiges“, die Rot-, Braun- und Graulehme ein dichteres „lehmiges“ Gefü-

<sup>1</sup> Dr. L. SCHRADER (e-mail: l.schrader@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustr. 186, D-65203 Wiesbaden

<sup>2</sup> Seit Erscheinen der Bodenkundlichen Kartieranleitung, 4. Auflage, 1994, werden die Bezeichnungen Rot-, Braun- und Graulehm unter dem Sammelbegriff Plastosole sowie Roterde (Latosol) nicht mehr verwendet. An ihre Stelle sind die Bezeichnungen Fersiallite bzw. Ferrallite getreten. Wenn trotzdem hier noch die alten Begriffe stellenweise verwendet werden, so geschieht dies zum besseren Verständnis des folgenden Textes.

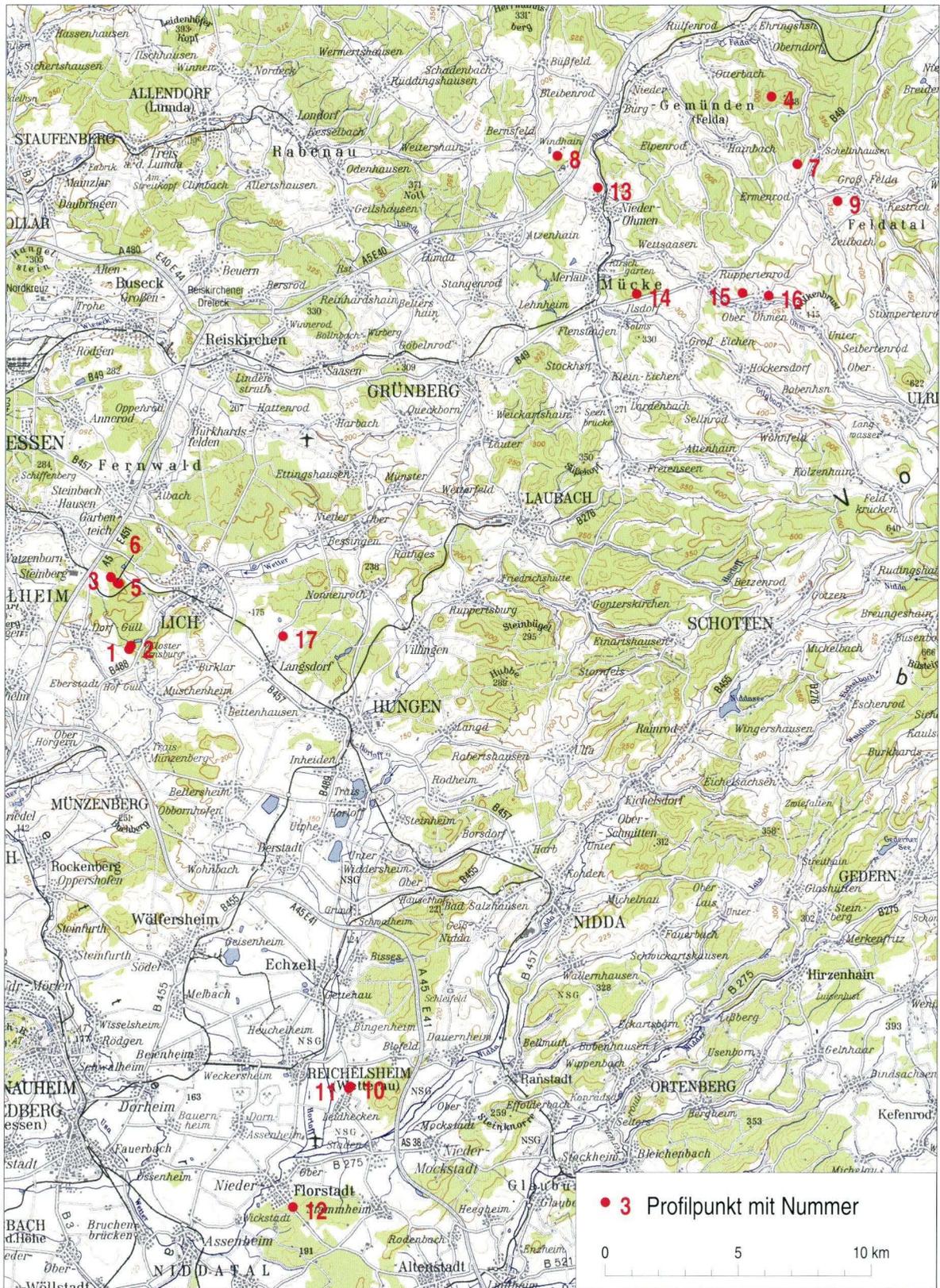


Abb. 1. Örtlichkeit der untersuchten Bodenprofile aus vier Landschaftsräumen Hessens: Heldenberger Wetterau, Gießener Landrücken, Vorderer und Nordwestlicher Unterer Vogelsberg (Naturräume nach KLAUSING 1974).

ge. Durch Abfuhr von Kieselsäure ist es bei den Latosolen zu einer relativen Anreicherung vor allem von Fe- und Al-Verbindungen gekommen. Klimatische Trockenphasen sollen dafür gesorgt haben, dass diese Verbindungen stabilisierten und ein lockeres, krümeliges (erdiges) Gefüge erzeugten. Meist sind sie rot (Roterde), mitunter aber auch gelb gefärbt (Gelberde). Bei den Plastosolen hat keine so starke Kieselsäureabfuhr stattgefunden. Sie sind rot (Rotlehm), braun (Braunlehm) oder grau gefärbt (Graulehm), dicht und plastisch.

Bei der Kartierung werden diese beiden Grundformen auch im Vogelsberg wegen ihrer unterschiedlichen Eigenschaften un-

terschieden. So sind bisher auf den Bodenkarten von Hessen 1:25 000, Bl. 5619 Staden, 5518 Butzbach, 5418 Gießen und 5519 Hungen (SCHRADER 1976a, b; 1978a, b; 1981a, b; 1983a, b) der Rot- (mit z.T. Roterde-Rest), Braun- und Graulehm (Plastosole) flächenhaft dargestellt (siehe auch Digitale bodenkundliche Flächendaten 1:50 000, in: Das Hessische Erdinformationssystem (HEISS), 1999)). Sie liegen heute größtenteils an der Oberfläche nebeneinander und erwecken damit den Eindruck, als ob sie unabhängig voneinander, ohne genetisch miteinander verwandt zu sein, entstanden wären. Dass dies nicht der Fall sein muss, zeigen die folgenden Ausführungen.

## 2. Methoden und Untersuchungsergebnisse

Bei Sondierbohrungen bis max. 7 m stellte sich heraus, dass ein an der Oberfläche liegender Rotlehm in einen Braunlehm und ebenso ein Braunlehm in der Tiefe in einen Graulehm überging (Örtlichkeit der Profile s. Abb. 1 sowie Tab. 1, Profil-Nr. 10–12). An anderer Stelle wurden Roterdereste (erkennbar an einer Häufung von Bauxitknollen auf der Geländeoberfläche) über Rot-, Braun- und Graulehm festgestellt. Es ist deshalb anzunehmen, dass diese verschieden gefärbten, andernorts an der Oberfläche nebeneinander vorkommenden Basaltverwitterungsböden ursprünglich einmal übereinander gelegen haben, später aber die Roterde sowie örtlich der Rot- und Braunlehm und zum Teil der Graulehm durch Erosion abgetragen wurden. Vor der flächenhaften Abtragung stellte also die Abfolge Roterde, Rot-, Braun- und Graulehm die ehemalige tertiäre Landoberfläche dar. Modellhaft lässt sich die Entstehung eines solchen vollständigen Profils wie folgt skizzieren:

Zuerst formte die Verwitterung aus dem Basalt einen Graulehm, der sich bei fortschreitender Entwicklung in einen Braunlehm, später in einen Rotlehm und als Endstadium der Bodenentwicklung in eine Roterde umwandelte, während gleichzeitig die Verwitterungsfront in die Tiefe vorrückte und das Gestein in die verschiedenen Entwicklungsstadien zeitversetzt umformte. Es sind also die Verwitterungsenergien, die von oben nach unten im Gestein durchgriffen und es in den charakteristischen Verwitterungsstufen von zuunterst Graulehm, dann nach oben folgend Braunlehm, Rotlehm und schließlich Roterde in situ geprägt haben.

Tonmineralogisch und chemisch sind die **Roterden** dadurch gekennzeichnet, dass ihre Tonfraktion ausschließlich das Tonmineral Kaolinit enthält und der molare Quotient aus  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  stets  $< 2$  ist (ROBINSON 1949). Diese Definition wurde später von SCHELLMANN (1981) auf die von ihm eingeführte chemische Lateritdefinition ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) übertragen. Doch nicht alle roten bis dunkelroten Böden mit der charakteristischen erdigen Beschaffenheit sind Roterden. Derartige Vorkommen vermutterter Roterden sind in Tab. 5 (Profil-Nr. 13–16) aufgelistet. Wie eine chemische Analyse dieser Böden ergab, liegt hier der molare  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  Quotient über 2 (zwischen 2 und 7) (Profil-Nr.

13–15 in Tab. 6) und bei den tonmineralogischen Anteilen (Profil-Nr. 13–16 in Tab. 5) dominieren die Mehrschicht-Mineralen (Montmorillonit- und Wechsellagerungs-Mineralen). Demnach handelt es sich hier nicht um Roterden, sondern um schwach verwitterte (Verwitterungsreihe Nr. 13 > 14 > 15 > 16 in Tab. 5 bzw. 6) vulkaniklastische Gesteine (basaltische Pyroklastite und deren Umlagerungsprodukte, mit wechselndem Nebengesteinsanteil) oder um die schlackigen Breccienzonen basaltischer Lavaströme (Basis- und Topbreccie). Dieses Beispiel widerlegt auf den ersten Blick die oben vorgetragene „Farbenlehre“, wonach die Farbe Rot den höchsten Verwitterungsgrad in den aus Basalt hervorgegangenen Böden anzeigt. Da die Analysenwerte dies aber nicht bestätigen, liegt hier vermutlich ein Gesteinszersatz vor, der nicht auf tropische Verwitterung zurückzuführen ist, sondern auf Zersetzung durch vulkanogen-hydrothermale Lösungen (MÜCKENHAUSEN 1975: 452 und 508). Im Gegensatz hierzu ist der in der Tab. 7 und 8 (Profil-Nr. 17) vorgeführte Boden nach der obigen Definition eine intensiv verwitterte tropische Roterdebildung aus basaltischen Vulkaniklastiten oder schlackiger Basaltlava. Der molare  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotient liegt hier bei 1 (zwischen 0,4 bis 1,3) und der Tonmineralanteil ist so gut wie 100 % kaolinitisch. Im Vergleich hierzu weist der Graulehm, das unterste „Stockwerk“ des Verwitterungsprofils, gleichsam antipodisch zur Roterde, dem obersten „Stockwerk“, ein gegensätzliches chemisches Inventar auf, was im Folgenden noch zu begründen ist.

Sollte die obige Verwitterungsthese zutreffen, so müsste durch die Untersuchung der einzelnen Verwitterungsstufen auf sekundäre Tonminerale und Oxide im Bodenprofil von oben nach unten ein Gradient von zweischichtigen Tonmineralen und kristallisierten Oxiden bis hin zu den mehrschichtigen Tonmineralen und wasserreichen Hydroxiden, also eine mit zunehmender Tiefe geringer werdende Verwitterungsintensität angezeigt werden.

Im Bodenprofil Nr. 10 der Tab. 1 liegen die ferrallitischen Verwitterungsstufen Rot- und Braunlehm übereinander. Sie werden noch von dem in ca. 100 m Entfernung in Profil 11 aufgeschlossenen Graulehm unterlagert. In Profil 12 überlagert der Braunden Graulehm.

Tab. 1. Tonmineralogische Kennwerte von Fersialliten aus Basalt.

Profil Nr.	Örtlichkeit Nutzung TK 25 R-Wert/H-Wert Bodentyp	Horizont und Entnahmetiefe [cm]		röntgenographische Phasenanalysen [%]				Begleitminerale
				Fraktion [µm]	Kaolinit- Minerale	Glimmer- Minerale	Montmorillonit- und Wechsellage- rungsminerale	
1	E Dorf-Güll Wald Bl. 5418 Gießen 34 84 64/55 95 95 Fersiallit (Rotlehm)	Bj1	60–75	0,6–2,0	65	25	10	Quarz, Hämatit, Goethit
			0,2–0,6	85	10	5		
		Bj2	100–110	0,6–2,0	80	20	<5	
				0,2–0,6	75	20	5	
0,2–0,6	90	5	5	5	5	Hämatit, Goethit		
<0,2	95	5	<5	<5	<5	Goethit		
2	E Dorf-Güll Wald Bl. 5418 Gießen 34 84 71/55 96 08 Fersiallit (Rotlehm)	Bj1	30–45	0,6–2,0	75	25	<5	Quarz, Hämatit, Goethit
			0,2–0,6	70	20	10		
		Bj2	75–80	0,6–2,0	80	15	5	
				0,2–0,6	80	10	10	
0,2–0,6	90	5	5	5	5	Hämatit, Goethit		
<0,2	95	10	5	5	5	Goethit		
3	W Lich Wald Bl. 5418 Gießen 34 83 95/55 98 64 Fersiallit (Braunlehm)	Bj1	35–50	0,6–2,0	70	25	5	Quarz
			0,2–0,6	70	15	15		
		Bj2	60–90	0,6–2,0	75	5	25	
				0,2–0,6	65	20	15	
0,2–0,6	80	5	15	15	15	Quarz, Goethit		
<0,2	80	5	15	15				
4	S Oberndorf Wald Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 08 69/56 16 59 Fersiallit (Braunlehm)	Bj	30–60	–	20	30	50	n.b.
			–80	–	20	20	60	
			–100	–	20	20	60	
			–120	–	30	30	40	
			–140	–	30	20	50	
			–160	–	30	0	0	
			–180	–	40	30	30	
			–200	–	40	30	30	
5	W Lich Wald Bl. 5418 Gießen 34 84 25/55 98 40 Fersiallit (Graulehm)	Bj1	25–45	0,6–2,0	5	5	90	Quarz
			0,2–0,6	5	<5	95		
			<0,2	<5	<5	100		
		Bj2	50–70	0,6–2,0	5	5	90	Quarz
				0,2–0,6	<5	<5	100	
				<0,2	<5	–	100	
		Bj3	90–105	0,6–2,0	<5	<5	100	–
				0,2–0,6	<5	<5	100	
<0,2	<5	–	100	100				
6	W Lich Wald Bl. 5418 Gießen 34 84 20/55 98 43 Fersiallit (Graulehm)	Bj1	25–45	0,6–2,0	5	5	90	
			0,2–0,6	5	<5	95		
			<0,2	<5	<5	100		
		Bj2	50–70	0,6–2,0	5	5	90	
				0,2–0,6	<5	<5	100	
				<0,2	<5	–	100	
		Bj3	90–105	0,6–2,0	<5	<5	100	
				0,2–0,6	<5	<5	100	
<0,2	<5	–	100	100				
7	NW Ermenrod Acker Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 09 66/56 14 06 Fersiallit (Graulehm)	Bj	40–60	–	10	20	70	n.b.
8	NW Nieder-Ohmen Wiese Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 00 66/56 14 37 Fersiallit (Graulehm)	Bj	40–70	–	<10	<10	100	n.b.

Fortsetzung Tab. 1.

