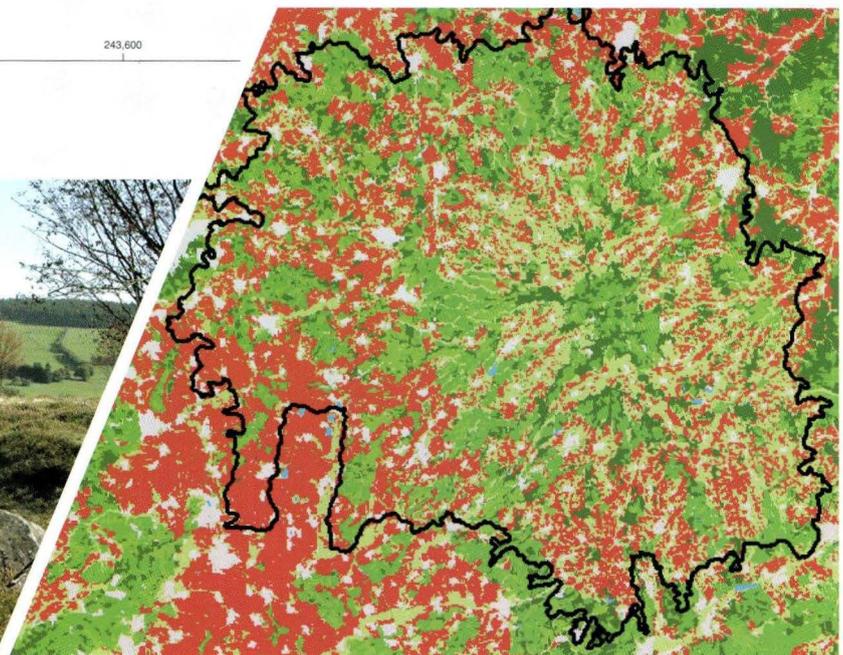
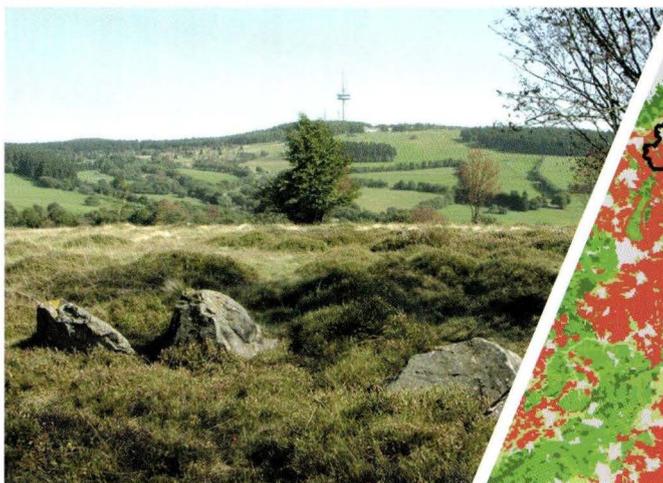
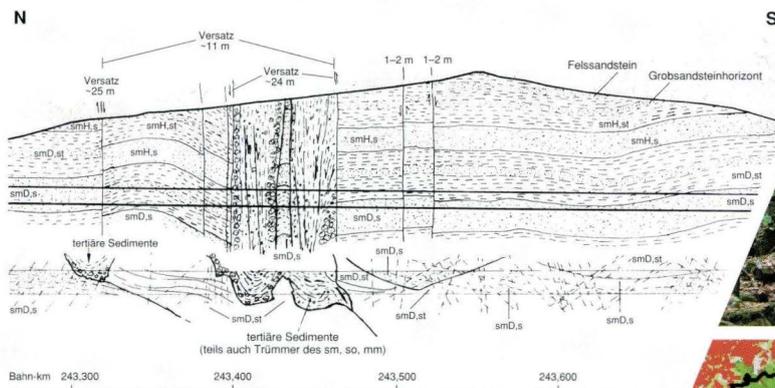




Band 134/2006

Geologisches Jahrbuch Hessen



Band 134/2006
89 Seiten, 50 Abbildungen, 8 Tabellen; Wiesbaden 2007
ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

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

Titelbilder:

links oben, rechts unten: Abbildungen aus den Beiträgen LAEMMLEN und LEBMANN et al.

rechts oben: Uhuklippen im Hohen Vogelsberg bei Ilbeshausen–Hochwaldhausen

links unten: Blick vom Gackerstein (663 m) auf den Hoherodskopf (764 m)

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, 70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2007
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: Prof. Dr. Adalbert Schraft,
Susanne Küttner-Bahr, Monika Retzlaff,
Dagmar Tangermann

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11/701034; e-mail: vertrieb@hlug.de
Telefax: 06 11/9740 813

Inhalt	Seite
M. AEHNELT & G. KATZUNG Das Rotliegende im Richelsdorfer Gebirge – Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie	5
B. LEBMANN, K.-H. EMMERICH & M. HERGESELL Auswirkungen einer möglichen Flächennutzungsänderung auf die Grundwassergewinnung im vulkanischen Vogelsberg	37
M. LAEMMLEN Neuere Aufschlüsse auf Blatt 5623 Schlüchtern	45
M. LAEMMLEN Neuerkenntnisse zu den Tertiär-Ablagerungen am Nordrand des Hessischen Landrückens (GK 25, Bl. 5523 Neuhof)	63
U. MAROLD & CH. OPP Abflussregulation und Retentionspotenzial im Schwarzbach-Einzugsgebiet/Taunus	75

MICHAELA AEHNELT¹ & GERHARD KATZUNG²

Das Rotliegende* im Richelsdorfer Gebirge – Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie

Kurzfassung

Die als Richelsdorf-Gruppe bezeichnete, mehr als tausend Meter mächtige Abfolge des Rotliegenden im Richelsdorfer Gebirge lässt sich in drei nachgeordnete lithostratigraphische Einheiten gliedern – die Hasel-, die Nentershausen- und die Cornberg-Formation, die jeweils aus mehreren Schichten bestehen. Die vollständige Abfolge in der Umgebung von Nentershausen gilt als Typusprofil. Ihr oberer Abschnitt korreliert mit der Abfolge des Rotliegenden im nordwestlichen Thüringer Wald bei Eisenach. Die Hasel- und die Nentershausen-Formation werden dem Saxon I, die Cornberg-Formation wird dem Saxon II zugeordnet. Die gesamte Richelsdorf-Gruppe besteht aus Konglomeraten und Sandsteinen, wobei Sandsteine in der Hasel-Formation und Konglomerate in der Nentershausen-Formation dominieren. Die Cornberg-Formation bildet einen Sedimentationszyklus mit Konglomeraten an der Basis und Sandsteinen darüber. Die Konglomerate enthalten Gerölle von Quarz, Quarziten, Phylliten, Glimmerschiefern und Quarzitschiefern sowie untergeordnet solche von Grauwacken und

Schiefern, Graniten und Gneisen, Porphyren und Karbonatgesteinen in wechselnden Anteilen. Die Zusammensetzung der Sandsteine variiert – vor allem in Abhängigkeit von den Korngrößen – von Lithareniten bis zu Quarzareniten. Die charakteristischen großdimensional schrägeschichteten Quarzarenite des Cornberger Sandsteins i.e.S. beschließen die Abfolge. Die Rotliegend-Ablagerungen füllen eine schmale, aber tiefe Senke, die von Schwellen des variszischen Fundaments im NE, NW und SW umgeben ist. Diese lieferten das Material, das überwiegend als „debris flows“ und „mud flows“ auf alluvialen Schuttfächern sowie in verzweigten Flusssystemen auf einer alluvialen Ebene abgelagert wurde. Der von Paläowinden in der alluvialen Ebene ausgeblasene Sand wurde an der westlichen und nördlichen Flanke der Senke sowie an den Flanken der angrenzenden Schwellen zu den Dünen des Cornberger Sandsteins i.e.S. aufgeweht. Das ingredierende Zechsteinmeer hat nur den höchsten Teil der Dünen aufgearbeitet.

Abstract

The more than thousand metres thick succession of Rotliegend clastics in the Richelsdorfer Gebirge, the Richelsdorf Group, can be divided into three lithostratigraphic units – the Hasel, the Nentershausen, and the Cornberg Formation – every composed of several beds. The complete succession of the Nentershausen area represents the type section. Its upper part and the Rotliegend succession of the northwestern Thuringian Forest nearby Eisenach corresponds to each other. The Hasel and the Nentershausen Formations are classified as Saxonian I, the Cornberg Formation as Saxonian II. The whole Richelsdorf Group consists of conglomerates and sandstones, where sandstones dominate the Hasel Formation, but conglomerates the Nentershausen Formation. The Cornberg Formation presents a typical sedimentary cycle with conglomerates at the base and sandstones above. Conglomerates contain pebbles of quartz, quartzites, phyllites, mica slates and quartzitic

slates as well as subordinated greywackes and slates, granites and gneisses, porphyries, and carbonate rocks in changing relations. Sandstones are composed of lithic clasts and quartz, classified as litharenites to quartzarenites mainly depending on grain sizes. The Cornberg Sandstone s.str. is a characteristic large-scale cross-stratified bed of quartzarenites on top of the succession. Rotliegend deposits fill a small but deep depression which is surrounded by uplifts of the Variscan basement in the NE, NW and SW. From these material has been removed mainly as debris flows and mud flows deposited on alluvial fans and in braided river-systems on an alluvial plain as well. Blown out sands from the alluvial plain by palaeowinds built up the dunes of the Cornberg Sandstone s.str. at the western to northern rim of the depression and the bordering flanks of the uplifts. Only the uppermost part of these has been reworked by the ingressing Zechstein Sea.

¹ M. Aehnelt (e-mail: michaela.aehnelt@t-online.de), Institut für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17A, 17489 Greifswald

² Prof. Dr. G. Katzung (e-mail: g.katzung@web.de), Institut für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17A, 17489 Greifswald

* Nach Vorschlag der AG Rotliegend der Subkommission Perm – Trias sollte statt „das Rotliegende“ der Ausdruck „das Rotliegend“ verwendet werden.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
2. Regionalgeologische Situation	7
3. Stratigraphie	8
3.1 Lithostratigraphische Gliederung	9
3.1.1 Typusgebiet Nentershausen und nördliches Richelsdorfer Gebirge	12
3.1.2 Gebiet Iba	15
3.1.3 Gebiet Imshausen–Gilfershausen	16
3.1.4 Gebiet Braunhausen	17
3.2 Vergleich mit dem Rotliegenden im nordwestlichen Thüringer Wald und im Untergrund der Vorderrhön	17
3.3 Stratigraphische Stellung	19
4. Lithologie	20
4.1 Ausbildung im Gelände	20
4.2 Petrologie	22
4.2.1 Geröll-Spektren und Herkunft der Gerölle	22
4.2.2 Zusammensetzung der Sandsteine	25
4.3 Korngrößen der Sandsteine	27
5. Paläogeographie und Fazies	31
6. Schriftenverzeichnis	34

1. Einleitung

Als Richelsdorfer Gebirge wird eine lokale strukturgeologische Einheit im östlichen Hessen zwischen Bebra, Hönebach und Sontra, im Bereich der TK 25, Bl. 4925 Sontra und Bl. 5025 Hönebach bezeichnet. In diesem Gebiet, das sich mit Höhen bis knapp 480 m gegenüber den umgebenden Landschaften (Seulingswald im SW, Ringgau im NE) morphologisch nicht abhebt, streichen – umgeben von Buntsandstein – Ablagerungen des Zechsteins und Rotliegenden aus.

Das Richelsdorfer Gebirge ist vor allem durch den Bergbau bekannt geworden, dessen Anfänge (erste Erwähnung) etwa 550 Jahre zurück liegen (SEIB 1960). Seit Anbeginn stand der Abbau des Kupferschiefers an der Basis des Zechsteins im Vordergrund; daneben wurden ab Anfang des 18. Jahrhunderts Kobalt-Nickel-Vererzungen abgebaut und seit Mitte des 19. Jahrhunderts Schwerspat gewonnen (THIENHAUS 1941; MESSER 1955; STOPPEL 1987), die gemeinsam im Rotliegenden und Zechstein (Schwerspat auch im Buntsandstein – MOTZKA-NÖRING 1987a und b) als Gänge in den sogenannten „Kobaltrücken“ aufsetzen. Der Bergbau kam Mitte des 20. Jahrhunderts zum Erliegen. Auf die Schwerspat-Gänge waren in den Jahren 1981/82 vom BMFT finanzierte Prospektionsarbeiten ausgerichtet, die keinen wirtschaftlichen Erfolg brachten (STOPPEL & GUNDLACH 1983).

Mit der geologischen Spezialkartierung der Blätter Sontra und Hönebach in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts (BEYRICH & MOESTA 1876a und b; MOESTA 1876a und b) wurde die geologische Untersuchung des Rotliegenden eingeleitet. Danach haben sich vor allem BRANDES (1912), KÜHNE (1923), BEIN (1932), RICHTER (1941) und OPPERMANN (1970) mit dem Rotliegenden insgesamt befasst sowie STIER (1974), PAYER (1988) und SCHWABE (1989) Teilgebiete bearbeitet. Besonderes Interesse – bei teilweise kontroverser Diskussion – galt der Lithologie, Fossilführung und stratigraphischen Stellung des Cornberger Sandsteins unmittelbar unter dem Kupferschiefer (RICHTER 1941; SCHMIDT 1959; PRYOR 1971; SMITH 1971; OPPERMANN 1971; HAUBOLD & KATZUNG 1972, 1975; DACHROTH 1976; SCHUMACHER 1985; FICHTER 1987; GAND & HAUBOLD 1988; RICHTER-BERNBURG 1987; MUNK et al. 1993; GAST 1994 u.a.). In den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts wurde auf Blatt Sontra eine Revisionskartierung durchgeführt (MOTZKA-NÖRING 1987a und b) und damit für das Rotliegende von Nentershausen im SE-Teil des Blattes die lithostratigraphische Gliederung begründet. Ausgehend von einer Neukartierung des Perms auf Blatt Hönebach (AEHNELT & WIEDERHOLT 1999) ist das gesamte Rotliegende des Richelsdorfer Gebirges – soweit zugänglich – erneut untersucht worden (AEHNELT 2000).

2. Regionalgeologische Situation

Das Richelsdorfer Gebirge liegt am nördlichen Ende der Süddeutschen Scholle (Abb. 1a). Es bildet insgesamt eine flache Aufwölbung innerhalb eines herzynisch streichenden Horstes. Dieser wird im SW von einer Störung scharf abgegrenzt (SW-Randstörung) und im NE von der Sontraer Störungszone begrenzt. Zahlreiche Störungen zerlegen die Aufwölbung in ein Schollenmosaik. Die flach herzynische Nentershausener Störung im Zentrum gliedert den Horst in eine SW- und eine NE-Scholle (südliches und nördliches Richelsdorfer Gebirge).

Die SW-Scholle wurde stärker herausgehoben, so dass der Zechstein geschlossen verbreitet und das Rotliegende in vier Gebieten – bei Nentershausen, Iba, Imshausen und Braunhausen – angeschnitten ist. Auf der NE-Scholle tritt das Rotliegende inmitten des Zechsteins lediglich an drei Stellen (Cornberg, Rockensüß, Welda südlich Sontra) punktförmig

zutage (Abb. 3). Hier streicht auch der Buntsandstein auf größeren Flächen aus. In der Sontraer Störungszone sind als Relikte Muschelkalk und Keuper erhalten. Auf beiden Schollen kommen als Sedimente des Känozoikums verbreitet Löss und Lösslehm sowie in den Tälern Auenlehm vor.

Die am NW-Ende des Thüringer Waldes ansetzende Sontraer Störungszone sowie die Nentershausener und die SW-Randstörung des Richelsdorfer Gebirges gehören zu dem für Thüringen charakteristischen System herzynischer Bruchlinien (KATZUNG & EHMKE 1993, Abb. 5), das im östlichen Hessen am rheinischen Leinetal-Graben endet. Die Aufwölbung des Richelsdorfer Gebirges liegt – zusammen mit der Gerstunger Scholle – auf einer schmalen herzynischen Leistenscholle, die im Thüringer Wald am stärksten herausgehoben wurde und sich nach SE verbreiternd im Thüringisch-Fränkischen Schiefergebirge fortsetzt (Abb. 1b).

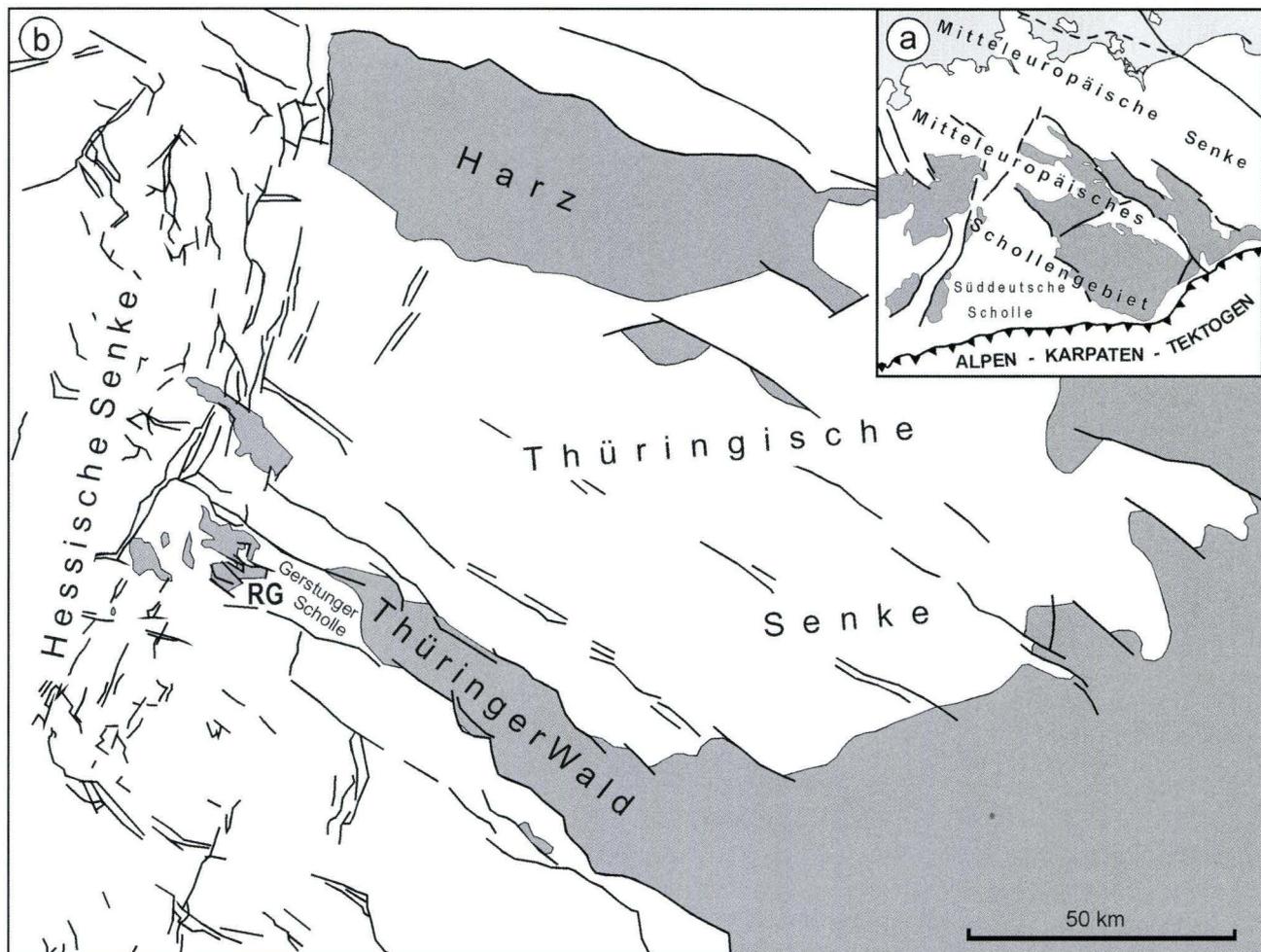


Abb. 1. Übersichtskarte – Strukturelle Gliederung. Auf der Grundlage von KATZUNG & EHMKE (1993: Bilder 1 und 5), ergänzt.

(a) Mitteleuropa; (b) Thüringen und östliches Hessen.

Grau – Paläozoikum, Weiß – Meso- und Känozoikum; RG – Richelsdorfer Gebirge.

Das Richelsdorfer Gebirge ist einer der in der Hessischen Senke häufigen Aufbrüche, in denen paläozoische Gesteine angehoben und durch Abtragung der triadischen Schichten freigelegt worden sind (Abb. 2). Während in den Aufbrüchen bei Bad Sooden-Allendorf (Unterwerra-Grundgebirge – SCHMID 1991) und bei Baumbach der Zechstein dem variszischen Grundgebirge direkt auflagert, bei Mühlbach und Ruhlkirchen devonischer Massenkalk (GUNZERT 1955) bzw. oberdevonische Grauwacken (HENNINGSEN 1966) sogar den tieferen Buntsandstein durchragen, streicht im südlichen Richelsdorfer Gebirge unter dem Zechstein der obere Teil (etwa 250 m) einer etwa 1 000 m mächtigen Abfolge des Rotliegenden aus. Bei dem Versuch, im Jahr 1862 mit der für die damaligen Verhältnisse sehr tiefen Bohrung Nentershausen (Endteufe 931,4 m) Steinkohlen unter dem Rotliegenden nachzuweisen, wurden Grauwacken und

Tonschiefer angetroffen („grauer quarziger Sandstein“, „grauer Schieferthon“ und „fester grauer Kohlendstein“ – BEYRICH & MOESTA 1876b: 35); sie werden als Oberkarbon (?) bzw. Devon (?) angesprochen (MOTZKA-NÖRING 1987b: 14 bzw. 241).

Im nördlichen Richelsdorfer Gebirge tritt lediglich das jüngste Rotliegende (Cornberg-Formation – s. unten) zutage; da hier keine tieferen Bohrungen abgeteuft wurden, sind Verbreitung und Mächtigkeit des älteren Rotliegenden unbekannt. Bei Welda fehlt die im südlichen Richelsdorfer Gebirge austreichende und mit der Bohrung Nentershausen 1862 erschlossene mächtige Abfolge der Nentershausen- und der Hasel-Formation (s. unten); unter dem Zechstein und der knapp 10 m mächtigen Cornberg-Formation folgen unmittelbar variszische Phyllite (MOTZKA-NÖRING & WEBER 1981; MOTZKA-NÖRING 1987b).

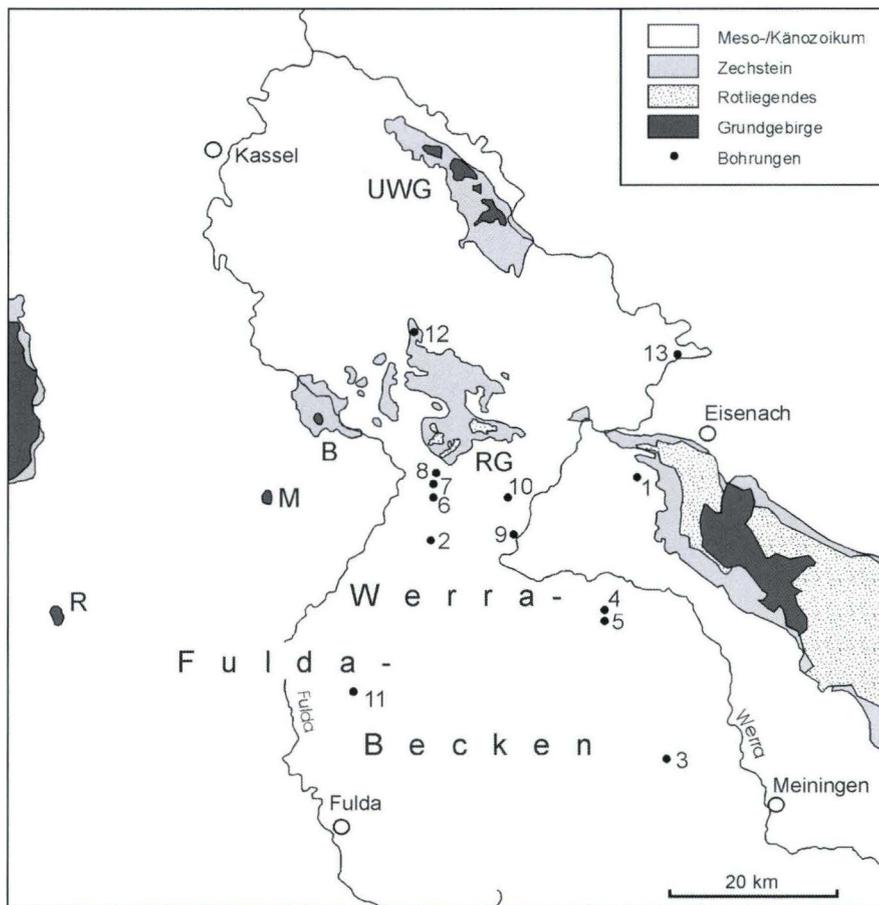


Abb. 2. Aufbrüche des Paläozoikums in der Hessischen Senke und wichtige Bohrungen. Auf der Grundlage von KULICK et al. (1984: Taf. 11 und 14), vereinfacht und ergänzt, sowie KÄSTNER (1969: 3) und SCHÄFER (1969: 154).

Aufbrüche: B – Baumbach, M – Mühlbach, R – Ruhlkirchen, RG – Richelsdorfer Gebirge, UWG – Unterwerra-Grundgebirge. Wichtige Bohrungen, die unter dem Zechstein das Rotliegende bzw. das Grundgebirge angetroffen haben: 1 – Oberellen, 2 – Weisenborn 2, 3 – Oberkatz 1, 4 – Hundskopf 1911/12 (Bernhardshall VIII), 5 – Hundskopf 1, 6 – Ronshausen 15, 7 – Ronshausen 16, 8 – Iba 3, 9 – Werra-Aue, 10 – Kleinensee 3, 11 – Treischfeld 5, 12 – Schemmern, 13 – Buchenau.

3. Stratigraphie

Das Rotliegende im Richelsdorfer Gebirge besteht aus einer klastischen Wechselfolge von Konglomeraten, Sandsteinen sowie tonigen Silt- bis siltigen Tonsteinen (sog. Schiefertone); Vulkanite kommen nicht vor – abgesehen von den wenigen Klasten in den Konglomeraten und Sandsteinen. Fossilien –

überwiegend Tetrapoden-Fährten, daneben Reste von Pflanzen – sind vor allem aus dem Cornberger Sandstein bekannt geworden (SCHMIDT 1959; HAUBOLD 1984; FICHTER 1987; MUNK et al. 1993); in den Rotsedimenten wurden lokal Grabgänge unbekannter Genese beobachtet (OPPERMANN 1970). Das obere

Viertel der etwa 1 000 m mächtigen Abfolge tritt südlich Nentershausen zutage (MOTZKA-NÖRING 1987a und b). Der darunter folgende knapp 800 m mächtige Abschnitt wurde mit der Bohrung Nentershausen 1862 erschlossen (BEYRICH & MOESTA 1876b).

Fazieswechsel bzw. -verzahnungen erschweren die Korrelation des Rotliegenden in den vier Gebieten. Die bisherigen Gliederungen (BEYRICH & MOESTA 1876a und b; KÜHNE 1923;

MOTZKA-NÖRING 1987a und b) waren deshalb auf das Rotliegend-Gebiet südlich Nentershausen beschränkt, wo die Abfolge mit ihrer größten Mächtigkeit und in lithologisch gut gegliederter Wechsellagerung ausstreicht (Abb. 3). Die Rotliegend-Gebiete bei Braunhausen, Imshausen und Iba wurden nicht berücksichtigt. Hier tritt lediglich der höchste Teil der Abfolge zutage.

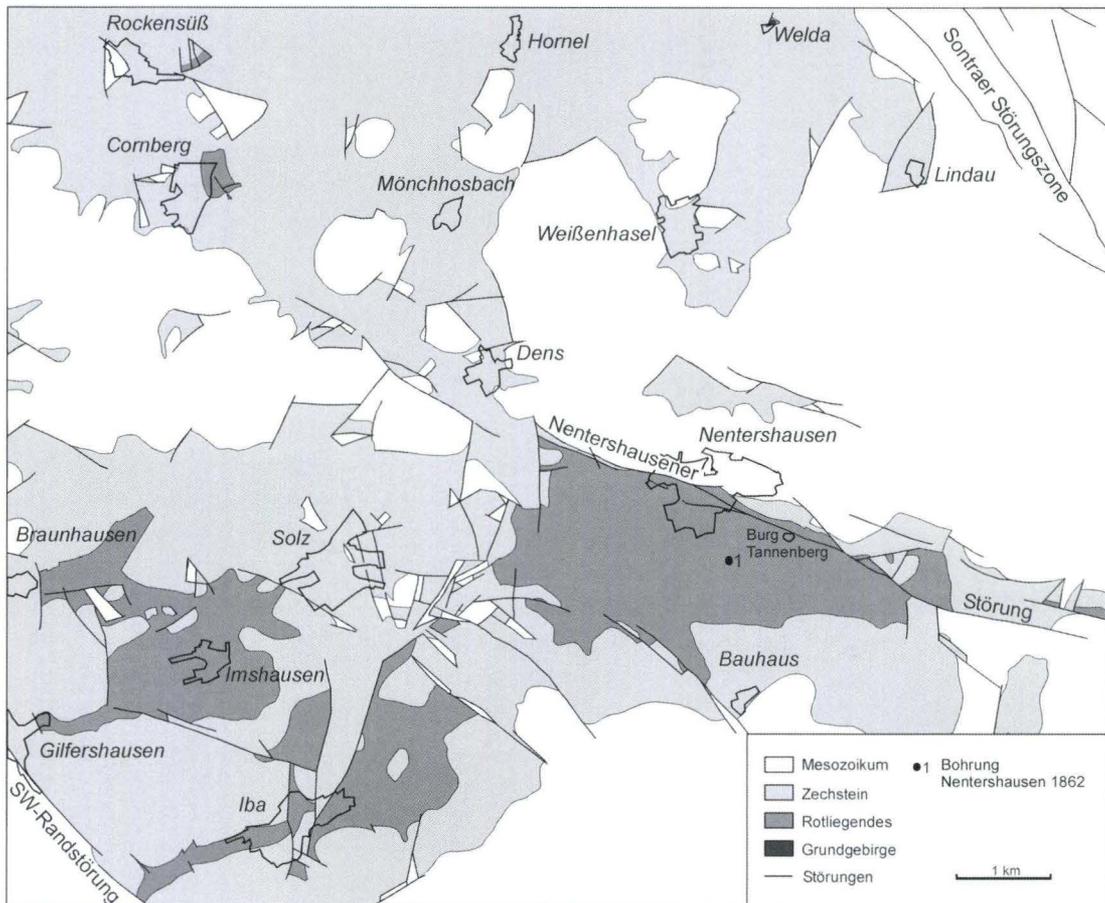


Abb. 3. Geologische Übersichtskarte des Richelsdorfer Gebirges (Ausschnitt), Känozoikum abgedeckt. Auf der Grundlage von MOTZKA-NÖRING (1987a) und AEHNELT & WIEDERHOLT (1999), vereinfacht.

3.1 Lithostratigraphische Gliederung

Die im Folgenden vorgestellte lithostratigraphische Gliederung und Korrelation (Tab. 1 und 2; Abb. 4) basiert auf der Revisionskartierung von Blatt Sontra (MOTZKA-NÖRING 1987a) und der Neukartierung des Perms auf Blatt Hönebach (AEHNELT & WIEDERHOLT 1999) sowie petrologischen Untersuchungen (s. unten). Die lateralen Änderungen der Lithofazies zwischen

den Gebieten Nentershausen, Iba, Imshausen und Braunhausen werden berücksichtigt, und das mit der Bohrung Nentershausen 1862¹ (BEYRICH & MOESTA 1876b) aufgeschlossene tiefere Rotliegende wird einbezogen, so dass zum erstenmal das gesamte Richelsdorfer Rotliegende erfasst ist.

¹ Leider steht das Material der Bohrung Nentershausen 1862 für eine Bearbeitung nicht mehr zur Verfügung.

Tab. 1. Gliederung des Rotliegenden aufgrund der Geologischen Spezialkartierung von Blatt Sontra und lithostratigraphische Standardgliederung des Rotliegenden im Richelsdorfer Gebirge – Mächtigkeiten und Teufen.

Gliederung Geologische Spezialkartierung	Lithostratigraphische Standardgliederung		Mächtigkeiten und Teufe				
			Mächtigkeiten zutage ausstreichend	Bohrung Nentershausen 1862			
MOTZKA-NÖRING 1987a, b	AEHNELT & KÄTZUNG (diese Arbeit)			Mächtigkeiten [m]	Teufen [m]	Teufen [Fuß]	
Oberes Rotliegendes bzw. Rotliegendes	Richelsdorf-Gruppe	Cornberg-Fm.	Cornberger Sandstein	0–20 m			
			Schlackental-Konglomerat	15–20 m			
		Nentershausen-Formation Tannenberg-Folge	Oberer Tannenberg-Sandstein	40–60 m			
			Oberes Tannenberg-Konglomerat	20–30 m			
			Mittleres Tannenberg-Konglomerat	~40–45 m			
			Unterer Tannenberg-Sandstein	~20 m			
			Tannenberg-Basalkonglomerat	~50 m	> 50,5	0–50,5	–160,91
			Nentershausen-Wechselfolge	> 40 m	133,0	–183,5	–584,75
		Hasel-Formation	Oberes Nentershausen-Konglomerat		76,5	–260,0	–828,33
			Nentershausen-Sandstein		15,5	–275,5	–877,66
			Nentershausen-Basalkonglomerat		58,7	–334,2	–1064,89
			Oberer Hasel-Sandstein		227,4	–561,6	–1789,35
Hasel-Konglomerat			69,6	–631,2	–2011,24		
Unterer Hasel-Sandstein			142,6	–773,8	–2465,34		
Hasel-Wechsellagerung		95,5	–869,3	–2769,82			
Grundgebirge	Grundgebirge						

Tab. 2. Lithostratigraphische Standardgliederung und Korrelation des Rotliegenden im Richelsdorfer Gebirge.