Profil-Nr.	Örtlichkeit Nutzung TK 25 R-Wert/H-Wert Bodentyp	Horizont und Entnahmetiefe [cm]		röntgenographische Phasenanalysen [%]				Begleitminerale
				Fraktion [µm]	Kaolinit- Minerale	Glimmer- Minerale	Montmorillonit- und Wechsellage- rungsminerale	
9	NNE Zeilbach Acker Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 11 18/56 12 68 Fersiallit (Graulehm)	Bj	40–50	–	10	<10	90	n.b.
			–75		10	<10	90	

Profil-Nr.	Örtlichkeit Nutzung TK 25 R-Wert/H-Wert Bodentyp	Horizont und Entnahmetiefe [cm]		Farbe und Bodenart	Tonmineralogische Zusammensetzung		
					Haupt- bestandteile	Neben- bestandteile	Spuren
10	NNE Leidhecken Acker Bl. 5619 Staden 34 92 98/55 79 60 Fersiallit (Rotlehm über Braunlehm)	Bj1	270–300 (Rotlehm)	schwach roter (10R4/4) bis roter (10R4/6), auch duskyred (10R3/4) und dunkelroter (10R3/6) Ton	Kaolinit	–	Hämatit, Gibbsit
			300–400	schwach roter (10R4/4) bis roter (10R4/6), auch duskyred (10R3/4) und dunkelroter (10R3/6) Ton	Kaolinit	–	Hämatit
		Bj2	400–500	roter (10R4/6-4/8) Ton	Kaolinit	–	Hämatit
			590–600 (Braunlehm)	hellolivbrauner (2,5Y5/4-5/6) Ton mit weißen, rötlichen und braunen Flecken	Kaolinit	–	Smectit
11	N Leidhecken Acker Bl. 5619 Staden 34 92 92 / 55 79 53 Fersiallit (Graulehm) ca. 100 m vom Profil Nr. 10 entfernt	Bj	100–200	grauer (5Y6/1-5/1) Ton	Kaolinit	Smectit	–
			200–300	grauer (5Y6/1-5/1) Ton	Kaolinit	Smectit	–
			300–400	grauer (5Y6/1) Ton	Kaolinit	Smectit	–
			400–500	grauer (5Y6/1) Ton	Kaolinit	Smectit	–
12	SE Nieder-Florstadt Wald Bl. 5619 Staden 34 90 83 / 55 75 11 Fersiallit (Braunlehm über Graulehm)	Bj1	200–300 (Braunlehm)	gelblichbrauner (10YR5/4-5/6) Ton	Kaolinit	Chlorit, Goethit	Illit
			300–400	gelblichroter (5YR4/6-4/8) Ton	Kaolinit	–	Goethit
		Bj2	400–500	rötlichbrauner (2,5YR4/4) Ton	Kaolinit	–	Goethit
			500–590	Übergang vom Braun- zu Graulehm	Kaolinit	Smectit	–
			600–700 (Graulehm)	grauer (10YR6/1-5/1) Ton oder (5Y6/1 und 10YR5/3)	Kaolinit	Smectit	–

Diese stockwerksartig übereinander liegenden und unterschiedlich gefärbten Bodenhorizonte wurden auf ihren Verwitterungsgrad hin untersucht (Tab. 1). Die Angabe der tonmineralogischen und oxidischen Zusammensetzung erfolgte in den Profilen Nr. 1–9 halbquantitativ in Prozenten und im Falle der Profile Nr. 10–12 halbquantitativ in Haupt-Nebenbestandteile und Spuren.<sup>3</sup>

Tab. 2 zeigt eine Auswertung der Daten von Nr. 10–12. Aus ihr geht hervor, dass die Verwitterungsintensität in Richtung Graulehm abnimmt. Anzeiger eines intensiven Verwitterungsgrades sind hier die kristallisierten Oxide Hämatit und Gibbsit. Während diese beim Rotlehm (abgesehen von dem alle Fersialliten charakterisierenden Hauptbestandteil, dem Zweischicht-Mineral Kaolinit) vorherrschen, treten sie im Braunlehm, also in Richtung

eines geringeren Verwitterungsgrades, zu Gunsten der Mehrschicht-Mineralen Illit, Chlorit und auch des wasserhaltigeren Fe-Oxids Goethit zurück. Schließlich herrschen im Graulehm, auf den die geringsten Verwitterungsenergien eingewirkt haben, nur noch die dreischichtigen Smectite vor.

Die geringere Verwitterungsintensität des Graulehms belegen auch die tonmineralogischen Untersuchungen an den Bodenproben der Profile Nr. 5–9 in Tab. 1. Sie zeigt sich in einem sehr niedrigen, bis unter die Nachweisgrenze liegenden Kaolinit-Gehalt und demzufolge höheren Gehalt an Mehrschicht-Mineralen gegenüber den entsprechenden Werten im Braunlehm (Nr. 3 und 4 in Tab. 1) und Rotlehm (Nr. 1 und 2 in Tab. 1). So weisen die röntgenographischen Phasenanalysen im Graulehm Kaolinit-

<sup>3</sup> Die röntgenographische Untersuchung der Bodenproben erfolgte im Institut für Bodenkunde der Rheinischen-Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.

**Tab. 2.** Verwitterungsintensität des tonig verwitterten Basaltes, gezeigt an sekundären Tonmineralen und Oxiden.

Rotlehm				Braunlehm				Graulehm			
Profil-Nr.	Hauptbestandteile	Nebenbestandteile	Spuren	Profil-Nr.	Hauptbestandteile	Nebenbestandteile	Spuren	Profil-Nr.	Hauptbestandteile	Nebenbestandteile	Spuren
10	Kaolinit	–	Hämatit Gibbsit	12	Kaolinit	Chlorit, Goethit	Illit, Goethit	11	Kaolinit	Smectit	–
								12	Kaolinit	Smectit	–
Verwitterungsintensität → abnehmend											
Hämatit, Gibbsit		kristallisierte Oxide		→ abnehmend							
Goethit, Illit, Chlorit		Anzeiger eines geringeren Verwitterungsgrades		→ zunehmend							
Smectite		Dreischichtminerale		→ zunehmend							

Gehalte von überwiegend < 5 % und Mehrschicht-Mineralgehalte von annähernd 100 % auf.

So ist auch der von POETSCH (1993) bei Dreihausen im Vorderen Vogelsberg untersuchte Basaltzersatz unmittelbar über dem kugelschalenförmig verwitterten Basalt durch eine ausgeprägte Montmorillonit-Bildung gekennzeichnet. „Damit zeigt sich eine Übereinstimmung mit den Ergebnissen von SCHWERTMANN & NIEDERBUDE (1969), die in gesteinsnahen Horizonten von deutschen Böden aus Basalt vorwiegend Montmorillonit gefunden haben“ (POETSCH 1993: 1497).

### 3. Diskussion

Die unterschiedlichen Verwitterungshorizonte deuten auf eine lateritische Genese hin. Allerdings konnte das in der Literatur häufig als typisch angesehene Lateritprofil mit der Horizontabfolge Ausgangsgestein, Bleichzone, Fleckzone und Lateritkruste in dieser Abfolge bisher nicht bei der Feldkartierung im Vogelsberg beobachtet werden.

BARGON & RAMBOW (1967) beschreiben aus Nordhessen ein Lateritprofil, welches die typischen Laterithorizonte aufweist und nach GEBHARDT et al. (1969) unter den Bedingungen einer hochliegenden Grundwasseroberfläche aus Rupelton hervorgegangen ist. Nach SCHELLMANN (unveröffentl. Manuskript, 1974) sollen vollständige Lateritprofile nur über quarzreichen Gesteinen, besonders über Graniten und granitischen Gneisen, anzutreffen sein.

So lässt sich auch nach SCHWARZ (1993: 1502; SCHWARZ et al. 1993) „ein vollständiges Verwitterungsprofil im Vogelsberg, welches basaltisches Ausgangsgestein, den basalen, smectitischen Saprolith, den oberen, kaolinitischen Saprolith sowie bauxitischen Laterit zeigt, nur jeweils **ausschnittsweise** an verschiedenen Aufschlüssen verfolgen“.

Der hier vorgetragenen Verwitterungsthese steht die von CHELIUS (1904) und MÜNSTER (1905) vertretene Ansicht gegenüber, nach welcher das Basaltmaterial durch Lösungen postvulkanisch zersetzt wurde. Demgegenüber vertritt SCHÖNHALS (1954: 31 und 150) die Auffassung, dass eine lateritische Verwitterung des Basaltes im Vogelsberg stattgefunden hat. Auch FRIEDRICH-LAUTZ (1963) kam bei ihren Untersuchungen im Vogelsberg zu dem Er-

gebnis, dass die starke Zersetzung des Gesteins die Folge einer lateritischen Verwitterung sei. SCHELLMANN (1966) weist auf zwei Profile im Vogelsberg hin, „in denen sich Roterde in situ aus dem liegenden kaolinitischen Basaltzersatz gebildet hat, wie u.a. aus kontinuierlichen Übergängen zwischen Roterde und Basaltzersatz ersichtlich ist. Die chemische und mineralogische Untersuchung der beiden Profile zeigt, dass die Roterdebildung im großen ganzen dem lateritischen Verwitterungstypus entspricht“.

ALTEMÜLLER und POETSCH (1984 und 1993) kommen aufgrund ihrer am Aufschluss „Eiserne Hose“, zwei km östlich von Lich (TK 25, Blatt 5419 Laubach) durchgeführten mikromorphologischen Untersuchungen zu dem gleichen Ergebnis, „dass ein sog. rotlehmartiger Boden noch im ursprünglichen Zusammenhang mit einem weißgrauen, basaltischen Zersatzmaterial steht und aus diesem hervorgegangen ist“ (ALTEMÜLLER & POETSCH 1984: 65).

Nach WIRTZ (1972: 151) erreichte die tropische Gesteinsverwitterung im Vogelsberg das ferrallitische Stadium, was er den besonderen Eigenschaften des Ausgangsmaterials zuschreibt, eine Einschätzung, welche auch SCHWARZ (1993: 1501) vertritt.

Schließlich weist MÜCKENHAUSEN (1975: 452) darauf hin, dass es im Vogelsberg neben Latosolen auch vulkanogene, rote Edaphoide gibt. Zu ihrer Bildung kommt es über einen kurzzeitigen Kontakt des Gesteins mit hydrothermalen Lösungen und/oder heißer Lava, die es mineralogisch umwandeln und rot färben, sodass die Edaphoide leicht mit Roterden verwechselt werden können.

Tab. 3. Oxidische Kennwerte von Fersialliten aus Basalt.

Profil-Nr.	Örtlichkeit Nutzung TK 25 R-Wert/H-Wert Bodentyp	Horizont und Entnahmetiefe [cm]		SiO <sub>2</sub> [%]	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [%]	SiO <sub>2</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> molar	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [%]	Fe <sub>o</sub> , Fe <sub>d</sub> , Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> mg/100g Boden		
								Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>
1	E Dorf-Güll Wald Bl. 5418 Gießen 34 84 64 / 55 95 95 Fersiallit (Rotlehm)	Bj1	60–75	49,7	17,7	4,8	14,0	146	3939	0,04
		Bj2	100–110	47,2	18,6	4,3	16,4	244	4394	0,06
2	E Dorf-Güll Wald Bl. 5418 Gießen 34 84 71 / 55 96 08 Fersiallit (Rotlehm)	Bj1	30–45	43,5	21,5	3,5	16,7	129	4545	0,03
		Bj2	75–80	33,8	25,0	2,3	20,4	105	5152	0,02
3	W Lich Wald Bl. 5418 Gießen 34 83 95 / 55 98 64 Fersiallit (Braunlehm)	Bj1	35–50	59,8	14,4	7,1	9,4	698	4091	0,17
		Bj2	60–90	54,7	16,1	5,8	10,3	638	4242	0,15
4	S Oberndorf Wald Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 08 69 / 56 16 59 Fersiallit (Braunlehm)	Bj	30–60	62,7	13,2	8,6	9,1	1545	2743	0,56
			–80	47,9	14,6	5,6	11,0	1069	5142	0,21
			–100	49,8	14,6	5,8	10,6	1204	4857	0,25
			–120	46,6	14,8	5,5	12,3	1388	5905	0,24
			–140	45,1	15,1	5,3	13,5	1510	6475	0,23
			–160	50,0	15,8	5,5	14,1	1388	6380	0,22
5	W Lich Wald Bl. 5418 Gießen 34 84 25 / 55 98 40 Fersiallit (Graulehm)	Bj1	25–45	57,0	11,7	8,3	9,7	490	1667	0,29
		Bj2	50–70	54,5	11,8	7,9	10,0	424	1572	0,27
		Bj3	90–105	51,0	13,4	6,5	9,7	224	833	0,27
			–180	47,7	14,5	5,6	13,2	1368	6190	0,22
			–200	47,0	13,9	6,0	13,2	1510	6095	0,55
6	W Lich Wald Bl. 5418 Gießen 34 84 20 / 55 98 43 Fersiallit (Graulehm)	Bj1	20–30	53,1	12,4	7,3	9,4	650	1515	0,43
		Bj2	50–58	49,3	12,9	6,5	10,6	574	1401	0,41
		Bj3	55–100	52,1	12,8	6,9	9,7	481	928	0,52
7	NNW Ermenrod Acker Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 09 66 / 56 14 06 Fersiallit (Graulehm)	Bj	40–60	44,5	11,2	6,7	7,8	1090	3189	0,34
8	NW Nieder-Ohmen Wiese Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 00 66 / 56 14 37 Fersiallit (Graulehm)	Bj	40–70	53,8	15,8	6,3	8,8	756	2588	0,29

Tab. 4. Abnahme der Verwitterungsintensität in Fersialliten.

Bodentyp	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>		SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.
Rot-Fersiallit	0,02–0,06		2,3–4,8		14,0–20,4		17,7–25,0	
Braun-Fersiallit	0,15–0,23		5,3–7,0		9,1–14,1		13,2–16,1	
Grau-Fersiallit	0,27–0,52		6,3–8,0		7,8–10,6		11,2–15,8	

**Tab. 5.** Tonmineralogische Kennwerte von basaltischen Vulkaniklastiten oder schlackiger Basaltlava.

Profil-Nr.	Örtlichkeit Nutzung TK 25 R-Wert/H-Wert Bodentyp	Horizont und Entnahmetiefe [cm]		Kaolinit-Mineraie		Glimmer-Mineraie		Montmorillonit- und Wechsel-lagerungs-Mineraie
				röntgenographische Phasenanalysen [%]				
13	N Nieder-Ohmen Acker Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 02 18 / 56 13 18 Braunerde-Regosol	Ap	0–20	40	10	50		
		II IC	–40	40	<10	60		
			–60	40	<10	60		
			–80	40	<10	60		
			–100	50	<10	50		
			–120	40	<10	60		
			–140	50	<10	50		
			–160	40	<10	60		
			–180	50	<10	50		
	–200	20	<10	80				
14	NNE Iisdorf Wald Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 03 65 / 56 09 22 Braunerde	II IC	40–60	10	<10	90		
			70–90	10	<10	90		
			–110	10	<10	90		
			–130	10	<10	90		
15	NW Ober-Ohmen Wiese Wegböschung Wald Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 07 62 / 56 09 26 Braunerde-Regosol	II IC	10–40	10	10	80		
		II IC	20–60	10	<10	90		
		II IC	20–40	10	10	80		
16	NE Ober-Ohmen Straßenböschung Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 08 60 / 56 09 16 Braunerde-Regosol	II IC	20–60	<5	<5	100		

## 4. Ausblick

Die räumliche Nachbarschaft unterschiedlich gefärbter Fersialliten im Gelände lässt im folgenden Beispiel die Frage nach ihrem Alter und zeitlichen Bildungsfolge aufkommen.

In einer Catena (Schnitt durch eine Bodenlandschaft) wurde beim Übergang von einem über 2 m mächtigen Braun-Fersialliten an einem Mittelhang zu einer Basaltkuppe ein Profil ange-troffen, welches über dem anstehenden Basalt einen 20 cm mächtigen Grau-Fersialliten trägt (TK 25, Blatt 5320 Burg-Gemünden, S Oberndorf, „Bildstein“, R350867 H561659). Braun- und Grau-Fersiallit sind 25 m voneinander entfernt bei einem Höhenunterschied von 5 m.

Zwischen dem Grau-Fersiallit und dem basaltischen Untergrund schiebt sich noch ein „Rotlehm“, der sich vom fersiallitischen Bodentyp (Rotlehm) durch einen vergleichsweise hohen Gehalt an kristallisiertem Montmorillonit unterscheiden soll

(MÜCKENHAUSEN 1975: 508). Gegenüber dem Dunkelrot des Rotlehms ist seine Farbe hellrot. Es handelt sich hier um eine durch hydrothermale Wässer veränderte Gesteinsschicht (Edaphoid). So ist auch nicht jeder „Rotlehm“ das Ergebnis einer Bodenbildung (analog der Basaltuff-„Roterde“).

Der über dem „Rotlehm“ liegende Grau-Fersiallit ist entweder durch Abtragung des übrigen pleistozänen Verwitterungsprofils in Oberflächennähe gerückt oder die graue, fersiallitische Boden-decke gehört einer Basalt-Generation an, die jünger ist als diejenige, aus der der Braun-Fersiallit am Mittelhang entstanden ist, welcher, wie angenommen, noch von einem Grau-Fersiallit unterlagert wird. Wenn diese Annahme zutrifft, so gäbe es zwei in Alter und Stratigraphie unterscheidbare Grau-Fersialliten. Eine Altersbestimmung dieser farbigen Schichten und/oder ihrer Ausgangsgesteine dürfte helfen, diese Frage zu klären.