		R i c h e l s d o r f e r G e b i r g e				
		Gebiet Nentershausen	Gebiet Iba	Gebiet Imshausen	Gebiet Braunhausen	Gebiet Cornberg–Welda
R i c h e l s d o r f - G r u p p e	Cornberg-Fm.	Cornberger Sandstein	Cornberger Sandstein	Cornberger Sandstein	Cornberger Sandstein	Cornberger Sandstein
		Schlackental-Konglomerat	Schlackental-Konglomerat	Schlackental-Konglomerat		Schlackental-Konglomerat
	Nentershausen-Formation Tannenberg-Folge	Oberer Tannenberg-Sandstein	Oberer Tannenberg-Sandstein	Imshausen-Konglomerat	Braunhausen-Konglomerat	?
		Oberes Tannenberg-Konglomerat				
		Mittleres Tannenberg-Konglomerat	?	?	?	
		Unterer Tannenberg-Sandstein				
		Tannenberg-Basalkonglomerat				
		Nentershausen-Wechselfolge				
	Nentershausen-Folge	Oberes Nentershausen-Konglomerat				
		Nentershausen-Sandstein				
		Nentershausen-Basalkonglomerat				
		Oberer Hasel-Sandstein				
Hasel-Formation	Hasel-Konglomerat					
	Unterer Hasel-Sandstein					
	Hasel-Wechsellagerung					
	Grundgebirge	Grundgebirge				Grundgebirge

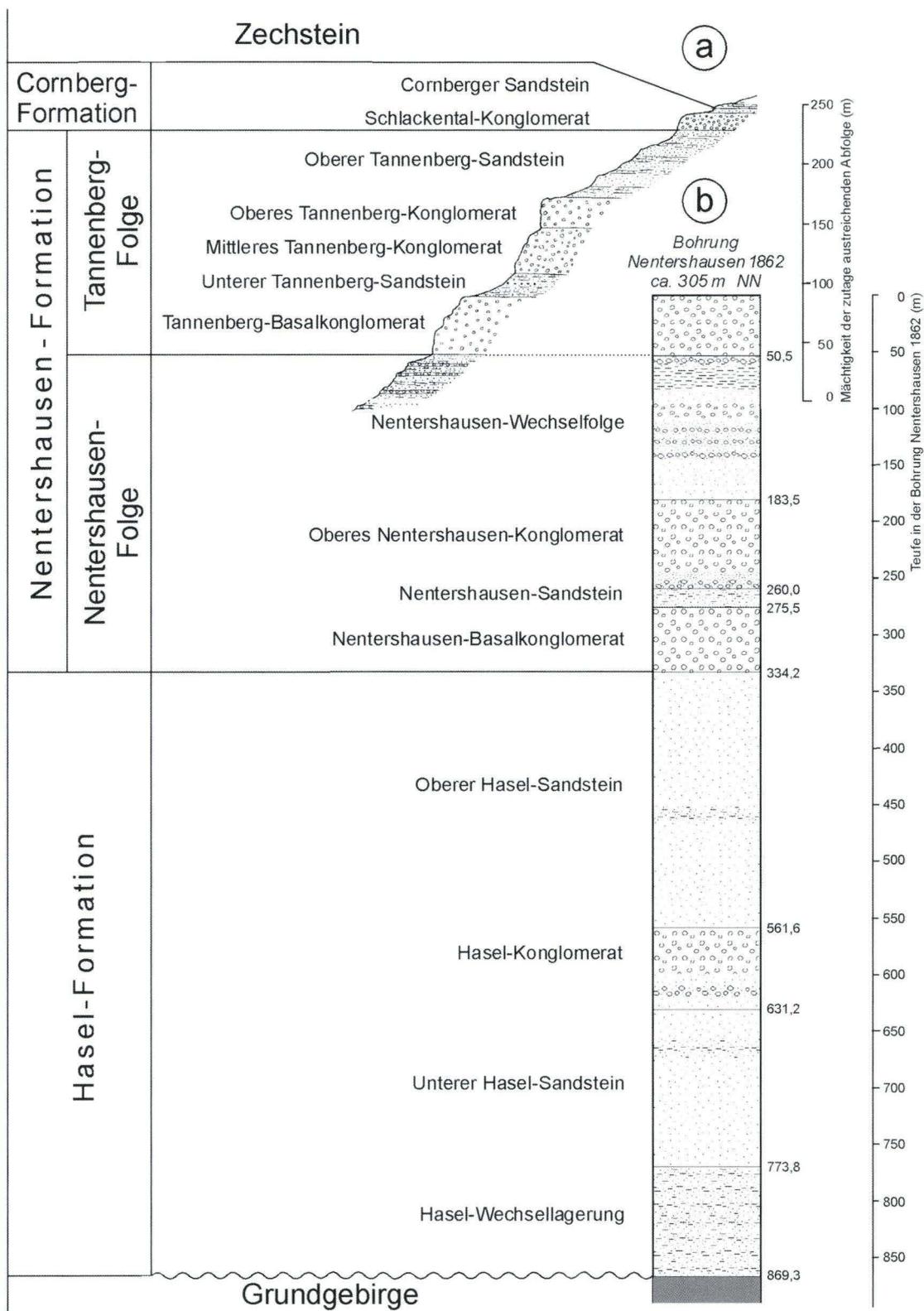


Abb. 4. Abfolge des Rotliegenden im Gebiet Nentershausen und im nördlichen Richelsdorfer Gebirge. (a) zutage austreichende Abfolge nach MOTZKA-NÖRING (1987b: Abb. 6), verändert und ergänzt; (b) Bohrung Nentershausen 1862 auf der Grundlage von BEYRICH & MOESTA (1876 b: Anhang).

Die von der Internationalen Stratigraphischen Kommission empfohlenen Richtlinien (SALVADOR 1994) für die Lithostratigraphie sind die Grundlage für die Untergliederung der Abfolgen in „Schichten“ (beds), deren hierarchische Ordnung zu „Folgen“ (members), „Formationen“ und letztendlich zur „Gruppe“ sowie für die Nomenklatur. Alle bisher ausgegliederten und bezeichneten Einheiten werden dementsprechend umbenannt. Ausgangspunkt ist das Typusgebiet Nentershausen, welches zugleich das aus den Abfolgen der Bohrung Nentershausen 1862 und der Übertage-Kartierung zusammengesetzte Typusprofil stellt.

3.1.1 Typusgebiet Nentershausen und nördliches Richelsdorfer Gebirge

Im Typusgebiet südlich Nentershausen (Abb. 5) besteht die Abfolge des Rotliegenden aus zahlreichen lithologisch verschiedenen und im Allgemeinen gut voneinander abgrenz-

baren Schichten. Die Schichten lassen sich drei Formationen zuordnen (vom Hangenden zum Liegenden):

- Cornberg-Formation,
- Nentershausen-Formation,
- Hasel-Formation.

Sie bilden die **Richelsdorf-Gruppe**.

Aus dem nördlichen Richelsdorfer Gebirge ist übertage und aus Bohrungen nur die Cornberg-Formation bekannt.

Richelsdorf-Gruppe

Definition: Gesamte Abfolge des Rotliegenden im Richelsdorfer Gebirge zwischen dem Grundgebirge im Liegenden und dem Kupferschiefer des Zechsteins im Hangenden. Sie besteht vorherrschend aus rotbraunen, psephitischen und psammitischen bis pelitischen Gesteinen, zuoberst aus gelbgrauen Sandsteinen.

Namengebung: Nach der Region, in der die Abfolge ausstreicht.

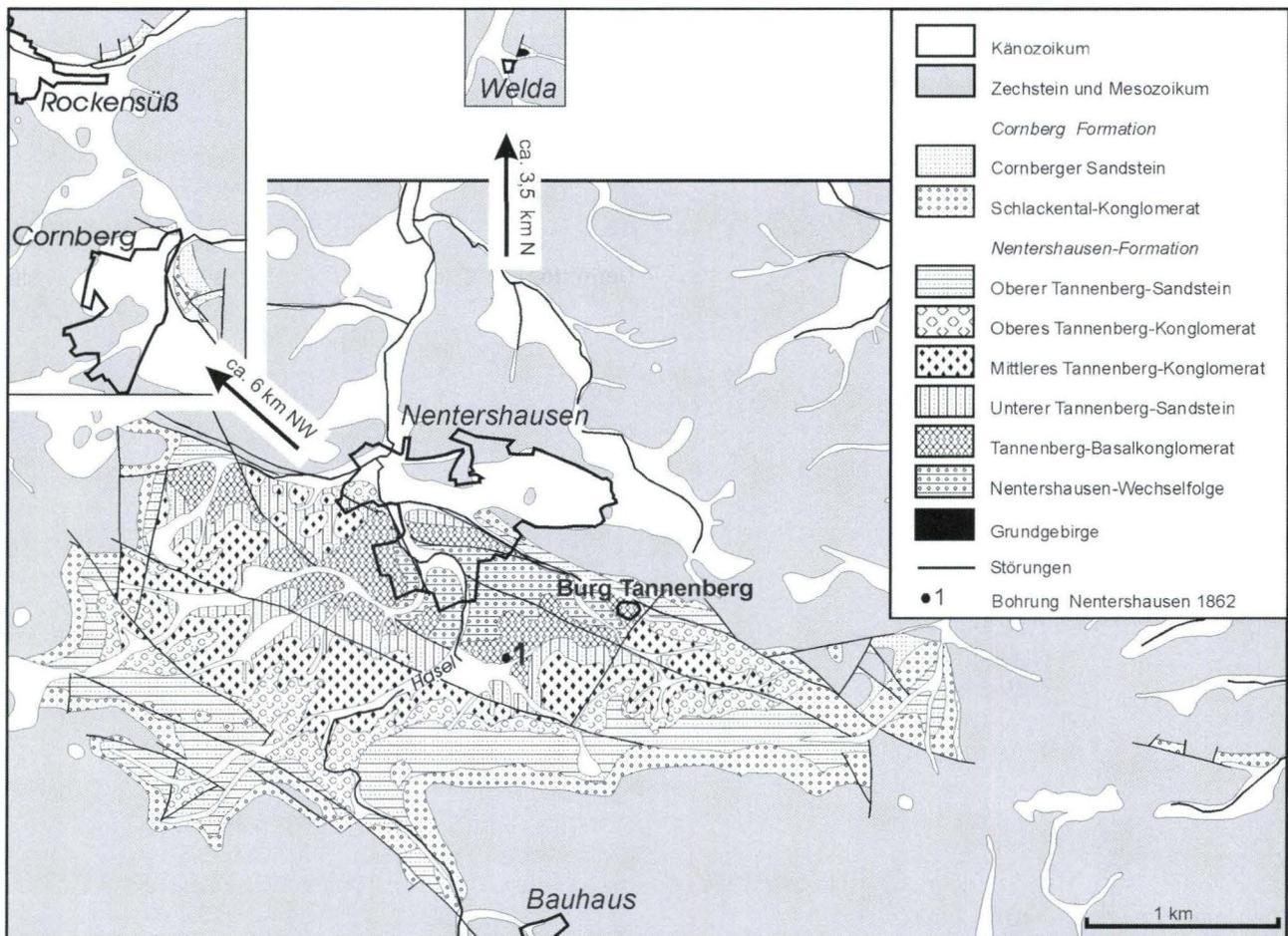


Abb. 5. Geologische Karte des Gebiets Nentershausen sowie des nördlichen Richelsdorfer Gebirges (in Ausschnitten). Auf der Grundlage von MOTZKANÖRING (1987a), vereinfacht.

Cornberg-Formation

Definition: Jüngste Formation der Richelsdorf-Gruppe: (1) Graue bis rotbraune Konglomerate und (2) helle, gelbgraue, teilweise konglomeratische Sandsteine.

Namengebung: Nach dem Ort Cornberg, wo sowohl die Konglomerate als auch die Sandsteine zutage treten; zugleich nach den aus dem Richelsdorfer Gebirge bekanntesten Schichten direkt unter dem Zechstein.

Vorkommen: Die grauen bis rotbraunen Konglomerate sind fast im gesamten Richelsdorfer Gebirge verbreitet (ausgenommen bei Braunhausen); die gelbgrauen, teilweise konglomeratischen Sandsteine fehlen örtlich im Gebiet Nentershausen.

Mächtigkeit: 15–40 m.

Untergeordnete lithostratigraphische Einheiten [Schichten] (vom Hangenden zum Liegenden) aufgrund der Kartierungen (MOTZKA-NÖRING 1987a; AEHNELT & WIEDERHOLDT 1999):

- Cornberger Sandstein
- Schlackental-Konglomerat.

Cornberger Sandstein

Definition: Obere lithostratigraphische Einheit der Cornberg-Formation: Helle, gelbgraue und gelbe Sandsteine, konglomeratische Sandsteine und auch Konglomerate.

Umfasst folgende Typen, die sich teilweise verzahnen bzw. ineinander übergehen:

- (a) großdimensional schräg geschichtete, fast geröllfreie, sehr wahrscheinlich äolisch akkumulierte, teilweise aquatisch überformte Sandsteine im Norden [**Cornberger Sandstein i.e.S.** bei KULICK (1987: 24)] und
- (b) sehr wahrscheinlich fluviatil abgelagerte, sich verzahnende Konglomerate, konglomeratische Sandsteine und Sandsteine, die an (a) süd- und ostwärts anschließen [**Übergangsfazies** bei OPPERMAN (1971) bzw. **Weißliegendesandsteine** bei KULICK (1987: 23)] sowie
- (c) vom ingredierenden Zechstein-Meer umgelagerte planar horizontal geschichtete Sandsteine direkt unter dem Kupferschiefer [**Werra-Sandstein** und **-Konglomerat** bei KULICK (1987: 23) bzw. **Zechstein-Konglomerat** bei SMITH (1971) und GAST (1994)].

Der Cornberger Sandstein wird gegen den auflagernden Kupferschiefer des Zechsteins in der Regel scharf begrenzt; die Untergrenze ist unscharf ausgebildet mit Übergang in das Schlackental-Konglomerat.

Namengebung: BEYRICH & MOESTA (1876 b: 4-5) für den Cornberger Sandstein i.e.S. nach dem locus typicus.

Synonym: Weißliegendes (MOTZKA-NÖRING 1987b: 23). Symbol: roCO (MOTZKA-NÖRING 1987a).

Verbreitung: Cornberger Sandstein i.e.S. (a) im nordwestlichen Richelsdorfer Gebirge (Cornberg, Rockensüß); Übergangsfazies (b) im östlichen Richelsdorfer Gebirge (Welda, östliches und westliches Ende des Typusgebiets Nentershausen); Werra-Sandstein (c) wahrscheinlich im gesamten

Bereich über (a) und (b), aber nur in Cornberg deutlich abgegrenzt.

Aufschlüsse: TK 25, Bl. 4925 Sontra: Steinbruch an der B 27 östlich Cornberg; Steinbruch an der Unteren Mühle östlich Rockensüß; Grube Münden 1,5 km westlich Nentershausen.

Mächtigkeit: 0–20 m.

Schlackental-Konglomerat

Definition: Untere lithostratigraphische Einheit der Cornberg-Formation: Sehr sandige Konglomerate bis konglomeratische Sandsteine, basal rotbraun, nach oben graubraun bis violettgrau und grau („Grauliegendes“). Im Richelsdorfer Gebirge in relativ einheitlicher Ausbildung weit verbreitet; ist im Gebiet Braunhausen nicht ausgebildet. Gegen feinklastische Rotsedimente im Liegenden scharf begrenzt.

Namengebung: Nach dem Schlackental (TK 25, Bl. 5025 Hönebach), wo das Konglomerat beiderseits der L 3249 am besten aufgeschlossen ist.

Synonym: Graue Konglomerat-Schichten (MOTZKA-NÖRING 1987b: 22–23). Symbol: ro,c,g (MOTZKA-NÖRING 1987a).

Aufschlüsse: TK 25, Bl. 4925 Sontra: Hohlweg am Nordhang des Herz-Bergs, 520 m östlich Punkt 478,2; Schwerspat-Gang am Nordhang des Herz-Bergs, direkt nördlich Punkt 478,2. TK 25, Bl. 5025 Sontra: Klippen und Straßenanschnitte im Schlackental (Straße Bauhaus–Nentershausen); auflässige Schwerspat-Grube 250 m östlich des Großen Dachs-Bergs.

Mächtigkeit: 15–20 m.

Nentershausen-Formation

Definition: Mittlere Formation der Richelsdorf-Gruppe: Gegenüber der Hasel-Formation (s. unten) deutlich gröbere, betont psephitische Abfolge von rotbraunen Konglomeraten und Sandsteinen sowie untergeordnet Silt- bis Tonsteinen.

Namengebung: Nach der Ortschaft Nentershausen.

Vorkommen:

- (a) Ausstrichgebiete südlich Nentershausen (TK 25, Bl. 4925 Sontra), etwas auf TK 25, Bl. 5025 Hönebach übergreifend (nördlich L 3250);
- (b) Bohrung Nentershausen 1862 bis Teufe 334,2 m (1 064,89 Fuß).

Mächtigkeit: annähernd 500 m.

Gliederung:

- (a) **Obere Nentershausen-Formation;** streicht fast ausschließlich südlich Nentershausen aus (vgl. MOTZKA-NÖRING 1987); die untergeordneten lithostratigraphischen Einheiten werden nach dem Tannenberg umbenannt, in dessen Umgebung die Abfolge vollständig zutage tritt: **Tannenberg-Folge**.
- (b) **Untere Nentershausen-Formation;** wurde fast ausschließlich mit der Bohrung Nentershausen 1862 aufgeschlossen (vgl. BEYRICH & MOESTA 1876 b); die untergeordneten lithostratigraphischen Einheiten werden nach dieser Bohrung erstmals benannt: **Nentershausen-Folge**.

Untergeordnete lithostratigraphische Einheiten [Schichten] (vom Hangenden zum Liegenden) aufgrund der Kartierungen (MOTZKA-NÖRING 1987; AEHNELT & WIEDERHOLDT 1999) und nach Schichtenverzeichnissen (BEYRICH & MOESTA 1876b: 32 ff.; MOTZKA-NÖRING 1987b: 241):

- Oberer Tannenberg-Sandstein
- Oberes Tannenberg-Konglomerat
- Mittleres Tannenberg-Konglomerat
- Unterer Tannenberg-Sandstein
- Tannenberg-Basalkonglomerat
- Nentershausen-Wechsellagerung
- Oberes Nentershausen-Konglomerat
- Nentershausen-Sandstein
- Nentershausen-Basalkonglomerat.

Oberer Tannenberg-Sandstein

Definition: Jüngste lithostratigraphische Einheit der Nentershausen-Formation über dem Oberen Tannenberg-Konglomerat: Wechsellagerung eben bis flaserig geschichteter, dunkel rotbrauner bis violetter, teilweise siltiger, hauptsächlich mittelkörniger, untergeordnet fein- und grobkörniger Sandsteine; gelegentlich sind siltige Tonstein-Lagen mit eingestreuten groben Quarzkörnern eingeschaltet.

Synonym: Rote Sandstein-Tonstein-Schichten (MOTZKA-NÖRING 1987b: 22). Symbol: ro,st (MOTZKA-NÖRING 1987a).

Aufschlüsse: TK 25, Bl. 4925 Sontra: Weganschnitte am NW-Hang des Herz-Bergs sowie am Nord- und Westhang des Dachs-Bergs. TK 25, Bl. 5025 Hönebach: Straßenanschnitt im Schlackental (Straße Bauhaus–Nentershausen).

Mächtigkeit: 60 m.

Oberes Tannenberg-Konglomerat

Definition: Mehrere Meter mächtige, sehr feste, massige Konglomerat-Bänke von violettgrauer Färbung über dem Mittleren Tannenberg-Konglomerat; bilden Steilkante im Gelände; Gerölle aus Gangquarz sind quarzitisches zementiert.

Synonym: Harte violette Konglomerat-Schichten (MOTZKA-NÖRING 1987b: 21–22). Symbol: ro,c,h (MOTZKA-NÖRING 1987a).

Aufschlüsse: TK 25, Bl. 4925 Sontra: Steilkante am „Alpenweg“ 1,8 km SE Nentershausen; Straßenanschnitt 1,3 km südlich Nentershausen.

Mächtigkeit: 20–30 m.

Mittleres Tannenberg-Konglomerat

Definition: Rotbraune lockere Konglomerate über dem Unteren Tannenberg-Sandstein; Gerölle aus Gangquarz sind kaum zementiert.

Synonym: Lockere rote Konglomerat-Schichten (MOTZKA-NÖRING 1987b: 21). Symbol: ro,c,l (MOTZKA-NÖRING 1987a).

Aufschluss: TK 25, Bl. 4925 Sontra: Böschung am Sportplatz 0,8 km südlich Nentershausen.

Mächtigkeit: 40–45 m.

Unterer Tannenberg-Sandstein

Definition: Dunkel rotbraune fein- bis mittelkörnige, wenig widerstandsfähige Sandsteine über dem Tannenberg-Basalkonglomerat; zum Hangenden Einschaltung von Tonstein-Lagen.

Synonym: Rote Sandstein-Schichten (MOTZKA-NÖRING 1987b: 21). Symbol: ro,s (MOTZKA-NÖRING 1987a).

Aufschluss: TK 25, Bl. 4925 Sontra: Auffahrt zur Burg Tannenberg (Grenze zum Mittleren Tannenberg-Konglomerat).

Mächtigkeit: 20 m.

Tannenberg-Basalkonglomerat

Definition: Rotbraune bis rötlich graue, feste, massige Konglomerate mit quarzitischem Bindemittel über der Nentershausen-Wechsellagerung; bilden Steilstufe im Gelände.

Synonym: Rotgraue Konglomerat-Schichten (MOTZKA-NÖRING 1987b: 21). Symbol: ro,c (MOTZKA-NÖRING 1987a).

Aufschluss: TK 25, Bl. 4925 Sontra: Auffahrt zur Burg Tannenberg; Weganschnitt 0,7 km südlich Nentershausen.

Mächtigkeit: 50 m.

Nentershausen-Wechsellagerung

Definition: In der Bohrung Nentershausen 1862 Wechsellagerung von festen rotbraunen Sandsteinen, Konglomeraten und Silt- bis Tonsteinen über dem Oberen Nentershausen-Konglomerat; zutage tretend (obere 40 m) dunkelrote, tonige, zumeist mittelkörnige Sandsteine; darin in größeren Abständen wenige Meter mächtige Konglomerat-Bänke mit gut gerundeten Quarz-Geröllen.

Synonym: Sandstein-Konglomerat-Schichten (MOTZKA-NÖRING 1987b: 20). Symbol: ro,sc (MOTZKA-NÖRING 1987a)

Aufschluss: TK 25, Bl. 4925 Sontra: Steinbruch 0,5 km SE der Kirche Nentershausen.

Aufschlussbereich: Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 50,5–183,5 m (160,91–584,75 Fuß).

Mächtigkeit: 133 m.

Gliederung:

- 15 m Silt- bis Tonsteine mit dünnen Konglomerat-Lagen
- 22 m glimmerreiche Silt- bis Tonsteine
- 13 m sehr feste feinkörnige Sandsteine
- 13 m sehr festes Konglomerat
- 39 m feinkörnige Sandsteine mit dünnen Konglomerat-Lagen
- 31 m geröllführende feinkörnige Sandsteine.

Oberes Nentershausen-Konglomerat

Definition: Sehr feste rotbraune Konglomerate, im unteren Teil mit rotbraunen, feinkörnigen Sandsteinen, über dem Nentershausen-Sandstein.

Aufschlussbereich: Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 183,5–260,0 m (584,75–828,33 Fuß).

Mächtigkeit: 76,5 m.

Nentershausen-Sandstein

Definition: Mürbe rotbraune, feinkörnige Sandsteine bis Siltsteine über dem Nentershausen-Basalkonglomerat.

Aufschlussbereich: Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 260,0–275,5 m (828,33–877,66 Fuß).

Mächtigkeit: 15,5 m.

Nentershausen-Basalkonglomerat

Definition: Basale lithostratigraphische Einheit der Nentershausen-Formation: Rotbraunes Konglomerat mit untergeordnet eingeschalteten Lagen feinkörniger rotbrauner Sandsteine; im unteren Bereich mürbe, zum Hangenden zunehmend fester.

Aufschlussbereich: Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 275,5–334,2 m (877,66–1064,89 Fuß).

Mächtigkeit: 58,7 m.

Hasel-Formation

Definition: Basale Formation der Richelsdorf-Gruppe: Abfolge von rotbraunen Sandsteinen und Silt- bis Tonsteinen mit zwei Konglomerat-Horizonten.

Namengebung: Nach dem Flüsschen Hasel, in dessen Nähe die Bohrung Nentershausen 1862 abgeteuft wurde.

Vorkommen: Ausschließlich in der Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 334,2–869,3 m (1 064,89–2 769,82 Fuß).

Mächtigkeit: 535 m.

Untergeordnete lithostratigraphische Einheiten (vom Hangenden zum Liegenden) nach Schichtenverzeichnissen (BEYRICH & MOESTA 1876 b: 32 ff.; MOTZKA-NÖRING 1987b: 241):

- Oberer Hasel-Sandstein
- Hasel-Konglomerat
- Unterer Hasel-Sandstein
- Hasel-Wechselagerung.

Oberer Hasel-Sandstein

Definition: Jüngste lithostratigraphische Einheit der Hasel-Formation über dem Hasel-Konglomerat: Abfolge von grob- und feinkörnigen Sandsteinen.

Aufschlussbereich: Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 334,2–561,6 m (1 064,89–1 789,35 Fuß).

Mächtigkeit: 227,4 m.

Gliederung:

- 115 m grobkörnige und feinkörnige Sandsteine im Wechsel
- 14 m tonige grobkörnige Sandsteine mit zum Hangenden abnehmendem Tongehalt
- 98 m feste grobkörnige Sandsteine.

Hasel-Konglomerat

Definition: Konglomerate, im unteren Teil mit Sandsteinen, über dem Unteren Hasel-Sandstein.

Aufschlussbereich: Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 561,6–631,2 m (1 789,35–2 011,24 Fuß).

Mächtigkeit: 69,6 m.

Gliederung:

- 40 m feste Konglomerate
- 30 m sehr feste fein- und grobkörnige Sandsteine mit 9 m mächtigem Konglomerat-Horizont, basal Tonsteine.

Unterer Hasel-Sandstein

Definition: Abfolge von festen fein- und grobkörnigen Sandsteinen, im oberen Teil mit Tonsteinen über der Hasel-Wechselagerung.

Aufschlussbereich: Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 631,2–773,8 m (2 011,24–2 465,34 Fuß).

Mächtigkeit: 142,6 m.

Hasel-Wechselagerung

Definition: Basale lithostratigraphische Einheit der Hasel-Formation, auf Quarziten und Tonschiefern des Grundgebirges auflagernd: Abfolge von vorherrschend rotbraunen Sandsteinen sowie Silt- und Tonsteinen mit grau gefärbtem Horizont.

Aufschlussbereich: Bohrung Nentershausen 1862, Teufe 773,8–869,3 m (2 465,34–2 769,82 Fuß).

Mächtigkeit: 95,5 m.

Gliederung:

- 54 m glimmerreiche Silt- und Tonsteine sowie feinkörnige Sandsteine
- 2 m rotbraune und graue Tonsteine sowie quarzitisches graue Sandsteine
- 40 m fein- und grobkörnige Sandsteine mit untergeordneten Tonsteinen.

3.1.2 Gebiet Iba

In der Umgebung von Iba (Abb. 6) – TK 25, Bl. 5025 Hönebach – streicht eine mit dem jüngsten Rotliegenden im Typusgebiet Nentershausen übereinstimmende Abfolge aus.

Cornberg-Formation

Cornberger Sandstein

Ausbildung: Übergangsfazies.

Verbreitung: Im Westteil des Gebiets – Ortslage Iba, Tal der Iba SW Iba und Osthang des Hundskopfs nördlich Iba.

Aufschlüsse: Straßenanschnitt an der Sandkaute und Hanganschnitte am Köhlersrain in der Ortslage Iba; Weganschnitt zur Schneidemühle 1 km westlich Iba; Weganschnitt westlich der Straße Iba–Solz, 0,8 km nördlich Iba.

Mächtigkeit: > 4 m.

Schlackental-Konglomerat

Ausbildung: Feste Konglomerate mit Sandstein-Linsen sowie Wechsel von Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen.

Verbreitung: Nördlich, östlich und südlich Iba.

Aufschlüsse: Klippen 0,5 km NW des Weltschlüssels; Klippen

an der Straße von Iba zum Steinküppel am Westhang des Weitschlüssels; Klippen am Nord- und Westhang der Iburg; Straßenanschnitt am Ortsausgang Iba nach Bauhaus (L 3250); Hanganschnitt an der Straße Iba–Bauhaus (L 3250), an der Abzweigung nach Gunkelrode; Weganschnitt zur Auffahrt zum Gut Gunkelrode; Klippen westlich der Straße Iba–Solz, 1,2 km NNE Iba.

Mächtigkeit: 30–40 m.

Nentershausen-Formation

Oberer Tannenberg-Sandstein

Ausbildung: Wie im Typusgebiet Nentershausen.

Verbreitung: Tal der Iba nördlich Iba (westlich des Loh-Bergs) und am Westhang von Iburg und Kunstkopf.

Aufschluss: Hanganschnitt am Westhang des Kunstkopfs, 0,3 km östlich vom Ortsausgang Iba.

Mächtigkeit: > 30 m.

3.1.3 Gebiet Imshausen–Gilfershausen

Das Rotliegende in der Umgebung von Imshausen und im Tal der Solz bis nach Gilfershausen (Abb. 6) – TK 25, Bl. 5025 Hönebach – stimmt im höheren Teil mit dem von Iba überein. Unter der Cornberg-Formation fällt der Obere Tannenberg-Sandstein fast vollständig aus (von einem lokalen Relikt abge-

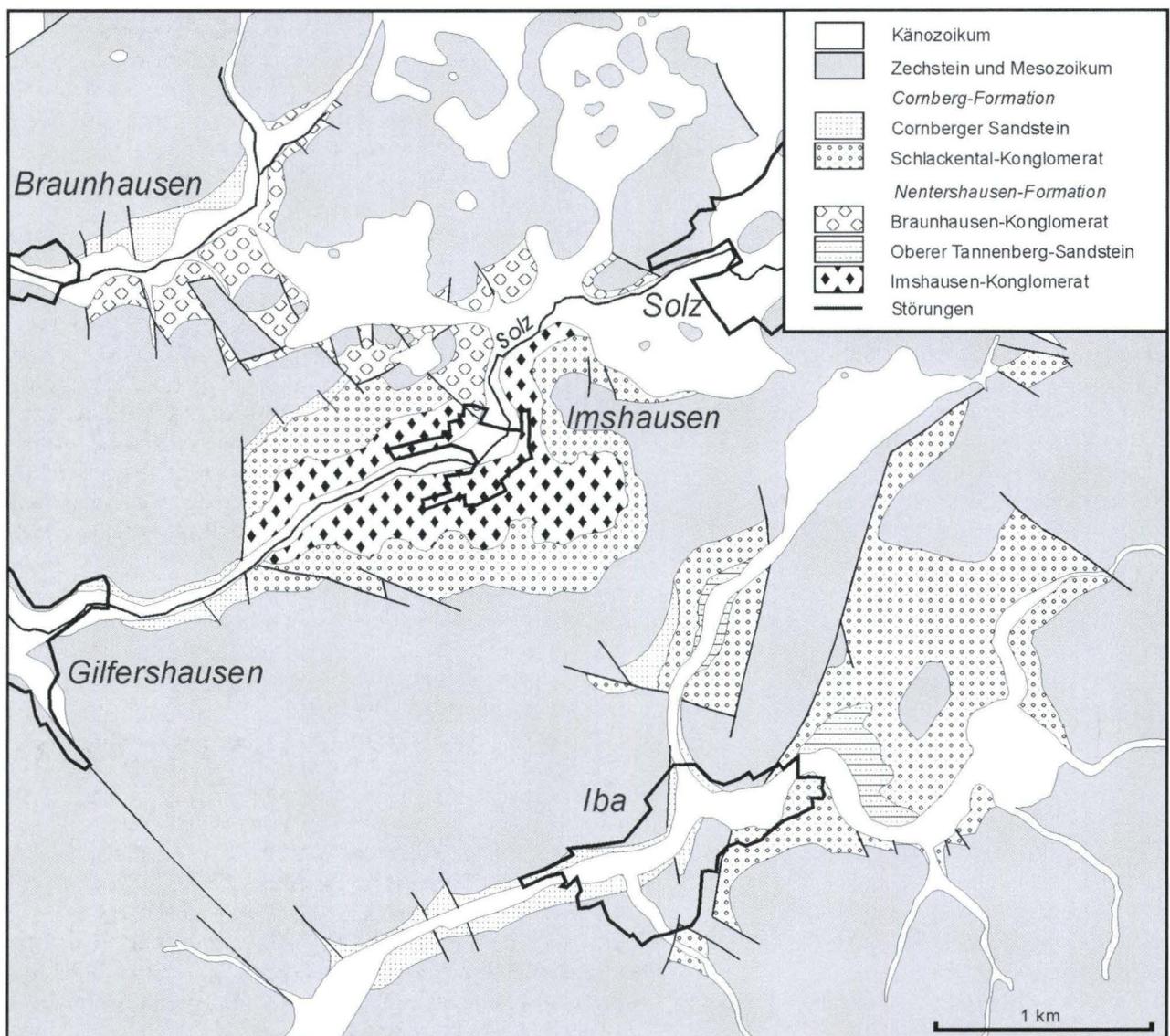


Abb. 6. Geologische Karte des Gebiets Iba–Imshausen–Braunhausen. Auf der Grundlage von AEHNELT & WIEDERHOLDT (1999) und MOTZKA-NÖRING (1987a), vereinfacht.

sehen), und es folgt unmittelbar ein lockeres Konglomerat, das sich durch seinen Geröllbestand von allen anderen Konglomeraten des Richelsdorfer Gebirges deutlich unterscheidet.