**Tab. 6.** Oxidische Kennwerte von basaltischen Vulkaniklastiten oder schlackiger Basaltlava.

Profil-Nr.	Örtlichkeit Nutzung TK 25 R-Wert/H-Wert Bodentyp	Horizont und Entnahmetiefe [cm]		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>D</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>D</sub>
				[%]	[%]	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> molar	[%]	mg/100g Boden		
13	N Nieder-Ohmen Acker Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 02 18 / 56 13 18 Braunerde-Regosol	Ap	0-20	51,1	15,5	5,7	12,3	444	5418	0,08
		II IC	-40	33,6	24,1	2,3	16,9	654	6906	0,09
			-60	34,1	23,7	2,4	17,1	587	6274	0,09
			-80	33,2	22,6	2,5	18,6	597	6796	0,09
			-100	30,3	22,3	2,4	21,4	616	6796	0,09
			-120	32,1	23,4	2,4	18,0	660	6035	0,11
			-140	31,2	23,4	2,4	18,2	727	6361	0,11
			-160	29,7	22,6	2,2	20,3	836	6506	0,13
			-180	29,6	22,3	2,3	20,0	925	6470	0,14
-200	35,7	22,6	2,7	13,0	403	4729	0,09			
14	NNE Ilsdorf Wald Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 03 65 / 56 09 22 Braunerde	II IC	40-60	40,3	19,0	3,7	15,1	771	4667	0,17
			70-90	36,3	17,8	3,5	14,7	620	3657	0,17
			-110	34,3	16,9	3,5	14,1	629	3676	0,17
			-130	31,0	15,5	3,4	13,0	771	3334	0,23
15	NW Ober-Ohmen Wiese Wegböschung Wald Bl. 5320 Burg-Gemünden 35 07 62 / 56 09 26 Braunerde-Regosol	II IC	10-40	43,5	10,7	7,2	10,4	1649	2190	0,75
		II IC	20-60	43,7	10,9	7,2	10,8	1338	2209	0,61
		II IC	20-40	47,3	10,8	7,8	11,2	1690	2209	0,77

**Tab. 7.** Oxidische Kennwerte eines Ferralliten (Roterde) aus basaltischen Vulkaniklastiten oder schlackiger Basaltlava.

Profil-Nr.	Örtlichkeit Nutzung TK 25 R-Wert/H-Wert	Horizont und Entnahmetiefe [cm]		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>D</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>D</sub>
				[%]	[%]	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> molar	[%]	mg/100g Boden		
17	an Straße von Langsdorf nach Nieder-Bessingen bei Schießstand Acker Bl. 5419 Laubach 34 90 41 / 55 96 45	Ap-Bu	0-20	26,68	26,35	1,8	25,98	1297	9047	0,14
		IIBu	-60	8,66	31,17	0,4	29,92	437	8190	0,05
			-80	19,62	26,80	1,2	25,20	446	9715	0,05
			-100	16,24	34,26	0,8	36,18	545	8762	0,06
			-120	22,23	29,23	1,3	27,18	566	9905	0,06
			-140	14,94	26,16	0,9	25,69	508	9715	0,05
			-160	15,29	32,65	0,7	39,12	541	9715	0,06
			-180	14,64	26,83	0,9	27,34	491	10457	0,05

**Tab. 8.** Tonmineralogische Kennwerte eines Ferralliten (Roterde) aus basaltischen Vulkaniklastiten oder schlackiger Basaltlava.

Profil-Nr.	Örtlichkeit Nutzung TK 25 R-Wert/H-Wert Bodentyp	Horizont und Entnahmetiefe [cm]		Kaolinit-Minerale	Glimmer-Minerale	Montmorillonit- und Wechsel- lagerungs- Minerale
				röntgenographische Phasenanalysen [%]		
17	an Straße von Langsdorf nach Nieder-Bessingen bei Schießstand Acker Bl. 5419 Laubach 34 90 41 / 55 96 45 Braunerde-Roterde	Ap-Bu	-20	90	<10	10
		IIBu	-60	90	<10	10
			-80	100	<10	
			-100	100	<10	
			-120	100	<10	
			-140	100	<10	
			-160	100	<10	
-180	100	<10				

## 5. Zusammenfassung

In Mittelhessen wurden im Gebiet der Ausläufer des Westlichen Unteren Vogelsberges Bodenproben aus verschiedenen gefärbten Basaltverwitterungsböden (Rot-, Braun- und Graulehme) auf ihren Verwitterungsgrad hin untersucht. Das Bodenmuster und die vereinzelt im Gelände angetroffenen Abfolgen von zu unterst Graulehm, dann nach oben folgend Braunlehm, Rotlehm und schließlich Roterde (in Resten) deuten bereits auf eine lateritische Genese dieser Böden hin. Diese Annahme wird durch

den Nachweis einer abnehmenden Verwitterungsintensität von oben nach unten mittels Tonminerale und Oxide bestätigt.

Durch die vielfältigen Umlagerungsprozesse vom Tertiär bis heute ist allerdings ein Bodenmuster entstanden, in dem scheinbar Ferrallite und Fersialliten nebeneinander liegen. Diese Vergegensetzung ist aber nicht bodengenetisch, sondern durch Umlagerungen bedingt.

## 6. Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H.-J. & POETSCH, TH. (1984): Zur Mikromorphologie der Bodenbildung aus basaltischem Zersatzmaterial. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **39**: 61–66; Göttingen.
- ALTEMÜLLER, H.-J. & POETSCH, TH. (1993): Mikromorphologische Ansätze zur Rekonstruktion tertiärer Umwandlungsprozesse im Aufschluß „Eiserne Hose“ bei Lich/Oberhessen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **72**: 1491–1494; Oldenburg.
- BARGON, E. & RAMBOW, D. (1967): Ein lößbedecktes Lateritprofil in Nordhessen. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 1014–1019, 2 Abb.; Hannover.
- CHELIUS, C. (1904): Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen. – Z. prakt. Geol., **12**: 356–362; Berlin.
- DAS HESSISCHE ERDINFORMATIONSSYSTEM (HEISS) (1999): Geologie in Hessen, **3**, Hrsg.: Hess. L.-Amt Bodenforsch.; Wiesbaden.
- FRIEDRICH-LAUTZ, I. (1963): Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagertstätten in Tagebauen der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 277–317, 12 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- GEBHARDT, H., KING, N.-T. & MEYER, B. (1969): Mineralogisch-chemische Untersuchungen zum Prozeß der Rubefizierung in Kalkstein-Rotlehm und fossilem Laterit in Nordhessen. – Göttinger bodenkdl. Ber., **9**: 65–124, 6 Abb., 7 Tab.; Göttingen.
- KLAUSING, O. (1974): Die Naturräume Hessens. – Hess. L.-Anstalt f. Umwelt, 86 S., 1 Kte; Wiesbaden.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1975): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. – Frankfurt a. M. (DLG-Verlag).
- MÜNSTER, H. (1905): Die Brauneisenerzlagertstätten des Seen- und Ohmerts am Nordrande des Vogelsberges. – Z. prakt. Geol., **13**: 242–258; Berlin.
- POETSCH, T. (1993): Mikromorphologisch-mineralogische Untersuchungen pedogener Basaltverwitterung unter besonderer Berücksichtigung der Dreischicht-Tonminerale. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **72**: 1495–1500; Oldenburg.
- ROBINSON, G.W. (1949): Soils, their origin, constitution and classification. – 3. Aufl.; London (Marby & Co.).
- SCHELLMANN, W. (1966): Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelsberg. – N. Jb. Mineral., Mh., **11**: 321–341, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHELLMANN, W. (1974): unveröffentlichtes Manuskript.
- SCHELLMANN, W. (1981): Considerations on the definition and classification of laterites. Lateritisation Processes. – Proc. Int. Sem. Lat. Processes, Trivandrum (India): 1–10; New Delhi – Bombay – Calcutta.
- SCHÖNHALS, E. (1954): Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300 000. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **2**, 288 S., 25 Abb., 60 Tab.; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1976a): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5619 Staden; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1976b): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5619 Staden, 80 S., 7 Tab., 7 Prof.; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1978a): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5518 Butzbach; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1978b): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5518 Butzbach, 119 S., 9 Tab., 9 Prof.; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1981a): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1981b): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen, 124 S., 8 Tab., 6 Prof.; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1983a): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5519 Hungen; Wiesbaden.
- SCHRADER, L. (1983b): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. Hungen, 122 S., 16 Tab., 16 Prof.; Wiesbaden.
- SCHWARZ, T. (1993): Laterit und Bauxit als Relikte tropischen Paläoklimas im Miozän Oberhessens. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **72**: 1501–1506; Oldenburg.
- SCHWARZ, T., EMMERICH, K.-H., MOLDENHAUER, K. & VORDERBRÜGGE, TH. (1993): Bodenbildung und tertiäre Verwitterung auf den Basalten des Vogelsberges. – 12. Tagung des AK Paläopedologie in Gießen. – 62 pp.; Berlin.
- SCHWERTMANN, U. & NIEDERBUDE, E.-A. (1969): Der Mineralbestand der Fraktion <2 µm einiger Böden aus basischen Magmatiten und seine Eigenschaften. – Z. Pflanzenern. u. Bodenkde., **122**: 193–205; Weinheim/Bergstr. (Chemie GmbH).
- WIRTZ, R. (1972): Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **61**, 159 S., 2 Abb., 21 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 08.03.2001, angenommen am 17.04.2001

KIRSTEN I. GRIMM<sup>1</sup> & GUDRUN RADTKE<sup>2</sup>

# Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland: Wallau-Subformation („Unterer Rupelton“); Bodenheim-Formation/Selztal-Gruppe

## Kurzfassung

Die Bodenheim-Formation („Rupelton“) im Mainzer Becken wurde durch GRIMM, GRIMM & SCHINDLER (2000) als lithostratigraphische Einheit neu eingeführt und beschrieben. Sie konnte in drei Subformationen unterteilt werden. Die tiefste Subfor-

mation der Bodenheim-Formation konnte auf Grund eines fehlenden Typusprofils nicht beschrieben und benannt werden. Heute stehen jedoch Profile aus der für die DB-Neubaustrecke Köln–Rhein/Main (DB-NBS) abgeteufte Kernbohrungen zur

Verfügung, die eine Beschreibung und Benennung als Wallau-Subformation („Unterer Rupelton“, „Foraminiferenmergel“) ermöglichen.

## Abstract

The lithological unit Bodenheim-Formation („Rupelton“) is first described for the Mainz Basin by GRIMM, GRIMM & SCHINDLER (2000). The unit is subdivided into three subformations. The lowest part

of the Bodenheim-Formation is still unnamed and undescribed because a type profile is missing. Due to the construction of the new railway track between Cologne and Rhein-Main airport several geological

drillings brought down. Those drillings yielded profiles allowing to classify and describe the Wallau-Subformation („Unterer Rupelton“, „Foraminiferenmergel“).

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	127
2. Lithostratigraphische Gliederung	128
2.1 Selztal-Gruppe	128
2.1.1 Bodenheim-Formation	128
2.1.1.1 Wallau-Subformation	129
3. Schriftenverzeichnis	131

## 1. Einleitung

Die rupelischen und chattischen Gesteine des Mainzer Beckens, die bisher als Unterer, Mittlerer und Oberer Rupelton, als Unterer und Oberer Meeressand, als Schleichsand, Cyrenenmergel, Süßwasserschichten und als Untere Cerithienschichten bezeichnet und z.T. auch kartiert wurden, sind durch GRIMM, GRIMM & SCHINDLER (2000) nach ihrer Lithologie neu gegliedert worden. Hierzu wurden die Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER 1999) als Grundlage verwendet.

Die oben genannten Ablagerungen wurden zur Selztal-Gruppe zusammengefasst und in die Alzey-Formation, Bodenheim-Formation, Stackeden-Formation, Sulzheim-Formation und Bodenheim-Formation untergliedert. Die Selztal-Gruppe erfasst die mergelig-siliziklastischen Schichteinheiten zwischen den Pechelbronn-Schichten und dem „Kalktertiär“.

Die beschriebenen Bohrungen sind im Archiv als Schichtenverzeichnisse und die Bohrkern im Bohrkernlager des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie hinterlegt.

<sup>1</sup> Dr. K. I. Grimm (e-mail: k.grimm@geo.uni-mainz.de), Johannes Gutenberg-Universität, Institut für Geowissenschaften, Paläontologie, Joh.-Joachim-Becher-Weg 21, D-55128 Mainz

<sup>2</sup> Dr. G. Radtke (e-mail: g.radtke@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden

## 2. Lithostratigraphische Gliederung

### 2.1 Selztal-Gruppe

Die Selztal-Gruppe (GRIMM, GRIMM & SCHINDLER 2000) ist nach dem Selztal in Rheinhessen benannt und besteht überwiegend aus siliziklastischen Sedimenten (Tonen, Silten, Sanden und Kiesen). Die pelitischen Sedimente sind überwiegend von grauer bis oliver, die sandig-kiesigen Ablagerungen eher von ockerbrauner bis gelblichweißer Farbe. Die Gesamtabfolge erreicht eine Mächtigkeit von 125 m bis 225 m. Die Selztal-Gruppe wird von den bunten Sedimenten der Pechelbronn-Schichten unterlagert. Die Liegendgrenze ist u.a. deutlich am Farbwechsel und an der Korngrößenänderung zu erkennen (s. 2.1.1 und 2.1.1.1). Häufig liegen die Sedimente der Selztalgruppe auch dem prätertiären Untergrund auf. Die Hangendgrenze zum „Kalktertiär“ wird durch das Einsetzen von mehreren Metern mächtigen weißlichen Mergeln und Kalkmergeln gebildet, auf die dann häufig Kalksteine folgen. Die Selztal-Gruppe umfasst die Alzey-, Bodenheim-, Stackeden-, Sulzheim- und Bodenheim-Formation (GRIMM, GRIMM & SCHINDLER 2000: Abb. 1).

#### 2.1.1 Bodenheim-Formation

Die Bodenheim-Formation (GRIMM, GRIMM & SCHINDLER 2000) ist nach dem Ort Bodenheim am Rhein südlich von Mainz be-

annt. Sie gehört chronostratigraphisch ins Rupelium. Die Bodenheim-Formation besteht aus bituminösen blaugrauen, grauen, schwarzen, verwittert auch grünlichen bis olivfarbenen Tonen und Silten bis karbonatischen Tonen und Silten mit geringem Feinsandgehalt. Der Karbonatgehalt ist meist nicht höher als 25 Gew.% und geht in der Regel auf Mikrofossilreste (Foraminiferen, Ostracoden, Nannoplankton etc.) zurück. Die Formation erreicht eine maximale Mächtigkeit von 40 m bis 90 m. Als Typusprofil wurde die Bohrung Bodenheim 28, TK 25 Blatt 6015 Mainz, R 34 50 060, H 55 30 435, 160 m ü. NN (SONNE 1989: 85–86) gewählt. Entgegen den Angaben von SONNE (1989) wird die Untergrenze zu den liegenden Pechelbronn-Schichten aber nicht bei 118,2 m Teufe festgelegt, sondern mit dem Einsetzen der pyritführenden, feingeschichteten, karbonatischen Tone bei 120,0 m Teufe. Der lithologische Wechsel zwischen den olivfarbenen Tonen mit Kalksiltlagen (Bodenheim-Formation) und den grauen glimmerhaltigen, feinsandigen Mergeln der hangenden Pfadberg-Subformation der Stackeden-Formation liegt bei 52,0 m Teufe. Die höchste Subformation der Bodenheim-Formation wird als Rosenberg-Subformation bezeichnet, die im Liegenden sich anschließende als Hochberg-Subformation (GRIMM, GRIMM & SCHINDLER 2000: Abb. 1). Abb. 2 stellt die herkömmlich verwendeten stratigraphischen Begriffe den neuen lithostratigraphischen Einheiten gegenüber. Die tiefste Subformation wird im Folgenden definiert.

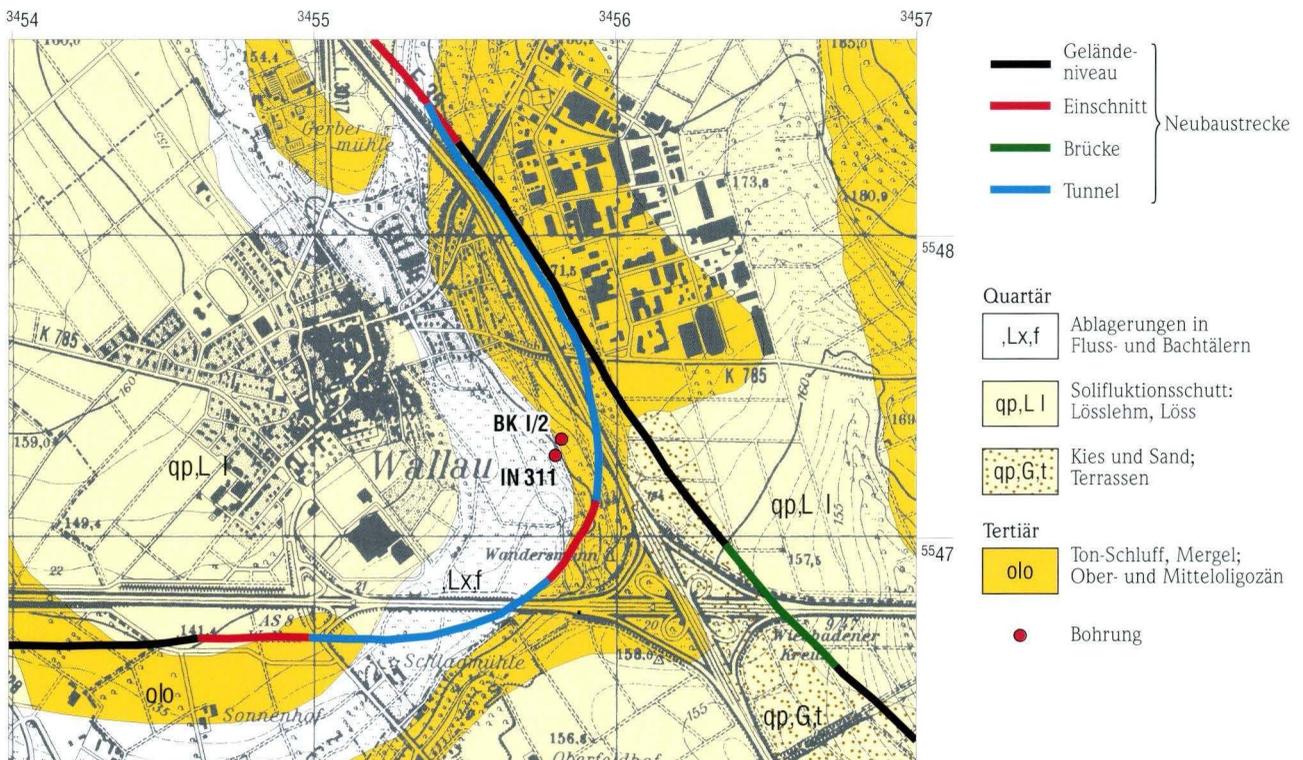


Abb. 1. Lage der Typus- (IN 311) und Referenzbohrung (BK I/2) der Wallau-Subformation am Tunnel Wandersmann-Nord der DB-Neubaustrecke Köln–Rhein/Main, Abzweig Wiesbaden; Kartenausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte von Hessen (GÜK 300).

### 2.1.1.1 Wallau-Subformation

(Unterer Rupelton bzw. Foraminiferenmergel nach SPANDEL 1909, THURSCHE 1956, GEIB 1973, ROTHAUSEN & SONNE 1984, GRIMM 1991, 1994)

Name: Nach dem Ort Wallau östlich von Wiesbaden, auf dessen Gemarkung der Abzweig Wiesbaden der DB-Neubaustrecke mit dem Tunnel Wandersmann-Nord und die dafür abgeteufte Kernbohrungen liegen (Abb. 1).

Beschreibung: Die Wallau-Subformation besteht aus einer mäßig bis schlecht geschichteten, teilweise auch ungeschichteten Abfolge von hellgrauen bis grünstichigen, z.T. schokoladenbraunen Tonen bis karbonatischen, siltigen Tonen mit lokal eingeschalteten, geringmächtigen, mittel- bis dunkelgrauen Silt-, Sand- und Feinkieslagen. An der Basis können stark humose Tone auftreten.

Die Subformation enthält wenige Makrofossilreste, vereinzelt sind Krebsreste und an Weichböden angepasste Mollusken zu finden. Fischreste und Seeigelreste sind selten. Der geringe bis mäßige Kalkgehalt geht meistens auf Mikrofossilien wie Foraminiferen und Ostracoden zurück, die reichlich vorkommen. Im Basisbereich der Wallau-Subformation treten häufig pyritisierte Holzstücke auf.

Die maximale Mächtigkeit der Wallau-Subformation beträgt 17,20 m.

SPANDEL 1909 u.a.		GRIMM, GRIMM & SCHINDLER 2000 und diese Arbeit	
<b>Rupelton</b>	Oberer Rupelton	<b>Bodenheim-Formation</b>	Rosenberg-Subformation
	Mittlerer Rupelton (= Fischeschiefer)		Hochberg-Subformation
	Unterer Rupelton (= Foraminiferen-Mergel)		Wallau-Subformation

Abb. 2. Gegenüberstellung der herkömmlich verwendeten stratigraphischen Begriffe und der neuen lithostratigraphischen Einheiten.

Typusgebiet: TK 25, Blatt 5916 Hochheim

**Typusprofil** (Profilaufnahme G. RADTKE 1998): Die Wallau-Subformation ist in der Bohrung IN 311 der DB-Neubaustrecke (Tunnel Wandersmann-Nord, TK 25 Blatt 5916 Hochheim, R 34 55 803, H 55 47 273, 146,4 m ü. NN) gut dokumentiert (Abb. 1). Diese Bohrung wird daher als Typusprofil gewählt. Die Untergrenze zu den Pechelbronn-Schichten liegt bei 22,90 m, die Obergrenze zur Hochberg-Subformation bei 15,20 m.

### Bohrung IN 311

#### DB-Neubaustrecke Köln–Rhein/Main, Tunnel Wandersmann-Nord

Hangendes

[m]

- 0,10 Grasnarbe, Bodenbildung
- 1,45 karbonatischer Ton, siltig, mittelbraun mit vereinzelt Quarz- und Quarzit-Geröllen mit Durchmessern bis max. 4 cm

Quartär

Hochberg-Subformation

- 7,60 karbonatischer Ton, ocker- bis mittelbraun, z.T. grau-blau, marmoriert, weißbeige Siltlagen bei 3,35 m, 3,4 m, 3,8 m und 4,2 m (grau), zwischen 5,0 m und 5,4 m zahlreiche mit Gips verfüllte Querklüfte, ab 6 m dunkler braun, weitere ockerbraun-weiße Siltlagen bei 6,05 m, 6,1 m, 6,2 m, 6,45 m, 6,52 m, 6,63 m, 6,72 m, 7,15 m und 7,6 m
- 8,15 karbonatischer Ton, ocker- bis mittelbraun, deutlich marmoriert, grau- und ockerbraune Siltlagen in cm-Stärke bei 7,75 m, 7,9 m und 8,15 m
- 8,50 karbonatischer Ton, ocker- bis mittelbraun, z.T. dunkel braun
- 9,10 karbonatischer Ton, mittelbraun, gut geklüftet
- 10,00 karbonatischer Ton, dunkelbraun, häufig hell/dunkel feinlaminiert, gut geklüftet
- 10,50 karbonatischer Ton, mittelbraun, hell/dunkel feinlaminiert
- 10,75 karbonatischer Ton, graugrün, braune Lage bei 10,55 m
- 15,20 karbonatischer Ton, dunkelbraun mit teils helleren Partien, hell/dunkel feinlaminiert

Hochberg-Subformation

Wallau-Subformation

- 20,40 karbonatischer Ton, grüngrau mit schwarzen Mn-Flecken, ab 18,5 m mit pyritisierten Holzresten
- 20,50 schwach karbonatischer Grobsand, kiesig, siltig, dunkelgrau, glimmerhaltig
- 21,30 karbonatischer Silt, grau
- 21,50 karbonatischer Silt, hell-aubergine bis braun, mit Kiesgeröll-Lage (1 cm), grau
- 22,20 karbonatischer Ton, siltig, auberginefarben, z.T. grüngrau, fleckig
- 22,40 karbonatischer Ton, graubraun
- 22,90 Ton, dunkelbraun-schwarz, Basis (10 cm) kohlig

Wallau-SubformationPechelbronn-Schichten

- 23,80 Ton, Top dunkeltürkisgrün, sonst blas türkisgrün, Kalkkonkretionen bei 23,25 m, 23,4 m, 23,6 m und 23,7 m
- 24,00 Silt, türkisgrün
- 25,20 Ton, siltig, türkisgrün
- ET

**Referenzprofil** (Profilaufnahme G. RADTKE 1997):

Als Referenzprofil wird die Bohrung BK I/2 der DB-Neubaustrecke (Tunnel Wandersmann-Nord, TK 25 Blatt 5916 Hochheim, R 34 55 822, H 55 47 327, 160,0 m ü. NN) gewählt (Abb. 1). Die Untergrenze zu den Pechelbronn-Schichten liegt bei 34,70 m. Die Obergrenze zur Hochberg-Subformation liegt bei 17,90 m.

**Bohrung BK I/2****DB-Neubaustrecke Köln-Rhein/Main, Tunnel Wandersmann-Nord**

Hangendes

[m]

- 0,30 Grasnarbe, Silt, schwach kiesig
- 0,80 Lösslehm, braun, mit Geröllen von Quarzit, Quarz und Sandstein

QuartärHochberg-Subformation

- 4,00 karbonatischer Ton, oben mittelbraun, unten dunkelbraun, z.T. ockerbraun und blaugrau marmoriert
- 10,25 karbonatischer Ton, mittel-dunkelbraun, z.T. ockerbraun und graubeige, nach unten dunkler werdend, in Lagen marmoriert, häufig mit Gipsnestern, Siltlaminen, schwach feinsandig, ockerbraun-graubeige bei 4,6 m, 5,5 m, 6,0 m, 7,42 m, 7,58 m, 7,8 m, 7,92 m, 8,2 m, 9,45 m und 9,7 m
- 11,35 karbonatischer Ton, schwarzbraun-grau, hell/dunkel feinlaminiert, gut geklüftet
- 11,50 karbonatischer Ton, braungrau, mit Siltlaminen, tonig
- 12,00 karbonatischer Ton, schwarzbraun-grau, hell/dunkel feinlaminiert, gut geklüftet
- 13,30 karbonatischer Ton, braungrau mit deutlichen Siltlagen, schwach feinsandig, hellgrau bei 12,2 m, 13,0 m und 13,05 m
- 17,90 karbonatischer Ton, stark siltig, dunkelbraun-oliv mit vielen hellgrauen Silt- bis Feinsandlagen, viele Pflanzenreste

Hochberg-SubformationWallau-Subformation

- 19,70 karbonatischer Ton, hell-mittelgrau, leicht grünstichig, mit schwarzen Mn-Flecken, Pyritkonkretionen um Pflanzen- und Holzreste
- 24,00 karbonatischer Ton, dunkelbraunoliv bis dunkelgrau, wenige Mn-Flecken, wenige Konkretionen

- 28,00 karbonatischer Ton, mittelgraugrün-braun, mit schwarzen Mn-Flecken
- 30,95 karbonatischer Ton, olivgrün-grau mit deutlichen schwarzen Mn-Flecken
- 31,70 karbonatischer Ton, graugrün, mit hellen Flecken, mit pyritisiertem Holz
- 32,15 karbonatischer Ton, kiesig, grau und beigebraun, mit Kalkgeröllen mit Durchmessern bis 3 cm, mit Muschel-schalenbruch bei 32,05 m
- 32,55 karbonatischer Ton, grünbeige, mit hellbeigen Flecken
- 32,60 Sand, mittelgrau, gleichkörnig
- 33,50 karbonatischer Silt, beige grün, mit gut gerundeten Quarzgeröllen mit Durchmessern von 2–3 cm bei 32,8 m, 33,3 m und 33,45 m
- 34,20 karbonatischer Ton, braunbeige, mit schwarzen Mn-Flecken, viel Pyrit
- 34,70 Ton, dunkelbraun-schwarz, an Basis sehr häufig große pyritisierte Holzstücke

Wallau-SubformationPechelbronn-Schichten

- 35,60 Ton, siltig, schwach kiesig, türkisgrün mit z.T. großen Kalkgeröllen, beige, mit vereinzelt kantengerundeten Quarzgeröllen mit Durchmessern bis 1 cm
- 36,45 Ton, dunkelbraun-schwarz
- 36,75 Ton, siltig, schwach kiesig, türkisgrün
- 37,80 Ton, türkisgrün und beige, mit häufig Quarzgeröllen, einzelner Kalkstein bei 37,35–37,40 m, beige
- 38,00 Silt, türkisgrün und beige, mit vereinzelt Quarzgerölle
- 38,40 Ton, türkisgrün und beige, häufig Quarzgerölle
- 38,60 Ton, türkisgrün und beige, nur wenige Quarzgerölle
- 39,40 Kies, tonig bis siltig, schlecht sortierte Gerölle, bei 38,85 m Quarz und Phyllit mit Durchmessern bis 5 cm
- 39,85 Ton, türkisgrün mit wenigen Quarzgeröllen
- 40,10 Ton, beigebraun bis türkisgrün
- 40,50 Ton, stark kiesig, beigebraun und türkisgrün
- 41,30 Kies, tonig, türkisgrün, mit vielen Quarzgeröllen
- 41,50 Ton, schwach kiesig, braunrot
- 42,00 Ton, türkisgrün, vereinzelt braun, wenige Quarzgerölle
- 42,50 Kies, tonig, braunrot
- 42,90 Ton, türkisgrün, vereinzelt braun, wenige Quarzgerölle
- 43,00 Ton, türkisgrün, wenige Quarzgerölle

ET

Bemerkungen: Die Untergrenze wird in den Profilen mit dem Einsetzen einer dunkelbraunen bis schwarzen, z.T. stark humosen Tonlage mit pyritisierten Holzstücken über den blaugrünen tonigen Silten mit Quarzgeröllen der Pechelbronn-Schichten gezogen.

Die Obergrenze wird durch das Einsetzen der bituminösen, dunkelbraunen, feingeschichteten und feinlaminierten, halbfeinsten Tone bis karbonatischen Tone und Tonsteine der Hochberg-Subformation charakterisiert. Der Farbumschwung zum hellen, grauen bis grüngrauen, z.T. schokoladenbraunen bis au-

ginefarbenen, liegenden karbonatischen Ton der Wallau-Subformation ist stets scharf. Er findet nicht überall genau an der Grenze Foraminiferenmergel 3/Fischschiefer 1 nach GRIMM (1994) statt, sondern bereits etwas tiefer an der biostratigraphischen Grenze Foraminiferenmergel 2/3 nach GRIMM (1994) bzw. an der Grenze der *Spiroplectinella carinata-Heterolepa dutemplei*-Vergesellschaftungszone zur *Karrerella chilostoma-Ammodiscus incertus*-Vergesellschaftungszone nach GRIMM (2002). Da der Foraminiferenmergel 3 jedoch im größten Teil des Mainzer Beckens (u.a. an allen historisch bekannten Lokalitäten der früheren Rupelton-Bearbeiter) nicht ausgebildet ist, fällt der Farbwechsel dort dann genau an die historische Grenze Unterer/Mittlerer Rupelton. Somit entspricht der klassische „Foraminiferenmergel“ der Wallau-Subformation (Abb. 2).

### Biostratigraphische Korrelation:

Die Wallau-Subformation umfasst die Foraminiferenzonen FM 1 und 2 nach GRIMM (1994) bzw. die *Gyroidina soldanii-Turritina alsatica*-Vergesellschaftungszone und die *Spiroplectinella carinata-Heterolepa dutemplei*-Vergesellschaftungszone nach GRIMM (2002). Die Wallau-Subformation fällt in den basalen Bereich der Nannoplanktonzone NP 23 nach MARTINI & MÜLLER

(1971) und MARTINI (1982). Die Grenze zur Nannoplanktonzone NP 22 liegt jedoch in den Pechelbronn-Schichten.