Cornberg-Formation

Cornberger Sandstein

Ausbildung: Übergangsfazies.

Verbreitung: Tal der Solz bis etwa 1 km östlich Gilfershausen sowie am Osthang der Höhe 376,6 westlich Imshausen.

Aufschlüsse: Auflässiger Steinbruch in Gilfershausen am Gehöft Hinterm Stein 17; Weganschnitt 0,4 km östlich der Höhe 376,6.

Mächtigkeit: 0–20 m.

Schlackental-Konglomerat

Ausbildung: Wie im Typusgebiet Nentershausen.

Verbreitung: Weitere Umgebung von Imshausen.

Aufschlüsse: Klippen SE der Straße Gilfershausen–Imshausen (K 53), oberhalb des Rastplatzes; Klippen 0,4 km SE der Höhe 376,6.

Mächtigkeit: 20–30 m.

Nentershausen-Formation

Imshausen-Konglomerat

Definition: Obere lithostratigraphische Einheit der Nentershausen-Formation im Gebiet Imshausen: Lockere violettrote, unsortierte Konglomerate mit breitem Geröllspektrum, aber ohne Gangquarz; überlagert von Schlackental-Konglomerat; Liegendes unbekannt.

Namengebung: Nach der Ortschaft Imshausen, in deren Umgebung das Konglomerat austreicht.

Verbreitung: Unmittelbar um Imshausen.

Aufschlüsse: Hanganschnitt 0,15 km NE Schloss Imshausen; Weganschnitt 0,4 km SE der Höhe 376,6.

Mächtigkeit: > 30 m.

3.2 Vergleich mit dem Rotliegenden im nordwestlichen Thüringer Wald und im Untergrund der Vorderrhön

Für eine Korrelation der Richelsdorfer Abfolge kommt vorrangig das nahe gelegene Rotliegende von Eisenach im nordwestlichen Thüringer Wald in Betracht: Beide befinden sich am NE-Rand des Werra-Fulda-Beckens (Abb. 2), und die Abfolge des zutage tretenden Rotliegenden im Richelsdorfer Gebirge gleicht weitgehend der von Eisenach. Die mit Bohrungen im Zentrum des Werra-Fulda-Beckens mit etwa 600 m Mächtigkeit erschlossene Abfolge des Rotliegenden (Bohrungen Weisenborn 2 und Treischfeld 5) ist hingegen feiner klastisch ausgebildet und weniger deutlich gegliedert (SCHÄFER 1969). Weitere Übertage-Vorkommen der Saar-Werra-Senke

3.1.4 Gebiet Braunhausen

Im Gebiet Braunhausen – TK 25, Bl. 4925 Sontra – tritt das Rotliegende in zwei Ausbildungen zutage (Abb. 6). Am nördlichen Hang des Tals östlich Braunhausen sind es überwiegend gelbliche Sandsteine und Konglomerate der Cornberg-Formation. An den südlichen Hängen folgen unmittelbar im Liegenden des Zechsteins rote Konglomerate, die wahrscheinlich dem Schlackental-Konglomerat und – in Anbetracht der Mächtigkeit – eventuell auch teilweise dem höchsten Teil der Nentershausen-Formation entsprechen.

Cornberg-Formation

Cornberger Sandstein

Ausbildung: Übergangsfazies. Hell gelblichgraue mürbe Sandsteine und sandreiche Konglomerate, die zum Liegenden in blass rötliche Konglomerate übergehen.

Verbreitung: Nördlicher Talhang östlich Braunhausen.

Aufschlüsse: Zwei Sandgruben 0,35 bis 0,43 km ENE bzw. NE Braunhausen.

Mächtigkeit: > 7 m.

Nentershausen-Formation

Braunhausen-Konglomerat

Definition: Höchste lithostratigraphische Einheit des Rotliegenden östlich Braunhausen, überlagert von Zechstein; Liegendes unbekannt: Rote, sandige Konglomerate. Wahrscheinlich äquivalent dem Schlackental-Konglomerat und eventuell der/den höchsten lithostratigraphischen Einheit/en der Nentershausen-Formation in den Gebieten Nentershausen, Iba und Imshausen.

Namengebung: Nach der Ortschaft Braunhausen westlich des Verbreitungsgebiets.

Verbreitung: Südliche Talhänge östlich Braunhausen und weiter ostwärts bis in das Tal westlich der Solz.

Aufschluss: Weganschnitt 0,8 km östlich Braunhausen.

Mächtigkeit: > 50 m.

werden erst in größerer Entfernung in der Wetterau und im Saar-Nahe-Gebiet angetroffen. Auch diese Abfolgen (MARELL & KOWALCZYK 1986; BOY & FICHTER 1988; KOWALCZYK und BOY in MENNING et al. 2005: 101 ff.) können – abgesehen vom Weißliegenden in der Wetterau – nicht ohne weiteres mit derjenigen im Richelsdorfer Gebirge und im nordwestlichen Thüringer Wald korreliert werden.

Das **Rotliegende von Eisenach** liegt am Ostrand auf Metamorphiten des Ruhlaer Kristallins, lokal auch auf Vulkaniten des Permosiles; es wird vom basalen Zechstein (Kupferschiefer) überlagert.

Die lithostratigraphische Gliederung ist mit der geologischen Spezialkartierung zu Beginn des 20. Jahrhunderts begründet (NAUMANN 1913) und später etwas ergänzt worden (KNOTH 1970); (Tab. 3).

In der als **Eisenach-Formation** bezeichneten, etwa 330 m mächtigen roten bis rotbraunen Abfolge wechseln mehrfach 10 bis maximal 180 m mächtige Konglomerate (Wachstein-, Wartburg-, Aschburg- und Haupt-Konglomerat ro_1 bis ro_4) und 10 bis maximal 90 m mächtige Silt-/Tonsteine („Schiefer-tone“ σ_1 bis σ_4). Die Konglomerate wurden vor allem aus Schichtfluten auf bergnahen Schwemmfächern mit sehr flachem Kleinrelief am NE-Rand des Werra-Fulda-Beckens abgelagert; an der Basis des Wachstein-Konglomerats bestand ein von Erosionsrinnen durchzogenes Relief (LÜTZNER 1981). Die Konglomerate dünnen nach SW, in Richtung auf das Zentrum des Werra-Fulda-Beckens, und nach Westen (Bohrung Oberellen) aus, die Silt-/Tonsteine umgekehrt zum Beckenrand. Liefergebiete der groben Klastika waren die Ruhlaer Schwelle im Osten und die Buchenauer Schwelle im Norden. Bei den Silt-/Tonsteinen handelt es sich um Playa-Sedimente, die in Zeiten tektonischer Ruhe sowie im Vorfeld der Schwemmfächer zum Absatz kamen. Sie dominieren die im Beckenzentrum 400–600 m mächtigen Äquivalente der Eisenach-Formation; hier treten nur noch geringmächtige linsenförmige Konglomerate auf, die zumeist nicht eindeutig lithostratigraphisch zugeordnet werden können. Das trifft auch für die Konglomerate in der beträchtlich mächtigkeitsreduzierten Abfolge am Westrand der nach Süden abtauchenden Ruhlaer Schwelle zwischen Kupfersuhl und Bad Liebenstein sowie diejenigen unter dem Deckgebirge der Vorderrhön am Westrand der Rhön-Schwelle zu (vgl. KEILHACK 1910; NAUMANN 1927; KÄSTNER 1969).

Eine Sonderstellung nimmt das **Grenzkonglomerat** ro_5 ein, eine nur 5–10 m mächtige rotbraune Abfolge von feinkiesigen und sandigen Lagen. Es liegt mit scharfer und teilweise erosiver Grenze, nach Osten schwach übergreifend, also mit deutlicher Schichtlücke auf dem Grenzschiefer-ton σ_4 . Der höchste Teil ist teilweise grau gebleicht („Grauliegendes“) und führt knauerförmige Kalksteine, die sich zum Hangenden häufen. Sie werden (1) als epigenetische, unter dem Einfluss des Zechstein-Meers gebildete Karbonate (RICHTER-BERNBURG 1987) bzw. (2) als Krustenkalke (KNOTH 1970) oder (3) als pedogene Calichen (SCHNEIDER 1996) interpretiert. Den Abschluss bildet – mit deutlicher Grenze abgesetzt – ein konglomeratischer Kalksandstein als Äquivalent des „Zechstein-Konglomerats“.

Die **Korrelation** der Nentershausen-Formation mit der Eisenach-Formation ergibt sich zwanglos aus den in beiden

Gebieten identischen, charakteristischen Abfolgen von vier Konglomerat-Schichten und feiner körnigen Sedimenten (Tab. 3): Danach entsprechen sich (vom Hangenden zum Liegenden)

- Oberes und Mittleres Tannenberg-Konglomerat und Hauptkonglomerat (ro_4),
- Tannenberg-Basalkonglomerat und Aschburg-Konglomerat (ro_3),
- Oberes Nentershausen-Konglomerat und Wartburg-Konglomerat (ro_2),
- Nentershausen-Basalkonglomerat und Wachstein-Konglomerat (ro_1).

Ebenso deutlich sind die Beziehungen der auflagernden Schichten im Richelsdorfer Gebirge und im nordwestlichen Thüringer Wald – der Cornberg-Formation und des Grenzkonglomerats. Aufgrund magnetostratigraphischer Untersuchungen gehören beide in die Post-Illawarra-Zeit (siehe Abschnitt 3.3). Die Grenze gegen die feinklastischen Sedimente im Liegenden ist in beiden Gebieten scharf und teilweise erosiv ausgebildet. Danach entspricht das Schlackental-Konglomerat dem Grenzkonglomerat des Eisenacher Rotliegenden. Im nordwestlichen Thüringer Wald fehlen allerdings – ebenso wie im südöstlichen Richelsdorfer Gebirge – Äquivalente des Cornberger Sandsteins, vom Zechstein-Konglomerat abgesehen. Dieses entspricht den planar horizontal geschichteten Sandsteinen am Top des Cornberger Sandsteins i.e.S. (= Werra-Sandstein).

Im **Untergrund der Vorderrhön** haben zahlreiche Bohrungen im Zuge der Exploration auf Kohlendioxid das Rotliegende am Ostrand des Werra-Fulda-Beckens aufgeschlossen (KÄSTNER 1969, 1994, 1995). Die feinklastischen Äquivalente der Eisenach-Formation werden hier ebenfalls mit scharfer Grenze von gröberen Sedimenten überlagert. Westlich der Rhön-Schwelle (Bohrungen Oberkatze 1, Dermbach 1, Oechsen 2, 3 und 5 sowie Kaltenborn, Stadtlengsfeld 2 und Hohenwart 1E; vgl. KÄSTNER 1969: 9; 1995: 65) folgen über dem knapp 10 m mächtigen, unten roten und oben grauen **Grenzkonglomerat** ohne scharfe Grenze 4–8 m mächtige graue Sandsteine, die teilweise Gerölle führen und bis konglomeratisch ausgebildet sind. Sie dürften dem **Cornberger Sandstein in Übergangsfazies** entsprechen (siehe Abschnitt 3.1.1); am Top lässt sich kein „Zechstein-Konglomerat“ ausgliedern. Westwärts (Bohrungen Schorngraben 2, Wölferbütt 1, Mariengart 3, Oechsen 1) nimmt die Geröll-Führung der grauen Sandsteine generell ab und ihre Mächtigkeit tendenziell zu; typische Äquivalente des Grenzkonglomerats fehlen. Die hier unterlagernden, sekundär grauen Tonsteine („Grauliegendes“) zeigen „in einigen Fällen ... unregelmäßige Karbonateinlagerungen“ (KÄSTNER 1969: 10).

Tab. 3. Korrelation und stratigraphische Stellung des Rotliegenden im Richelsdorfer Gebirge, im nordwestlichen Thüringer Wald und im Untergrund der Vorderrhön.

		Richelsdorfer Gebirge AEHNELT & KATZUNG (diese Arbeit)	Nordwestlicher Thüringer Wald NAUMANN (1913), KNOTH (1970)	Untergrund der Vorderrhön (auf der Grundlage von KASTNER 1969)		
Saxon II	Cornberg-Fm.	Cornberger Sandstein		Graue Sandsteine		
		Schlackental-Konglomerat	Grenzkonglomerat	Grenzkonglomerat		
Saxon I	Nentershausen-Formation	Tannenberg-Folge	Eisenach-Formation	Äquivalente der Eisenach- Formation ?		
					Oberer Tannenberg-Sandstein	„Schiefer-ton“ σ_4
					Oberes Tannenberg-Konglomerat	Hauptkonglomerat
					Mittleres Tannenberg-Konglomerat	
					Unterer Tannenberg-Sandstein	„Schiefer-ton“ σ_3
	Tannenberg-Basalkonglomerat	Aschburg-Konglomerat				
	Nentershausen-Folge	Nentershausen-Wechselfolge	„Schiefer-ton“ σ_2			
		Oberes Nentershausen-Konglomerat	Wartburg-Konglomerat			
		Nentershausen-Sandstein	„Schiefer-ton“ σ_1			
		Nentershausen-Basalkonglomerat	Wachstein-Konglomerat			
Hasel-Formation	Oberer Hasel-Sandstein					
	Hasel-Konglomerat					
	Unterer Hasel-Sandstein					
	Hasel-Wechsellagerung					
		Grundgebirge (Devon bis Unterkarbon ?)	Grundgebirge (Ruhlaer Kristallin)			

3.3 Stratigraphische Stellung

Eine Korrelation des höchstens 10 m mächtigen **Grenzkonglomerats** mit den maximal 90 m mächtigen Eisleben-Schichten im südöstlichen Vorland des Harzes und der in das **Saxon II** gestellten Abfolge des jüngsten Rotliegenden (Havel- und Elbe-Folge) im Untergrund des Norddeutschen Tieflands (KATZUNG et al. 1977), die im Beckenzentrum mehr als 2 000 m Mächtigkeit erreicht (KATZUNG & OBST 2004), ergibt sich aufgrund der lithologisch-paläogeographischen Entwicklung (KATZUNG 1968: 212 ff.; KATZUNG 1970: 17). Paläomagnetische Untersuchungen haben dies bestätigt (MENNING et al. 1988: 1054; MENNING 1995). Danach liegt zwischen dem Grenzschiefer-ton und dem Grenzkonglomerat die Illawarra-Umpolung. Aufgrund der sehr beträchtlichen Mächtigkeitsdifferenz des Saxon II in Thüringen und in Norddeutschland muss mit einer größeren Schichtlücke zwischen Grenzschiefer-ton und Grenzkonglomerat gerechnet werden (MENNING et al. 1988: 1054). Auch deshalb wird das Grenzkonglomerat „als (partiell) rote Randfazies des ‚Weiβliegenden‘ im Hessisch-Thüringischen

Grenzgebiet“ betrachtet (LÜTZNER in MENNING et al. 2005: 105).

Der **Cornberger Sandstein** mit dem im Liegenden lithologisch kontinuierlich anschließenden **Schlackental-Konglomerat** gehört deshalb ebenfalls in die Post-Illawarra-Zeit (vgl. auch DACHROTH 1976; LÜTZNER & MENNING in MENNING et al. 2005: 97). Therapsiden-Fährten bestätigen die zeitliche Einordnung des Cornberger Sandsteins in das jüngste Rotliegende (FICHTER 1987; BOY & FICHTER 1988). Die Cornberg-Formation ist somit insgesamt in das Saxon II zu stellen.

Die **Nentershausen-Formation** wird aufgrund der Korrelation mit dem Eisenacher Rotliegenden in die Prä-Illawarra-Zeit eingeordnet. Da die Lithologie sowohl der Nentershausen- als auch der **Hasel-Formation** (Fehlen von grauen Sedimenten, Kohlen, Vulkaniten einschließlich Tuffen, Süßwasser-Karbonatgesteinen) keinen Anhalt für Autun („Unterrotliegendes“) gibt, sollten beide Formationen dem **Saxon I** (älteres Oberrotliegendes = „Oberrotliegendes I“) zugerechnet werden. Für

die Hasel-Formation gilt das unter Vorbehalt, für die Nentershausen-Formation als gesichert.

Die Cornberg-Formation vertritt demnach – zusammen mit dem Grenzkonglomerat im nordwestlichen Thüringer Wald – als geringer mächtiges Äquivalent der Eisleben-Schichten am Ostrand des Harzes und am Südrand der Flechtingen-Roßläuer

Scholle – die am weitesten im Süden gelegene, jüngste Randfazies der im Untergrund der Norddeutschen Senke sehr mächtigen Havel- und Elbe-Folge. Damit liegt auch zwischen der Nentershausen-Formation und der Cornberg-Formation eine in ihrem Umfang nicht zu fassende zeitliche Lücke, die in der Abfolge lithologisch deutlich in Erscheinung tritt.

4. Lithologie

4.1 Ausbildung im Gelände

Nentershausen-Formation

Bei den **psephitischen** Horizonten der Nentershausen-Formation im **Gebiet Nentershausen** handelt es sich generell um schlecht sortierte, matrixgestützte fein- bis mittelkiesige Konglomerate, in denen im allgemeinen eckige bis kantengerundete Quarze dominieren; die Matrix wird von siltreichen Mittel- und Feinsanden gebildet.

Das **Tannenbergs-Basalkonglomerat** zeichnet sich aufgrund seines quarzitisches Bindemittels durch hohe Festigkeit aus. Es ist ein unsortiertes rotbraunes bis rotgraues und extrem geröllreiches Konglomerat mit Feinsand-Lagen.

Im **Mittleren Tannenbergs-Konglomerat** scheint hingegen ein Bindemittel oftmals zu fehlen, und die Gerölle sind sehr locker gepackt, so dass es lose zerfällt. In dem rotbraunen, hauptsächlich grobkiesigen, untergeordnet auch fein- bis mittelkiesigen, fast reinen Quarz-Konglomerat können einzelne Gerölle bis 10 cm Durchmesser und darüber erreichen.

Das **Obere Tannenbergs-Konglomerat** setzt sich aus kompakten, ungeschichteten Konglomerat-Bänken mit quarzitischem Bindemittel zusammen. Es lässt sich im Gelände als fast senkrechte Steilkante verfolgen. Neben der extremen Festigkeit ist auch die für die Abfolge einmalige grauviolette Farbe charakteristisch.

Schichtung ist in allen drei Konglomerat-Horizonten kaum entwickelt, aber gelegentlich durch Gradierung oder Einschaltung von Zentimeter starken Sandstein-Lagen angedeutet, die allerdings schnell auskeilen. Im weitestgehend ungeschichteten Mittleren Tannenbergs-Konglomerat zeigt sich teilweise auch Schrägschichtung.

Die lockeren, wenig widerstandsfähigen **Konglomerate** im **Gebiet Imshausen** verursachen im Talgrund weitflächige Verebnungen. Es sind kräftig violettrote, sehr mürbe und unsortierte Konglomerate mit einem breiten Spektrum relativ transport- und aufarbeitungsempfindlicher Gerölle. Ein Bindemittel scheint teilweise völlig zu fehlen, so dass es sehr leicht zerfällt. Die Gerölle, hauptsächlich von Fein- bis Mittelkies-Größe, sind locker gepackt, kantengerundet und regellos in einer mittel- bis grobsandigen Matrix verteilt. Infolge Gradierung und Einregelung flacher Gerölle deutet sich eine Schichtung an. Zwischengeschaltete fein- bis mittelsandige, teilweise auch grobsandige, etwas festere psammische Lagen keilen schnell aus.

Über den **Sandstein-Horizonten** der Nentershausen-Formation haben sich im Gelände, im Gegensatz zu den festeren Konglomeraten, Verebnungsflächen herausgebildet. Es sind durchweg dunkel rote und dunkel rotbraune bis violette, überwiegend fein- bis mittelkörnige, teils tonige oder siltige, eben bis flaserig geschichtete, auch bankig absondernde Sandsteine. Konglomerate sowie mehr oder weniger siltige Tonsteine treten als Einschaltungen auf. Der Untere Tannenbergs-Sandstein wird zum Hangenden zunehmend tonig, zum Liegenden konglomeratisch mit Übergang in das Tannenbergs-Basalkonglomerat, so dass beide einen „fining upward“-Zyklus bilden. An der Hangendgrenze treten Grabgänge auf. Im Oberen Tannenbergs-Sandstein werden Strömungsrippeln, Trockenrisse und Abdrücke von Regentropfen beobachtet.

Cornberg-Formation

Das **Schlackental-Konglomerat** weist einen höheren, allerdings beträchtlich variierenden Sand-Gehalt als die Konglomerate der Tannenbergs-Folge auf. So ist es südlich Nentershausen an der Straße nach Bauhaus und am westlichen Talhang bei Imshausen als konglomeratischer Sandstein ausgebildet, im Steinbruch bei Cornberg als ungeschichtetes Konglomerat mit Sandsteinlinsen, NE Iba an der Auffahrt zum Gut Gunkelrode als kompaktes, aber gebanktes Konglomerat mit einzelnen zwischengeschalteten Sand-Lagen und am nördlichen Ortsausgang von Iba sowie am östlichen Talhang bei Imshausen als ungeschichtetes kompaktes Konglomerat.

In Abhängigkeit von der lithologischen Ausbildung sind unterschiedliche Gefüge bzw. Strukturen zu beobachten. Aufschlüsse im konglomeratischen Sandstein (u.a. Straßenanschnitt an der Straße Bauhaus–Nentershausen nahe der Grube Lichtloch, Klippen SE Iba und am nordwestlichen Talhang von Imshausen) zeigen einen Wechsel verschieden mächtiger Sand- und Kies-Bänke. Einzelne Bänke bestehen aus mehreren „fining upward“-Lagen (Kies/Grobsand > Feinsand/Silt); es treten flachwinkliger, klein- bis mitteldimensionale Schrägschichtungen von Grobsand- und Feinkies-Lagen auf (Abb. 7), einzelne Kies-Lagen zeigen Imbrikationsgefüge plattiger Komponenten. An der Unterseite sandiger Bänke finden sich stellenweise Oszillations- und Strömungsrippeln. Vereinzelt sind konglomeratische Rinnenfüllungen aufgeschlossen; nahe der Grube Lichtloch beispielsweise hat sich eine ca. 2 m breite



Abb. 7. Schlackental-Konglomerat: Schräg geschichtete konglomeratische Sandsteine. Straßenanschnitt zwischen Bauhaus und Nentershausen.

und etwa 0,5 m tiefe Rinne im WSW–ENE-Streichen erosiv in konglomeratische Sandsteine eingeschnitten. In einer Straßenkurve am östlichen Ortsausgang von Iba ist das Schlackental-Konglomerat als extrem geröllreiches massiges bis undeutlich geschichtetes Konglomerat aufgeschlossen, in welches vereinzelt längliche Linsen mittel- und grobkörniger, schräg geschichteter Sandsteine eingeschaltet sind. Ein Straßenanschnitt nahe dem Gut Gunkelrode zeigt eine graue Folge kompakter, geröllreicher Konglomerat-Bänke mit zwischengeschalteten dünnen, teils konglomeratischen Sandstein-Lagen. Die Konglomerat-Bänke weisen stellenweise mehrere Zentimeter mächtige gradierte Geröll-Lagen auf, untergeordnet treten Ton- und Sand-Lagen sowie isolierte Sandkörper auf. Innerhalb einiger Geröll-Lagen ist vereinzelt Schrägschichtung ausgebildet. An der Straße von Bauhaus nach Nentershausen, 0,2 km nördlich der Grube Lichtloch, treten mit Sand gefüllte klastische Gänge auf (Abb. 8).

Beim **Cornberger Sandstein i.e.S.** handelt es sich um helle, gelbgraue, feste Sandsteine, die sich ohne scharfe Grenze aus dem Schlackental-Konglomerat der Nentershausen-Formation entwickeln. Im Steinbruch in Cornberg erreicht er 18 m Mächtigkeit. Der Übergangsbereich ist hier ca. 2,5–3,0 m mächtig (MUNK et al. 1993); er beginnt mit sandigen Einschaltungen in den Konglomeraten, die nach oben in Sandsteine mit abnehmenden Konglomerat-Linsen und schließlich einzelnen geröllführenden Horizonten übergehen. Direkt über der letzten Geröll-Lage befindet sich eine bis 3 cm mächtige und mehr als 15–20 m² große Schiefertone-Linse, mit Trockenrissen an der Oberfläche (MUNK et al. 1993: 25). Darüber folgen ausschließlich Sandsteine, die in Cornberg und noch deutlicher im alten Steinbruch in Rockensüß



Abb. 8. Klastischer Gang im Schlackental-Konglomerat, gefüllt mit Sand. Straßenanschnitt zwischen Bauhaus und Nentershausen.

eine großdimensionale, bogige, maximal 35° nach N (bis 35° W und E variierend), im ehemaligen Aufschluss Sontra nach WNW (RICHTER 1941: 291) einfallende Schrägschichtung zeigen. Die undeutlich feingeschichteten Einzelbänke werden bis 35 cm mächtig; die einzelnen Schrägschichtungskörper können mehr als 5 m Mächtigkeit erreichen (KULICK 1987: 27). Auf der Oberfläche der Schrägschichtungskörper, seltener auf den Oberflächen der Einzelbänke, finden sich Fließmarken; auf gekappten Flächen der Schrägschichtungskörper wurden vereinzelt undeutliche Großrippeln (> 30 cm) beobachtet (KULICK 1987: 27). Des Weiteren werden Oszillationsrippeln (GAST 1994: Pl. 3) und sehr dünne „mud drapes“ (GAST 1994: Pl. 4) beschrieben. Ferner ist eine subaerische Sand-Rutschung auf der Schichtfläche einer Einzelbank dokumentiert (KULICK 1987: Abb. 11).

Die Sandsteine sind generell mittel-(bis grob-)körnig (0,3–0,5 bis 0,8 mm), teilweise ist Grobsand (0,8–1,3 mm) in dünnen Lagen angereichert. In den laminierten Sandsteinen zeigt sich eine Sortierung der Körner in grob- und feinkörnige Lagen von wenigen Millimetern bis Zentimetern Dicke. Die Körner der Fraktionen < 0,8 mm sind durchweg eckig, nur die größeren gut gerundet. Ab einem Meter unterhalb des Kupferschiefers treten dünne (0,5 mm) schwarze Silt-/Tonflasern auf, die sich zum Hangenden häufen (KULICK 1987: 29, 31).

Im Steinbruch bei Rockensüß lässt sich das Paläorelief des Cornberger Sandsteins und sein Einfluss auf die Kupferschiefer-Ausbildung erkennen. So zeigt die Oberfläche des Sandsteins sanfte wellige Aufwölbungen, die zu starken Mächtigkeitsschwankungen bzw. zum Ausfall des Kupferschiefers und sogar teilweise des Zechsteinkalks führen (KULICK 1987; RICHTER-BERNBURG 1987; THEUERJAHN 1987). Aus dem Grenzbereich Sandstein/Kupferschiefer wurde im Nordteil des Steinbruchs Rockensüß eine bis 18 cm mächtige Bioturbationszone beschrieben, verursacht von *Thalassinoides*-Grabgängen, so dass der hier nur 1–5 cm mächtige Kupferschiefer mit dem liegenden Sandstein völlig verwühlt ist (KULICK 1987: 31).

Große Bedeutung erlangte der typische Cornberger Sandstein mit seinen zahlreichen Tetrapoden-Fährten (KLINGNER 1928; SCHMIDT 1959; HAUBOLD 1984; FICHTER 1987), die in die Oberfläche einzelner Schrägschichtungsblätter eingetreten

sind. Sie kommen überwiegend in der mittleren und unteren Schrägschichtungseinheit vor, ab 3 m unterhalb der Oberfläche des Cornberger Sandsteins bis zur Oberfläche des Schlackental-Konglomerats. Im basalen Bereich des Cornberger Sandsteins, oberhalb der Schiefer-Linse im Steinbruch in Cornberg, treten weiterhin Pflanzenfossilien (Coniferen) auf, die keine bevorzugte Orientierung zur Schichtung erkennen lassen (MUNK et al. 1993). Außerdem sind röhrenförmige Wohn- und Fressbauten (von *Thalassinoides* ?) 4–7 m unterhalb des Kupferschiefers im gleichen Steinbruch gefunden worden (KULICK 1987: 29).

Der Top des Cornberger Sandsteins besteht im Steinbruch in Cornberg teilweise aus einem 1–3 m mächtigen planar horizontal geschichteten, mehr oder weniger massigen Abschnitt (Werra-Sandstein). Bis 2 m mächtige massige Sandsteine wurden aber auch inmitten des Cornberger Sandsteins in Depressionen abgelagert; sie besitzen einen scharfen erosiven Kontakt zu den schräg geschichteten Sandsteinen (GAST 1994).

Die **Übergangsfazies des Cornberger Sandsteins** besteht aus gelbgrauen bis hellgelben mürben Sandsteinen mit eingeschalteten Bänken mürber gelbbrauner bis braungrauer konglomeratischer Sandsteine und sandreicher Konglomerate, die maximal 2 m mächtig werden. Ein Bindemittel scheint teilweise völlig zu fehlen, so dass die Gesteine stark absanden und in mehreren Sandgruben abgebaut werden. Im Steinbruch Gilfershausen liegt die Wechselfolge auf dem hell rötlichen Schlackental-Konglomerat; sie wird ohne Oberflächenrelief vom Kupferschiefer überlagert.

Die konglomeratischen Sandsteine und sandreichen Konglomerate sind in der Regel massig, kompakt und schichtungslos; im Steinbruch Gilfershausen zeigen sie jedoch eine lang aushaltende Schichtung von 5–20 cm starken „fining upward“-Zyklen mit schichtparalleler Geröll-Einregelung (Abb. 9).

In einem Aufschluss nördlich Iba tritt inmitten der hellgelben Sandsteine eine knapp einen Meter mächtige Lage eines hell violettrotten feinkörnigen Konglomerats auf. Die Konglomerat-Schüttung hat sich basal in einer West–Ost streichenden Rinne etwa zwei Dezimeter tief eingeschnitten und hier die Unterlage kompaktiv deformiert (Abb. 10). Zum Hangenden geht das rötliche Konglomerat in violettrote konglomeratische Sandsteine und hellgelbe Feinsandsteine über.

4.2 Petrologie

4.2.1 Geröll-Spektren und Herkunft der Gerölle

Methodik: Zur Ermittlung der Geröll-Spektren wurden auf Anschliffen 200 bis 300 Gerölle von 5–20 mm Größe je Probe mittels Binokular bestimmt und an Messlinien von jeweils 1 cm Abstand ausgezählt.

Die im Richelsdorfer Gebirge verbreiteten Konglomerate enthalten hauptsächlich Milchquarz-Gerölle. Hinzu kommen

solche von Granit, Gneis, Porphyry, Grauwacke, Phyllit, Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, Quarzit, rötlichem Massenkalk, dunklem Dolomit sowie rötlichen, grünlichen und grauen Ton- und Sandsteinen in horizont- und ortsabhängig variierenden Anteilen. Unterschiede der **Geröll-Spektren** von Proben des gleichen stratigraphischen Niveaus verweisen sowohl auf un-



Abb. 9. Konglomerate bis konglomeratische Sandsteine der Übergangsfazies des Cornberger Sandsteins im Steinbruch Gilfershausen zeigen „fining upward“-Zyklen.