Im Typusgebiet ist, ähnlich wie in großen Teilen des linksrheinischen Mainzer Beckens, der Foraminiferenmergel 3-Horizont nicht anzutreffen. Der Foraminiferenmergel 1-Horizont ist im Typusgebiet der Wallau-Subformation ebenfalls nicht ausgebildet. Das bedeutet, dass die Wallau-Subformation im Typusgebiet biostratigraphisch in die Foraminiferenzone FM 2 (= *Spiroplectinella carinata-Heterolepa dutemplei*-Vergesellschaftungszone nach GRIMM (2002) einzustufen ist. Diese wird durch das häufige Auftreten von *Spiroplectinella carinata* und *Heterolepa dutemplei* charakterisiert.

Chronostratigraphische bzw. geochronologische Stellung: Rupelium.

**Danksagung:** Frau J. BEHR sowie den Herren J. DENGLER und J. VON HOEBLE (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden) danken wir für die technischen Hilfestellungen. Für Diskussionen und Durchsicht des Manuskriptes möchten wir uns bei den Herren Dr. M.C. GRIMM (Mainz) und Dr. K. HOFMANN (Frankfurt a.M.) herzlich bedanken.

## 3. Schriftenverzeichnis

- GEIB, K.W. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000 Blatt 6112 Waldböckelheim. – 146 S., 5 Abb., 18 Tab.; Mainz.
- GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE VON HESSEN 1:300 000 (GÜK 300) (1989), Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 4. Auflage; Wiesbaden.
- GRIMM, K.I. (1991): Biostratigraphie, Paläogeographie und Paläoökologie des Fischschiefers (Mittlerer Rupelton/Mitteloiligozän) im Mainzer Becken. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 249–278, 15 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- GRIMM, K. (1994): Paläoökologie, Paläogeographie und Stratigraphie im Mainzer Becken, im Oberrheingraben, in der Hessischen Senke und in der Leipziger Bucht während des Mittleren Rupeltons (Fischschiefer/Rupelium/Unteroiligozän). – Mitt. POLLICHA, **81**: 7–193, 32 Abb., 2 Tab.; Bad Dürkheim.
- GRIMM, K.I. (2002): Foraminiferal zonation of Early Oligocene deposits (Selztal Group, Latdorfian, Rupelian) in the Mainz Basin, Germany. – J. Micropal., **21**: 67–74, 3 figs. 1 pl.; London.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (2000): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **218** (3): 343–397, 4 Abb.; Stuttgart.
- MARTINI, E. (1982): Bestandsaufnahme des Nannoplankton im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 29–36, 1 Tab.; Mainz.
- MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1971): Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard-Nannoplankton-Zonen. – Erdöl u. Kohle, **24**: 381–384, 1 Tab.; Hamburg.
- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – Sammlung geol. Führer, **79**: 203 S., 21 Abb., 47 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- SONNE, V. (1989): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 6015 Mainz. – 106 S., 8 Abb., 4 Tab.; Mainz.
- SPANDEL, E. (1909): Der Rupelton des Mainzer Beckens, seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna, sowie einige weitere geologisch-paläontologische Mitteilungen über das Mainzer Becken. – Ber. Offenbacher Ver. Naturkde., **43–50**: 57–230, 2 Taf.; Offenbach.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch. Senckenberg, **209**: 1–19, 11 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a.M.
- THURSCHE, H. (1956): Die Gliederung des Unteren Rupeltons im Mainzer Becken auf Grund seiner Foraminiferenfauna. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 216–231, 5 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 08.04.2002, angenommen am 25.05.2002

PETER PRINZ-GRIMM & KATRIN THALHEIM<sup>1</sup>

# Farbmuster auf *Vitta squamulifera* aus oberoligozänem Cerithiensand der Wetterau (Hessen)

## Kurzfassung

Farbmuster auf känozoischen Neritiden sind nicht selten. Im Typusverfahren der Art-Definition können sie nicht als ausschließliches Merkmal herangezogen

werden, jedoch erweisen sich die Variationen und Kombinationen als charakteristische Kennzeichen einer Population. Im Falle von *Vitta squamulifera* (Neritidae)

liegt eine typische Vergesellschaftung für den Fundort Karben vor.

## Abstract

From the locality Karben (Hesse, Germany) a characteristic fossil association with *Vitta squamulifera* (Neritidae) is described. The gastropod shell surfaces

show a wide range of preserved colour patterns which are quite common among cenozoic Neritids. Variation and combination of these patterns may

serve as distinguishing characters of different populations, but cannot serve as single or apomorphic feature for specific diagnoses.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	133
2. Farbmuster auf Gastropodenschalen	134
3. Stratigraphie	135
4. Taxonomie und Nomenklatur	135
5. Farbmuster auf <i>Vitta squamulifera</i>	136
6. Folgerungen	138
7. Schriftenverzeichnis	138

## 1. Einleitung

Im Zusammenhang mit einem von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützten Forschungsprojekt, geleitet durch Dr. H. Gebhardt, Berlin, wurde im Herbst 1999 ein Schurf in Karben (Wetterau, Hessen; Abb. 1) angelegt. In den Schichten des Oberoligozän fanden sich zahlreiche kleine Gastropoden-Gehäuse mit auffallend gut erhaltenen Farbmustern. Ein sehr umfangreiches

Vergleichsmaterial konnte im Senckenberg-Museum Frankfurt/M. gesichtet werden. Dabei zeigte sich, dass die ehemaligen Sandgruben von Klein-Karben (PRINZ-GRIMM 1999), die schon seit weit mehr als 100 Jahren als Fundorte für viele andere Mollusken bekannt waren, auch zahlreiche dieser gemusterten Schnecken hervorgebracht hatten.

<sup>1</sup> Prof. Dr. P. PRINZ-GRIMM (e-mail: prinzgri@mail.uni-marburg.de), Dipl.-Geol. K. THALHEIM, Philipps-Universität Marburg, Fachbereich Geowissenschaften, Hans Meerwein-Straße, D-35032 Marburg

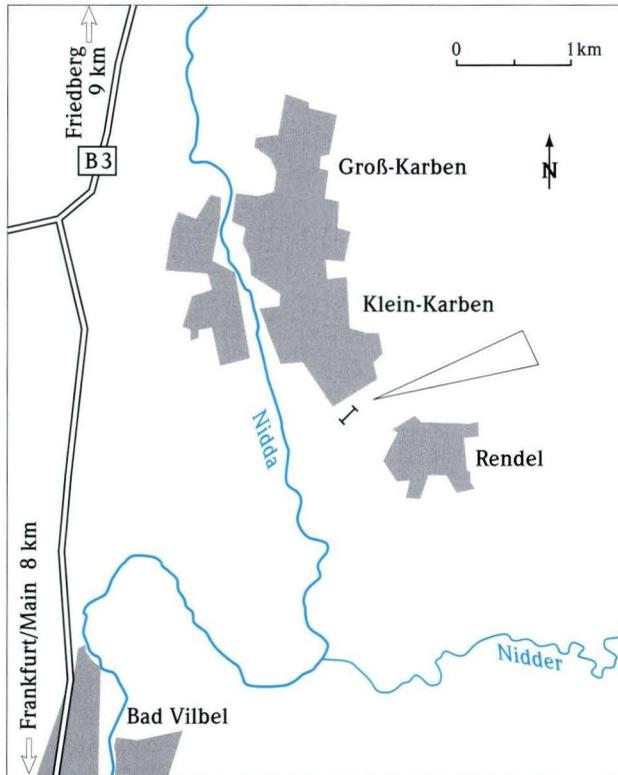


Abb. 1. Lageskizze.

Obwohl die Fundschichten im Sammlungsmaterial des Senckenberg-Museums nicht genauer gekennzeichnet sind, dürfen wir im Vergleich mit dem Sediment und dem Fossilinhalt aus anderen Schichten unseres Schurfes annehmen, dass die meisten der dort unter dem Fundort Klein-Karben aufbewahrten gemusterten Schnecken aus den tieferen Cerithienschichten der Wetterau stammen. Diese sogenannten Cerithiensande entsprechen dem unteren Teil der Oberen Cerithienschichten im Mainzer Becken. Das Vergleichsmaterial aus Karben im Senckenberg-Museum stammt aus Aufsammlungen von H. Bickhardt, O. Boettger, K. Fischer, C. Gerlach, L. Heinrich, C. Jung, F. Kinkelin, H. Neuhaus und J. Zinndorf. Ergänzend sind die Exemplare zu SANDBERGER (1863, 1870–1875) im Museum Wiesbaden zu nennen.

Bis auf die etwas undeutlichen Abbildungen in SANDBERGER (1863, 1870–1875) sind diese attraktiven Gehäuse bisher nicht in Veröffentlichungen dargestellt worden, wohl aber wird die Gattung z.T. unter verschiedenen Namen in Fossilisten auch aus Karben wiederholt genannt. Die bisher vollständigste Liste von Klein-Karben stammt von WENZ (1936), der diese Formen als *Nerita* aus den Cerithienschichten aufführt.

## 2. Farbmuster auf Gastropodenschalen

Viele Organismen zeichnen sich durch eine lebhaft Farbmusterung aus, deren Bedeutung sehr vielseitig sein kann. Eine Farbmusterung kann einerseits dem gegenseitigen Erkennen bzw. der Tarnung oder Warnung dienen, andererseits kann sie ohne optischen Zweck eine Ablagerung oder Zwischenlagerung von Stoffen darstellen. Auf fossilen Molluskenschalen finden sich die meisten Farbmuster auf Gastropoden, etwa 75 % davon werden von tertiären (paläogenen und neogenen) Gastropodengehäusen beschrieben. Unter den Gastropoden selbst zeichnen sich wiederum bestimmte Taxa als hervorragende Konservierer von Farbmustern aus (DEECKE 1917). Die Erhaltung von Farbmustern betreffend widerspricht OPPENHEIM (1918) allerdings entschieden den etwas widersprüchlichen Ansichten von DEECKE. Zu den Schnecken mit häufig überlieferten Farbmustern zählen generell die „Archaeogastropoden“ und speziell die Neritinen. Rezente Neritinen z.B. aus Mittel- und Südamerika, Südostasien und Australien zeigen ebenfalls ein breites Spektrum der wirklichen Muster mit weiteren, fossil nicht überlieferten Far-

ben, ohne jedoch den hier vorgestellten Mustern zu gleichen. ROTARIDES (1932) zeigt, dass die Schalenzeichnung bestimmter Muster der Neritinen nicht genetisch bedingt sein kann, da auffallende Änderungen der Farbmuster nach Wachstumsunterbrechungen auftreten können. Diese Beobachtungen können wir eingeschränkt auch an unserem Material nachvollziehen. Schließlich können Varietäten an Farbmustern durch exogene Faktoren (Licht, Temperatur, Salinität, Nahrungsangebot) bedingt sein. Allerdings gibt es bei der Einlagerung von Schalenporphyrinen (Ring-Tetrapyrrole sind charakteristisch in „Archaeogastropoden“, TICHY 1980) keinen Zusammenhang mit der aufgenommenen Nahrung. Eine Elementanalyse durch elektronenmikroskopische Untersuchungen erbrachte keine auffallenden Unterschiede zwischen den hellen und dunklen Bereichen der vorliegenden Schalen. Die organischen Farbstoffe sind folglich nicht diagenetisch durch Einlagerung von Eisen oder Mangan verändert worden.

### 3. Stratigraphie

Einen Überblick über die Schichtfolge des Oberoligozäns der südlichen Wetterau sowie eine Darstellung zur konkreten Situation der Schichtenfolge zwischen Klein-Karben und Rendel (Stadt Karben) vermittelt Abb. 2.

Die generelle Abfolge von Cyrenenmergel, Glimmersand, Vilbeler Kies und Cerithiensand variiert in der unmittelbaren Umgebung Karbens. So kann der Cerithiensand z.B. unmittelbar auf

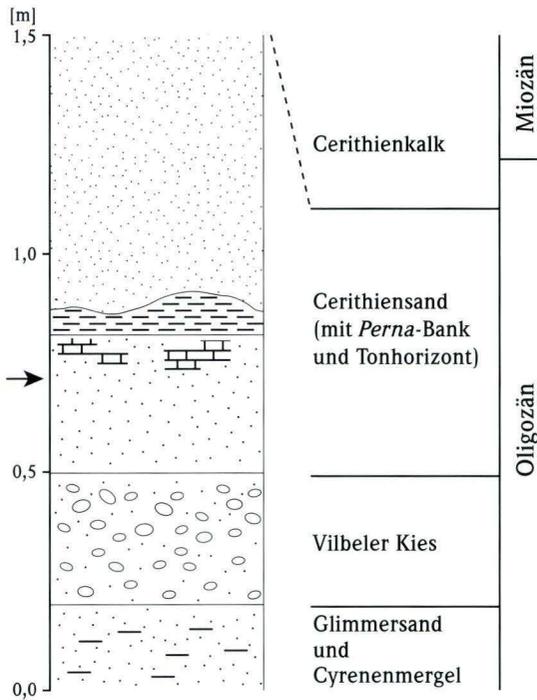


Abb. 2. Stratigraphische Übersicht zur Schichtenfolge des Oberoligozäns bei Karben sowie die Lage der Fundschicht.

Cyrenenmergel lagern. Entsprechend verändern sich die Mächtigkeiten der einzelnen Abschnitte bereits auf kurze Entfernung. Diese Diskordanzen werden erklärt durch zunehmende Verlandung im Oberoligozän mit fluviatilen Einfluss (Vilbeler Kies, Süßwasserschichten). Im genannten Schurf bei Karben liegt über einer Quarzkiesbank, die mit großer Wahrscheinlichkeit dem Vilbeler Kies entspricht bzw. der Budenheim-Formation im Mainzer Becken (GRIMM et al. 2000), eine etwa 25 cm mächtige Lage von goldbraunem Feinsand, in dem die zahlreichen „Cerithien“ sofort auffallen. Aus dieser Schicht stammen die dargestellten Funde. Überlagert wird die Fundschicht durch eine partiell karbonatisch zementierte, 5–10 cm mächtige, rostbraune Bank, in der sich häufig Abdrücke von *Isognomon* spp. finden. Es handelt sich um ein Äquivalent der „Perna-Bank“. Diese wird wiederum überlagert durch einen zähen, grünen, oben schwarzen Ton, dessen Oberfläche ziemlich unregelmäßig ausgebildet ist und über dem die eigentlichen Cerithiensande in geschlossener Abfolge einsetzen. Die Cerithiensande über dem Vilbeler Kies und unter dem Cerithienkalk der südlichen Wetterau entsprechen dem unteren Teil der Oberen Cerithienschichten im Mainzer Becken. Die Cerithiensande der Wetterau werden in das obere Chattium gestellt. Die Grenze zum Aquitan liegt innerhalb des überlagernden Cerithienkalkes. Eine formelle stratigraphische Definition muss noch erarbeitet werden.

Ein vergleichbares Profil wurde von LUDWIG (1855) aus Karben beschrieben und erneut von WENZ (1936: 14, 15) abgedruckt. Dabei würde unsere Fundschicht dem an dritter Stelle von unten genannten „0,2 m weißen, kalkigen Sand mit Cerithien, *Pitar (Cordiopsis) incrassata solida*, *Nerita*, *Ecphora*, *Cylichnina*, *Helices*“ entsprechen. Allerdings kommt im Profil von LUDWIG (1855) am damaligen südlichen Ortsausgang von Karben (ca. 500 m nördlich unseres Schurfes) kein Vilbeler Kies vor. Er keilt vermutlich rasch nach Norden aus.

### 4. Taxonomie und Nomenklatur

In der Vergangenheit wurden die vorgestellten Schnecken mit verschiedenen Namen bezeichnet, sodass bei der Durchsicht von Fossillisten große Verwirrung entstehen kann. Die beste Zusammenfassung und Richtigstellung sowie eine systematische Revision des Taxons finden wir in KADOLSKY (1984, 1995).

Seit dem 18. Jahrhundert wurden vergleichbare Formen in den Sammelgattungen *Neritina* LAMARCK und *Nerita* LINNÉ vereint, später kamen Namen wie *Theodoxus* MONTFORT, *Clithon* MONTFORT und *Vittoclithon* BAKER hinzu, die KADOLSKY (1995) in der weit gefassten Gattung *Vitta* MÖRCH zusammenfasst. Im Senckenberg-Museum Frankfurt/M. ist das Vergleichsmaterial unter dem Namen *Clithon (Vittoclithon) squamulifera* abgelegt.

Die Art *Vitta squamulifera* (SANDBERGER 1872) zeichnet sich durch folgende Merkmale aus: bauchig-kugeliges Gehäuse, Gewinde aus drei gewölbten Umgängen; der letzte Umgang nimmt über 80 % der Gesamthöhe ein; halbmondförmige Mündung mit scharfen Rändern und fast ebener Spindelplatte; die Spindel ist mit fünf bis sechs Zahnfalten besetzt, die von oben nach unten schwächer werden. SANDBERGER erwähnt zur Artbeschreibung weiterhin die hellen Längsbänder und die Namen gebenden schuppenförmigen Flecken.

Die Art *squamulifera* kannte SANDBERGER nur aus Klein-Karben. Allerdings wird seine Beschreibung auch auf andere Farbmuster ausgeweitet werden müssen. Weitere Variationen las-

sen sich in der Art der Aufrollung feststellen: Das Gewinde erhebt sich mit allen Übergängen mehr oder weniger deutlich

über den letzten Umgang. Soweit erhalten, tragen alle Formen die oben genannte Spindel mit den typischen Zahnfalten.

## 5. Farbmuster auf *Vitta squamulifera*

Ergänzend zu den Beschreibungen in SANDBERGER (1870–1875) und KADOLSKY (1995) können wir durch unser Material, bestätigt durch das oben erwähnte umfangreiche Sammlungsmaterial im Senckenberg-Museum Frankfurt/M., eine große Vielfalt von Farbmustervarietäten bei *Vitta squamulifera* feststellen. Zur genaueren Untersuchung liegen uns 50 vollständige Exemplare mit deutlich zu erkennenden Farbmustern vor. Mehr als 80 weitere Exemplare sind weitgehend vollständig, jedoch ist die Färbung nur schwach erhalten. Schatten einer ehemaligen Färbung lassen sich auch nach der Methode von NEUFFER (1971) unter UV-Licht nicht mehr nachweisen. Die Stücke sind im Durchmesser etwa 2–4 mm groß.

Bei der Suche nach einer taxonomischen Verwertbarkeit können wir folgende Beobachtungen festhalten:

- kein Farbmuster gleicht dem anderen
- bestimmte Grundmuster treten gehäuft auf
- zwischen den Grundmustern gibt es Übergänge
- eine Beziehung zwischen Gehäusegestalt und Farbmuster ist nicht erkennbar.

Das erste Grundmuster (Abb. 3a) zeigt keine Bänderung. Es tritt vor allem eine feine Streifung auf, die oben etwas kräftiger beginnend sich mehrfach gabeln kann. Ergänzt wird diese Streifung z.T. durch Schuppen, die kurz oder lang ausgezogen, diagonal geordnet oder unregelmäßig verteilt sein können. Zu dieser Form gehört *Vitta* sp. 5 [cf. *squamulifera* (SANDBERGER 1872)] von Mainz-Weisenau in KADOLSKY (1995).

Das zweite und häufigste Grundmuster von *Vitta squamulifera* (Abb. 3b) wurde zumindest in einzelnen Elementen von SANDBERGER (1870–1875) dargestellt: Der letzte Umgang zeigt von oben nach unten zunächst ein Band kräftiger dunkler und heller gebogen bis gezackter Streifen (Zebra-Muster). Dann folgt ein helles Band, das von kräftigen Längsstreifen begleitet sein kann. Das mittlere (äquatoriale) Band der Windung ist mit deutlich feineren, teils welligen Linien gezeichnet, die zur Mündung hin in kräftige Zacken (auch Tropfen-, „Tent“-, Schuppen-Strukturen genannt) über die folgenden Linien hinweg ausgezogen sein können. Es folgen nach unten noch ein bis zwei weitere helle Bänder im Wechsel mit feinstreifigen Bändern.

Eine dritte, etwas abgewandelte Varietät (Abb. 3c) stellen Formen dar, an denen die helle Bänderung im unteren Teil verschwindet und im oberen Teil durch V-förmige, mit der Spitze der Mündung zugewandte Zacken verziert wird. Der Naht zugewandt kann sowohl eine feine als auch eine grobe Streifung auftreten.

Unter einem vierten Grundmuster (Abb. 3d) lassen sich Formen zusammenfassen, die eine Gliederung in gestreifte und weiße Bänder zeigen, wobei die Streifung nur aus sehr kräftigen Linien besteht, die unterschiedlich zur Mündung ausgezogen sein können, was im Extremfall wie eine Netz- oder Gitterstruktur erscheint. Da uns nur kleinere Exemplare dieser Gestalt vorliegen, auf denen das obere Streifenband dem zuerst beschriebenen Grundmuster entspricht, kann das vierte Grundmuster auch als eine Abwandlung von jener häufigen Gestalt aufgefasst werden. Eine Zusammenstellung der charakteristischen Muster sowie einige Übergangsformen zeigt Abb. 4.

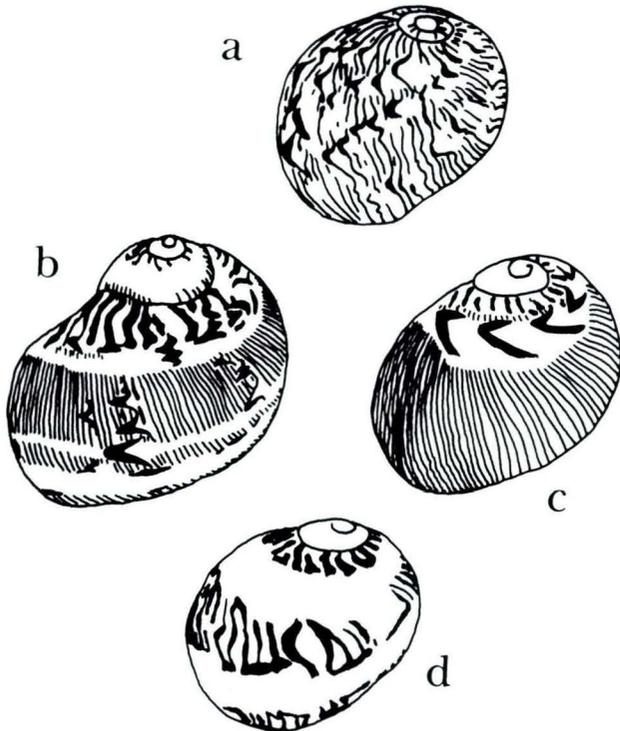
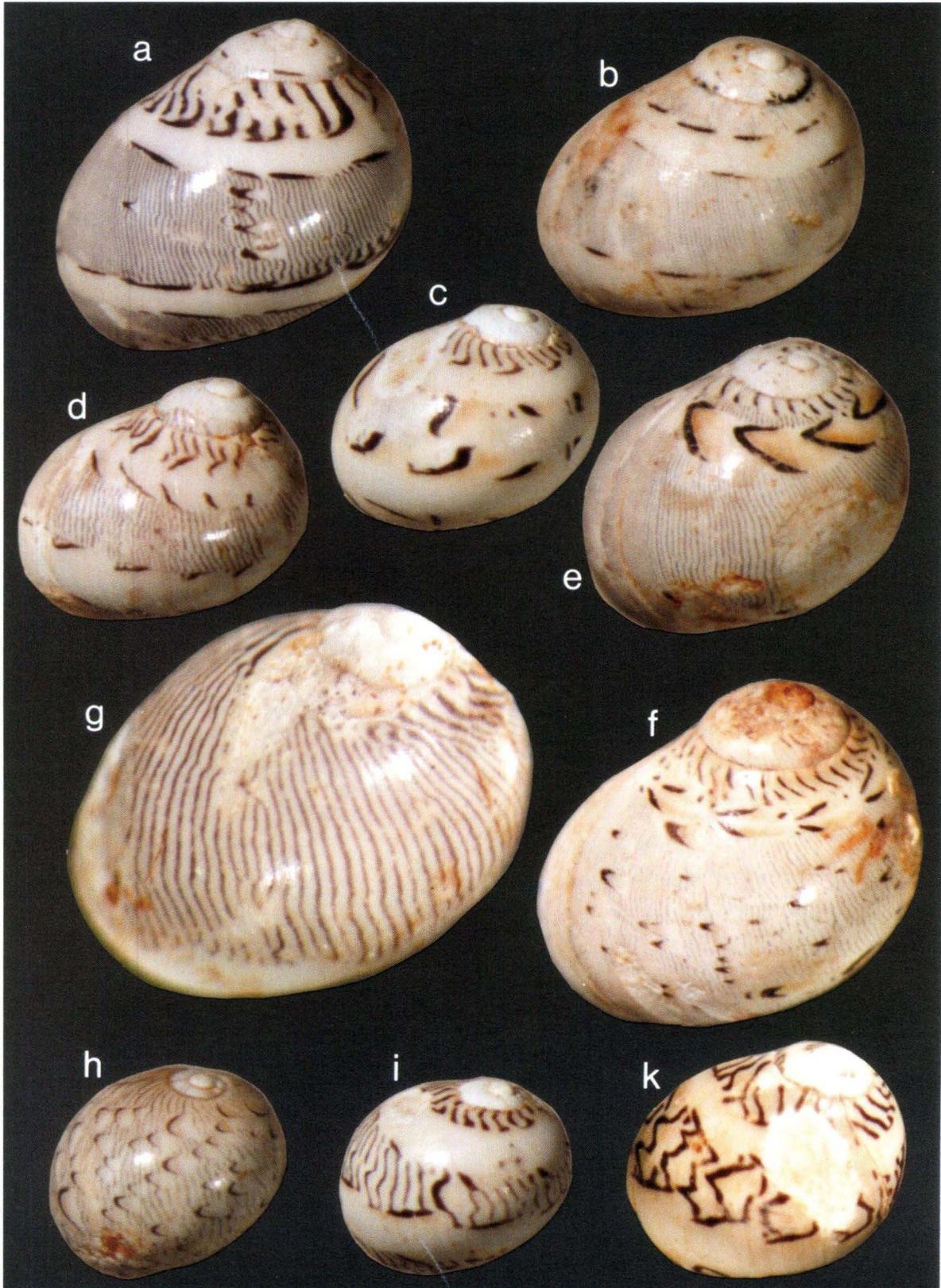


Abb. 3 a–d. Häufige Färbungsmuster auf *Vitta squamulifera*.



**Abb. 4.** Farbmuster-Spektrum auf *Vitta squamulifera* in einer charakteristischen Population von Karben: a–d entspricht dem häufigsten Muster auf Abb. 3b (Inv.-Nr. Mbg. 4860–4863); e, f entspricht dem V-Band auf Abb. 3c (Inv.-Nr. Mbg. 4864, 4865); g, h: nicht gebänderte Formen, entsprechend Abb. 3a (Inv.-Nr. Mbg. 4866, 4867); i, k: gebändert mit breiten Linien wie Abb. 3d (Inv.-Nr. Mbg. 4868, 4869). a–f, i, k x16, g x40.

## 6. Folgerungen

Die nicht vererblichen Standortvarietäten in der Gruppe der Neritinen sind sehr groß. Umso auffälliger ist es, dass sich im fossilen wie rezenten Material bei der Betrachtung ganzer Populationen nicht wiederholbare Kombinationen erkennen lassen, die raum- und zeitspezifisch auftreten und damit charakterisierend sind. Wenn das Farbmuster zur Charakterisierung eines Holotypus herangezogen wird, ist es deshalb unumgänglich, auf die große Variabilität zu verweisen. Eine Abtrennung von biologischen Arten zwischen den Vorkommen der Wetterau und dem Mainzer Becken wäre trotz unterschiedlicher Muster wegen der engen paläogeographischen Beziehungen schwer erklärbar. Auffällig ist jedoch, dass es im Vergleich mit ähnlich alten europäischen Funden, die im Senckenberg-Museum Frankfurt/M. hinterlegt sind, bezüglich der Farbmuster auffallende Gemeinsamkeiten mit Stücken aus dem Aquitanischen Becken, nicht jedoch mit solchen aus dem Molassebecken bzw. der Paratethys gibt.

**Danksagung:** Wir danken Herrn Dr. R. Janssen (Naturmuseum Senckenberg, Frankfurt/M.) für die Bereitstellung des umfangreichen Vergleichsmaterials, aber auch für seine vielseitigen Anregungen zur Diskussion über die Aussagekraft von Farbmustern und Variationen der Gehäusegestalt. Herrn Prof. Dr. M. Amler (Univ. Marburg) danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskripts und schließlich Herrn Dr. A. Schaper (Univ. Marburg) für die elektronenmikroskopischen Untersuchungen des Schalenmaterials.

Das Belegmaterial befindet sich in der Sammlung des Instituts für Geologie und Paläontologie des Fachbereichs Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg unter den Inventar-Nummern Mbg. 4860–4869.

## 7. Schriftenverzeichnis

- DEECKE, W. (1917): Über Färbungsspuren an fossilen Molluskenschalen. – Sitzungsber. Heidelberger Akad. d. Wiss. Mathem. naturwiss. Kl. B., **1917** (6): 1–14; Heidelberg.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (2000): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **218** (3): 343–397; Stuttgart.
- KADOLSKY, D. (1984): Zur Taxonomie, Nomenklatur und stratigraphischen Bedeutung einiger Mollusken der Inflaten-Schichten und höchsten Cerithien-Schichten (Tertiär, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 195–203; Mainz.
- KADOLSKY, D. (1995): Stratigraphie und Molluskenfauna von „Landschneckenkalk“ und „Cerithienschichten“ im Mainzer Becken (Oberoligozän bis Untermiozän), 2: Revision der aquatischen Mollusken des Landschneckenkalkes. – Arch. Molluskenkunde, **124** (1/2): 1–55; Frankfurt/M.
- LUDWIG, R. (1855): Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Hessen. Section Friedberg, Karte 1:50 000 mit Erläuterungen. – Mittelrhein. Geol. Verein; Darmstadt.
- NEUFFER, O. (1971): Nachweis von Färbungsmustern an tertiären Bivalven unter UV-Licht. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**: 121–130; Wiesbaden.
- OPPENHEIM, P. (1918): Über die Erhaltung der Färbung bei Molluskenschalen. – Cbl. Min. Geol. Paläont., **1918**: 344–360 und 368–392; Stuttgart.
- PRINZ-GRIMM, P. (1999): Die oberoligozänen Cerithiensande bei Karben (Wetterau). – Profil **16**: 13–19; Stuttgart.
- ROTARIDES, M. (1932): Über Variabilität und die Struktur der Schalenzeichnung bei den Neritinen. – Zool. Anzeiger, **100**: 257–265, 8 Abb.; Leipzig.
- SANDBERGER, C.L.F. (1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiär-Beckens. 485 S., 35 Taf.; Wiesbaden (Kreidel).
- SANDBERGER, C.L.F. (1870–1875): Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. 8 + 1000 S., 36 Taf.; Wiesbaden (Kreidel).
- TICHY, G. (1980): Über die Erhaltung von Farben und Farbmustern an triassischen Gastropoden-Gehäusen. – Verh. Geol. B.-A., **1980** (2): 175–217; Wien.
- WENZ, W. (1936): Erl. GK 25 Hessen Bl. 5718 Rodheim (Ilbenstadt), 60 S.; Darmstadt.

Manuskript eingegangen am 27.08.2001, angenommen am 19.09.2001

GEORG WIEBER<sup>1</sup> & GOTTFRIED PAHL<sup>2</sup>

# Die Heinzelmännhöhlen bei Bad Ems – Karstphänomen in Gesteinen des Oberems

## Kurzfassung

In Bad Ems treten lokal in den ansonsten klastischen Sedimentgesteinen des Unterdevons Horizonte bioklastischer Kalksteine mit Höhlenbildungen auf. Diese Höhlen weisen Durchmesser bis etwa

60 cm auf und reichen mehrere Meter in den Berg hinein. Die durchgeführten geologischen Untersuchungen, Art und Ausbildung der Höhlen sowie die unmittelbare Nähe zu den kohlesäurereichen Emser

Thermen führen zu dem Ergebnis, dass ihre Entstehung auf Lösungsvorgänge (Karsthöhlen) zurückzuführen ist.