Abb. 10. Übergangsfazies des Cornberger Sandsteins am Weganschnitt westlich der Straße Iba–Solz, 0,8 km NNE Iba. Einschaltung eines gering mächtigen violettrotten Konglomerats in hellgelbe Sandsteine als fluviatile Schüttung, die sich rinnenförmig im W–E-Streichen eingeschnitten hat.

terschiedliche Liefergebiete als auch auf verschieden starke „Durchmischung“ während Transport und Sedimentation. Trotzdem sind folgende Tendenzen in der Abfolge sowie von Gebiet zu Gebiet zu erkennen:

Nentershausen-Formation (Proben standen nur aus der Tannenbergs-Folge und aus dem Imshausen-Konglomerat zur Verfügung):

Tannenbergs-Basalkonglomerat und Oberes Tannenbergs-Konglomerat ähneln einander hinsichtlich des Bestands an

Milchquarz (50 bzw. 56 %) sowie wenig differierender Anteile von Grauwacken und Quarziten sowie Quarzitschiefern, Gneisen und Graniten, Phylliten und Glimmerschiefern. Im Basalkonglomerat fallen aber die häufigen Sandsteine und Tonsteine auf. Aus diesem Rahmen fällt das Mittlere Tannenbergs-Konglomerat mit 95 % Milchquarz und entsprechend geringeren Anteilen der übrigen; entgegen den Angaben von THIENHAUS (1941: 22) ließen sich hier keineswegs massenhaft Kalk-Gerölle nachweisen (Abb. 11).

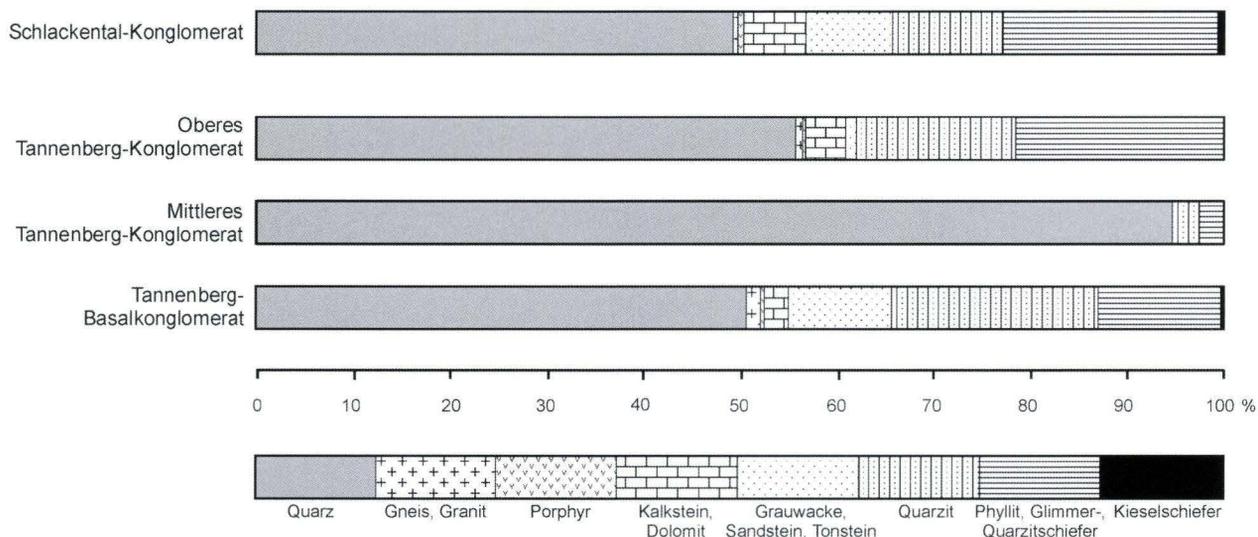


Abb. 11. Geröll-Spektren der Konglomerate in der Tannenberg-Folge und in der Cornberg-Formation im Gebiet Nentershausen.

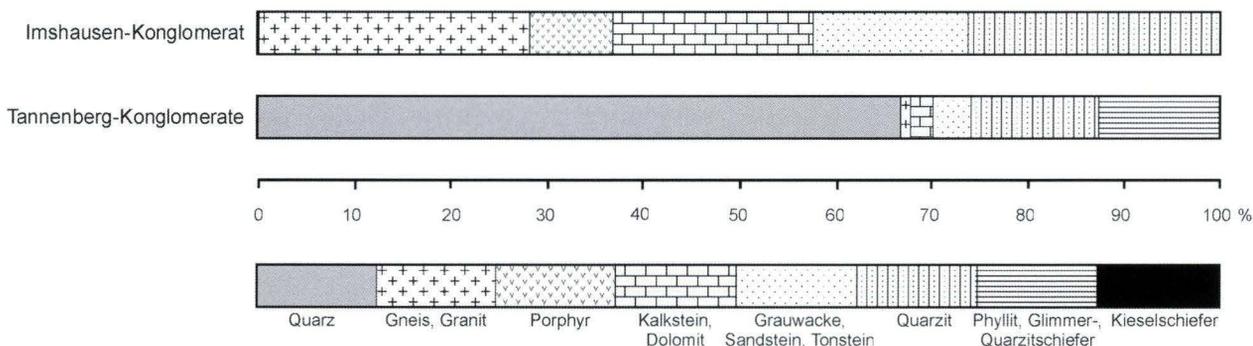


Abb. 12. Geröll-Spektren des Imshausen-Konglomerats im Vergleich mit den Konglomeraten der Tannenberg-Folge (zusammengefasst).

Völlig anders ist das dem Oberen Tannenberg-Konglomerat stratigraphisch entsprechende Imshausen-Konglomerat zusammengesetzt. Hier fehlen Milchquarze, Phyllite, Glimmerschiefer und Quarzitschiefer. Das Geröll-Spektrum wird von Gneisen und Graniten (27%), Porphyren und Quarziten (36%), Kalksteinen und Dolomiten (21%) sowie Sandsteinen bestimmt. Die Analysen zeigen, dass zwei extrem verschiedene Geröll-Bestände vorliegen, die auf unterschiedliche Liefergebiete während der Ablagerung der jüngeren Nentershausen-Formation hinweisen (Abb. 12); vgl. auch KÜHNE (1923) und OPPERMANN (1970).

Cornberg-Formation:

In den Gebieten Imshausen und Iba nimmt im **Schlackental-Konglomerat** der Anteil des Milchquarzes von unten nach oben signifikant von 37 % auf 75 % zu, bei Abnahme

der übrigen Komponenten, besonders stark von Gneis und Granit (4%) sowie von Karbonat-Gesteinen (3%) bis zum Verschwinden (Abb. 13). Außerdem ist der obere Abschnitt des Schlackental-Konglomerats im nördlichen und südlichen Richelsdorfer Gebirge (Cornberg und Nentershausen bzw. Imshausen und Iba) unterschiedlich zusammengesetzt: im nördlichen mit 50–60 % Milchquarz und 5–15 % Karbonat-Gesteinen, im südlichen mit 75 % Milchquarz und völlig untergeordneten Karbonat-Gesteinen. Die im unteren Abschnitt bei Imshausen und Iba signifikanten Gneise und Granite sind im Gebiet Nentershausen (Abb. 11) völlig unbedeutend (bei Cornberg ist der untere Abschnitt nicht freigelegt und deshalb nicht untersucht).

Diese Tendenz der Zunahme von Milchquarz im Schlackental-Konglomerat setzt sich in der Übergangsfazies des Cornberger Sandsteins nicht fort. Die Konglomerate bei Gilfershausen

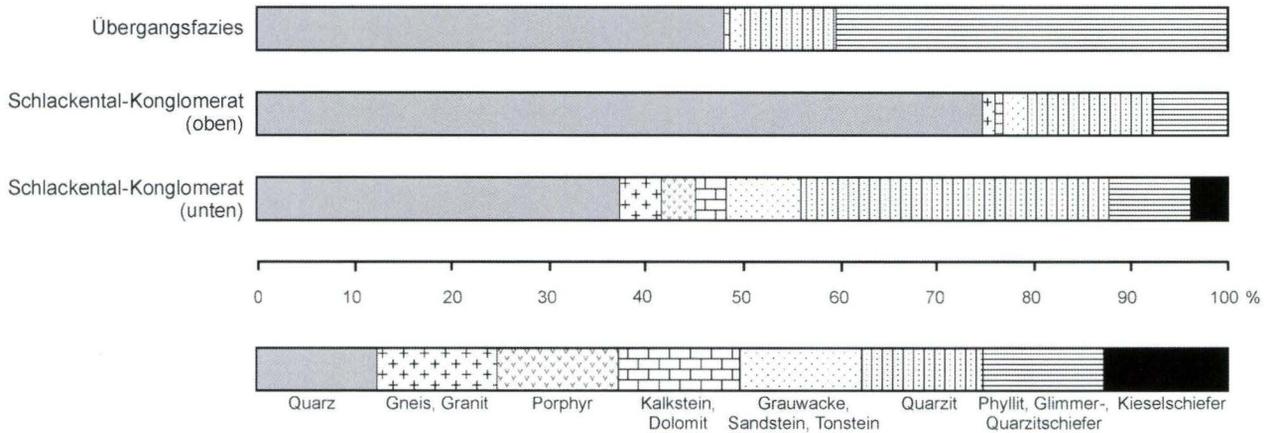


Abb. 13. Geröll-Spektren des unteren und oberen Abschnitts des Schlackental-Konglomerats in den Gebieten Imshausen und Iba sowie der Übergangsfazies des Cornberger Sandsteins.

und Braunhausen enthalten lediglich 50 % Milchquarz. Bemerkenswert ist das extrem gehäufte Auftreten (nahezu 40 %) von scharfkantigen grauen, gelblichen und grünlichen Schiefen (Tonschiefer, Phyllite, Quarzitschiefer).

Für die **Herkunft aller Gerölle** kommen die im Untergrund der Hessischen Senke verlaufenden Zonen des Varizikums in Betracht (KULICK et al. 1984: Taf. 11), wobei mit unterschiedlichen Transportwegen, aber auch mit mehrfachen Umlagerungen zu rechnen ist. Die phyllitischen Tonschiefer und Phyllite, Quarzite und Quarzitschiefer lassen sich primär auf die am SE-Rand der Rhenoheryznischen Zone gelegene **Nördliche Phyllitzone** zurückführen, die im Richelsdorfer Gebirge selbst im Bereich des Gutes Welda sowie im weiter nördlich gelegenen Aufbruch von Bad Sooden-Allendorf zutage tritt und mehrfach erbohrt worden ist. Von Welda haben MOTZKA-NÖRING & WEBER (1981) siltige Phyllite, quarzarme und quarzreiche Phyllite sowie Metaquarzite beschrieben, die auch im Geröllbestand der Konglomerate beobachtet wurden. Die in der Abfolge reichlich vertretenen Grauwacken-Gerölle kommen aus den ausgedehnten Grauwacken-Tonschiefer-Gebieten der **südöstlichen Rhenoheryznischen Zone**, die übertage aus den Aufbrüchen von Bad Sooden-Allendorf, Baumbach und Ruhlkirchen sowie aus mehreren Bohrungen bekannt sind. Die dunklen Dolomit-Gerölle und rötlichgrauen Kalkstein-Gerölle lassen sich auf devonische Karbonate zurückführen, die z.B. im Aufbruch von Mühlbach bzw. Bad Sooden-Allendorf auftreten. Aus letzterem sind außerdem verschiedene bunte, teilweise sandige Tonschiefer sowie Kieselschiefer bekannt. Das primäre Liefergebiet der Gneise und Granite wie auch der Porphyre war zweifelsohne die an die Nördliche Phyllitzone im SE anschließende **Mitteldeutsche Kristallinzone**. Speziell für die geringen Anteile dieser Gruppen in den Konglomeraten der Tannenber-Folge, im Schlackental-Konglomerat und besonders in der Übergangs-

fazies des Cornberger Sandsteins müssen auch Umlagerungen aus aufgearbeiteten devonischen oder unterkarbonischen konglomeratischen Grauwacken (vgl. WITTIG 1974; EIGENFELD & EIGENFELD 1978) in Betracht gezogen werden. Der hohe Anteil von Gneisen und Graniten im Imshausen-Konglomerat kann allerdings nicht auf derartige Aufarbeitungen zurückgeführt werden, zumal hier Grauwacken im Geröll-Bestand völlig fehlen.

4.2.2 Zusammensetzung der Sandsteine

Methodik: Der Modalbestand der Sandsteine wurde mit einem Polarisationsmikroskop an Dünnschliffen nach dem Flächen-Verfahren ermittelt. Dazu wurde mit Hilfe eines Okular-Netz-Mikrometers mit quadratischem Netz die Summe der Quadrate ermittelt, die eine bestimmte Komponente bedeckt. Die Vergrößerung wurde so gewählt, dass die mittlere Korngröße etwa der Länge eines Teilquadrats entsprach und so etwa 100 Körner mittlerer Korngröße gemessen werden konnten. Um eine für den gesamten Schliff statistisch repräsentative Grundlage zu erhalten, erfolgte die Messung an mehreren (bis zehn) über das Präparat verteilten Stellen.

Quarz und Gesteinsbruchstücke sind die dominierenden detritischen Komponenten der Sandsteine. Ihr relativer Anteil variiert in Abhängigkeit von der Korngröße, wobei gröber körnige Sandsteine einen höheren, teilweise auf mehr als 75 % ansteigenden Anteil an Gesteinsbruchstücken aufweisen. Feldspäte (Kalifeldspat, Albit) sind völlig untergeordnet vertreten. Entsprechend der Klassifikation nach FOLK (1974) handelt es sich bei den grob- bis mittelkörnigen Sandsteinen der Nentershausen-Formation in ihrer Mehrheit um Litharenite, bei den Feinsandsteinen überwiegend um Sublitharenite. Die Sandsteine der Übergangsfazies des Cornberger Sandsteins gleichen denen der Nentershausen-Formation,

weisen aber eine größere kompositionelle Reife auf. Der Cornberger Sandstein i.e.S. ist ein Quarzarenit (Abb. 14).

Dominierende Gesteinsbruchstücke in allen Sandsteinen sind Quarzit und Chert; dazu kommen vor allem in der Nentershausen-Formation, untergeordnet in der Übergangsfazies verschiedene metamorphe Gesteine (Phyllit, Glimmerschiefer, Gneis) sowie nachgeordnet Grauwacken, Sandsteine, Tonsteine, Tonschiefer und Karbonat-Gesteine.

Die Sandsteine der **Nentershausen-Formation** unterscheiden sich bezüglich ihrer relativen Gehalte an den Gesteinsbruchstücken von (1) Glimmerschiefer und Phyllit bzw. (2) Granit und Gneis – bei etwa gleichen Anteilen von (3) Quarzit und Grauwacken sowie (4) Chert. Im Unteren Tannenberg-Sandstein sind Glimmerschiefer und Phyllit, im Oberen Granit und Gneis stärker vertreten. Der Obere Tannenberg-Sandstein führt außerdem noch Porphyry (Abb. 15). Die teilweise geringe kompositionelle Reife und der nicht unerhebliche Anteil „instabiler“ Gesteinsfragmente in den Sandsteinen der Nentershausen-Formation resultieren aus kurzen Transportwegen und der alluvialen Ablagerung.

Die Sandsteine der **Cornberg-Formation** zeigen zwei deutlich verschiedene Ausbildungen. In den Sandsteinen der Übergangsfazies deutet sich insgesamt eine etwas bessere kompositionelle Reife als in den Sandsteinen der Nentershausen-Formation an. Dominierende Gesteinsbruchstücke sind auch hier Quarzit und Chert; hinzu kommt ein relativ hoher Anteil an Phylliten und Glimmerschiefern sowie Gneisen

und Graniten, wie er auch in den entsprechenden Konglomeraten beobachtet wurde.

Der Cornberger Sandstein i.e.S. weist neben einer leicht besseren Zurundung seiner Komponenten eine hohe kompositionelle Reife auf, was ihn deutlich von den übrigen Sandsteinen unterscheidet. Es dominieren verwitterungsresistente Gesteinsbruchstücke, also polykristalline Quarze (Quarzite, Gangquarze) und Chert.

In den Sandsteinen der **Nentershausen-Formation** ist der Anteil der Matrix recht hoch. Sie besteht aus hämatitreichem Ton, der sich mikroskopisch nicht auflösen lässt. Besonders reich an diesem ferritischen Detritus sind die siltigen Fein- und Mittelsandsteine, in denen er recht homogen verteilt ist und dünne Krusten um die Sandpartikel sowie teilweise Nester bzw. Schmitzen bildet. In gröberen Sandsteinen tritt der ferritische Detritus etwas zurück; hier bildet der Hämatit vereinzelt Zwickelfüllungen oder lediglich dünne Rinden an den Komponenten. Die durch den Hämatit bewirkte Rotfärbung resultiert bei den feinsandig-siltigen Gesteinen vorrangig aus der Einlagerung verwitterten tonigen Materials, bei den gröberen Sedimenten mehr aus einer in situ-Verwitterung unter warm-semiariden klimatischen Bedingungen. Hier ist häufig eine Umwandlung von Biotit zu Hämatit als typisches Anzeichen der frühen Diagenese in alluvialen Ablagerungen zu beobachten (TURNER 1980).

In den Sandsteinen des **Cornberger Sandsteins** fehlt die tonige Matrix als Träger der Rotfärbung. Anstelle der in den

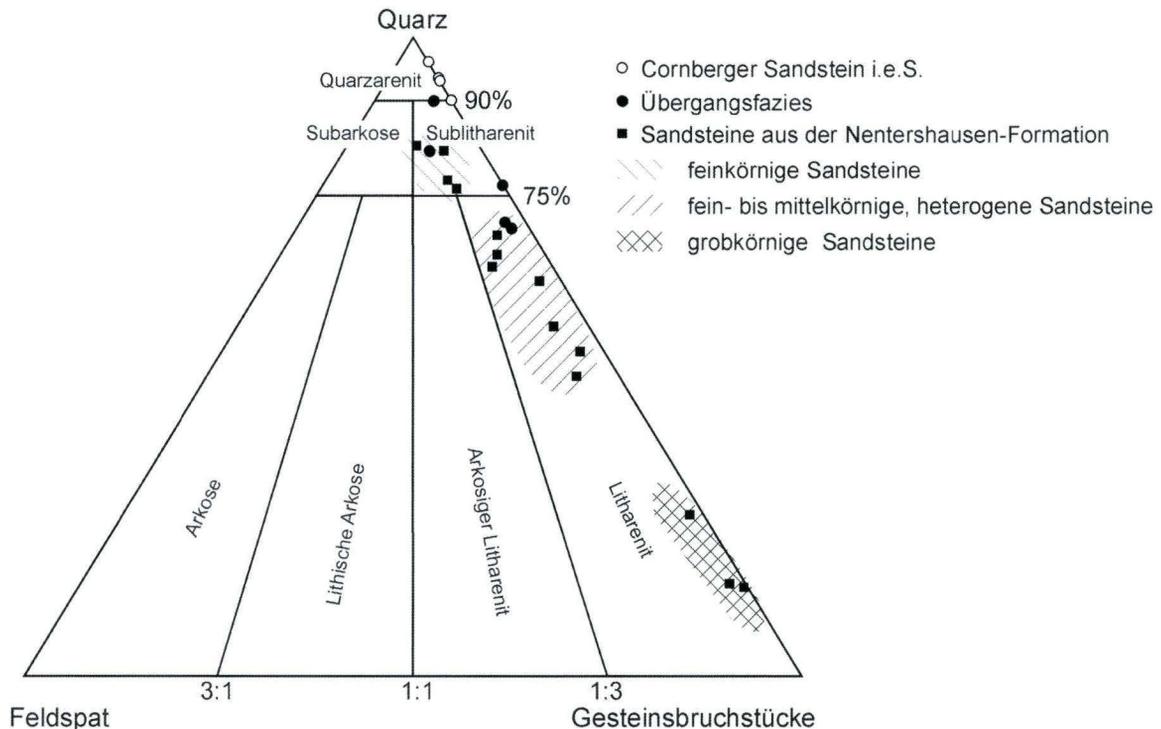


Abb. 14. Klassifikation der Sandsteine nach Folk (1974) aus der Nentershausen- und Cornberg-Formation (Übergangsfazies und Cornberger Sandstein i.e.S.).

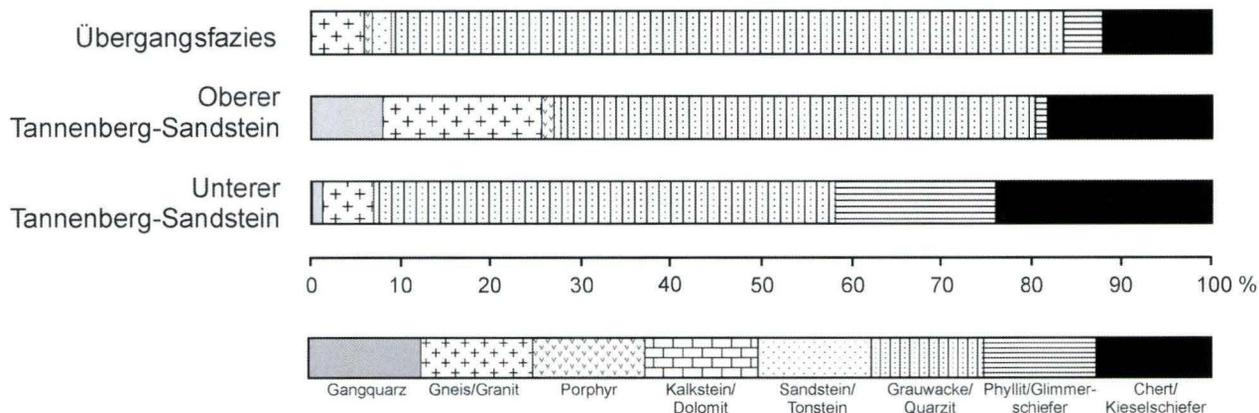


Abb. 15. Anteil der Gesteinsbruchstücke in den Sandsteinen der Nentershausen-Formation und der Übergangsfazies des Cornberger Sandsteins.

Sandsteinen der Nentershausen-Formation typischen Hämatit-Krusten sind in den Sandsteinen der Übergangsfazies Illit/Chlorit-Säume ausgebildet, die an den Kornkontakten ausdünnen können.

Die Sandsteine der **Nentershausen-Formation** weisen eine intensive Karbonat-Zementation auf, die je nach der Größe der Körner bzw. der Porenräume als mikritischer oder als grobkristallin-sparitischer Kalzit-Zement vorliegt. In den feinstkörnigen Sandsteinen dominieren mikritische Kalzit-Zemente, die mit dem ferritischen Detritus intensiv vermischt sind. In den gröberen Sandsteinen bildet der grobkristallin-sparitische Kalzit hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalltafeln, die teilweise 40 % des Modalbestands stellen, so dass je nach Schnittlage der Eindruck entsteht, die Komponenten würden im Zement „schwimmen“. Der Zement hat hier die detritischen Körner teilweise verdrängt. Bei extremer Korrosion können einzelne Quarzkörner skelettartige Fragmente im Kalzit bilden und Kalzium-Plagioklase vollständig durch Kalzit ersetzt sein. Eine derart intensive Karbonat-Zementation resultiert sicher aus übersättigten Lösungen, die bei starker Verdunstung in semiariden Gebieten entstehen (TURNER 1980). Vereinzelt tritt Kieselsäure-Zement gemeinsam mit Karbonat-Zement

auf, wobei sich beide gegenseitig verdrängen bzw. ersetzen.

Im **Cornberger Sandstein** i.e.S. sind die Komponenten stark eingekieselt. Tonhäutchen um die detritischen Körner, die eine solche Einkieselung verhindern, scheinen hier bereits primär gefehlt zu haben. Ein Großteil der Kieselsäure resultiert sicher aus Drucklösung in benachbarten Silt- und Tonsteinen (FÜCHTBAUER 1974). Daneben wird Kieselsäure infolge Auflösung von instabilen Silikaten (z.B. Feldspäte) – bei Neubildung von Mineralen (z.B. Kaolinit) – sowie eventuell auch von feinkörnigem Quarz-Staub, wie er in äolischen Sedimenten durch Kornabrieb entsteht, eine gewisse Rolle gespielt haben. So tritt in den Porenräumen Kaolinit auf, der unter dem Mikroskop die charakteristischen „Ziehharmonika“-Wachstumsformen aus gestapelten pseudohexagonalen Plättchen zeigt. Dies erklärt das Fehlen von Feldspäten im Cornberger Sandstein. Die Kalzit-Zementation hat hier zu keinen Verdrängungen geführt. Der Kalzit-Zement ist vergesellschaftet mit makrokristallinem, wahrscheinlich eisenreichem Dolomit-Zement, der durch Auflösung magnesiumreicher Silikate entsteht oder durch Zufuhr von Magnesium aus Tonen oder dem Meerwasser resultiert. In den Sandsteinen der Übergangsfazies treten Karbonat- und Kieselsäure-Zement nur sehr untergeordnet auf.

4.3 Korngrößen der Sandsteine

Methodik: Die Bestimmung der Kornfraktionen erfolgte im Dünnschliff mittels Messung des „scheinbar“ maximalen Durchmessers. Zur Korrektur des Anschnitt-Effektes wurde das Verfahren von ROSE (1968) angewendet, welches besonders bei Matrix führenden Gesteinen geeignet ist.

Die Sandsteine der Nentershausen-Formation sind fein- und mittelkörnige Klastika bei variierendem Silt-Anteil. Die Sandsteine der Übergangsfazies sind ebenfalls fein- bis mittelkörnige Gesteine, der Cornberger Sandstein ist hauptsächlich ein Mittelsandstein. In den Sandsteinen der Cornberg-Formation tritt der Silt-Anteil zurück.

Generell lassen sich die Korngrößen-Verteilungen aller untersuchten Proben fünf Gruppen bzw. daraus gemittelten **repräsentativen Grundtypen** zuordnen, die wie folgt auf die lithostratigraphischen Einheiten verteilt sind:

- Sandsteine der Nentershausen-Formation: Typen 1, 2, 5;
- Sandsteine des Cornberger Sandsteins in Übergangsfazies: Typen 3, 4, 5;
- Cornberger Sandstein i.e.S.: Typen 3 (Übergangsbereich zum Liegenden), 4.

In Abb. 16 sind neben den Häufigkeitskurven der fünf Grundtypen die entsprechenden Summenkurven im Wahr-

scheinlichkeitsnetz dargestellt. Sie können in zwei bis drei log-normale Segmente zerlegt werden, die nach V_{ISHER} (1969) spezifische Formen des Sedimenttransports (Traktion, Saltation, Suspension) repräsentieren und durch die „Kreuzungspunkte“ T zwischen Traktion und Saltation sowie S zwischen Saltation und Suspension verbunden sind. Relativer Anteil und gegenseitige Beziehung dieser Segmente erlauben Rückschlüsse auf das Ablagerungsereignis. So wurden die Summenkurven transportdynamisch interpretiert, wobei die geringen Fraktionszahlen der Proben die eindeutige Identifikation log-normaler Segmente erschweren. Die teilweise geringprozentige Suspensionsfraktion ist so nur selten darstellbar erfasst. Dennoch zeigen die Typuskurven der fünf Gruppen deutlich differenzierbare Eigenschaften in Hinblick auf Kurvenform und Kurvenlage, die sicher Indiz unterschiedlicher Genese sind. Zur weiteren Charakterisierung wurden die statistischen Momente Mean, Standardabweichung und Schiefe herangezogen (Tab. 4). Dabei wurde für den Mean auf die

anstatt im europäischen Raum übliche Klassierung auf die feineren Wentworth-Stufen zurückgegriffen, die Grundlage der Phi-Skalierung sind. Für die Standardabweichung wurde die Nomenklatur von F_{RIEDMAN} (1962) verwendet. Ferner konnten aus den Häufigkeitskurven vier prägnante Häufigkeitsmaxima bzw. Modalwerte ermittelt werden, die Indiz für verschiedene Korn-Subpopulationen sind. Mit geringen Variationen treten sie in etwa bei folgenden Korngrößen auf: I ~ 0,5 φ (grobsandig), II ~ 1,6 φ (mittelsandig), III ~ 2,4 φ (feinsandig), IV ~ 3,4 φ (sehr feinsandig).

Typ 1. Wie in der Häufigkeitskurve sichtbar, repräsentiert der Kurventyp 1 bimodale Verteilungen aus den Subpopulationen I und IV, wobei IV in den Proben anteilig deutlich dominiert. In der Summenkurve spiegelt sich diese Verteilung durch drei log-normale Segmente wieder. Dabei reflektieren die relativ steilen Segmente der Traktions- und Suspensionsfracht neben einer verhältnismäßig guten Sortierung deren hohen prozentualen Anteil in der Gesamtverteilung. So bilden

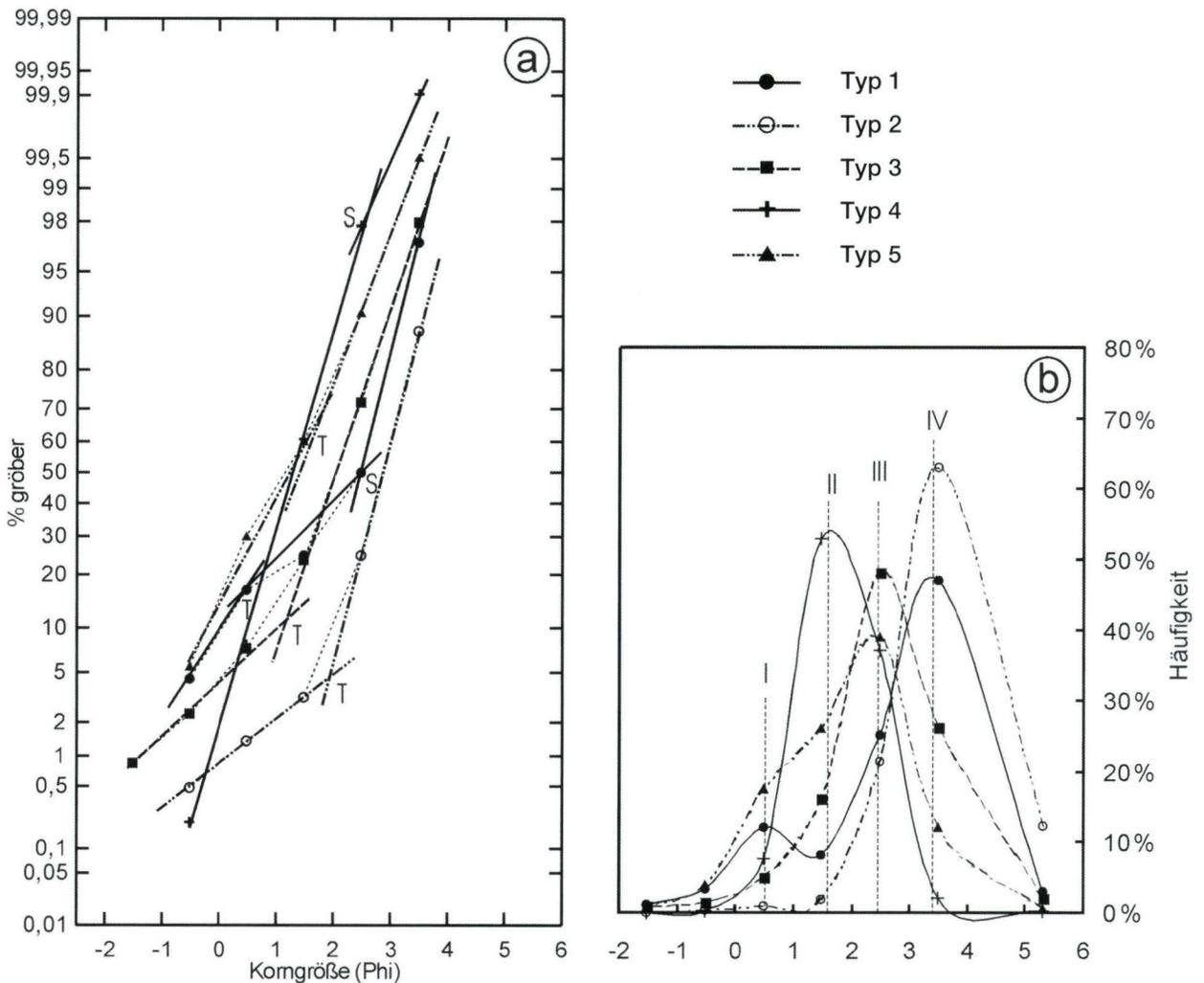


Abb. 16. Summenkurven (a) und Häufigkeitskurven (b) der Grundtypen der Korngrößen-Verteilungen.

die Körner feiner als S ($2,5 \phi$) durchschnittlich 50 % der Verteilung (in einigen Proben bis 60 %). Die Traktionspopulation (größer $T \approx 0,5 \phi$) macht in den Proben 10–30 % aus. Die in den anderen Sandsteinen dominierende Saltationsfraktion tritt mit durchschnittlich 30 % (und weniger) nur untergeordnet auf. Sie umfasst den Mittelsand-Bereich, wobei der flache Anstieg die entsprechend schlechte Sortierung widerspiegelt. Nach dem Mean-Wert sind die Proben dieses Typs als feine Sande ausgebildet, die aufgrund ihrer bimodalen Verteilung eine geringe bis mäßige Sortierung und eine deutlich negative Schiefe aufweisen.