## Abstract

The Bad Ems area consists of clastic sedimentary rocks of the lower devonian with intercalations of bioclastic layers. In these carbonatic layers caves have devel-

oped with diameters up to 0,6 m and lengths of several meters. The geological investigations, the kind of excavations and the short distance to the mineral wa-

ter of the Bad Ems thermal hot springs, wich contain aggressive carbonic acid, indicate that the caves are karstphenomena.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	140
2. Geologische Übersicht	140
2.1 Lokale geologische Verhältnisse	141
2.2 Ausbildung der Höhlen	142
2.3 Modell der Höhlenentstehung	142
3. Schlussfolgerungen	143
4. Schriftenverzeichnis	144

<sup>1</sup> Dr. G. Wieber (e-mail: GeorgWieber@aol.com), Institut für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig-Universität Gießen, Diezstr. 15, D-35390 Gießen

<sup>2</sup> G. Pahl M.A. (e-mail: pahl@rlb.de), Im Hamm 25, D-56132 Dausenau

# 1. Einleitung

Nördlich der alten Bahnbrücke von Bad Ems im Bereich des Steilanstiegs der Bäderlei zum Westerwald befinden sich die so genannten Heinzelmans- oder Hanselmann(s)höhlen (Abb. 1). Man erreicht sie durch den Aufstieg vom Parkhaus (Ecke Grabenstraße–Lahnstraße) in Richtung Kriegerdenkmal, „Mooshütchen“ und Concordiaturm. Um diese Höhlen ranken sich abenteuerliche Sagen. In zurückliegenden Jahrhunderten zählten sie neben den Emser Thermen zu den touristischen Attraktionen und waren weit über die Landesgrenzen hinaus bekannt. Heute sind sie in keiner Karte mehr eingezeichnet, und kein Hinweis-

schild weist auf diese Attraktion hin. In der geologischen Literatur finden sich wiederholt Hinweise auf diese Sehenswürdigkeit. BECKER (1839) schreibt zur Entstehung der Höhlen „... ob Wasser oder Thiere die Ursachen jener merkwürdigen Bauten sind, ist bis jetzt noch nicht ermittelt; ...“. GÜMBEL (1882) führt die Entstehung „auf Auswaschungen eines in früheren Zeiten beträchtlich höher fließenden Gewässers in einem damals weniger vertieften Thale“ zurück. MARTIN (1992) deutet die Höhlen als Strudellöcher am Prallhang der Lahn.

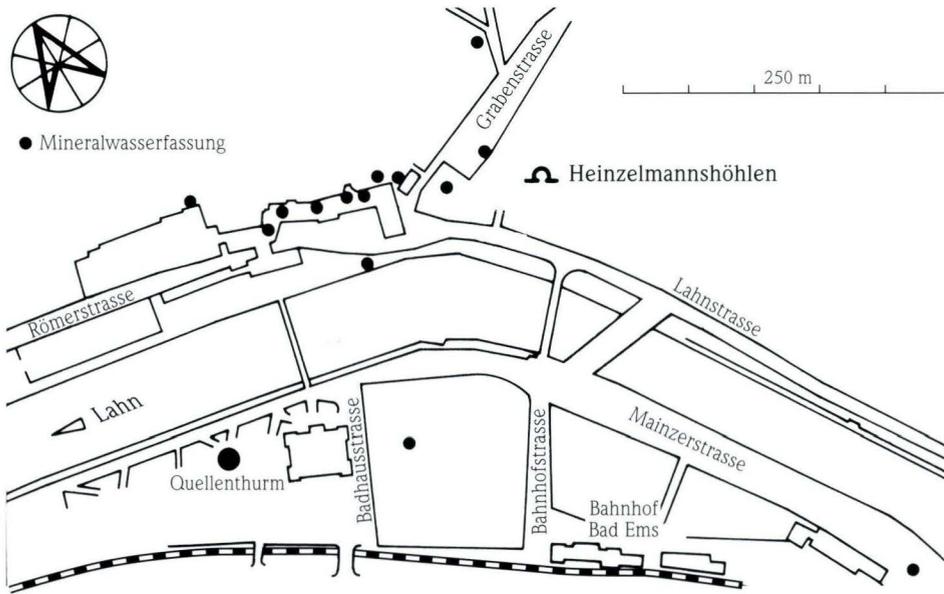


Abb. 1. Übersichtsskizze.

# 2. Geologische Übersicht

Bad Ems liegt im Lahntal ca. 12 km oberstromig der Lahn-mündung in den Rhein. Nach Norden erfolgt der Steilanstieg zum Westerwald, nach Süden der zum Taunus. Westerwald und Taunus sind Teile des Rheinischen Schiefergebirges und werden überwiegend aus devonischen Gesteinen (Ton-, Silt-, Sandsteine, Quarzite) aufgebaut.

Die im bearbeiteten Bereich vorkommenden Schichtenfolgen sind ins Unterdevon, genauer ins Oberems einzustufen. Die stratigraphische Gliederung ist in der nachfolgenden Tab. 1 dargestellt.

Die geologischen Verhältnisse im Bereich Bad Ems sind in Abb. 2 anhand eines Querprofils verdeutlicht. Der zentrale Bereich von Bad Ems liegt geologisch auf dem NE-SW verlaufen-

Tab. 1. Stratigraphische Gliederung des Ems.

Stufe	Unterstufe	Rhein-Taunus MITTMEYER (1978, 1982) (Moselmulde)	Blatt Schaumburg REQUADT (1990) (Lahnmulde)
Oberems	Kondel	Kieselgallenschiefer Flaserschiefer	Ruppach-Schiefer
	Laubach	Laubacher Schichten	Scheidt-Formation
	Lahnstein	Hohenrheiner Schichten Ems-Quarzit	z.T. mit Crinoidensandstein

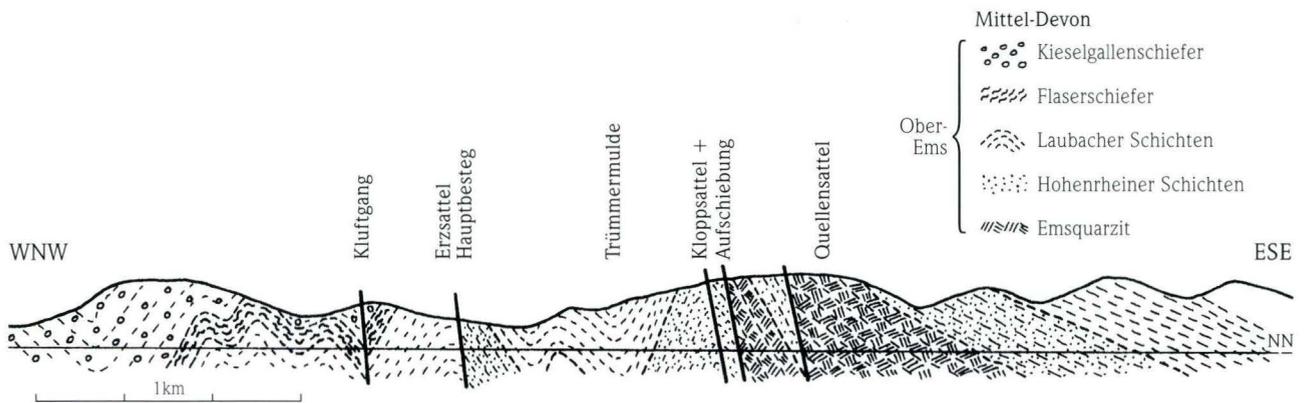


Abb. 2. Geologisches Querprofil (nach EHRENDREICH 1958).

den Erzsattel (Abb. 2), in dessen Streichen die bedeutendsten Blei-Zink-Erzgänge der Unteren Lahn (Emser Gangzug) abgebaut wurden.

Die Ablagerungen des Oberems weisen vom Liegenden zum Hangenden eine zunehmende Feinkörnigkeit auf. Diese dokumentiert sich in einer Abfolge von Quarziten (Ems-Quarzit) über Sandsteinen (Hohenrheiner Schichten), Tonsteinen mit Sandsteinen (Laubacher Schichten), flaserig-bändrigen Tonsteinen (Untere Kondelgruppe) zu den Kieselgallenschiefern (Obere Kondelgruppe).

Das wichtigste tektonische Element ist der Quellensattel (Abb. 2). Er besteht im Satteln Kern aus bankigen, z.T. plattigen oder auch massigen Quarziten und Sandsteinen (Ems-Quarzit). An der Ostflanke des Sattels entspringen die bekannten Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Säuerlinge der Emser Thermen. Nach NE lässt sich der durch den Härtling gebildete Höhenzug bis Welschneudorf verfolgen.

In Richtung NW folgen die Hohenrheiner und Laubacher Schichten. Sie sind durch mehrere Störungen gegeneinander versetzt und bilden die durch einen Sattel zweigeteilte Trümmermulde sowie den nordwestlich anschließenden Erzsattel (Abb. 2). In Richtung ESE des Quellensattels folgen in ungestörter Folge die Laubacher und Hohenrheiner Schichten.

## 2.1 Lokale geologische Verhältnisse

Eine detaillierte Aufnahme und Beschreibung der anstehenden Gesteine im Bereich der Höhlenbildungen ist der Tab. 2 zu entnehmen. Unterlagert wird die beschriebene Schichtenfolge von einer Wechsellagerung aus bankigen Sand- und flaserigen Siltsteinen.

Die Heinzelmanshöhlen selbst wurden im basalen Teil einer insgesamt 1,6 m mächtigen Gesteinsschicht gebildet. Hier überwiegen harte splittrige Fossilkalksteine in dem sonst flaserigen, bioklastenreichen Kalksandstein.

Nach ELKHOLY (1998) ist die Schichtenfolge in den Grenzbe- reich der Hohenrheiner zu den Laubacher Schichten des Ober-

ems einzustufen. Er sieht die (litho-)stratigraphische Grenze Lahnstein–Laubach etwas im Liegenden der Heinzelmanshöhlen. Allerdings bereitet die Ausgrenzung der Laubach-Unterstufe als stratigraphisch umrissene Einheit Probleme, da der vom Mittelrheingebiet bekannte Fossilreichtum weit weniger ausgeprägt ist und teilweise zu fehlen scheint. Das Vorkommen zahlreicher Schillhorizonte innerhalb der Laubacher Schichten beschreiben ELKHOLY & KRÖLL (1998) für den geologischen Aufschluss „Ruppertsklamm“, der sich auf der rechten Lahnseite ca. 1 km östlich von Oberlahnstein befindet.

Tab. 2. Profilbeschreibung im Bereich der Heinzelmanshöhlen.

Mächtigkeit	Ausbildung
>3 m	Silt-/Sandstein, flaserig-schiefrig, meist karbonatfrei, z.T. schwach karbonatisch, grau-braun
0,05 m	Silt-/Sandstein, feingeschichtet, karbonatfrei, braun
1,05 m	Silt-/Sandstein, flaserig-schiefrig, meist karbonatfrei, grau-schwarz
0,10 m	Silt-/Sandstein, feingeschichtet, karbonatfrei, braun
0,20 m	Silt-/Sandstein, flaserig, z.T. dünnplattig, z.T. gering karbonatisch, grau-schwarz-braun
1,60 m	Kalksandstein, flaserig, bioklastenreich, z.T. mulmig entfestigt, einzelne geringmächtige kalzitische Bänder, im unteren Bereich harter, splittriger Kalkstein mit Höhlenbildungen ( <b>Heinzelmanshöhlen</b> ), grau-blau
2,10 m	Silt-/Sandstein, feingeschichtet, schwach karbonatisch, dünne quarzitisches Sandsteinlagen, grau-schwarz
0,65 m	Siltstein, flaserig, einzelne dünne quarzitisches Feinsandsteinlagen, z.T. schwach bioklastenführend, schwach karbonatisch, braun-grau
0,70 m	Feinsandstein, bankig, z.T. flaserig, verwittert, schwach karbonatisch, grau
0,60 m	Sandstein, quarzitisches, bankig, im oberen Bereich stark karbonatisch und bioklastenführend (Linse), Quarzausfällungen an Trennflächen, eisenreich, grau-braun
>1,6 m	Silt-/Sandstein, bankig, feingeschichtet, plattig zerfallend, z.T. quarzitisches, z.T. entfestigt, karbonatfrei, grau
<b>11,65 m</b>	

Die Schichten fallen gleichmäßig mit 30° nach SSE ein. Es sind zwei annähernd senkrecht zueinander angeordnete Hauptkluftrichtungen ausgebildet. Durch Druckentlastung, Erosions-, Verwitterungs- und Lösungsvorgänge sind die Trennfugen an der Böschung erweitert. Die hangparallel NNW–SSE streichenden, senkrecht einfallenden Trennflächen bilden durchgehende Klufflächen von mehreren Quadratmetern. In den flaserig-schieferigen Siltsteinen sind weitere unregelmäßig ausgebildete, wasserwegsame Trennflächen vorhanden.

## 2.2 Ausbildung der Höhlen

Durch den Wanderweg sind die Höhlen in einem Profilschnitt von <1 Meter freigelegt (Abb. 3). Außerdem sind Aushöhlungen im weiteren Verlauf der Kalksteinlage östlich an der annähernd senkrecht abfallenden Felswand zu erkennen (Abb. 4). Dieser Bereich ist allerdings nicht zugänglich. Auffallend ist, dass sich die Höhlenbildungen lateral auf einen Bereich von nur wenigen Metern innerhalb der Schichtenfolge beschränken (Abb. 4).

Die Höhlen besitzen einen runden bis ovalen Querschnitt mit einem Durchmesser bis 60 cm (Abb. 3), reichen bis mehrere Meter in den Berg hinein und verjüngen sich bergwärts.

Die Höhlen sind parallel zum Streichen der Schichten angelegt, anschließend erweitert und die ursprünglich trennenden Gesteinspartien entfernt, sodass diese nur noch in Relikten vorhanden sind. Der zentrale Bereich besteht am Wanderweg aus einem „großen Hohlraum“, der nur durch einzelne Pfeiler unterbrochen wird.

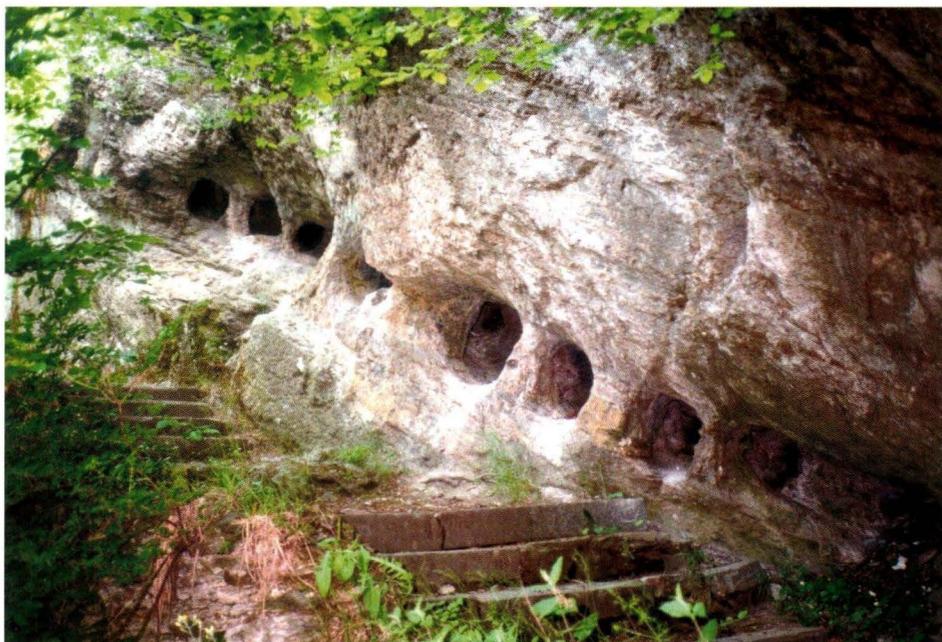
Sehr deutlich ist ein Bezug zu den Kluff- und Trennflächen er-

kennbar. Dabei sind verschiedene Stadien der Hohlraumentwicklung von kleinen, flachen Vertiefungen bis zu Höhlen mit mehreren Dezimetern Durchmesser und einer Tiefe bis zu mehreren Metern vorhanden (Abb. 3 und 4). Insbesondere beim Anfangsstadium der Höhlenbildung lässt sich mehrfach beobachten, dass die Aushöhlungen über sekundär verfüllte Klüfte verbunden sind. Die Öffnungsweite dieser Trennflächen betrug bis 1 cm.

## 2.3 Modell der Höhlenentstehung

KAYSER (1892) deutet die Entstehung der Höhlen durch Einwirkung von Atmosphärrillen auf kalkhaltige Gesteine. Andere Autoren vermuten die Entstehung als Auskolkungen durch die Lahn, als diese sich auf dem Niveau der Höhlen befand und sich noch nicht so tief ins Gebirge eingeschnitten hatte (MARTIN 1992).