Typ 2. Die unimodalen Kornverteilungen des Grundtyps 2 besitzen ihr Häufigkeitsmaximum bei der Subpopulation IV. In den Summenkurven lassen sich zwei, vereinzelt auch drei log-normale Segmente aushalten. Die Traktionspopulation ist schlecht sortiert und bildet maximal 10 % der Gesamtverteilung; im Durchschnitt liegt ihr Anteil jedoch bei 2–5 %. Der Kreuzungspunkt T liegt zwischen ca. $1,3 \phi$ und $2,3 \phi$, d.h. im Mittelsand-Bereich. Für die Saltationsfraktion sind steile Anstiege und somit eine gute Sortierung typisch. Sie macht mit durchschnittlich 90 % den ganz überwiegenden Anteil der Verteilung aus. Vereinzelt ist in den Kurven eine schlecht sortierte Suspensionspopulation zu erkennen, deren Anteil zwischen 5 und 10 % liegt. Die Mean-Werte liegen im Bereich eines sehr feinen Sandes, wobei die Sortierung mäßig bis mäßig gut ist. In den sowohl positiven als auch negativen Schiefe-Werten kommt der unterschiedlich starke Anteil der Suspensions- und Traktionspopulation zum Ausdruck.

Typ 3. Die Häufigkeitskurven des Grundtyps 3 sind unimodale Verteilungen, die ihren Modalwert im Bereich der Subpopulation III haben. Die Summenkurven ähneln denen des Grundtyps 2, sind aber wie auch der Modalwert etwas ins Größere verschoben. Die Traktionspopulation steigt gering bis mäßig an und bildet 2 % bis maximal 10 % der Gesamtverteilung. T liegt zwischen 0ϕ und $1,3 \phi$, d.h. im Bereich des größeren Mittelsands bis Grobsands. Die Saltationsfraktion ist gut sortiert und bildet wie bei Grundtyp 2 den überwiegenden Anteil an der Gesamtverteilung. Die Mean-Werte zeigen eine geringe Schwankungsbreite und entsprechen einem feinen Sand, der eine mäßige Sortierung und eine deutlich negative Schiefe aufweist.

Typ 4. Die Häufigkeitskurven des Grundtyps 4 zeichnen sich durch eine verhältnismäßig hohe Symmetrie aus. Ihre Modalwerte liegen überwiegend im Bereich der Subpopulation II, untergeordnet bei III. In den Summenkurven lassen sich ein bis zwei log-normale Segmente ermitteln. Charakteristisch ist das Fehlen der

Traktionsfraktion. Die Saltationsfraktion bildet eine steil ansteigende Gerade und ist folglich gut sortiert. Vereinzelt tritt eine Suspensionsfraktion auf, die allerdings weniger als 1 % der Gesamtverteilung ausmacht und deren Kreuzungspunkt S bei $2,5 \phi$ liegt (Feinsand). Nach dem Mean-Wert handelt es sich bei diesen Proben um einen mittleren Sand, der mäßig gut sortiert ist und Schiefe-Werte um 0, also eine beinahe log-normale Verteilung aufweist.

Typ 5. Die Häufigkeitsverteilungen besitzen ein Maximum im Bereich der Subpopulation III, zeigen aber eine starke Vermischung mit der Subpopulation I, so dass die Kurven einen beinahe bimodalen Charakter haben. In den Summenkurven kommt dies durch einen relativ steilen Anstieg der damit verhältnismäßig gut sortierten Traktionsfraktion zum Ausdruck, die einen Anteil zwischen 40 und 60 % der Gesamtverteilung hat. Das Segment der Saltationsfraktion zeigt einen noch stärkeren Anstieg und somit eine entsprechend bessere Sortierung. Der Kreuzungspunkt T befindet sich im Mittelsand-Bereich ($1,5 \phi$). Wenn in den Proben eine Suspensionsfraktion ausgebildet ist, liegt ihr Anteil unter 0,1 %. Die Verteilungen der Gruppe 5 besitzen Mean-Werte im Bereich eines feinen Sandes; sie sind mäßig sortiert und haben eine überwiegend negative Schiefe.

Eine Darstellung der **statistischen Parameter in Moment-Korrelogrammen** ermöglicht häufig die Trennung von Probenkollektiven verschiedener sedimentärer Environments (FOLK & WARD 1957; FRIEDMAN 1961, 1967, 1979; GLAISTER & NELSON 1974; MASON & FOLK 1958). Weitere Hinweise auf die Art des Sedimenttransports in Verbindung mit dem Ablagerungsmilieu ergeben sich aus dem CM-Diagramm (PASSEGA 1957, 1964, 1977; PASSEGA & BYRAMJEE 1969; BULL 1962). Die graphische Verknüpfung von jeweils zwei Parametern führt zur deutlichen Trennung der fünf Verteilungsgruppen (Abb. 17):

a) **Standardabweichung vs. Mean** (Abb. 17a): Nach FRIEDMAN ist die Kombination dieser beiden Parameter geeignet, Dünen- und Flusssande zu unterscheiden. FRIEDMAN (1961) ermittelte drei Felder: (1) reine Dünensande, (2) reine Flusssande, (3) Überlappung beider. Danach liegen die eigenen Messdaten überwiegend im Feld der Überlappung, diejenigen des Typs 1 teilweise auch im Feld der reinen Flusssande,

Tab. 4. Streuungsbreite der statistischen Momente der fünf Verteilungstypen mit arithmetischem Mittelwert.

Verteilungstyp	Mean (ϕ)		Standardabweichung (ϕ)		Schiefe (ϕ)	
	Bereich	Mittel	Bereich	Mittel	Bereich	Mittel
Typ 1	2,3 bis 2,8	2,6	1,0 bis 1,6	1,3	-1,6 bis 0,5	-0,9
Typ 2	3,0 bis 3,7	3,4	0,5 bis 0,9	0,8	-1,6 bis 0,7	-0,4
Typ 3	2,5 bis 2,6	2,5	0,8 bis 1,1	0,9	-1,1 bis 0,5	-0,8
Typ 4	1,6 bis 2,0	1,8	0,6 bis 0,7	0,6	0 bis 0,3	0,1
Typ 5	1,5 bis 2,1	1,8	0,9 bis 1,2	1,1	-0,8 bis 0,2	-0,3

Typ 2 streut über die Felder der Dünen- und Flusssande. Nach FRIEDMAN (1979) liegen die Werte von Typ 4 und teilweise der Typen 2 und 3 im Feld der Dünensande, die restlichen Proben im Feld der Flusssande.

b) **Schiefe vs. Mean** (Abb. 17b): Es galt zu prüfen, inwieweit Strandsande von Dünenständen unterschieden werden können. Nach FRIEDMAN (1961) ergibt sich mittels dieser Parameter-Kombination eine entsprechende Trennlinie. Demnach liegen auch hier die Daten des Typs 4 sowie einzelne der Typen 2 und 5 im Feld der Dünenstände, die restlichen in dem der Strandsande.

c) **Schiefe vs. Standardabweichung** (Abb. 17c): Diese Parameter-Kombination ist nach FRIEDMAN (1961, 1967) geeignet zur Unterscheidung von Strand- und Flusssanden. Entsprechend seiner Abgrenzung liegen alle Daten im Feld der Flusssande; es ergab sich kein weiterer Hinweis auf Strandsande.

d) **CM-Diagramm** zur Klassifizierung nach PASSEGA (1957) (Abb. 17d). Die Werte der Typen 1 bis 3 und 5 gruppieren sich im Diagramm andeutungsweise bogenförmig und bilden das

PQ-Segment (Sedimente aus Bodenfracht) und eventuell Teile des QR-Segments (Sedimente aus gradierten Suspensionen) ab. Korngrößen-Summenkurven der Sedimente aus dem PQ-Segment besitzen typischerweise einen groben Schwanz (PASSEGA 1964), der auch bei den Kornverteilungen der entsprechenden Proben beobachtet wurde und sich in negativen Schiefe-Werten ausdrückt. Die Extremwerte der drei feiner körnigen Proben fallen in den Übergangsbereich zum Segment QR. Die Werte des Typs 4 gruppieren sich parallel zu $C = M$, worin sich die entsprechend gute Sortierung des größeren Teils der Probe ausdrückt, was für das QR-Segment (PASSEGA 1957) charakteristisch ist. Sie zeigen Summenkurven-Formen mit einem stumpfen Ende im Groben, die von PASSEGA (1964) als typisch für das QR-Segment beschrieben wurden. Dieses liegt im Vergleich zu dem Verteilungsmuster der übrigen Proben zum Größeren verschoben, da die Position der Teilsegmente im CM-Diagramm je nach Art des Ablagerungsmilieus variiert (PASSEGA 1977) und sich für den Typ 4 nach den Moment-Korrelogrammen (a-c) bereits ein anderes andeutet.

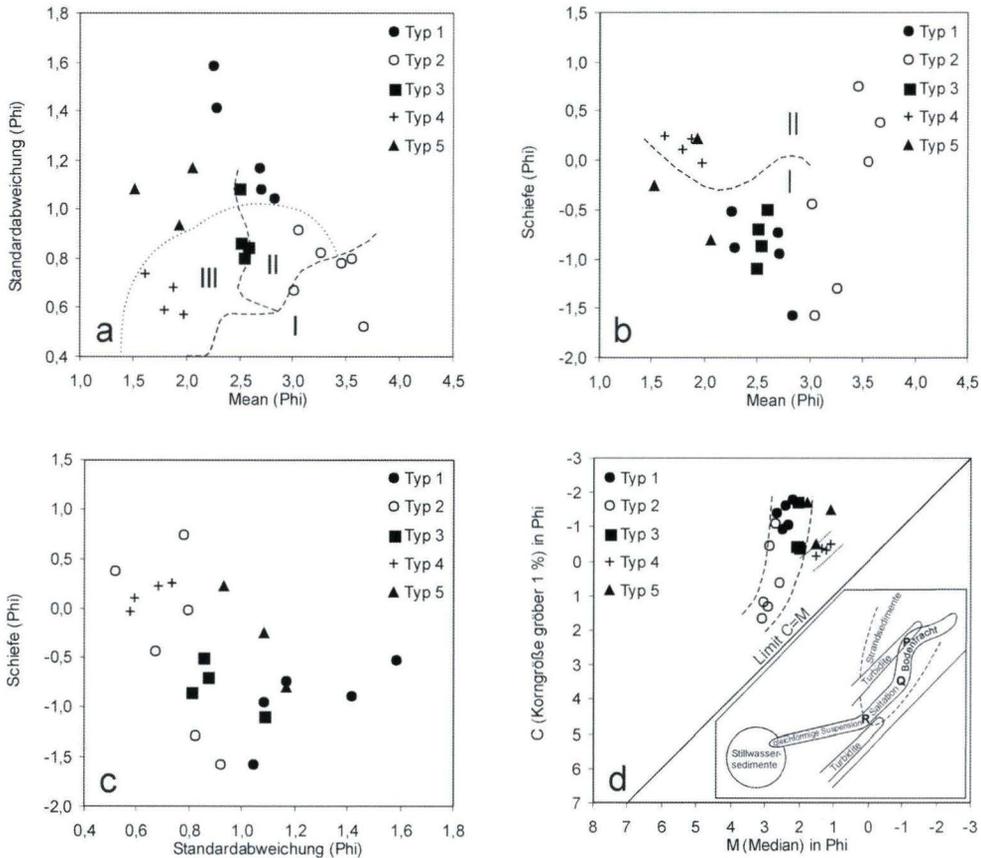


Abb. 17. Parameter-Korrelogramme der fünf Korngrößen-Verteilungstypen.

(a) Standardabweichung vs. Mean: gerissene Linie begrenzt I = reine Dünenstände, II = reine Flusssande, III = Überlappungsbereich (FRIEDMAN 1961); Punktlinie begrenzt Dünenstände (unten) von Flusssanden (oben) (FRIEDMAN 1979).

(b) Schiefe vs. Mean: I = Strandsande, II = Dünenstände (FRIEDMAN 1961).

(c) Schiefe vs. Standardabweichung.

(d) CM-Diagramm zur Klassifizierung der Proben nach PASSEGA (1957).

Interpretation:

Korngrößen-Verteilungstyp 1 wird als fluviatiles Sediment gedeutet. Nach GLAISTER & NELSON (1974) besitzen „braided stream“-Sedimente typischerweise einen bimodalen Charakter. Die dort dargestellten Summenkurven sind denen dieses Verteilungstyps ähnlich. TAIRA & SCHOLLE (1979) fanden bimodale Sande u.a. in trogförmigen Schrägschichten von Flussrinnen. Auch aus den Moment-Korrelogrammen lässt sich eine fluviatile Genese schlussfolgern.

Ebenfalls fluviatil einzustufen sind die Korngrößen-Verteilungstypen 2, 3 und 5. Die betreffenden Proben belegen in den Moment-Korrelogrammen die entsprechenden Felder.

5. Paläogeographie und Fazies

Das Rotliegende (Saxon I und II) im Richelsdorfer Gebirge gehört – ebenso wie das im nordwestlichen Thüringer Wald – zum Sedimentationsraum des Werra-Fulda-Beckens i.w.S., einem Teilbecken der Saar-Werra-Senke, welche sich im Verlauf der Oberkarbon- und Rotliegend-Zeit zwischen dem südöstlichen Rand des Ostenglisch-Rheinischen Hochs im NW und der Spessart-Rhön-Ruhla-Schwelle im SE im variszischen Streichen entwickelt hat. Mit diesem Teilbecken endet die Saar-Werra-Senke abrupt an der herzynisch orientierten Schemmern-Buchenau-Schwelle (Abb. 18a).

Am Rand des ausgedehnten **Ostenglisch-Rheinischen Hochs**, das sich vom Hunsrück über Taunus und Unterwerra-Grundgebirge bis zum Oberharz erstreckt (Hunsrück-Oberharz-Schwelle), befinden sich die Aufbrüche von Ruhlkirchen, Mühlbach und Baumbach (vgl. auch Abb. 2). Hier haben auch mehrere Bohrungen unmittelbar unter dem Zechstein sowohl devonische bis unterkarbonische Tonschiefer und Grauwacken der Rhenoherynischen Zone als auch schwach phyllitische Tonschiefer und Phyllite der Nördlichen Phyllitzone angetroffen (vgl. KULICK et al. 1984: Taf. 11).

Auf der **Spessart-Rhön-Ruhla-Schwelle** ist das Rotliegende gering mächtig (z.B. Bohrung Oberkatz 1), im Bereich der sogenannten Inseln lückenhaft ausgebildet oder fehlt vollständig (Ruhla-Schmalkaldener Insel – vgl. WUNDERLICH 1995; Rhön-Insel – vgl. KULICK et al. 1984: Taf. 11). Das Grundgebirge besteht hier aus höher metamorphen Gesteinen und Graniten; es ist im Ruhlaer Kristallin des nordwestlichen Thüringer Waldes großflächig freigelegt und weiter SW von einigen Bohrungen unmittelbar unter dem Zechstein oder geringmächtigem Rotliegenden erreicht worden.

Die im nordwestlichen Thüringer Wald zutage tretende Ruhla-Schmalkaldener Insel verbindet die Spessart-Rhön-Ruhla-Schwelle mit der **Schemmern-Buchenau-Schwelle**; im NW schließt diese an die Hunsrück-Oberharz-Schwelle an. Hier beginnt ein Hochgebiet, das sich nordwärts über den Aufbruch des Unterwerra-Grundgebirges bis in den Oberharz fortsetzt, im Osten flankiert von der Mühlhausener Senke (Abb. 18a).

Im CM-Diagramm gruppieren sie sich im Bereich der Sedimente aus Bodenfracht.

Die Summenkurven des Verteilungstyps 4 sind mit den in GLAISTER & NELSON (1974) dargestellten Verteilungen sowohl der Strand- als auch der Dünenande vergleichbar. Allerdings spricht die dort als Unterscheidungskriterium für Dünenande angeführte und auch bei den vorliegenden Proben vorhandene ungewöhnlich hohe Saltationspopulation eher für Dünenande. Eine äolische Bildung legen auch die Ergebnisse der Parameter-Korrelationen nahe. Im CM-Diagramm gruppieren sich die Proben parallel $C = M$ im Bereich der durch Saltation transportierten Sedimente.

Als Querschwelle zeigt die Schemmern-Buchenau-Schwelle die von der Rhenoherynischen Zone zur Mitteldeutschen Kristallinzone zu erwartende Folge von (1) nicht metamorphen Schiefen und Grauwacken, (2) phyllitischen Tonschiefern und Phylliten sowie (3) Glimmerschiefern. Davon abweichend scheint inmitten der Verbreitung metamorpher Gesteine nicht metamorphes Grundgebirge aufzutreten (KULICK et al. 1984: 21). Im Untergrund des Werra-Fulda-Beckens sind mit den Bohrungen Werra-Aue und Weisenborn 2 derartige nicht metamorphe Tonschiefer und Grauwacken nachgewiesen worden.

Über die interne Gliederung des **Werra-Fulda-Beckens i.w.S.** ist mangels ausreichender Aufschlüsse wenig bekannt (vgl. Abb. 2). Die größte bekannte, vermutlich herzynisch ausgerichtete Absenkung befindet sich mit ungefähr 1 050 m im Gebiet Nentershausen. Sie übertrifft damit die aus dem Zentrum des Werra-Fulda-Beckens aus Bohrungen bekannte Mächtigkeit des Rotliegenden beträchtlich. Bereits wenige Kilometer weiter nördlich, SE Sontra, fehlt das Saxon I; das maximal einige Dekameter mächtige Saxon II liegt unmittelbar auf dem Grundgebirge (RICHTER 1941: Abb. 4).

Diese **Nentershausener Senke** wird im Südwesten von einer wahrscheinlich ebenfalls herzynisch orientierten Präperm-Hochlage im Gebiet Ronshausen-Iba begrenzt (vgl. KULICK et al. 1984: Abb. 4; MOTZKA-NÖRING 1987b: Abb. 15). Hier haben die Bohrungen Ronshausen 15 und 16 ca. 29 m bzw. ca. 49 m Rotliegendes über phyllitischen Tonschiefern angetroffen (KULICK et al. 1984: Taf. 18); in der Bohrung Iba 3 liegt tektonisch (?) gestörter Werra-Anhydrit auf Grauwackenschiefern (KULICK et al. 1984: 24). In südöstlicher Fortsetzung dieser **Ronshausener Schwelle** über die Bohrung Werra-Aue (325 m Rotliegendes; vgl. KULICK et al. 1984: Taf. 11) wurde zwischen Bad Salzungen und Stadtlengsfeld mit den Bohrungen Hundskopf 1911/12 (Bernhardshall VIII) und Hundskopf 1 unter 140 m bzw. ca. 95 m Rotliegendem das Grundgebirge in Form von Glimmerschiefern erreicht (NAUMANN 1927: 17; KÄSTNER 1969: 5). Diese geringen Mächtigkeiten gegenüber der etwa

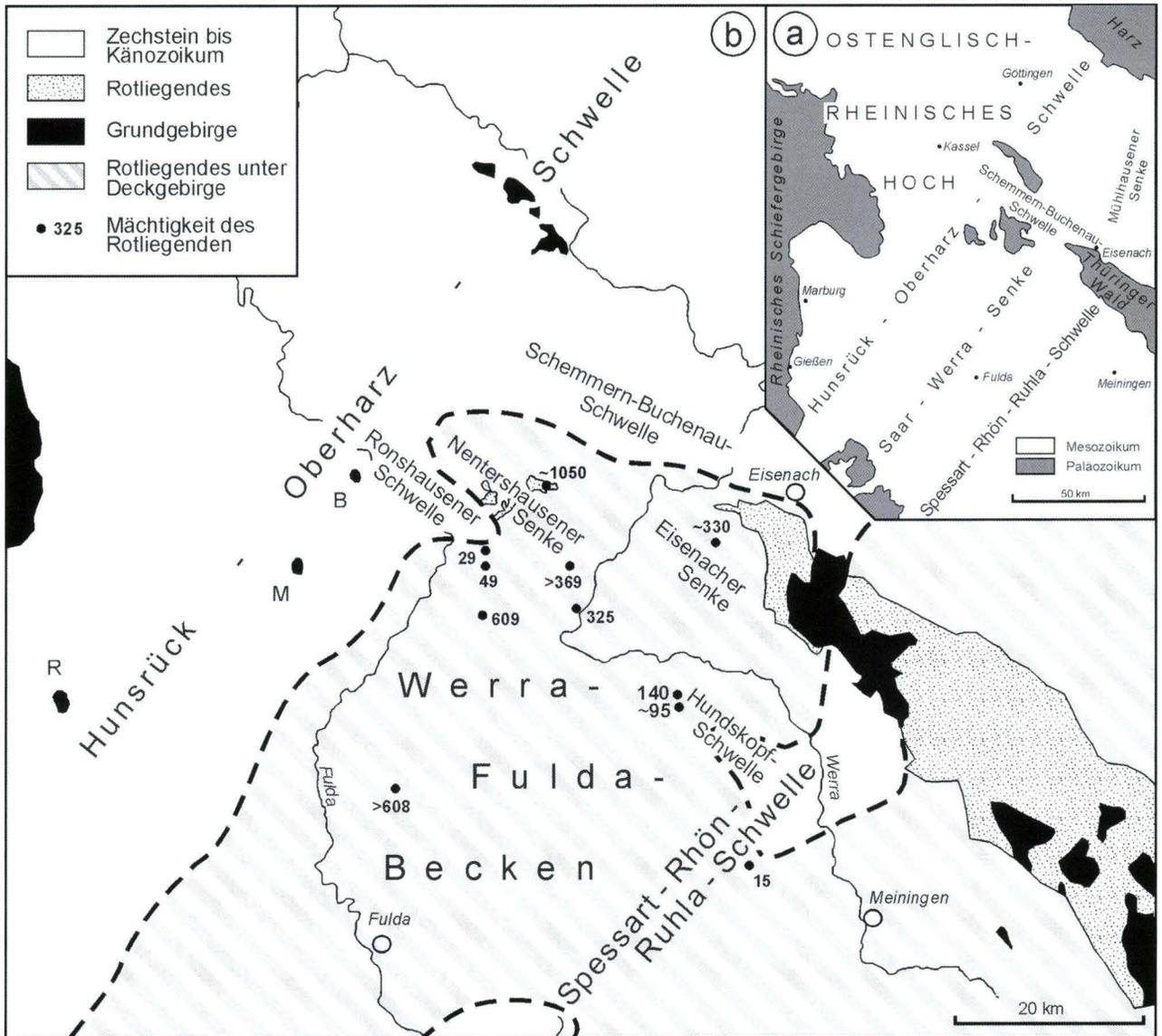


Abb. 18. Paläogeographie des Rotliegendes im Untergrund der Hessischen Senke. (a) Übersicht; (b) Nordöstliche Saar-Werra-Senke. Aufbrüche: B – Baumbach, M – Mühlbach, R – Ruhlkirchen, RG – Richelsdorfer Gebirge, UWG – Unterwerra-Grundgebirge.

330 m mächtigen Eisenach-Formation im nordwestlichen Thüringer Wald belegen eine – wahrscheinlich von der Spessart-Rhön-Ruhla-Schwelle nach NW ausgehende (KÄSTNER 1969: 4) – **Hundskopf-Schwelle**, welche die **Eisenacher Senke** vom Werra-Fulda-Becken i.e.S. abtrennt. Daraus ergibt sich das Bild einer herzynisch ausgerichteten, relativ schmalen und tiefen Senke in nordwestlicher Fortsetzung des Thüringer Waldes über die Bohrungen Oberellen und Kleinensee 3 (> 369 m Rotliegendes; vgl. SCHÄFER 1969: 157) zum Richelsdorfer Gebirge zwischen Schemmern-Buchenau-Schwelle im NE sowie Ronshausener und Hundskopf-Schwelle im SW (Abb. 18b).

Die Abfolgen in dieser **Nentershausen-Eisenacher Senke** bestehen an den Rändern (Richelsdorfer Gebirge und Thüringer Wald) aus einem Wechsel von Konglomeraten und feiner

klastischen Sedimenten, wie er für die Randfazies des jüngeren Rotliegendes (Saxon I) charakteristisch ist. Zur Mitte der Senke (Bohrung Kleinensee 3) dünnen die Konglomerate aus; im oberen Teil der Abfolge schaltet sich eine über 100 m mächtige Serie dominierend äolischer Sandsteine ein. Im Bereich der Bohrung Werra-Aue besteht eine Verbindung zum **Werra-Fulda-Becken i.e.S.**, das sich SW der Ronshausener und Hundskopf-Schwelle erstreckt. Es ist mit feinklastischen Sedimenten gefüllt, die maximale Mächtigkeiten von etwas mehr als 600 m erreichen (Bohrung Weisenborn 2 – 609 m, Bohrung Treischfeld 5 – > 608 m; vgl. SCHÄFER 1969: 158, 157). Die mächtige Serie äolischer Sandsteine im höheren Teil ist auch hier verbreitet. Äquivalente des Eisenacher Grenzkonglomerats und des Richelsdorfer Schlackental-Konglomerats

(Saxon II) lassen sich bis in das Zentrum der Richelsdorf-Eisenacher Senke und darüber hinaus in das Werra-Fulda-Becken i.e.S. verfolgen (Bohrung Weisenborn 2 und Treischfelder Bohrungen; vgl. SCHÄFER 1969: 175). Die mächtigen äolischen Sandsteine des Weißliegenden (Saxon II) fehlen in den Beckenzentren; sie sind auf die SE-Flanke der Hunsrück-Oberharz-Schwelle (nördliches Richelsdorfer Gebirge) und der Spessart-Rhön-Ruhla-Schwelle (zwischen dem Quellgebiet der Fulda und dem Mittellauf der Fränkischen Saale erbohrt; vgl. TRUSHEIM 1964) beschränkt, als fluviatil umgelagerte und vermischte Sedimente allerdings weiter verbreitet.

In der Richelsdorf-Eisenacher Senke wurden die Sedimente des Saxon I zweifelsohne auf einer stark reliefierten altpaläozoischen Landoberfläche sowie bei differenzierter Subsidenz abgelagert, wobei sich das Sedimentationsgebiet ausdehnte und im Verlauf des Saxon II schließlich teilweise auch die Schwellen erfasste. Die Hasel-Formation ist deshalb – nach bisheriger Kenntnis – auf das Zentrum der Nentershausener Senke beschränkt, die Nentershausen-Formation weiter verbreitet mit Anschluss an den Ablagerungsraum der Eisenach-Formation; das Weißliegende überlagert teilweise direkt das Grundgebirge.

Bei der zutage ausgehenden **Nentershausen-Formation** handelt es sich um Ablagerungen alluvialer Schwemmfächer und „braided river“-Systeme. Die matrixgestützten, ungeschichteten bis undeutlich geschichteten Konglomerate werden als „debris flow“-Sedimente gedeutet.

Die vorrangig im **Schlackental-Konglomerat** zu beobachtende Vielfalt von Korn- und Schichtgefügen wird auf fluviatile Transport- und Sedimentationsvorgänge bei stark schwankender Wasserführung zurückgeführt. In die horizontal geschichteten Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine sind grobklastische Flussrinnen-Sedimente eingeschnitten; flachwinklige, klein- bis mitteldimensionale Schrägschichtungen von Grobsand- bis Feinkies-Lagen weisen auf wandernde Kiesbänke hin; die Strömungsrippeln signalisieren ein unteres Strömungsregime, die Oszillationsrippeln in Verbindung mit vereinzelt auftretenden dünnen Ton-Lagen einen Stillwasser-Bereich mit distalen Überflutungssedimenten, die zeitweilig trocken fielen, wie Trockenrisse belegen.

Die Interpretation der **Tannenbergsandsteine** ist aufgrund begrenzter Aufschlussverhältnisse schwieriger. Diese i.d.R. mittelkörnigen Sandsteine sind nach den Sedimentgefügen und Korngrößenanalysen fluviatil transportierte Sedimente, die bei geringster Reliefenergie als sandige Schwemmfächer bzw. „mud flows“ oder in Form von „point bars“ oder „braided bars“ abgelagert wurden. Es gibt keine eindeutigen Hinweise auf äolische Sedimentation.

Wie die Geröllanalysen und die schlechte Rundung der Gerölle in den Konglomeraten der Nentershausen-Formation und im Schlackental-Konglomerat zeigen, wurde das Material aus den nahe gelegenen Bereichen der Hunsrück-Oberharz-Schwelle im NW und der Schemmern-Buchenau-Schwelle im

NE geliefert, wo die in den Geröll-Spektren vertretenen Gesteine mit Bohrungen nachgewiesen sind bzw. übertage austreichen. Dabei haben sich nicht nur die Sedimentfächer verzahnt, sondern auch deren Geröllbestände vermischt. Aus dem begrenzten Auftreten des Imshausen-Konglomerats mit einem abweichenden sowie hinsichtlich Transport und Aufarbeitung empfindlichen Geröllbestand ergibt sich ein nahe gelegenes Liefergebiet, vermutlich im SW auf der Ronshausener Schwelle.

Gegen Ende des Saxon II wurde der **Cornberger Sandstein** auf einer vom Schlackental-Konglomerat bedeckten alluvialen Ebene vor allem in der nordwestlichen Nentershausener Senke sowie am westlichen Südrand der Schemmern-Buchenau-Schwelle abgelagert. Nach SE dünnt er aus und ist z.B. südlich Nentershausen und NE Iba gar nicht ausgebildet. Hier folgt über dem Schlackental-Konglomerat unmittelbar der Kupferschiefer.

Die zwei Ausbildungen des Cornberger Sandsteins sind in zwei sicher zu trennenden Gebieten verbreitet. Der Cornberger Sandstein i.e.S. liegt wie ein Gürtel vor und auf den Hängen der Hunsrück-Oberharz- und der Schemmern-Buchenau-Schwelle (Cornberg, Rockensüß). Teilweise greift er weit über das Grundgebirge hinweg, wie mit der Bohrung Eschwege 3 belegt (RICHTER 1941). Nach Süden und Osten verzahnt er sich mit der aquatisch ab- und umgelagerten Übergangsfazies.

Der Cornberger Sandstein i.e.S. wird nach eigenen Untersuchungen als äolisches Sediment gedeutet. Die höchstens mäßig gute Sortierung und die teilweise schlechte Zurundung der Körner, die unter anderem von einigen Autoren (PRYOR 1971, MUNK et al. 1993) als Argumente gegen eine äolische Entstehung angeführt werden, sind auf die Beschaffenheit des Liefergebiets zurückzuführen. So variieren Korngrößenverteilung und Sortierung ebenso wie der Lithoklasten-Gehalt äolischer Sande in Abhängigkeit von der vielfältigen Herkunft der Sande, den Schwankungen der Windgeschwindigkeit und der Paläolandschaft (JOHANSEN 1988). Nach LANGFORD & CHAN (1993) sind beispielsweise die Sande des dem Wind zugewandten Erg-Randes, die noch dazu ein grobes, alluviales Liefergebiet haben, gröber und schlechter sortiert als solche, die in Windrichtung liegen. Aus dem Einfallen der Schrägschichtung lassen sich aus südlicher Richtung kommende Winde rekonstruieren, die das Material vor allem aus der vom Schlackental- und Grenzkonglomerat eingenommenen Alluvial-Ebene auswehten und gegen die NW und NE gelegenen Schwellen trieben, welche als Sedimentfänger fungierten.

In Übereinstimmung mit RICHTER-BERNBURG (1987) wird davon ausgegangen, dass sich in die von Dünen bedeckte Landschaft Rinnsale netzförmig einschnitten und diese kurzlebig überströmten. Dadurch wurden die Dünensande abgetragen, nach SE verfrachtet und mit aufgearbeitetem gröberem Material der Alluvial-Ebene zur Übergangsfazies vermischt. Derartige Vorgänge sind am südlichen Rand des Tarim-Beckens

(China) beobachtet worden (KATZUNG 1989), wo die auf den Nordhang des Kunlun Shan aufgewehten Sande in einem verzweigten Rinnensystem fluviatil erodiert und auf Sedimentfächern in das Becken zurück transportiert werden.

Der fließende Übergang vom Schlackental-Konglomerat in den Cornberger Sandstein beider Faziesgebiete (Cornberg bzw. Welda) bestätigt die wechselnde aquatische und äolische Sedimentation zu Beginn. In dieses Bild passen auch die Anzeichen aquatischer Einflüsse innerhalb des Cornberger Sandsteins i.e.S. Stillwasser-Ablagerungen mit Oszillationsrippeln und Trockenrissen sind Hinweise auf flache bzw. stehende, zeitweise trockenfallende Gewässer, die sich inmitten der Dünen bildeten. Die von MUNK et al. (1993) beschriebenen Pflanzenreste weisen ebenfalls auf entsprechende Feuchtgebiete im Sedimentationsraum hin.

Die planar horizontal geschichteten bis massigen Sandsteine, die mit scharfem erosiven Kontakt über den großdimensional schräggeschichteten Dünensedimenten folgen, sind vom transgredierenden Zechsteinmeer aufgearbeitete und teilweise als „mass flows“ (GAST 1994) umgelagerte Sedimente,

welche die Täler der Dünen-Morphologie nachzeichnen. Der scharfe erosive Kontakt an der Basis der umgelagerten Sandsteine und das Ausdünnen bzw. Auskeilen des Kupferschiefers auf den Graten der Dünenkämme bezeugen eine gewisse Festigkeit bzw. Zementation des Cornberger Sandsteins i.e.S. zu Beginn der Zechstein-Transgression (RICHTER-BERNBURG 1987; GAST 1994).

Danksagung: Wir danken D. Stoppel (vormals Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, BGR) für den Hinweis auf die im Rahmen der Schwerepat-Prospektion 1981/82 bei Nentershausen abgeteufte Bohrungen und die Bereitstellung der betreffenden Schichtenverzeichnisse, Ch. Rolf (vormals Außenstelle der BGR in Grubenhagen bei Einbeck) für die Kooperation bei der Aufnahme und Beprobung der Bohrkerne, H. Heggemann (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie Wiesbaden, HLU) für seine Unterstützung bei der Einsichtnahme in Diplomarbeiten und Archivunterlagen sowie Frau Gabriele Wiederholt (Greifswald) für ihre Mitwirkung bei der Kartierung.

6. Schriftenverzeichnis

- AEHNELT, M. (2000): Ausbildung des Rotliegenden im Richelsdorfer Gebirge – Abfolge, Lithologie und Tektonik. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Greifswald; Greifswald
- AEHNELT, M. & WIEDERHOLT, G. (1999): Kartierung des Rotliegenden und Zechsteins auf dem NW-Teil des Blattes Hönebach. – Unveröff. Dipl.-Kartierung Univ. Greifswald; Greifswald
- BEIN, G. (1932): Die Stellung des Richelsdorfer Gebirges zum Thüringer Walde und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **84**: 786–829; Berlin.
- BEYRICH, E. & MOESTA, F. (1876a): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Bl. Sontra; Berlin.
- BEYRICH, E. & MOESTA, F. (1876b): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Bl. Sontra: 35 S.; Berlin.
- BOY, J. A. & FICHTER, J. (1988): Zur Stratigraphie des höheren Rotliegenden im Saar-Nahe-Becken (Unter-Perm; SW-Deutschland) und seiner Korrelation mit anderen Gebieten. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **176**: 331–394; Stuttgart.
- BRANDES, T. (1912): Sandiger Zechstein im alten Gebirge an der unteren Werra und Fulda und die Kontinuität des Landwerdens in Mitteldeutschland. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1910**: 660–671; Stuttgart.
- BULL, W. B. (1962): Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits. – Journ. Sed. Petrol., **32**: 211–217; Tulsa/Oklahoma.
- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas (Ein Beitrag zur Anwendung gesteinsmagnetischer Daten in der Stratigraphie). – Geol. Jb., **E 10**: 3–63; Hannover.
- EIGENFELD, R. & EIGENFELD-MENDE, I. (1978): Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulmkonglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der Varisziden Deutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 319–357; Hannover.
- FICHTER, H. (1987): Zum Bearbeitungsstand der Cornberger Tetrapodenfährten-Fauna und zur Frage der Alterseinstufung des Cornberger Sandsteins. – Int. Symp. Zechstein 87, Abstracts/Posters, 31–32; Bochum.
- FOLK, R. L. (1974): Sandstones. – Macropedia, **16**: 212–216; London.
- FOLK, R.L. & W.C. WARD (1957): Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. – Journ. Sed. Petrol., **27**: 3–26; Tulsa/Oklahoma.
- FRIEDMAN, G. M. (1961): Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. – Journ. Sed. Petrol., **31**: 514–529; Tulsa/Oklahoma.
- FRIEDMAN, G. M. (1962): On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. – Journ. Geol., **70**: 737–756; Chicago.
- FRIEDMAN, G. M. (1967): Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. – Journ. Sed. Petrol., **37**: 327–354; Tulsa/Oklahoma.
- FRIEDMAN, G. M. (1979): Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. – Sedimentology, **26**: 3–32; Oxford.
- FÜCHTBAUER, H. (1974): Zur Herkunft des Quarzzementes. Abschätzung der Quarzauflösung in Silt- und Sandsteinen. – Geol. Rdsch., **67**: 991–1008; Stuttgart.
- GAND, G. & HAUBOLD, H. (1988): Permian Tetrapod Footprints in Central Europe, Stratigraphical and Palaeontological Aspects. – Z. geol. Wiss., **16**: 885–894; Berlin.
- GAST, R. E. (1994): Cornberg outcrops revisited (Hessen, Germany): The depositional environment of its saurian tracks and Weissliegend Sandstones. – Meyniana, **46**: 59–75; Kiel.

- GLAISTER, R. P. & NELSON, H. W. (1974): Grain-size distributions as an aid in facies identification. – *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **22**: 203–240; Calgary
- GUNZERT, G. (1955): Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen). – *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **83**: 106–127; Wiesbaden.
- HAUBOLD, H. (1984): Saurierfährten. – *Neue Brehm-Bücherei*, **479**: 231 S.; Wittenberg Lutherstadt.
- HAUBOLD, H. & KATZUNG, G. (1972): Die Abgrenzung des Saxon. – *Geologie*, **21**: 883–910; Berlin.
- HAUBOLD, H. & KATZUNG, G. (1975): Die Position der Autun/Saxon-Grenze (Unteres Perm) in Europa und Nordamerika. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, **3**: 87–138; Berlin.
- HENNINGSSEN, D. (1966): Die paläozoischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der südlichen Hessischen Senke. – *Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkd. Gießen, N.F., Naturwiss. Abt.*, **34**: 1–2, 19–31; Gießen.
- JOHANSEN, S.J. (1988): Origins of upper Palaeozoic quartzose sandstones, American southwest. – *Sed. Geol.*, **56**: 153–166; Amsterdam.
- KÄSTNER, H. (1969): Zur Geologie der Kalisalz- und Kohlsäurelagerstätten im südlichen Werra-Kaligebiet. – *Abh. Zentr. Geol. Inst.*, **11**: IV + 96 S.; Berlin.
- KÄSTNER, H. (1994): Zur Kenntnis der Kohlendioxidlagerstätten in der Vorderrhön. – *Geowiss. Mitt. Thüringen*, **2**: 7–96; Weimar.
- KÄSTNER, H. (1995): Die Bohrung Oberkatz 1/63 – ein interessanter Aufschluß im Bereich der Spessart - Rhön - Ruhla - Schwelle. – *Geowiss. Mitt. Thüringen*, **3**: 61–81; Weimar.
- KATZUNG, G. (1968): Rotliegendes. – In: *Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik*, **1**: 201–218; Berlin (Akademie-Verlag).
- KATZUNG, G. (1970): Das Permosiles im Südtteil der Deutschen Demokratischen Republik. – *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss.*, **A 15**: 7–27; Berlin.
- KATZUNG, G. (1989): Erosion und Sedimentation in Trockengebieten – Eindrücke von einer Flugreise über Nord-China. – In: *Kurzreferate und Exkursionsführer Tagung „Lithologie: Sedimentationsprozesse – Fazies – Faziesmodelle“*, Binz/Rügen 8./9. November 1989: 10–11; – *Ges. Geol. Wiss. DDR*; Berlin.
- KATZUNG, G. & EHMKE, G. (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland: Strukturstockwerke und ihre regionale Gliederung: 139 S.; Köln (von Loga).
- KATZUNG, G., FISCHER, U., SIGENEGER, W.-D., JOHN, K., SÜSSMUTH, S. & WARNCKE, D. (1977): Die Saxon-Gliederung im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke. – *Z. angew. Geol.*, **23**: 559–561; Berlin.
- KATZUNG, G. & OBST, K. (2004): Rotliegendes. – In: *Katzung, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 98–132*; Stuttgart (Schweizerbart).
- KEILHACK, K. (1910): Ergebnisse von Bohrungen V. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **28**: 669–973; Berlin.
- KLINGNER, F. E. (1928): Bemerkungen zu einer Fährtenplatte aus dem Cornberger Sandstein. – *Cbl. Miner. Geol. Paläont.*, **B**: 641–646; Stuttgart.
- KNOTH, W. (1970): Zur Lithologie und Paläogeographie des höheren Rotliegenden im Thüringer Wald. – *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss.*, **A 15**: 47–65; Berlin.
- KULICK, J. (1987): Cornberger Sandstein und Weißliegendes, Grenze Rotliegendes/Zechstein. – In: *MOTZKA-NÖRING, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4925 Sontra, 2. Aufl.*: 23–36; Wiesbaden.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAH, A.-K. & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – *Geol. Jb.*, **D 68**: 3–223; Hannover.
- KÜHNE, F. (1923): Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. – *Jb. Preuß. Geol. L.-Anst.*, **43**: 426–456; Berlin.
- LANGFORD, R. P. & CHAN, M. A. (1993): Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. – *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment*, **16**: 109–126; Berlin.
- LÜTZNER, H. (1981): Sedimentation der variszischen Molasse im Thüringer Wald. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, **17**: 1–217; Berlin.
- MARELL, D. & KOWALCZYK, G. (1986): Höheres Rotliegendes in der Wetterau. – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 227–248; Wiesbaden.
- MASON, C. C. & FOLK, R. L. (1958): Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Islands, Texas. – *Journ. Sed. Petrol.*, **28**: 211–226; Tulsa/Oklahoma.
- MENNING, M. (1995): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: An integrated time analysis. – In: *SCHOLLE, P. A., PERYT, T. M. & ULMER-SCHOLLE, D. S. (1995): The Permian of Northern Pangea*, **1**: 77–97; Berlin (Springer).
- MENNING, M., KATZUNG, G. & LÜTZNER, H. (1988): Magnetostratigraphic Investigations in the Rotliegendes (300–252 Ma) of Central Europe. – *Z. geol. Wiss.*, **16**: 1045–1063; Berlin.
- MENNING, M., BENEK, R., BOY, J., EHLING, B.-C., FISCHER, F., GAITZSCH, B., GAST, R., KOWALCZYK, G., LÜTZNER, H., REICHEL, W. & SCHNEIDER, J. W. (2005): Das Rotliegend in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 – „Paternoster-Stratigraphie“ auf dem Rückzug. – *Newsl. Stratigr.*, **41**: 91–122; Berlin.
- MESSER, E. (1955): Kupferschiefer, Sanderz und Kobaltrücken des Richelsdorfer Gebirges. – *Hess. Lagerstättenarch.*, **3**: 125 S.; Wiesbaden.
- MOESTA, F. (1876a): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Bl. Hönebach.; Berlin.
- MOESTA, F. (1876b): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Bl. Hönebach: 23 S.; Berlin.
- MOTZKA-NÖRING, R. (1987a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4925 Sontra; Wiesbaden.
- MOTZKA-NÖRING, R. mit Beiträgen von Anderle, H.-J., Blum, R., Diederich, G., Gundlach, H., Hentschel, G., Herrmann, A., Horn, M., Kulick, J., Lindstedt, H.-J., Malzahn, E., Prinz, H., Reichmann, H., Schade, H., Stoppel, D., Theuerjahr, A.-K. (1987b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4925 Sontra, 2. Aufl.: 296 S.; Wiesbaden.
- MOTZKA-NÖRING, R. & WEBER, K. (1981): Das Paläozoikum und die phyllitischen Gesteine von Welda (Bl. 4925 Sontra). – *Geol. Jb. Hessen*, **109**: 19–22; Wiesbaden.
- MUNK, W., MARTIN, O. & TRUNKÓ, L. (1993): Neue Aspekte zur stratigraphischen und faziellen Bewertung des Cornberger Sandsteins (Tatarium, Oberperm) mit Beschreibung erstmaliger Pflanzenfunde. – *Geol. Jb. Hessen*, **121**: 17–40; Wiesbaden.
- NAUMANN, E. (1913): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Bl. Eisenach.: 76 S.; Berlin.
- NAUMANN, E. (1927): Über die Ergebnisse einiger Tiefbohrungen im Werragebiet. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **47**: 1–18; Berlin.
- OPPERMANN, S. A. (1970): Das Rotliegende des Richelsdorfer Gebirges. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Mainz; Mainz
- OPPERMANN, S. A. (1971): Die Zechstein-Basis-sedimente des Richelsdorfer Gebirges. – *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **60**: 283–287; Wiesbaden.
- PASSEGA, R. (1957): Texture as characteristic of clastic deposition. – *Bull. Am. Assoc.*

- Petrol. Geol., **41**: 1952–1984; Tulsa/Oklahoma.
- PASSEGA, R. (1964): Grain size representation by CM patterns as a geological tool. – Journ. Sed. Petrol., **34**: 830–847; Tulsa/Oklahoma.
- PASSEGA, R. (1977): Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspension. – Sedimentology, **24**: 723–733; Amsterdam.
- PASSEGA, R & BYRAMJEE, R. (1969): Grain size image of clastic deposits. – Sedimentology, **13**: 233–252; Amsterdam.
- Payer, H. (1988): Geologie des südlichen Richelsdorfer Gebirges in Osthessen. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Marburg; Marburg.
- PRYOR, W. A. (1971): Petrology of the Weissliegende Sandstones in the Werra-Fulda areas, Germany. – Geol. Rdsch., **60**: 524–552; Stuttgart.
- RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 283–332; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Das sogenannte Zechsteinkonglomerat und die Grenze Rotliegendes/Zechstein. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 117–129; Wiesbaden.
- ROSE, H. E. (1968): The determination of the grain-size distribution of a spherical granular material embedded in a matrix. – Sedimentology, **10**: 293–309; Oxford.
- SALVADOR, A. [Hrsg.] (1994): International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. – 2nd Ed., International Union of Geological Sciences; **XIX**: 214 S. (International Subcommission on Stratigraphic Classification); Boulder/Colorado
- SCHÄFER, K. (1969): Das Rotliegende der Treischfelder Bohrungen in Osthessen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 152–194; Wiesbaden.
- SCHMID, M. (1991): Der variszische Stockwerkbau des Unterwerra-Grundgebirges – das tektonische Bindeglied zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – Diss. Univ. Braunschweig; Braunschweig
- SCHMIDT, H. (1959): Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßer-Entwicklung. – Abh. Hess. L.-Amt. Bodenforsch., **28**: 1–137; Wiesbaden.
- SCHNEIDER, J. W. (1996): Biostratigraphie des kontinentalen Oberkarbon und Perm im Thüringer Wald, SW-Saale-Senke – Stand und Probleme. – Beitr. Geol. Thüringen, N. F., **3**: 121–151; Jena.
- SCHUMACHER, C. (1985): Die Grenze Rotliegendes/Zechstein im Werra-Fulda-Becken. – Z. dt. geol. Ges., **136**: 121–128; Hannover.
- SCHWABE, H. (1989): Zur Geologie am Südrand des Richelsdorfer Gebirges unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des Unteren Buntsandsteins. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Marburg; Marburg
- SEIB, G. (1960): 500 Jahre Bergbau im Richelsdorfer Gebirge 1460-1960. – 75 S.; Nentershausen.
- SMITH, D. B. (1971): Discussion: W. A. Pryor „Petrology of the Weissliegende Sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany“. – Geol. Rdsch., **60**: 1600–1602; Stuttgart.
- STIER, G. (1974): Das Perm des westlichen Richelsdorfer Gebirges und geologische Kartierung im Nordwestteil der TK 25 Hönebach. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a. Main; Frankfurt a. M.
- STOPPEL, D. (1987): Schwerspat. – In: MOTZKA-NÖRING, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4925 Sontra, 2. Aufl.: 173–187; Wiesbaden.
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. (1983): Zur Schwerspat-Mineralisation und Zechstein-Stratigraphie im Richelsdorfer Gebirge (NE-Hessen). – Z. dt. geol. Ges., **134**: 247–268; Hannover.
- TAIRA, A. & SCHOLLE, P.A. (1979): Origin of bimodal sands in some modern environments. – Journ. Sed. Petrol., **49**: 777–786; Tulsa/Oklahoma.
- THEUERJAHR, A.-K. (1987): Unterer Werra-Ton, Kupferschiefer – In: MOTZKA-NÖRING, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4925 Sontra, 2. Aufl.: 41–47; Wiesbaden.
- THIENHAUS, R. (1941): Die Schwerspatgänge des Richelsdorfer Gebirges. – Z. angew. Mineral., **3**: 21–52; Berlin.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. – Geologica Bavarica, **54**: 92 S.; München.
- TURNER, P. (1980): Continental Red Beds. – Developments in Sedimentology, **29**: 552 S.; Amsterdam.
- VISHER, G.S. (1969): Grain Size Distributions and Sedimentary Processes. – Journ. Sed. Petrol., **39**: 1074–1106; Tulsa/Oklahoma.
- WITTIG, R. (1974): Tiefoberdevonische Grauwacken unter der hessischen Senke. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 46–57; Wiesbaden.
- WUNDERLICH, J. (1995): Die terrestrischen Basissedimente des Zechsteins und der terrestrisch-marine Faziesübergang am SE-Rand der Ruhla-Schmalkalder Insel (Raum Seligenthal-Hohleborn, Nordwestlicher Thüringer Wald). – Geowiss. Mitt. Thüringen, **3**: 83–122; Weimar.

Manuskript eingegangen am 20.12.2006, angenommen am 29.1.2007

BERND LEßMANN¹, KARL-HEINZ EMMERICH² & MARIO HERGESELL³

Auswirkungen einer möglichen Flächennutzungsänderung auf die Grundwassergewinnung im vulkanischen Vogelsberg

Kurzfassung

Die Flächennutzung, insbesondere die landwirtschaftliche Flächennutzung, unterliegt aus unterschiedlichen Gründen einem Wandel. In der Summe großflächige Flächennutzungsänderungen können Auswirkungen auf die Grundwasserneubildung und die Grundwasserbeschaffenheit haben.

Der vulkanische Vogelsberg ist eines der bedeutenden

Grundwassergewinnungsgebiete für das Rhein-Main-Gebiet. Die vorliegende Arbeit geht der Frage nach, welche Auswirkungen eine weitgehende Bewaldung des Vogelsberges auf die Grundwassergewinnung im Vogelsberg haben kann und wie sich eine solche mögliche Änderung der Flächennutzung auf die Grundwasserbeschaffenheit auswirken könnte.

Abstract

Land use, especially agricultural land use, is subject to a continuous change.

Extensive changes in land use may have a significant impact on both groundwater recharge and groundwater quality.

The Vogelsberg Volcano is one of the most important groundwater extraction areas for the water supply of the Rhine-Main Area.

The present study describes the possible effects of extensive afforestation of the volcanic Vogelsberg area on both groundwater recharge and groundwater quality.

Taking into account that

the scenario “afforestation” might have a significant impact on groundwater recharge, but a complete afforestation is very unlikely,

the present practice of granting water rights (adaptation of water rights to actual water extraction rates) leads to a reduction of water rights, the actual extraction rates therefore represent the realistic reference value, due to population development and decreasing water de-

mand the development of additional water resources is unlikely to happen,

the supra-regional water rights within the Vogelsberg area are granted in compliance with guidelines for environmentally sound groundwater utilisation and therefore over-exploitation is not to be expected,

from the hydrogeological point of view the modelling results of the scenario “afforestation” regarding water quantity provide no evidence for a water shortage and hence future water supply is likely to be secure.

Compared to arable land, acids are increasingly released from topsoils under forested areas. The release of further substances plays only a minor part in closed forest systems. In undisturbed forest ecosystems nitrogen largely remains in the local cycle of matters. Altogether, under forested areas an improvement of seepage water quality is expected in contrast to conventional agriculture. In comparison with the actual condition a complete forest coverage of the volcanic Vogelsberg would increase the acid entry into groundwater.

¹ Dr. B. Leßmann (e-mail: b.lesmann@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

² Dr. K.-H. Emmerich (e-mail: k.emmerich@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

³ M. Hergesell (M.Sc. GIS) (e-mail: m.hergesell@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, 65203 Wiesbaden

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	38
2. Lage des Untersuchungsgebietes	38
3. Mögliche quantitative Auswirkungen	39
3.1 Grundlagen und Annahmen	39
3.2 Grundwasserneubildung bei der derzeitigen Flächennutzung	39
3.3 Grundwasserneubildung mit dem Szenario „Bewaldung“	39
3.4 Fazit Quantität	41
4. Mögliche qualitative Auswirkungen	41
4.1 Bodensickerwasserbeschaffenheit	41
4.2 Grundwasserbeschaffenheit	43
4.3 Fazit Qualität	43
5. Zusammenfassung	43
6. Schriftenverzeichnis	44

1. Einleitung

Die Anzahl der landwirtschaftlichen Betriebe nimmt in Hessen bei gleichzeitiger Zunahme der Betriebsflächengrößen ab. Viele Nebenerwerbsbetriebe werden aus unterschiedlichen Gründen nicht weitergeführt. Besonders in Mittelgebirgsregionen wie dem Vogelsberg, die unter landwirtschaftlichen Gesichtspunkten weniger rentabel sind als z.B. großflächige ackerbauliche Standorte wie beispielsweise in der Wetterau oder im hessischen Ried, stellt sich die Frage, wie das Landschaftsbild zukünftig aussehen wird. Zudem ist davon auszugehen, dass „nachwachsende Rohstoffe“ an Bedeutung

gewinnen werden. Eine Zunahme des Waldanteils bei der Flächennutzung in Mittelgebirgsregionen ist möglich.

Änderungen bei der Flächennutzung können Auswirkungen auf die Grundwassergewinnung haben. Hierbei kann die Gefahr gesehen werden, dass z.B. der Vogelsberg zukünftig nicht mehr bzw. nicht mehr in dem derzeitigen Umfang für die überregionale Trinkwasserversorgung zur Verfügung stehen könnte und damit die Trinkwasserversorgung des Rhein-Main-Gebietes in Frage gestellt sei. Hierbei sind quantitative und qualitative Aspekte zu berücksichtigen.

2. Lage des Untersuchungsgebietes

Bezugsfläche für die Berechnungen ist der vulkanische Vogelsberg, der zentral in Hessen liegt. Der Vogelsberg hat eine Fläche von rd. 2215 km² (Abb. 1).

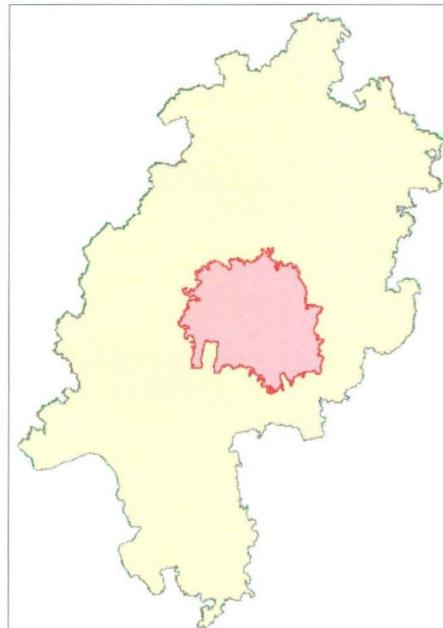


Abb. 1. Hessen mit der Fläche des vulkanischen Vogelsbergs (rot).

3. Mögliche quantitative Auswirkungen

3.1 Grundlagen und Annahmen

Um eine Quantifizierung einer möglichen Änderung der Flächennutzung auf die Grundwasserneubildung abzuschätzen, wurden mit dem im Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) vorhandenen Grundwasserneubildungsmodell zwei Berechnungen vorgenommen. Zum einen wurde die Grundwasserneubildung unter Verwendung der derzeitigen Flächennutzung mit einer Grundwasserneubildungsspende von $4,5 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ (LEBMANN et al. 2001) berechnet. Zum anderen wurde ein Szenario „Bewaldung“ berechnet, da als Folge einer möglichen Änderung der Flächennutzung eine Bewaldung der derzeitigen landwirtschaftlich genutzten Flächen als weitestgehender Faktor im Hinblick auf die Grundwasserneubildung zu erwarten ist. Bei der Bewaldung wurde von einem Mischwald ausgegangen.

In Folge dieser teilweisen Umwidmung der Flächennutzung ist sowohl von einer höheren Verdunstung als auch von einer höheren nutzbaren Feldkapazität im durchwurzelten Bodenraum auszugehen. Beides trägt zu einer Reduzierung der Grundwasserneubildung bei.

3.2 Grundwasserneubildung bei der derzeitigen Flächennutzung

Angesetzte Grundwasserneubildung nach LEBMANN et al. (2001): $4,5 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ bzw. 142 mm/a .

Tab. 1. Anteil der Grundwasserneubildung (GWN) mit dazugehöriger Landnutzung (Abb. 2).

	Flächenanteil [%]	mittl. GWN [mm/a]	mittl. GWN [$\text{l/(s}\cdot\text{km}^2)$]
Acker	30,6	173	5,5
Grünland	26,9	168	5,3
Laubwald	11,2	123	3,9
Nadelwald	10,7	83	2,6
Mischwald	18,5	95	3,0
Siedlung	2,1	nicht ermittelt	

3.3 Grundwasserneubildung mit dem Szenario „Bewaldung“

Berechnete Grundwasserneubildung für das Szenario „Bewaldung“: $3,4 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ bzw. 106 mm/a .

Tab. 2. Anteil der Grundwasserneubildung (GWN) mit dazugehöriger Landnutzung (Abb. 3).

	Flächenanteil [%]	mittl. GWN [mm/a]	mittl. GWN [$\text{l/(s}\cdot\text{km}^2)$]
Mischwald	97,9	106	3,4
Siedlung	2,1	nicht ermittelt	

Für die mittlere Grundwasserneubildung unter Mischwald ergeben sich in den Tabellen 1 und 2 unterschiedliche Beträge. Die mittlere Grundwasserneubildung unter Mischwald beim Szenario „Bewaldung“ für die Gesamtfläche des vulkanischen Vogelsberges liegt mit 106 mm/a $\{3,4 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)\}$ höher als der Mittelwert von 95 mm/a $\{3,0 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)\}$ für die mit Mischwald bedeckten Teilflächen bei der gegenwärtigen Landnutzung. Der höhere Wert beim Szenario „Bewaldung“ resultiert aus dem größeren Anteil höher gelegener Flächen mit höheren Niederschlägen und einer niedrigeren potentiellen Verdunstung.

Auf die Fläche des vulkanischen Vogelsbergs bezogen würde die Grundwasserneubildung in Folge der geänderten Landnutzung um 25 % von $4,5 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ auf $3,4 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ abnehmen. Dies würde eine Reduktion der Grundwasserneubildung von $314 \text{ Mio. m}^3/\text{a}$ auf $237 \text{ Mio. m}^3/\text{a}$ bedeuten.

Im Vogelsberg wird davon ausgegangen (DIEDERICH et al. 1991), dass 75 % der Grundwasserneubildung technisch gewonnen werden können (gewinnbares Grundwasserdargebot⁴). Das gewinnbare Grundwasserdargebot nimmt nach dem Szenario „Bewaldung“ von $236 \text{ Mio. m}^3/\text{a}$ auf $178 \text{ Mio. m}^3/\text{a}$ ab.

Im Rahmen der hydrogeologischen Landesaufnahme des Vogelsberges wurden Mitte der 1990er Jahre die Wasserrechte und die tatsächlichen Entnahmen im Vogelsberg ermittelt (LEBMANN et al. 2001). Im Jahr 1996 betrug die Summe der Wasserrechte im vulkanischen Vogelsberg $75 \text{ Mio. m}^3/\text{a}$ (32 % des gewinnbaren Grundwasserdargebotes), die tatsächlichen Entnahmen betragen $58 \text{ Mio. m}^3/\text{a}$ (25 % des gewinnbaren Grundwasserdargebotes). Unter der Annahme, dass zukünftig in ähnlicher Höhe Grundwasser aus dem vulkanischen Vogelsberg entnommen wird, führen die Berechnungen des Szenarios „Bewaldung“ (Tab. 3) und die damit einhergehende Minderung der Grundwasserneubildung dazu, dass die Wasserrechte einen Anteil von 42 % und die tatsächlichen Entnahmen einen Anteil von 33 % am gewinnbaren Grundwasserdargebot hätten.

⁴Gewinnbares Grundwasserdargebot, Def. nach DIN 4049-3: Teil des Grundwasserdargebotes, der mit technischen Mitteln entnehmbar ist.

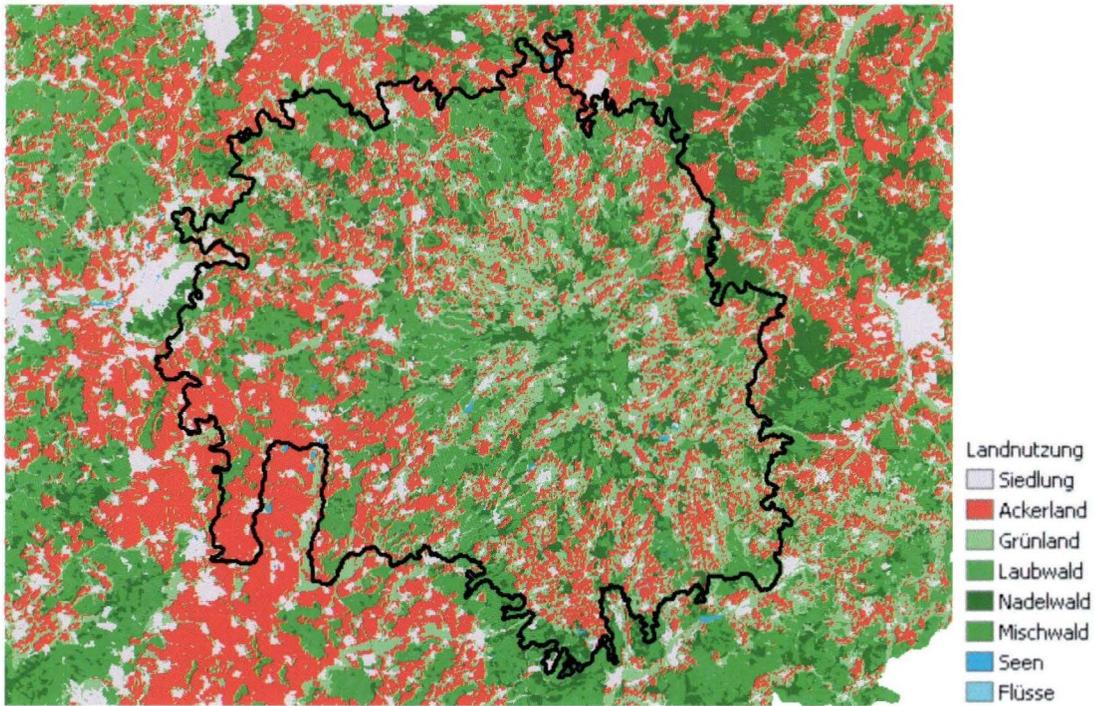


Abb. 2. Derzeitige Flächennutzung (ATKIS-DLM25).

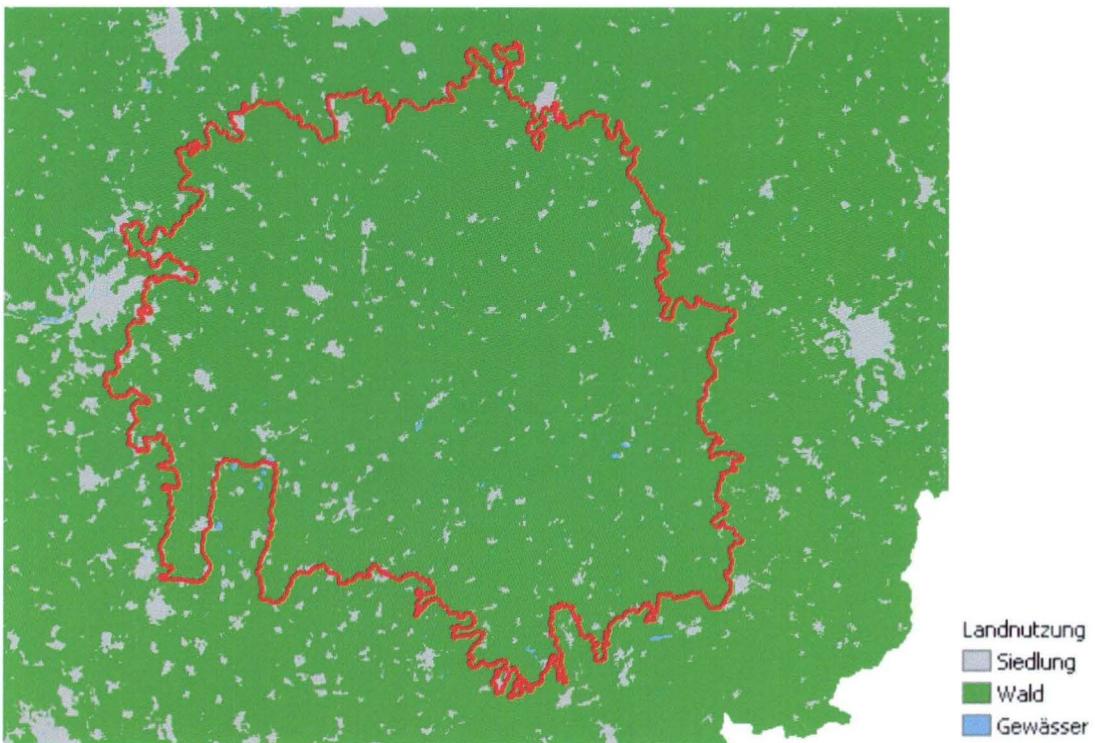


Abb. 3. Flächennutzung für das Szenario „Bewaldung“.

Tab. 3. Auswirkungen des Szenarios „Bewaldung“.