Die geologische Profilaufnahme zeigt, dass Höhlenbildungen in den zugänglichen Bereichen nur in Kalksteinen vorkommen. Bei einer Entstehung durch Erosion der „Urlahn“ müssten derartige Erosionsformen ebenfalls in den umgebenden Silt-/Feinsandsteinen vorkommen. Insbesondere sind die flaserigen Siltsteine leichter mechanisch zu erodieren als die harten splittrigen Kalksteine. Daher liegt es auf der Hand, dass die Höhlen durch Lösungsverwitterung entstanden sind. Das für die Karbonatlösung notwendige Kohlendioxid wird mit den versickernden Niederschlägen ins Grundwasser eingetragen. Weitere CO<sub>2</sub>-Zufuhr kann über organische Abbauprodukte der belebten Bodenzone oder durch aus der Tiefe aufsteigende Gase erfolgen. Die nur wenige Dekameter entfernten Emser Thermen kommen als potentielle CO<sub>2</sub>-Lieferanten in Frage. In unmittelbarer Nähe zu den Höhlen befinden sich die Mineralwasserquellen Kampe Sprudel und Bohrung IV (840 mg/l



**Abb. 3.** Die Heinzelmannshöhlen bei Bad Ems: Aufschluss am Fußweg von Bad Ems zum „Mooshüttchen“.



**Abb. 4.** Übersicht der Höhlenbildungen am Steilanstieg zum Concordia-turm.

CO<sub>2</sub>). Eine weitere Quelle befand sich in dem 1968 niedergelegten „Steinernen Haus“ am Fuß der Bäderlei (Abb. 1). Die Entstehung

der Emser Thermalquellen ist auf tief liegende Magmenherde zurückzuführen (STENGEL-RUTKOWSKI et al. 1988).

### 3. Schlussfolgerungen

Bei der Entstehung der Heinzelmanshöhlen durch Kalklösung kommen grundsätzlich drei Möglichkeiten in Betracht:

- Aggressive, CO<sub>2</sub>-haltige Niederschlagswässer versickern über Poren und wasserwegsamen Trennflächen bzw. über vorwiegend steil stehende Klüfte in die Tiefe und lösen den Kalkstein auf dem Weg zum Grundwasser. Die Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone ist gemäß BÖGLI (1978) jedoch zu kurz, um viel Gestein zu lösen. Die Erweiterung der Klüfte zu Höhlengängen erfolgt meist in Höhe des Karstwasserniveaus. Hier wird ständig CO<sub>2</sub>-haltiges, lösungsaktives Sickerwasser von oben nachgeliefert und daher ist die Lösungsaktivität hier am stärksten.
- Durch Mischung zweier im Gleichgewicht befindlicher Wässer kann eine Änderung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts erfolgen. Solange die Konzentration an freier Kohlensäure im Mischwasser im Bereich der freien zugehörigen Kohlensäure bleibt, ergeben sich keine Änderungen des Lösungsinhaltes. Übersteigt die Konzentration an freier Kohlensäure jedoch die Gleichgewichtsgrenze freier zugehöriger/free überschüssiger (aggressive) Kohlensäure, kann es zu neuer Kalklösung kommen (Mischungskorrosion BÖGLI 1978).
- Aufstieg von CO<sub>2</sub> aus der Tiefe: Bei der gegebenen geologisch/hydrogeologischen Situation spricht viel dafür, dass die Kalklösung wegen der Nähe zu den stark CO<sub>2</sub>-führenden Em-

ser Thermen (Abb. 1) schon früher in tieferen Teilen des aus devonischen Gesteinen aufgebauten Grundwasserleiters stattgefunden hat. Der natürliche Aufstieg der Thermalwässer und Gase erfolgt über die Trennflächen der devonischen Gesteine. Bevorzugte Migrationswege befinden sich im Bereich des Quellsattels durch die Fächerstellung der Trennflächen. Die aktuellen Gasemissionen zeigen sich bei den Quelfassungen (z.B. Kampe Sprudel) deutlich.

Wegen der unmittelbaren Nähe zu den Emser Thermen und dem Fehlen von Höhlenbildungen in benachbarten Profilen mit größerer Entfernung zu den Thermen ist davon auszugehen, dass die Höhlenbildungen auf die besondere geologische Situation **und** CO<sub>2</sub>-Aufstiege aus der Tiefe zurückzuführen sind. Da die Höhlenbildung nur unterhalb der Grundwasseroberfläche stattgefunden haben kann, müssen diese Vorgänge zu einer Zeit erfolgt sein, als sich die Lahn und damit auch die Grundwasseroberfläche oberhalb des Niveaus der Heinzelmanshöhlen befand. Zu dieser Zeit waren bereits die Grundvoraussetzungen erfüllt:

- genügend Wasser durch Lage im grundwassererfüllten Bereich,
- lösungsaggressive Grundwässer durch ständige CO<sub>2</sub>-Zufuhr aus der Tiefe,
- löslicher Kalkstein in Linsen oder Schichten,
- ausreichende Wasserwegsamkeit über das Kluftsystem.

Die Lahn hat also die Höhlen nicht selbst geschaffen; sie hat

aber mittelbar durch die quartäre Tiefenerosion und das Ausräumen des Tales das korrosiv geschaffene Karströhrensystem angeschnitten und freigelegt. Dieses System reichte möglicherweise weiter in den heute ausgeräumten Talbereich hinein. Die ursprüngliche Ausdehnung bleibt unklar, da es heute nicht mehr nachvollziehbar ist, wie weit sich die Kalkschichten vor der Eintiefung der Lahn erstreckten. Eine weitere Folge der Einschneidung der Lahn war die Absenkung der Grundwasser Oberfläche unterhalb des Niveaus der Heinzelmanshöhlen. Die Lösungsvorgänge kamen damit in der jetzt wasser- gesättigten Zone zum Stillstand.

Eine zeitliche Einstufung der Höhlenbildungen ergibt sich aus der Höhenlage der Höhlen in Relation zu den pleistozänen Fluss- terrassen der Lahn. Die Heinzelmanshöhlen liegen am Wander- weg bei ca. 120 m ü. NN. Die weiteren in der Kalksteinschicht ausgebildeten Aushöhlungen ziehen mit dem Schichtenfallen auf das Niveau der Talsohle von etwa 100 m ü. NN. Als Bezugshori- zont können die Haupt- und Mittelterrassen der Lahn dienen. Nach MÜLLER (1974) ist die Hauptterrasse bei Bad Ems dreigliedrig (T9–T7) zwischen 230 und 200 m ü. NN und die Mittelter- rasse viergliedrig (T6–T3) zwischen 180 und 90 m ü. NN. Letzte- re tritt nur in Relikten auf. Höhenmäßig sind die Heinzelmans- höhlen an dem Wanderweg dem mittleren und unteren Mittel- terrassenbereich zuzuordnen (T4 bei 140–130 m ü. NN, T3 bei 100–90 m ü. NN). Die karstmorphologischen Voraussetzungen (Grundwasser) zur Höhlenbildung waren zumindest bis in die „obere Mittelterrassenzeit“ gegeben und endeten mit fortschrei- tender Eintiefung der Lahn spätestens nach Ausräumung des T4-

Niveaus. Dieses datiert MÜLLER (1974) in die jüngere Elsterkalt- zeit (Elster II), also ca. 400 000 Jahre vor heute.

Hinsichtlich der Entwicklung der Heinzelmanshöhlen lassen sich folgende Phasen ableiten:

- Die unterirdische Entstehung der Höhlen erfolgte durch Lö- sungsvorgänge im älteren Pleistozän, die Anfänge können bis in das ausgehende Tertiär zurückreichen. Anzeichen für eine nachfolgende erosive Erweiterung der Höhlen, wie sie häufig in Karstgebieten festgestellt wird, sind wegen des geringen Durchmessers der Höhlen nicht gegeben.
- Die Ausräumung des Lahntales führte im mittleren Pleistozän zur partiellen Zerstörung des Höhlensystems, dem allmähli- chen Ausklingen der korrosiven Prozesse mit der Tieferlegung der Grundwasser Oberfläche und zur Freilegung der Höhlen. Damit entstand im Wesentlichen die heutige Höhlensituation.
- Unter subaerischen Verhältnissen des jüngeren Pleistozäns fand keine Ausweitung oder wesentliche Weiterentwicklung des Höhlensystems statt. Immerhin lassen sich heute geringfü- gige Korrosionsprozesse im Bereich der Heinzelmanshöhlen am Felshang beobachten. Durch das am Fels ab rinnende, mit Huminsäuren angereicherte Wasser werden Klüfte und Spal- ten oberflächennah erweitert. In den Höhlen selbst herrscht – soweit sie einsehbar sind – auch nach längeren Regenperioden vollkommene Trockenheit und keine Morphodynamik, d.h. die Höhlen sind fossil.
- Eine anthropogene Veränderung an den Mundlöchern kann durch den Bau des Felsenweges im 19. Jahrhundert und dem nachfolgenden Höhlentourismus vermutet werden.

## 4. Schriftenverzeichnis

- BECKER, L. (Hrsg.) (1839): *Curiositäten von Ems.* – Erstes Heft, 4 S.; Darmstadt.
- BÖGLI, A. (1978): *Karsthydrographie und physi- sche Speläologie.* – 292 S., 160 Abb., 12 Taf.; Berlin (Springer).
- EHRENDREICH, H. (1958): *Stratigraphie, Tektonik und Gangbildung im Gebiet der Emser Blei- Zinkerzgänge.* – Z. dt. Geol. Ges., **110** (3): 561–582, 7 Abb., 1 Kt.; Hannover.
- ELKHOLY, H. (1998): *Fazies-Untersuchungen im mittleren Ober-Ems (Laubach-Unterstufe) der Moselmulde (Unterdevon, Rheinisches Schie- fergebirge).* – Bonner Geowiss. Schr., **27**, 180 S.; Wiehl.
- ELKHOLY, H. & KRÖLL, R. (1998): *Die Typuslokalität „Hohenrheiner Hütte“.* – Mainzer Geowiss. Mitt., **27**: 147–158, 1 Abb.; Mainz.
- GÜMBEL, C.W. (1882): *Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems.* – Sitzungsberich- te der mathematisch-physikalischen Classe der k.b. Akademie der Wissenschaften zu Mün- chen, **XII**: 197–239; München.
- KAYSER, E. (1891/92): *Geologische Spezialkarte 1:25 000 und Erläuterungen zur Geologi- schen Spezialkarte von Preußen, Blatt 5612 Bad Ems.* – 44 S., 2 Kt.; Berlin.
- MARTIN, W. (1992): *Geologische Wanderkarte von Rheinland-Pfalz.* – 2 Farbtaf., 4 Kt.; Mainz.
- MITTMEYER, H.G. (1978): *Erläuterungen zur geo- logischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5813 Nastätten, 2. Aufl.* – 112 S., 19 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MITTMEYER, H.G. (1982): *Rhenish lower devonian biostratigraphy.* – Cour. Forsch.-Inst. Sencken- berg, **55**: 257–270, 2 Abb., 2 Tab.; Frank- furt/Main.
- MÜLLER, K.-H. (1974): *Zur Morphologie der plo- pleistozänen Terrassen im Rheinischen Schie- fergebirge am Beispiel der Unterlahn.* – In: *Be- richte zur deutschen Landeskunde*, **48**: 61–80; Meisenheim.
- REQUADT, H. (1990): *Erläuterungen zur geologi- schen Karte von Rheinland-Pfalz, Blatt 5613 Schaumburg.* – 212 S., 53 Abb., 17 Tab.; Mainz.
- STENDEL-RUTKOWSKI, W., DILLMANN, W., HOHBER- GER, K.H. (1988): *Hydrogeologie des Limburger Beckens und seiner östlichen und westlichen Randgebiete.* – Jber. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. **70**: 201–213, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 07.05.2001, angenommen am 03.12.2001

**Seite 103**

A. SCHRIFT:

Grundwasserneubildung  
nutzbares Grundwasser  
gebot im Einzugsgebiet d  
Ense-Scholle südwestlich  
Korbach, Landkreis Wald  
Frankenberg (Nordhessen)

**Seite 117**

L. SCHRADER:

Ein Beitrag zur Genese de  
tertiären Paläoböden im V  
gelsberg

**Seite 127**

K. I. GRIMM & G. RADTKE:

Lithostratigraphische Gli  
derung im Rupelium/Cha  
tium des Mainzer Becken  
Deutschland: Wallau-Sub  
mation

**Seite 133**

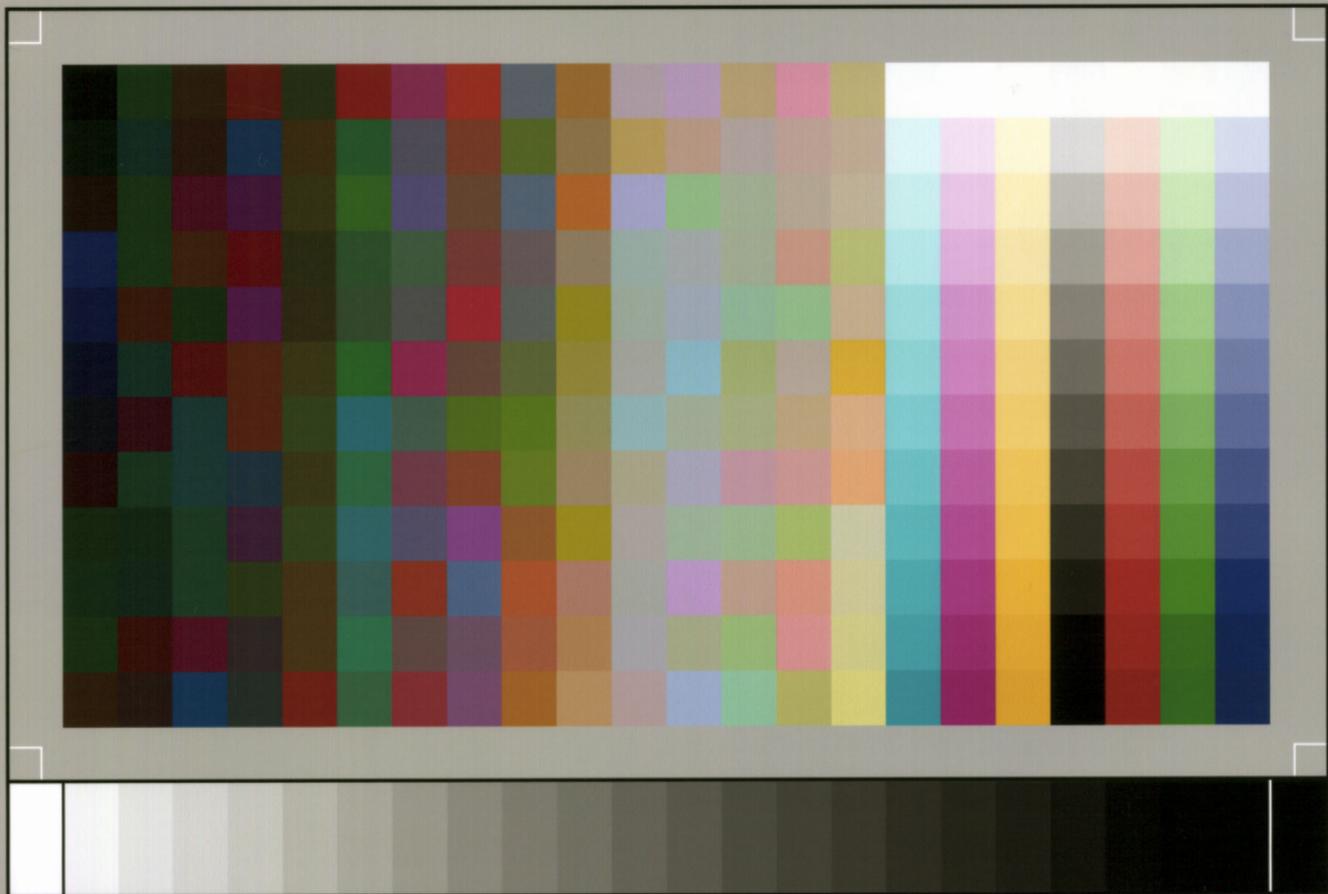
P. PRINZ-GRIMM & K. THAL

Farbmuster auf *Vitta squ*  
*lifera* aus oberoligozäner  
Cerithiensand der Wette  
(Hessen)

**Seite 139**

G. WIEBER & G. PAHL:

Die Heinzelmanshöhlen  
Bad Ems – Karstphänom  
Gesteinen des Oberems



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0