Flächen- nutzung	Grundwasser- neubildung		gewinnbares Dargebot (75% der GWN)	Wasser- rechte (1996)	tat. Ent- nahmen (1996)	Anteil der Wasser- rechte am gewinnba- ren Dargebot	Anteil der tat. Ent- nahme am gewinnb. Dargebot
	[l/(s·km ²)]	[Mio. m ³ /a]	[Mio. m ³ /a]	[Mio. m ³ /a]	[Mio. m ³ /a]	[%]	[%]
aktuelle Nutzung	4,5	314	236	75	58	32	25
Szenario „Bewaldung“	3,4	237	178			42	33

3.4 Fazit Quantität

Unter den Gesichtspunkten, dass das Szenario „Bewaldung“ in Bezug auf die Grundwasserneubildung den weitestgehenden Faktor darstellt, von einer kompletten Bewaldung des Vogelsberges aber auch zukünftig nicht auszugehen ist, die aktuelle Handhabung der Wasserrechtsvergaben (Anpassung der Wasserrechte an die tatsächlichen Entnahmen) zu einer Minderung der Wasserrechte führt, die tatsächlichen Entnahmen also die realistischere Bezugsgröße darstellen, auf Grund von Bevölkerungsentwicklung und Wasser-

verbrauch mit keinen zusätzlichen Neuerschließungen von Wasservorkommen zu rechnen ist und im Vogelsberg die überregionalen Wasserrechte nach einem Leitfaden für eine umweltschonende Grundwassergewinnung (Hessisches Ministerium für Umwelt, Energie, Jugend, Familie und Gesundheit, Juni 1996) vergeben werden und damit eine Übernutzung ausgeschlossen ist, ist aus hydrogeologischer Sicht das Ergebnis des Szenarios „Bewaldung“ vor dem Hintergrund einer quantitativen Gefährdung der Trinkwasserversorgung als unproblematisch zu bewerten.

4. Mögliche qualitative Auswirkungen

4.1 Bodensickerwasserbeschaffenheit

Menge und Qualität des Sickerwassers an einem Standort werden durch mehrere Prozesse bestimmt. Allgemein gültige Aussagen können meist nur für Einzelprozesse gemacht werden.

Die Vegetationsart beeinflusst, wie viel des zurückgehaltenen Wassers von den Wurzeln aus dem Boden aufgenommen wird (Deckungsgrad, Durchwurzelung) oder direkt von der Bodenoberfläche verdunstet (Beschattung, Streuauflage). Wasser, welches nicht im Boden gespeichert oder von den Wurzeln aufgenommen wird, sickert zum großen Teil durch die Deckschichten in die Grundwasser leitenden Gesteinsschichten (BENECKE 1993).

Verschiedene Studien zeigen, dass die Qualität des Sickerwassers insgesamt unter einem unbelasteten naturnahen Wald besser ist als unter intensiv bewirtschafteten Freilandflächen. Entscheidend für die Sickerwasserqualität unter Wald ist eine dauerhafte Bestockung, die einen langfristig störungsfreien Nährstoffkreislauf gewährleistet. Darüber hinaus ist unter Wald der Einsatz von Dünge- und Pflanzenschutzmitteln sowie allgemein umweltgefährdenden Stoffen stark eingeschränkt.

Dieser Reinigungsfunktion des Waldbodens wirken aber die

Stoffeinträge durch die atmosphärische Deposition entgegen. Unter Wald werden größere Schadstoffmengen aus der Atmosphäre aufgenommen als unter Acker. Das Ablagern von Schadstoffen an den Oberflächen der Blätter und Nadeln der Bäume wird oft als Auskämmwirkung bezeichnet. Die Vegetation fängt einen Teil des Niederschlags auf, dieses Wasser gelangt entweder verzögert, zusammen mit dem direkten Niederschlag, als Bestandesniederschlag oder Stammabfluss auf den Boden oder durch Verdunstung (Interzeptionsverlust) wieder in die Atmosphäre.

Die Auswirkungen, die der Boden und der ungesättigte Untergrund auf die Sickerwasserqualität haben, hängen vor allem von deren mineralischer Zusammensetzung sowie deren z.B. Mächtigkeit, Bodenart, Porosität und der davon abhängigen Verweildauer des Wassers ab.

Im Waldboden können folgende Prozesse zu einer Veränderung der Stoffkonzentrationen im Sickerwasser führen (Umweltbundesamt 2007):

- Anlagerung am Humus und an Tonmineralien (Ionenaustauschplätze),
- Aufnahme durch die Wurzeln und Einbau in die Biomasse, biogeochemische Umwandlungen.

Eine abschließende Bewertung, wie sich diese komplexen Zusammenhänge auf die Sickerwasserqualität im gesamten Vogelsberg auswirken, ist auf Grund der aktuellen Datenlage schwierig.

Die Böden im Vogelsberg zeigen folgende Verteilung und Eigenschaften:

Mit Ausnahme einiger stark exponierter Klippen und Steilhänge werden die Gesteine und tertiären Verwitterungsbildungen fast überall von lößlehmhaltigen Solifluktionsschuttdecken überlagert, in die mehr oder minder große Anteile von Untergrundmaterial eingemischt sind. Größere Mächtigkeiten erreichen diese pleistozänen Lockergesteine vor allem dort, wo die präquartäre Reliefsituation eine stärkere Lößakkumulation begünstigte. Mit zunehmender Höhe gewinnen kryoklastische, kryoturbate und solifluidale Prozesse an Bedeutung.

Dort wo Löß das Ausgangsgestein der Bodenbildung war, haben sich im Holozän Parabraunerden entwickelt, die je nach Höhenlage und Relief mehr oder weniger pseudovergleyt sind. Solche Böden machen etwa 12 % der Fläche des Vogelsberges aus. Kalkhaltigen Löß findet man jedoch nur noch in den westlichen Randgebieten. Meist handelt es sich um umgelagerten Lößlehm. Diese Böden besitzen eine hohe Feldkapazität und ein gutes Filtervermögen.

Mit abnehmendem Lößanteil und zunehmendem Skelettanteil im Decksediment treten auf nicht erodierten Standorten Braunerden mit einer meist mittlerer Gründigkeit auf. Diese Böden findet man auf fast einem Drittel der Vogelsbergfläche. Sie sind auf Grund ihrer Eigenschaften (Wasserhaushalt, Steingehalt) zumeist bewaldet. Wo das Decksediment erhöhte Tuffgehalte aufweist, haben sich als Besonderheit charakteristische Lockerbraunerden entwickelt.

Vielfach hat die pleistozäne Solifluktion tertiäre Reliktböden aufgearbeitet, hier kommen plastosol- und latosolähnliche Böden vor. Häufig sind die Böden über tertiären, tonigen Bodenresten stauwassergeprägt. Dieser Prozess wird durch die relative Ebenheit der tertiären Flächenreste und die mit der Höhe zunehmenden Niederschläge noch verstärkt. Stauwasserbeeinflusste Böden über tertiären Verwitterungsresten machen rd. ein Viertel des Gebietes aus. Die Wasserleitfähigkeit ist als mittel bzw. gering anzusprechen. Sie nimmt durch den zunehmenden Anteil an plastischem Basaltzersatz mit der Tiefe deutlich ab.

Die Verbreitung semiterrestrischer Böden, die sich in Verbindung mit ganzjährig hohen Grundwasserständen in den holozänen Auensedimenten entwickelt haben, bleibt auf die unmittelbare Umgebung der Fließgewässer beschränkt (SCHWARZ et al. 1993, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie).

In Waldregionen mit pufferschwachen, durchlässigen und geringmächtigen Ausgangsgesteinen ist die Qualität des Quell- und Grundwassers potentiell gefährdet, da die „Versauerungsfront“ immer tiefer in den Untergrund eindringt

und Metallionen, insbesondere Aluminium in das Grundwasser gelangen. Diese Verhältnisse sind im Vogelsberg jedoch nicht flächendeckend gegeben. Dass atmosphärische Depositionen zu einem Säureeintrag in das System führen und es hier zu einer Versauerung der Böden kommt, belegen Untersuchungen an Bodenprofilen im Vogelsberg. Die pH-Werte der basaltisch geprägten Basislagen bewegen sich recht konstant zwischen 5,0–6,2. Dabei ist es einerlei, ob die Zusammensetzung der Basislage von Rotlehm, Braunlehm oder schluffigem Basaltzersatz dominiert wird. Auch bei Böden, die in lößlehmreichen Mittellagen entwickelt sind, werden pH-Werte von etwa 6,0 erreicht. Deutliche nutzungsbedingte Unterschiede lassen sich hingegen bei den Oberböden nachweisen. Durch anthropogen verursachte Schadstoffimmissionen zeigen die Ah-Horizonte von Forststandorten mittlerweile nur mehr pH-Werte von 3,4–5,0. Auf den benachbarten agrarisch genutzten Flächen wird der zunehmenden Versauerung durch sekundäre Aufkalkung begegnet, so dass die pH-Werte hier etwa um 6,0 liegen. Niedrige pH-Werte spiegeln sich auch in hohen Anteilen von Al^{3+} bei den austauschbaren Kationen wider. In der organischen Auflage wurden pH-Werte zwischen 3,4–4,6 gemessen. Die Versauerung ist somit zumindest im basaltischen Vogelsberg auf den Oberboden beschränkt. (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, HOCKE et al. 1996).

Im Rahmen des vom Umweltbundesamt geförderten Forschungsvorhabens der geologischen Landesämter „Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen unter Berücksichtigung geogener Grundgehalte sowie anthropogener Zusatzbelastung“ wurden vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung umfangreiche bodenkundliche Untersuchungen in Böden über verschiedenen Ausgangsgesteinen durchgeführt. Wie die Ergebnisse aus dem Vogelsberg zeigen, verfügen Basalte und ihre Verwitterungsbildungen im Vergleich zu anderen Festgesteinen über deutlich erhöhte geogene Schwermetallgehalte. Dies betrifft vor allem die Elemente Eisen, Nickel, Kobalt und Kupfer. Dabei hat der Zersetzungsgrad der fremdmaterialfreien Basislagen offenbar keinen Einfluss auf den Schwermetallgehalt, wie sich anhand einer statistischen Auswertung von über 700 Basislagenhorizonten zeigen lässt. Unabhängig von der jeweiligen Ausprägung der Basaltverwitterung ist für keines der untersuchten Schwermetalle ein signifikanter Gehaltsunterschied feststellbar. Wie im Rahmen des Forschungsvorhabens nachgewiesen werden konnte, ist die Ursache für die Differenzierung im Profil vor allem im Einfluss der periglazialen Deckschichten zu suchen, unabhängig von der örtlichen Bodenhorizontierung. Pedogenetische Translokationsprozesse spielen keine bzw. nur eine sehr untergeordnete Rolle, so dass im menschlichen Zeithorizont keine zusätzliche Gefährdung durch Stoffeinträge zu erwarten ist (MOLDENHAUER 1992).

Als problematisch könnte der Stickstoffeintrag gesehen werden. Die Auswirkung der Stickstoffeinträge auf das Si-

ckerwasser hängen stark von der Eintragsmenge und von der Pufferfähigkeit (N Status) des Waldbodens ab, weshalb die Wälder sehr unterschiedlich auf die Einträge reagieren. Der aufstockende Bestand bei der Umwidmung, die Bodenvegetation und der Humus, sowie Tonminerale sind ergiebige Speicher für die Stickstoffeinträge. Sind diese Speicherkapazitäten erschöpft, können die Einträge kaum mehr abgepuffert werden. Isotopenanalysen und andere Untersuchungen haben gezeigt, dass ein Teil des Stickstoffs auch direkt ins Grundwasser gelangt, ohne zuvor in den Stoffwechsel der Wälder eingebaut worden zu sein (GUNDERSEN 1995).

Allerdings zeigen Untersuchungen des Umweltbundesamtes, dass im Allgemeinen die höchsten Nitratbelastungen unter Ackerflächen festzustellen sind. In dieser Gruppe weisen 44,1 % der Messstellen Nitratbelastungen von mehr als 25 mg/l auf. Unter Wald bzw. Grünlandnutzung sind es hingegen nur 12,9 % bzw. 21,7 % der Messstellen. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Gruppen werden noch deutlicher, wenn die Landnutzung im weiteren Umfeld der Messstellen (Einzugsgebiet) berücksichtigt wird (Umweltbundesamt 2007).

4.2 Grundwasserbeschaffenheit

Der vorherrschende Grundwassertyp im vulkanischen Vogelsberg ist ein leicht basisches, sehr weiches bis hartes Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wasser, das zu den meteorischen Wässern gehört. Meteorische Wässer, auch Umsatzwässer, sind jährlich oder in einer Periode weniger Jahre am Wasserkreislauf und dessen Umsatz beteiligt. Weiterhin kommen im vulkanischen Vogelsberg basische bis sehr basische Alkali-Hydrogencarbonat-Wässer vor. Sie entstehen durch Ionenaustauschvorgänge aus den Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wässern.

Isotopenhydrologische Untersuchungen haben gezeigt, dass die Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wässer „jung“ (meteorische Wässer, bis zu wenigen Jahren) bis „mittelalt“ (bis zu wenigen Jahrzehnten, Vorratswässer) sind. Die Alkali-Hydrogencarbonat-Wässer sind „alt“ (bis zu mehreren Jahrtausenden) (LEBMAN et al. 2001).

Im Vogelsberg wird häufig ein Mischtyp aus den oben ge-

nannten Grundwassertypen gefördert. Die überregionalen Grundwassergewinnungsanlagen befinden sich überwiegend am Rand des vulkanischen Vogelsberges, hier wird ein hoher Anteil an „alten“ Alkali-Hydrogencarbonat-Wässern gefördert. Die Förderung von „mittelalten“ und besonders von „alten“ Grundwässern führt zu einer Verdünnung von aktuellen Stoffeinträgen, die zu einer Beeinträchtigung der Grundwässer führen können. Großflächige Stoffeinträge finden insbesondere durch atmosphärische Depositionen und die landwirtschaftliche Flächennutzung statt.

Hydrochemische Untersuchungen an den Grundwässern im Vogelsberg zeigen, dass die Versauerung auch das Grundwasser betrifft. Bei Quellwässern, die den meteorischen Wässern zugeordnet werden, werden pH-Werte zwischen 5,4–5,7 gemessen. Die aus dem Hohen Vogelsberg stammenden Grundwässer sind zum Teil schwach sauer (pH 6,0–6,9). Der ganz überwiegende Anteil der Grundwässer im vulkanischen Vogelsberg weist jedoch pH-Werte über 7 auf. Durch die silikatische Verwitterung und durch die Vermischung unterschiedlich alter Wässer kommt es zu einer Neutralisation bzw. zu einer Alkalisierung der Grundwässer. Die Versauerung betrifft daher derzeit im vulkanischen Vogelsberg in Bezug auf das Grundwasser lediglich junge, oberflächennahe Wässer.

4.3 Fazit Qualität

Insgesamt ist unter Wald im Vergleich zur konventionellen Landwirtschaft eine Verbesserung der Bodensickerwasserqualität zu erwarten. Allerdings werden unter Waldnutzung im Vergleich zur Ackernutzung aus dem Oberboden verstärkt Säuren freigesetzt. Die Freisetzung weiterer Stoffe spielt in geschlossenen Waldsystemen nur eine sehr untergeordnete Rolle. Stickstoff bleibt in ungestörten Waldökosystemen weitgehend im lokalen Kreislauf.

Die Freisetzung von Säuren führt im Vogelsberg nur bei meteorischen Wässern zu einer Versauerung. Durch die silikatische Pufferung kommt es zu einer Neutralisation bzw. zu einer Alkalisierung der Grundwässer.

5. Zusammenfassung

Eine annähernd komplette Bewaldung des vulkanischen Vogelsberges würde unter den derzeitigen klimatischen Bedingungen zu einer Minderung der Grundwasserneubildung von rd. 314 Mio. m³/a auf rd. 237 Mio. m³/a führen. Das gewinnbare Grundwasserdargebot⁵ würde sich von rd. 236 Mio. m³/a auf rd. 178 Mio. m³/a reduzieren. Unter Zugrunde-

legung des angegebenen Förderszenarios mit Wasserrechten über rd. 75 Mio. m³/a und tatsächlichen Entnahmen in Höhe von rd. 58 Mio. m³/a ist eine annähernd komplette Bewaldung des vulkanischen Vogelsberges unter hydrogeologischen Gesichtspunkten im Hinblick auf die Grundwassergewinnung als unproblematisch einzustufen.

⁵Gewinnbares Grundwasserdargebot, Def. nach DIN 4049-3: Teil des Grundwasserdargebotes, der mit technischen Mitteln entnehmbar ist.

In Bezug auf die Qualität des Grundwassers ist eine Bewal-
dung ebenfalls als unproblematisch zu bewerten. Nur bei
„jungen“ Wässern (bis zu wenigen Jahren alt) ist, wie derzeit
auch, von einer Tendenz zur Versauerung auszugehen. Bei
den zur Trinkwassergewinnung genutzten Grundwasservor-
kommen handelt es sich um „mittelalte“ (bis zu wenigen
Jahrzehnten alt) und „alte“ Wässer (bis zu mehreren Jahrtau-

senden alt). Diese Wässer werden durch die silikatische Puf-
ferung der vulkanischen Gesteine neutralisiert bzw. alkali-
siert.

Danksagung: Frau Dr. Marion Hemfler wird für die
Durchsicht des Manuskriptes gedankt.

6. Schriftenverzeichnis

- BENECKE, P. (1993): Zur Aufforstung von
Wassereinzugsgebieten, Wald in Wasser-
schutzgebieten. Ergebnisse aus einem
Fachgespräch am 04. Juni 1992: 48–58;
Hannover (Niedersächsisches Umweltmi-
nisterium).
- DIEDERICH, G., FINKENWIRTH, A., HÖLTING, B.,
KAUFMANN, E., RAMBOW, D., SCHARPFF,
H.-J., STENGEL-RUTKOWSKI, W. & WIEGAND,
K. (1991): Hydrogeologisches Kartenwerk
Hessen 1 : 300 000. – Geol. Abh. Hes-
sen, **95**: 83 S.; Wiesbaden.
- GUNDERSEN, P. (1995): Nitrogen deposition
and leaching in European forests. – Pre-
liminary results from a data compilation.
– Water, Air and Soil Pollution **85**, 3:
1179–1184.
- Hessisches Landesamt für Umwelt und Geo-
logie: Daten der Boden-Dauerbeobach-
tung. – Wiesbaden (unveröff.).
- Hessisches Ministerium für Umwelt, Ener-
gie, Jugend, Familie und Gesundheit
(Hrsg.) (1996): Die umweltschonende
Wassergewinnung im Vogelsberg – Kon-
zeption und Leitfaden zur Umsetzung;
Wiesbaden.
- HOCKE, R., BÖGER, K., ROEDER, E. & SCHÄFER,
M. (1996): Niddahänge östlich Rudings-
hain. Waldkundliche Untersuchungen. –
Naturwaldreservate in Hessen. 5/1. –
Mitt. hess. Landesforstverw., **31**: 191 S.;
Wiesbaden.
- LEBMANN, B., WIEGAND, K. & SCHARPFF, H.-J.
(2001): Die Hydrogeologie des vulkani-
schen Vogelsberges. – Geol. Abh. Hes-
sen, **108**: 144 S., 65 Abb., 13 Tab.;
Wiesbaden.
- MOLDENHAUER, K.-M. (1992): Kennzeich-
nung der Empfindlichkeit der Böden ge-
genüber Schwermetallen unter Berück-
sichtigung geogener Grundgehalte sowie
anthropogener Zusatzbelastung. – For-
schungsvorh. der GLÄ, Teil 2, Arbeitsbl.
IV/2 Regionalisierung Bergland, Hlfb-
Bericht: 46 S.; Wiesbaden.
- SCHWARZ, T., EMMERICH, K.-H., MOLDENHAU-
ER, K. & VORDERBRÜGGE, T. (1993): Bo-
denbildung und tertiäre Verwitterung auf
den Basalten des Vogelsberges. – 12. Ta-
gung des AK Paläopedologie der DBG vom
20.–22.05.1993 in Gießen: 62 S.; Berlin.
- Umweltbundesamt (2007): Umweltdaten
Deutschland Online Grundwasserqualität.
– [www.env-it.de/umweltdaten/public/
theme.do?nodent=2397](http://www.env-it.de/umweltdaten/public/theme.do?nodent=2397).

Manuskript eingegangen am 26.04.2007, angenommen am 30.05.2007

MANFRED LAEMMLEN¹

Neuere Aufschlüsse auf Blatt 5623 Schlüchtern

Kurzfassung

Neuaufschlüsse, überwiegend in Form von Kernbohrungen aber auch von Tunnelaufschlüssen, haben für den Bereich der aus dem Jahr 1971 stammenden GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern örtlich zu Veränderungen und auch zu Ergänzungen im geologischen Kartenbild geführt. So haben die geologischen Aufnahmen im Bereich des Bahnhofs Schlüchtern, aber auch die

detaillierten Aufnahme-Berichte der Bauaufschlüsse sowohl im Schlüchterner als auch im Landrücken-Tunnel (letzteres Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover–Würzburg) zu neuen stratigraphisch-tektonischen Erkenntnissen und damit zu einer weiteren Bereicherung des Kartenbildes geführt.

Abstract

The geological map 5623 Schlüchtern was published in the year 1971. New exposures, mainly in the form of drill cores but also the opening of new tunnels make additions and also corrections of the map necessary. The new information about the surroundings of the Schlüchtern train station and also the

detailed survey reports of the outcrops in the Schlüchtern and Landrücken tunnels (new ICE railway line Hannover–Würzburg) lead to new insight into stratigraphy and tectonics and thus to an improvement of the map.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	46
2. Hangrutschungen im Bereich des Bahnhofs Schlüchtern	46
2.1 Datengrundlage	46
2.2 Untersuchungsergebnis	46
2.2.1 Einzelbeschreibung der Rutschmassen	47
2.3 Zur Ursache und zum Ablauf des Rutschgeschehens	49
2.4 Bohrungsaufnahmen	50
2.4.1 Profile der Bohrungen der Zweiten Bohrphase (1988)	50
2.4.2 Kurzprofile der Bohrungen der Ersten Bohrphase (1986)	54
3. Schlüchterner Tunnel	54
3.1 Allgemeines	54
3.2 Geologie	54
3.3 Untersuchungsergebnisse	54
3.3.1 Grauer Basiston (Röt 1) und Plattensandstein (Röt 2)	55
3.3.2 Tektonik	55
4. Neuberg-Graben NW von Vollmerz	57
5. Ein Nachweis von Unterem Keuper im Bereich des Schwarzenfels-Grabens	58
5.1 Bohrprofil	58
5.2 Geologischer Untergrundaufbau im Nordteil des Schwarzenfels-Tunnels	58
6. Einbruchsschlote im südlichen Teil des Landrücken-Tunnels	60
7. Schriftenverzeichnis	62

¹ Prof. Dr. M. Laemmlen, Pfahlerstraße 53, 65193 Wiesbaden

1. Einleitung

Das Gebiet des Blattes Schlüchtern erfuhr eine erste geologische Bearbeitung durch E. v. SEYFRIED und erschien im Jahr 1913 als Blatt Schlüchtern der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten im Rahmen der Lieferung Nr. 172 (v. SEYFRIED 1913a). Da bei dieser Bearbeitung die Gesteinsabfolgen nahezu ungegliedert dargestellt wurden, blieben die tektonischen Verhältnisse im Blattbereich noch weitestgehend ungeklärt. Mit der im Jahr 1971 erschienenen zweiten, neu bearbeiteten Auflage (EHRENBERG et al. 1971) war

dann versucht worden, anhand der inzwischen allgemein üblich gewordenen detaillierten Gliederung der Gesteinsabfolgen ein besseres Bild vom Untergrundaufbau zu erhalten. Dass dieses Ziel nicht überall erreicht werden konnte, haben vor allem Neuaufschlüsse für Planung und Bau größerer Objekte, insbesondere durch den Einsatz von Kernbohrungen, zutage gebracht. Die damit erzielten Neuerkenntnisse sollen hier vorgestellt werden.

2. Hangrutschungen im Bereich des Bahnhofs Schlüchtern

Die dem Kinzigtal folgende Eisenbahnlinie Frankfurt–Fulda nutzt bei Schlüchtern die südlichen Ausläufer des Landrückens, um an ihnen entlang die Höhendifferenz zwischen den Becken von Schlüchtern und Fulda leichter zu überwinden. Der Bahnhof Schlüchtern liegt deshalb NW außerhalb der Stadt am relativ steilen Osthang des Ziegenberges etwa 35–38 m über der Sohle des weiter östlich vorhandenen Kinzigzuflusses. Dieser Hang mit seiner unruhig-buckeligen Kleinmorphologie weist durch die an seiner Oberfläche verbreiteten verschiedenartigen Gesteine (Basaltschutt, Bruchstücke tertiärer Tone mit Basaltuff und Kalksteinschutt aus dem Unteren Muschelkalk) auf Rutschereignisse hin, die nicht allein auf solifluidale Bewegungen zurückzuführen sind.

Schon kurz nach der Inbetriebnahme der Bahnstrecke, immer wieder aber auch zu späteren Zeiten und besonders deutlich in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts traten im Bahnhofsbereich (vor allem im Abschnitt unmittelbar südlich des Bahnhofsgebäudes) Senkungen und Verschiebungen infolge von Rutschvorgängen im Untergrund auf (vgl. Abb. 1 bis 3). Da der Gleiskörper davon direkt betroffen war, mussten laufend Sanierungsmaßnahmen vorgenommen werden: Neben wiederholten Auffütterungen im Schotterbett (dessen Mächtigkeit in der Regel 3 m beträgt, stellenweise aber bis zu 7,7 m erreicht) als größere Maßnahmen der talseitige Einbau einer Stützmauer, vor allem aber die Anlage einer flächigen Drainierung mit Sammlung und Ableitung des bergseits anfallenden Hangwassers. Dennoch stellten sich auch danach als Folge von Gleitvorgängen immer wieder merkliche Verlagerungen ein. So war schließlich in den Jahren 1986 und 1988 eine eingehende Untergrunderkundung mittels einer Reihe von Kernbohrungen unumgänglich geworden. Diese Untersuchung erbrachte ein Ergebnis, das von der Darstellung des Hanges auf der GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern (EHRENBERG et al. 1971) erheblich abweicht. Nach der Kartendarstellung sollen im Bahnhofsbereich normal gelagerte tonige Tertiärsedimente flächig verbreitet sein, die von tonig verwitterten Pyroklastiten durchsetzt sind. Sie werden von geringmächtigem pleistozänem Solifluktionsschutt aus Tertiärgesteinen überdeckt, der

talwärts an Mächtigkeit zunimmt. Die Tertiärsedimente sollen Gesteine des Unteren Muschelkalks, im tieferen Hangabschnitt auch solche der Bunten Tonsteinschichten des Oberen Buntsandsteins überlagern. Direkt am Bahnhof ist unterhalb der Bahnlinie zudem als künstlich verändertes Gelände eine Aufschütt-Halde eingetragen.

Wie die im Anhang (Kap. 2.4) aufgeführten Profile der Kernbohrungen erkennen lassen, wird der Ziegenberg-Osthang in Wirklichkeit von mehreren tiefreichenden Rutschmassen aufgebaut, die in zeitlich getrennten Phasen entstanden sind und auch in der Oberflächenstruktur des Hanges zum Ausdruck kommen.

2.1 Datengrundlage

Die Untersuchung des Rutschhanges erfolgte mittels Kernbohrungen, die in zwei Phasen niedergebracht worden sind (Abb. 1). In der ersten, im Jahr 1986 erfolgten Phase waren es sechs Bohrungen, die vor allem deshalb nicht zu einer befriedigenden Klärung des Untergrundaufbaues führten, weil sie die im Untergrund anstehenden Triasgesteine nicht erreicht haben. Ihre Profile sind hier deshalb nur gekürzt wiedergegeben. In der zweiten Phase wurden im Jahr 1988 zur definitiven Klärung des Rutschgeschehens drei weitere Kernbohrungen gezielt angesetzt und bis in die Schichten der Triasabfolge niedergebracht. Sie sind im Anhang mit ihren ungekürzten Ergebnissen vorgestellt.

2.2 Untersuchungsergebnis

Die Rutschmassen, die in wechselnder Mächtigkeit und Verbreitung den Ziegenberg-Osthang einnehmen, überdecken im wesentlichen Triasgesteine, die – wie das Vorhandensein des sogenannten Grenzquarzits zeigt – der Unteren Röt-Folge, nämlich dem höchsten Teil des Plattensandsteins i.e.S. (Röt 2) angehören. Dieser stratigraphischen Einstufung gemäß errechnet sich für die Höhenlage der Muschelkalkbasis (die nach der Darstellung auf der GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern (EHRENBERG

et al. 1971) noch unterhalb von 235 m über NN liegen müsste) ein Wert von 261–277 m über NN. Die in der Karte dargestellten normal gelagerten aber ungegliederten Muschelkalkgesteine sind nach dem Bohrergebnis auf Hangschutt-Lesesteine aus den verbreitet nachgewiesenen Muschelkalk-Rutschmassen (s.u.) zurückzuführen. Stellenweise lagern die Rutschmassen, wie die Bohrungen 3/86, 2/88 und 3/88 erkennen lassen, auch fluviatilen Beckensedimenten in Form von gelblichgrau bis blassbraun gefärbten schluffigen Fein- bis Mittelsanden auf, die in Mächtigkeiten von 3–8 m diskordant zwischen Triassockel und Rutschmassen eingelagert und wohl dem Altpleistozän zuzuordnen sind (Abb. 2 und 3).

2.2.1 Einzelbeschreibung der Rutschmassen

Die Rutschmassen setzen sich aus Gesteinen der Oberen Röt-Folge, des Unteren Muschelkalks, sowie aus tertiären Sedimenten und Vulkaniten zusammen. Eine genaue Analyse nach der Beteiligung der unterschiedlichen Gesteine und unter Berücksichtigung vorhandener Gleithorizonte, die in den

Bohrkernen teils durch Striung, teils durch eingeregelt Kalksteinbröckchen oder lignitische Pflanzenreste – bei rezenten Bewegungsfugen – auch durch stark verwitterte und durchfeuchtete tonige Lagen zum Ausdruck kommen, erlaubt eine Zuordnung zu insgesamt fünf zeitlich getrennten Einzelereignissen (Phasen I bis V). Sie liegen in vollständiger Anzahl nur im Profil der Bohrung 2/88 vor. Die Bohrungen aus dem Jahr 1986 sind unvollständig, weil sie den Triassockel nicht erreicht haben. Bei den Kernbohrungen 1/88 und 3/88 fehlen aus Gründen der örtlichen Position die Rutschmassen des jüngsten Geschehens (Phase V) (vgl. Abb. 1, 2 und 3).

Verlagerte Massen des ersten Rutschereignisses (**Phase I**) wurden in den Bohrungen 1/88 und 2/88 angetroffen. Es sind violettbraune, z.T. auch graugrüne und infolge zahlreicher Gipsresiduen schluffig ausgebildete, dünnsschichtige, feste Tonsteine, die in Mächtigkeiten von 6,4 m bzw. 2,2 m vorliegen und den Bunten Tonsteinschichten der Oberen Röt-Folge (Röt 4) entstammen. Sie lassen zumeist ein Einfallen von ca. 10° erkennen. Ihr intensives, beim Rutschvorgang erfolgtes Zerbrechen dokumentiert sich in zahllosen sekundär kalzit-

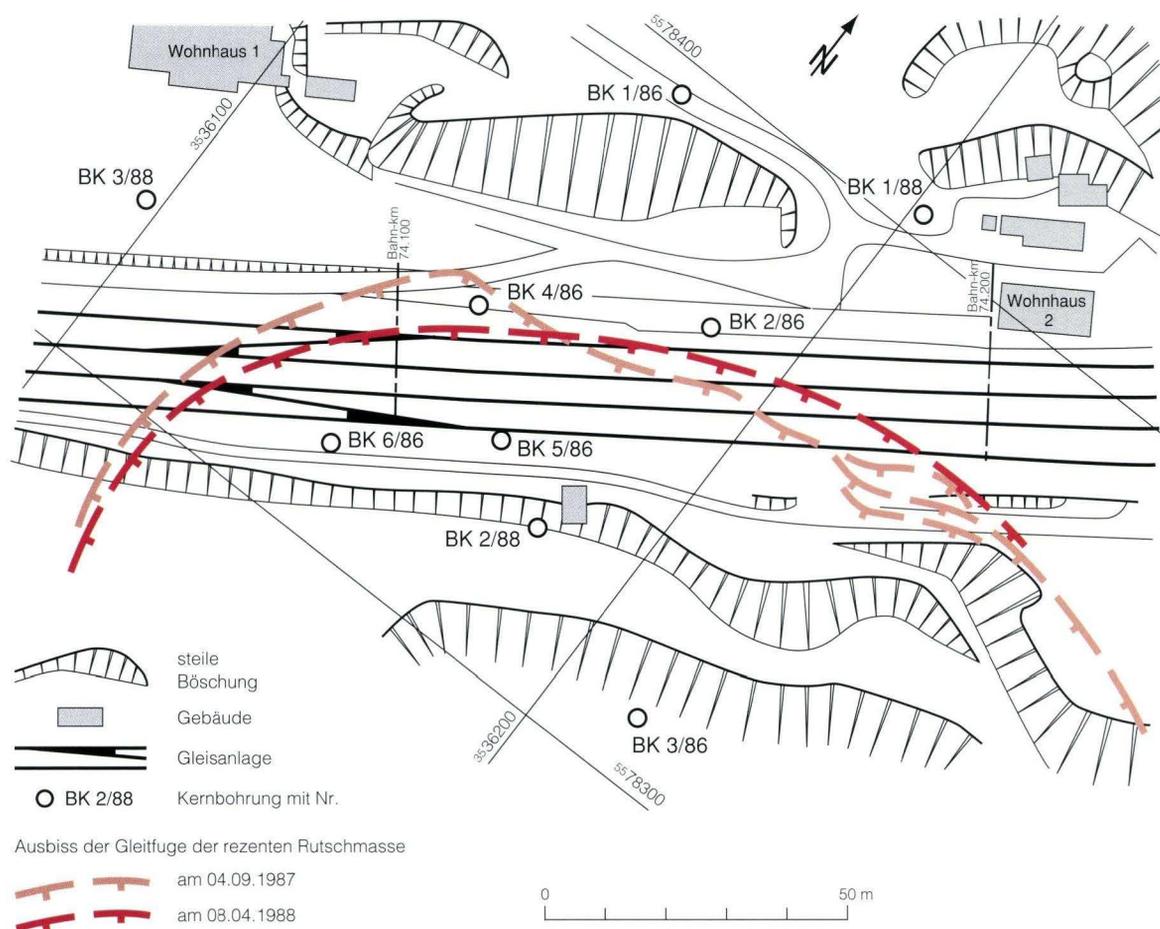


Abb. 1. Lageplan des Bahnhofs Schlüchtern mit Bohransatzpunkten und Ausbiss der Gleitfuge der rezenten Rutschmassen.

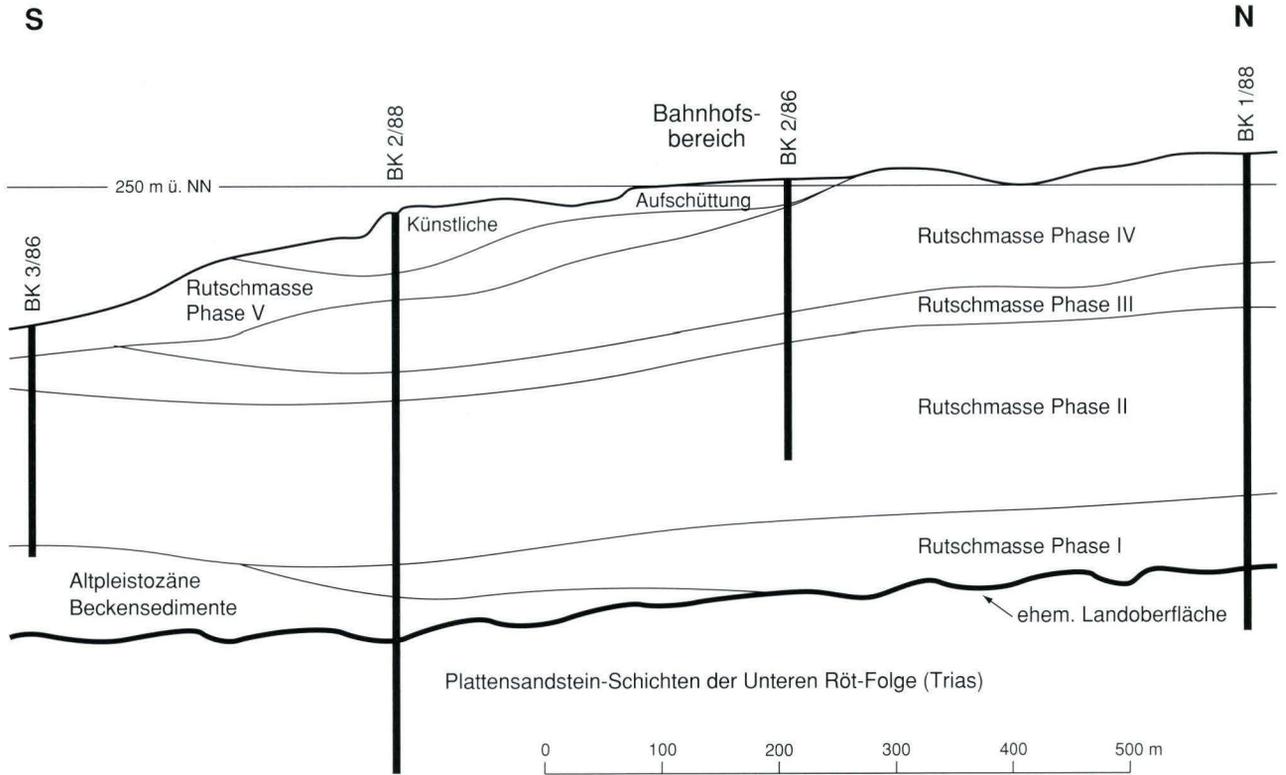


Abb. 2. Querprofil durch das Rutschgebiet südwestlich vom Bahnhof Schlüchtern.

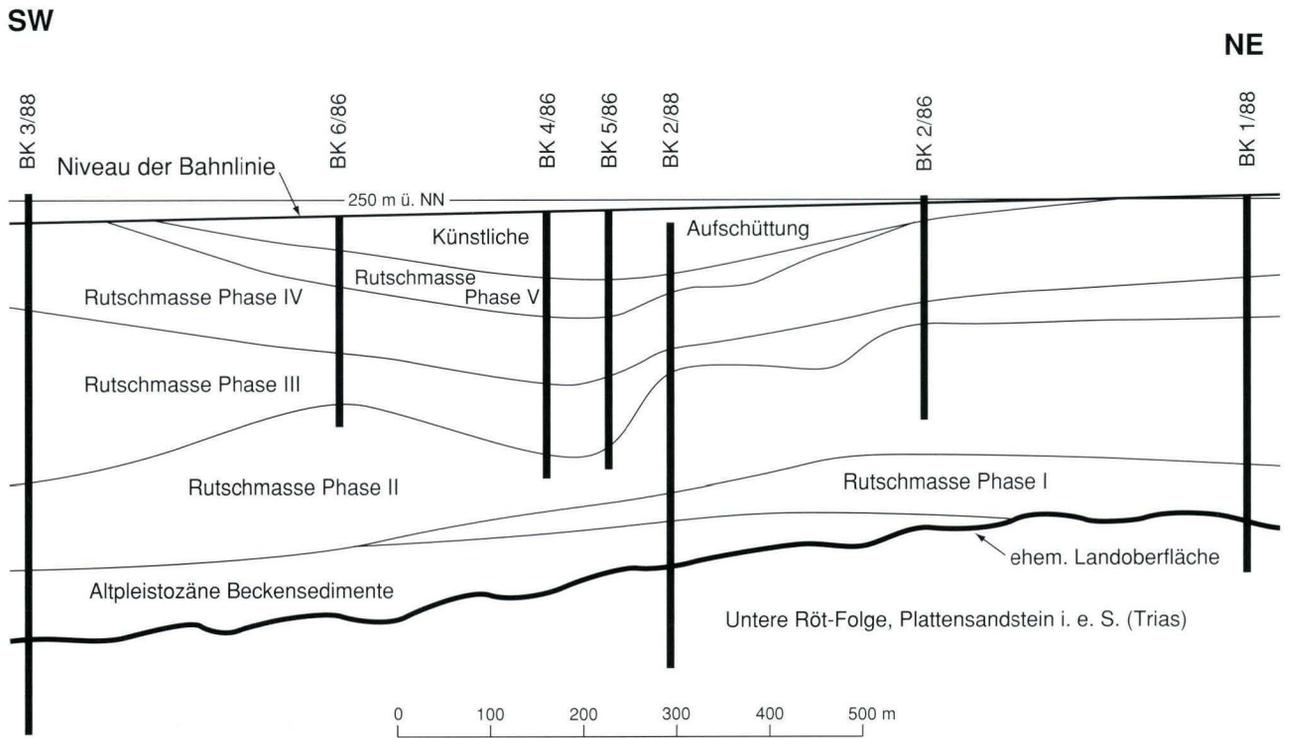


Abb. 3. Längsprofil südsüdwestlich vom Bahnhof Schlüchtern, entlang der Bahnlinie.

verheilten Klüften und Spalten. Im Profil der Bohrung 2/88 finden sich im höchsten Teil der Rutschmasse auch grau bis gelbgrau gefärbte, stark zerbrochene Kalksteine aus dem Niveau des Grenzgelbkalkes, dem tiefsten Teil des Unteren Wellenkalks.

Ablagerungen der **Rutsch-Phase II** stellen mit Mächtigkeiten von 9,3 bis 15,9 m (Bohrungen 3/88 und 1/88) einen Hauptteil der insgesamt verlagerten Massen dar und sind über das gesamte Areal verbreitet. Sie entstammen dem Unteren Wellenkalk und bestehen in erster Linie aus hellgrauen bis gelblichgrauen, auch bräunlichgelben, zum Teil mergeligen Kalksteinen, die zumeist kleinstückig bis bröckelig zerbrochen sind, aber auch in Form größerer Brocken und Blöcke mit Einfallswinkeln von 10–35° vorliegen. Im unteren Teil der Rutschmasse treten zudem auch violettrote und graugrüne, schluffige Tonsteine aus dem höchsten Teil der Oberen Röt-Folge auf, die Bewegungsstrukturen (deutliche Striemung) erkennen lassen. In Bohrung 3/88 sind im tiefsten Teil der Rutschmasse zudem auch violettrote und graugrüne, schluffige Tonsteine mit lagig angeordneten gelblichgrauen Feinsandlagen vorhanden, die den unterlagernden altpleistozänen Beckensedimenten entstammen.

Die Rutschmassen der **Phase III** sind – wie die der Phase II – ebenfalls über das gesamte Areal verbreitet. Sie treten nach dem Bohrergebnis vor allem im SW-Teil des Hanges in größerer Mächtigkeit auf (Bohrung 3/88: 18,6 m, Bohrung 4/86: 7,3 m); im NE-Teil erreichen sie hingegen maximal 4,1 m (Bohrung 1/88) und in Bohrung 2/88 lediglich 2,4 m. Die unterschiedliche Mächtigkeit der Rutschmasse ist dadurch begründet, dass sie die unruhige Oberfläche der früheren Rutschmasse der Phase II aus hartem Muschelkalkgestein neu überlagern. Die Rutschmassen der Phase III setzen sich aus Sedimenten des Miozäns zusammen: Meist finden sich schwarzgraue bis blaugraue und graugelbe, zum Teil mergelig ausgebildete Tone mit stellenweise rostgelben Eisenaufällungen. Sie sind im tieferen Teil durch eingelagerte Kalksteinbröckchen aus den Rutschmassen der Phase II, im höheren Teil durch tonige oder lignitische Braunkohle-Einlagerungen gekennzeichnet. In der Bohrung 2/88 stellt ein gelbgrau gefärbter, wenig fester bis plastischer Ton mit eingeregelter Kalksteinbröckchen den basalen Gleithorizont dar.

Die Rutschmassen der **Phase IV** konnten in den Bohrungen mit Mächtigkeiten von 5,9 m (Bohrung 2/88) bis zu 12,2 m (Bohrung 1/86) nachgewiesen werden. Verlagert wurden in dieser Phase im Wesentlichen Vulkanitgesteine. Zumeist lassen sich in Brocken und Bröckchen Pyroklastite von hellgrauer und brauner bis dunkelbrauner, zum Teil auch rötlichgrauer bis violett- und ziegelroter Färbung beobachten. Teils lagig, meist aber unregelmäßig als Lapilli eingelagert, schließen diese Gesteine oft porig bis löcherig ausgebildete Basaltbröckchen ein. Im tiefsten Teil dieser nahezu über das gesamte Areal verbreiteten Rutschmassen treten in Bohrung 2/88 an der Basis graubraune bis gelblichgraue, weiche, plastische bis schmie-

rige Tone auf, die – wie ihre deutliche Striemung zeigt – den fossilen Gleithorizont bilden. In Bohrung 3/88 ist er an eingeregelter schwarzen und braunen, lignitischen Braunkohlestückchen zu erkennen.

Die Rutschmassen der **Phase V**, die positionsbedingt in den Bohrungen 1/86, 2/86 sowie 1/88 und 3/88 fehlen, bestehen aus grau- bis olivbraunem zum Teil auch violettrottem Basalttuff, der kleine mehr oder weniger rundliche Xenolithe aus den Schichten des Mittleren Buntsandsteins einschließt: gelblichweiße, mittel- bis grobkörnige Sandsteinbrocken und graugrüne Tonsteinfetzen; örtlich tritt auch zerbrochener Basalt auf. An der Basis dieser Massen, die in Mächtigkeiten von 2,2 m (Bohrung 2/88) bis 3,9 m (Bohrung 5/86) nachgewiesen werden konnten, ist im Profil der Bohrung 2/88 schwach feinsandiger Basalttuff entwickelt, dessen Material mit seiner weichen bis maximal steifen Konsistenz auf einen rezenten Gleithorizont hinweist, der durch deutlich ausgeprägte Striemung noch besonders ins Auge fällt.

2.3 Zur Ursache und zum Ablauf des Rutschgeschehens

Die fünf unterschiedenen, flächig verbreiteten und örtlich verhältnismäßig mächtigen Rutschmassen repräsentieren fünf zeitlich aufeinander folgende Rutschereignisse.

Als initiale Ursache für die Auslösung des Rutschgeschehens dürfte eine tektonische Bruchlinie anzunehmen sein, die sich westlich des Bahnhofs Schlüchtern in rheinischer Richtung über den Ziegenberg erstreckt, die aber mangels geeigneter Aufschlüsse bislang noch nicht erkannt werden konnte. Verhältnismäßig junge Bewegungen an dieser Linie führten einerseits zu einer Versteilung im Hangbereich des Ziegenbergs und andererseits mit der Absenkung der Ostscholle zu einer Beckenbildung und zur Ablagerung der in den Bohrungen 3/86, 1/88 und 2/88 angetroffenen altpleistozänen Sedimente. In der auffälligen Talweitung östlich des Bahnhofs Schlüchtern kommt diese Beckenbildung auch heute noch zum Ausdruck.

Mit der erwähnten Hangversteilung aus tektonischer Ursache war die Veranlassung zum Rutschgeschehen der **Phase I** gegeben. Von der Verlagerung betroffen waren zunächst die hangaufwärts anstehenden Röt-Tonsteine der Bunten Tonsteinschichten (Röt 4) bis zu den überlagernden Schichten des Unteren Muschelkalks (Grenzgelbkalk-Horizont).

Mit dem Rutschgeschehen der **Phase II** lieferte dann die Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks, dessen Standsicherheit durch das vorangegangene Geschehen beeinträchtigt worden war, die relativ mächtigen Gesteinsmassen des zweiten Rutschereignisses. Die dabei verlagerten mächtigen Gesteinspakete verliehen dem Hang eine unruhig-buckelige Oberflächengestalt (Abb. 3).

Die Massenverlagerung der **Phase III** erfolgte später und betraf die höher am Hang, über den Muschelkalk-Gesteinen diskordant auflagernden, miozänen Tertiärsedimente des Aquitan

und des Burdigals. Das Rutschgeschehen erfolgte dabei entsprechend der Ausgestaltung des talwärtigen Hanges, weshalb Rutschmassen aus dieser Phase in den Profilen der Bohrungen 3/88, 4/86 und 5/86 über den dort geringer mächtig entwickelten Muschelkalk-Rutschmassen der Phase II mit 18,6 m bzw. 7,3 m und 7,4 m besonders mächtig entwickelt sind. Wo die Muschelkalk-Rutschmassen hohe Mächtigkeiten erreichen, sind die verlagerten Tertiärsedimente dagegen nur in Mächtigkeiten von wenig mehr als 2 m vorhanden (Bohrungen 2/86 und 2/88).

Beim nächstfolgenden Rutschgeschehen (**Phase IV**) wurden vor allem Pyroklastite und Basaltgesteine in breiter Ausdehnung und in Mächtigkeiten von 6,8 bis 8,8 m verlagert (Bohrungen 5/86 bzw. 1/88).

Im Wesentlichen auf den Bereich unmittelbar südlich des Bahnhofs Schlüchtern sind schließlich Rutschmassen der **Phase V** beschränkt. Sie haben bereits die pleistozäne Solifluktionsschuttdecke mit erfasst. Die 2,2 bis 3,9 m mächtigen Massen (Bohrungen 2/88 bzw. 5/86) erfuhren infolge der Auf-

last der Eisenbahnstrecke eine mehrfache Wiederbelebung, die sich bis in die jüngste Zeit hinein fortgesetzt hat.

Hinsichtlich der **zeitlichen Einordnung** der einzelnen Rutschereignisse dürfte dem Geschehen – auch entsprechend der morphologischen Ausgestaltung der Rutschmassen – ein gleichartiges System zugrunde liegen, wie dies LAEMMLEN (1994) für die Rutschungen am Habelberg bei Tann in der Rhön angenommen hat: Demnach wären die jüngeren Rutschereignisse (Phase V und Phase IV) wohl in die jüngste Eiszeit bis hinein in die frühe Nacheiszeit, das heißt in die niederschlagsreiche Epoche des Atlantikums zu datieren, wohingegen die älteren Rutschereignisse der Phasen III, II und I dem eigentlichen Eiszeitalter zuzuordnen sind. Jedenfalls hat das Rutschgeschehen am Ziegenberg-Osthang bereits recht früh, kurz nach Ablagerung der altpleistozänen Beckensedimente eingesetzt und ist in mehreren Schüben durch die Pleistozänzeit hindurch, vor allem wohl mindel- bis würmzeitlich, in den wärmeren Zwischenphasen erfolgt und hat sich – jedoch in stark reduziertem Maße – bis in die Jetztzeit hinein fortgesetzt.

2.4 Bohrungsaufnahmen

2.4.1 Profile der Bohrungen der Zweiten Bohrphase (1988)

Kernbohrung 1/1988

R 3536202 H 5578404, Ansatz 252,55 m über NN

Teufe	Lithologie	Stratigraphie
–0,10 m	Beton, grau	Hofbefestigung
–0,40 m	Schluff, braun, sandig, mit Brocken aus Sandstein, rotbraun, verschiedenkörnig; Basalt, grau und Ziegelsteine, hellrot	Künstliche Auffüllung
–1,80 m	Basalttuff, braun, grau und violettrot, z.T. stärker zersetzt, vielfach mit Basaltlapilli, grau, oft porig-löcherig	Quartär, Pleistozän, Rutschmasse
–3,00 m	Aschentuff, gelbbraun, stückig, fest	Phase IV aus tertiären Vulkanitgesteinen
–4,30 m	Basalt, dunkelgrau, in Brocken und Bröckchen, meist 10–20 cm groß, unregelmäßig gelagert	wie vor
–4,90 m	Basalttuff, dunkelbraun, fest bis mürb und Basaltlapilli, grau	wie vor
–5,60 m	Basalt, dunkelgrau und Basalttuff, dunkelbraun, meist grusig zerfallen, stark schluffig	wie vor
–8,00 m	Basalttuff, gelblichbraun, grusig	wie vor
–8,80 m	Basalttuff, grau, grünlichgrau bis gelblichgrau, z.T. stark zersetzt	wie vor
–9,20 m	Basalttuff, rötlichgrau und dunkelgrau, z.T. auch ziegelrot	wie vor
–12,50 m	Ton, bläulichgrau, stellenweise schwach feinsandig, vereinzelt schwach kohlig	Rutschmasse Phase III aus Tertiärsedimenten
–12,70 m	Ton, dunkelgrau, stark schluffig bis schwach feinsandig	wie vor
–13,10 m	Braunkohle, schwarz, tonig, z.T. lignitisch	wie vor
–13,30 m	Ton, gelbgrau, oben mehr grau, stark schluffig bis schwach feinsandig, mit einzelnen Kalksteinbröckchen, hellgrau und mit Bewegungsspuren (Striemung)	wie vor mit fossilem Gleithorizont
–13,80 m	Kalkstein, hellgrau, kleinstückig zerfallen, mit Ton, gelbgrau, stark schluffig, vermengt	Rutschmasse Phase II aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks, z.T. mit Tertiärsedimenten
–24,60 m	Kalkstein, hellgrau bis gelbgrau, kleinstückig bis bröckelig zerfallen, z.T. tonig-mergelig	Rutschmasse Phase II aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks

-28,00 m	Kalkstein, hellgrau, schwach schluffig-tonig, insgesamt stark zerbrochen	wie vor, z.T. auch aus Röt-Gesteinen (Myophorienschichten)
-29,20 m	Kalkstein, grau, graugelb und hellgelb, in Brocken von 10–20 cm Größe, eingelagert in Tonstein, grau und graubraun, mit unregelmäßiger Verteilung; an der Basis tonig belegte Gleitfuge mit Rutschstriemung	Rutschmasse Phase II aus Rötgesteinen (Bunte Tonsteinschichten) und aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks; fossiler Gleithorizont
-35,60 m	Tonstein, violettrotbraun, z.T. grünlichgrau, fest, mit sekundär kalzitverheilten Klüften und Spalten; an der Basis deutlich ausgeprägte Rutschstriemung	Rutschmasse Phase I aus Röt-Gesteinen, fossiler Gleithorizont
-36,00 m	Feinsandstein, hellgrüngrau, porig bis löcherig, quarzitisches, hart und Tonstein, graugrün, schluffig bis feinsandig, vielfach feinsandstreifig, fest	Trias, Oberer Buntsandstein, Untere Röt-Folge, Plattensandsteinschichten, Grenzquarzit
-37,80 m	Wechselfolge aus Ton-/Schluffstein, rotbraun, z.T. auch graugrün, feinsandig und Feinsandstein, blassrotbraun, flaserschichtig, meist fest, im höchsten Teil angewittert; schwach geklüftet	Plattensandsteinschichten, Plattensandstein i.e.S.
-40,40 m	Feinsandstein, rotbraun bis blassrotbraun, glimmerschichtig, kompakt, tonstreifig, mit einzelnen mehrere cm-dicken Tonsteinzwischenlagen, rotbraun, glimmerstäubig, insgesamt fest, klüftig (3 Klüfte mit ca. 30° einfallend)	wie vor

Endteufe

Kernbohrung 2/1988

R 3536183 H 5578325, Ansatz 247,59 m über NN

Teufe

Lithologie

-1,00 m	Schluff, rotbraun, stark sandig, schwach steinig; Bröckchen und einzelne Brocken aus Sandstein, rotbraun, verschiedenkörnig, Basalt, grau und Ziegelstein, hellrot
-5,00 m	Schluff, braun, sandig, stark steinig, mit Brocken aus Sandstein, rotbraun, verschiedenkörnig, Basalt, grau und Kalkstein, hellgrau
-7,00 m	Basaltuff, graubraun und olivbraun, z.T. auch violettrot, mit kleinen, mehr oder weniger gut gerundeten Xenolithen aus der Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins: überwiegend Sandstein, gelblichweiß, vorwiegend mittel- bis untergeordnet grobkörnig, vereinzelt auch aus Tonstein, grünlichgrau
-7,20 m	Basaltuff, gelbbraun, schwach feinsandig, stark tonig-schluffig verwittert, weich bis steif, mit Bewegungsspuren (Striemen)
-7,60 m	Basaltuff, hellgraubraun, stark angewittert
-8,10 m	Ton, dunkelgrüngrau, schluffig bis schwach feinsandig, mit kohligen Einlagerungen und mit Basaltuff, grünlichgrau
-8,20 m	Basalt, dunkelgrau, hart, in Brocken
-9,00 m	Basaltuff, gelbgrau bis dunkelgraubraun, feinsandig bis schwach tonig, und Basalt, hellgrau, porig bis löcherig, z.T. als unregelmäßige Einlagerung in Form von Brocken (Lapilli ?) sowie Ton, grau
-12,80 m	Ton, hellgelbgrau, gelbgrau und braun sowie dunkelgrau, steif, mit kohligen Einlagerungen
-13,10 m	Ton, graubraun bis gelblichgrau, weich, plastisch bis schmierig mit Bewegungsspuren (Striemen)
-14,20 m	Ton, grau bis dunkelgrau, schwach feinsandig, im tieferen Teil schwach kohlig, im höchsten Teil mit Eisenausfällungen, rostgelb, schluffig

Stratigraphie

Quartär, Holozän, Künstliche Auffüllung

wie vor

Holozän, Rutschmasse **Phase V** aus tertiären Vulkanitgesteinen

wie vor, rezenter Gleithorizont

Pleistozän, Rutschmasse **Phase IV** aus tertiären Vulkanitgesteinen
Rutschmasse **Phase IV** aus Tertiärsedimenten u. Vulkanitgesteinen des Tertiärs
Rutschmasse **Phase IV** aus tertiären Vulkanitgesteinen
wie vor, z.T. auch aus Tertiärsedimenten

Rutschmasse **Phase IV** aus Tertiärsedimenten

wie vor, fossiler Gleithorizont

Rutschmasse **Phase III** aus Tertiärsedimenten

-14,90 m	Ton, blaugrau, fett, steif	wie vor
-15,20 m	Ton, graugelb, stark schluffig bis schwach feinsandig, steif, im tiefsten Teil mit unregelmäßig eingelagerten Kalksteinbröckchen aus dem Unteren Muschelkalk	wie vor
-15,50 m	Ton, gelbgrau, wenig fest bis plastisch, mit eingelagerten Kalksteinbröckchen	wie vor, fossiler Gleithorizont
-17,00 m	Kalkstein, gelblich bis bräunlichgelb, schluffig, mergelig, stark zerbrochen	Rutschmasse Phase II aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks
-17,30 m	Kalkstein, grau, kompakt	wie vor
-17,70 m	Kalkstein, grau bis bräunlichgrau, mergelig, bröckelig	wie vor
-18,20 m	Schluffstein, graugrün und violettrot, mit unregelmäßig eingelagerten Kalksteinbröckchen, hellgrau, aus dem Unteren Muschelkalk	Rutschmasse Phase II aus Gesteinen des Röts (Obere Röt-Folge, Bunte Tonsteinschichten) und des Unteren Muschelkalks
-24,40 m	Kalkstein, grau und gelbgrau, mergelig, z.T. stark zerrüttet, z.T. mit eingelagerten tonig-schluffigen Partien, rostgelb, mit Kalksteinbröckchen, graugelb und hellgrau	Rutschmasse Phase II aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks
-29,60 m	Tonstein, violettrotbraun, z.T. auch graugrün u. rostgelb, schluffig, z.T. schwach feinsandig, dünnschichtig, fest; an der Basis mit Bewegungsstrukturen (Striemung); Schichteinfallen ca. 10°	Rutschmasse Phase II aus Gesteinen des Röts (Bunte Tonsteinschichten) fossiler Gleithorizont
-31,30 m	Kalkstein, grau bis gelbgrau, mergelig, stark zerbrochen, fest, z.T. vermischt mit Tonstein, violettrotbraun, bröckelig	Rutschmasse Phase I aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks, z.T. auch des Röts (Bunte Tonsteinschichten)
-31,80 m	Tonstein, rotbraun, stark schluffig-tonig, halbfest, mit vereinzelt Kalksteinbröckchen, grau	Rutschmasse Phase I aus Gesteinen des Röts (Bunte Tonsteinschichten), fossiler Gleithorizont
-34,60 m	Feinsand, gelblichgrau, durch den Bohrvorgang stark ausgespült	Altpleistozäne Beckensedimente
-39,80 m	Tonstein, rotbraun und bräunlichgrün, schluffig-feinsandig, und Feinsandstein, blassrotbraun, z.T. auch grünlichgrau und rostgelb, als 20 bis max. 30 cm mächtige Zwischenlagen, dünnplattig, glimmerschichtig, stark geklüftet, Einfallen 10°	Trias, Buntsandstein, Oberer Buntsandstein, Untere Röt-Folge, Plattensandsteinschichten, Plattensandstein i.e.S.
-41,10 m	Feinsandstein, hellrotbraun bis violettrotbraun, glimmerschichtig, kompakt, wenig geklüftet, im unteren Teil mit cm-dicken Tonsteinzwischenlagen, rotbraun	wie vor
-45,30 m	Wechselfolge aus Tonstein, rotbraun und Feinsandstein, hellrotbraun bis violettrotbraun, stark zerbohrt	wie vor
-47,20 m	Feinsandstein wie bis 41,10 m	wie vor
Endteufe		

Kernbohrung 3/1988

R 35 36097 H 5578328, Ansatz 249,22 m über NN

Teufe

Lithologie

-0,30 m	Schluff, braun, sandig, steinig, durchwurzelt
-0,90 m	Schluff, graubraun, sandig, schwach steinig (Brocken und Bröckchen aus Basalttuff, graubraun und Lapilli aus Basalt, grau)
-5,50 m	Basalttuff, gelbbraun bis gelbgrau, z.T. schluffig zersetzt, mit unregelmäßig eingestreuten Lapilli aus Basalt, grau und hellgrau, porig bis löcherig
-6,70 m	Basalt, grau, in Brocken und Bröckchen
-11,90 m	Basalttuff, gelbgrau bis gelblichbraun, stark schluffig
-12,40 m	Basalttuff, grau bis gelblichgrau, stark schluffig bis schwach feinsandig, im Wechsel mit Basalttuff, grau bis gelblichgrau und Braunkohle, schwarz und braun, z.T. lignitisch und eingeregelt

Stratigraphie

Quartär Holozän, Mutterboden
 Pleistozän, Rutschmasse **Phase IV**
 aus tertiären Vulkanitgesteinen
 wie vor
 wie vor
 wie vor
 Rutschmasse **Phase IV** aus tertiären Vulkanitgesteinen und Tertiärsedimenten, fossiler Gleithorizont

-13,20 m	Ton, gelbgrau, stark schluffig bis schwach feinsandig, und Kalkmergel, gelbgrau, in unregelmäßigen Zwischenlagen	Rutschmasse Phase III aus Tertiär-sedimenten
-14,20 m	Ton wie bis 13,20 m, mit vereinzelt Kalkmergelbröckchen, gelbgrau	wie vor
-15,20 m	Ton, graublau, fett	wie vor
-15,70 m	Braunkohle, dunkelgraubraun, tonig bis schluffig	wie vor
-16,70 m	Ton, blaugrau, schluffig bis schwach feinsandig	wie vor
-17,60 m	Braunkohle, schwarzgrau, stark schluffig	wie vor
-20,00 m	Ton, dunkelgrau, stark schluffig, kohlig, vereinzelt Braunkohleschmitzen, schwarzgrau	wie vor
-21,40 m	Ton, olivgrau bis blaugrau, schluffig	wie vor
-21,60 m	Braunkohle, braungrau, lignitisch, z.T. tonig	wie vor
-24,10 m	Ton, schwarzgrau bis dunkelgrau, kohlig, mit eingelagerten Braunkohlestückchen, graubraun, lignitisch	wie vor
-24,70 m	Ton graublau, schluffig bis schwach feinsandig	wie vor
-25,50 m	Ton, schwarzgrau, stark schluffig, kohlig, mit Braunkohlestückchen, dunkelgraubraun, lignitisch	wie vor
-26,60 m	Braunkohle, schwarzgrau, lignitisch, z.T. tonig	wie vor
-29,30 m	Ton, dunkelgrau bis schwarzgrau, kohlig, mit vereinzelt Braunkohleschmitzen, schwarz	wie vor
-29,90 m	Ton, grau, mergelig, stark schluffig bis schwach feinsandig	wie vor
-31,00 m	Ton, grünlichgrau, schluffig, kiesig, lagenweise mit eingeregelt Kalksteinbröckchen, hellgrau, und mit deutlichen Bewegungsspuren (Striemen)	Rutschmasse Phase III aus Tertiärsedi- menten und aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks, fossiler Gleithorizont
-34,70 m	Kalkstein, grau bis hellgrau, mergelig, stark zerbrochen, in einzelnen Kernstücken bis zu 20 cm; Schichteinfallen ca. 20°	Rutschmasse Phase II aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks
-35,60 m	Kalkstein, bläulichgrau, flaserig, als kompaktes Kernstück; Schichteinfallen 30–35°	wie vor
-39,90 m	Kalkstein, grau, mergelig, stärker zerbrochen; Schichteinfallen ca. 30°	wie vor
-40,30 m	Kalkstein, grau, als Brocken vermergt mit Tonstein, rotbraun bis violettrotbraun und mit lagig angeordnetem Feinsand, gelblichgrau, schluffig	Rutschmasse Phase II aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks und des Röt- (Obere Röt-Folge, Bunte Tonstein- schichten), fossiler Gleithorizont
-48,00 m	Fein- bis Mittelsand, gelblichgrau bis blassbraun, schluffig	Altpleistozäne Beckensedimente
-48,40 m	Fein- bis Mittelsandstein, hellgrüngrau bis lichtviolett, schwach quarzitisches, hart, z.T. porig bis kleinlöcherig	Trias, Buntsandstein, Oberer Bunt- sandstein, Untere Röt-Folge, Platten- sandsteinschichten, Grenzquarzit
-49,60 m	Feinsandstein, rotviolett, fest	Plattensandstein i.e.S.
-50,90 m	Tonstein, violettrotbraun, mit Feinsandsteinfasern, blassrotbraun	wie vor
-51,10 m	Fein- bis untergeordnet Mittelsandstein, hellgrau bis grünlichgrau, z.T. schwach quarzitisches	wie vor
-55,30 m	Wechsellagerung aus Tonstein, rotbraun, z.T. auch graugrün, mit Feinsandstein, blassrotbraun, zumeist in Fasern	wie vor
-56,60 m	Fein- bis Mittelsandstein, rötlichgrau, fest	wie vor
-58,00 m	Tonstein, rotbraun, mit Feinsandsteinfasern, blassrotbraun	wie vor
Endteufe		

2.4.2 Kurzprofile der Bohrungen der Ersten Bohrphase (1986)

Kernbohrung 1/1986

R 3536157, H 5578397, Ansatz 257,1 m über NN

-0,20 m	Mutterboden
-12,40 m	Rutschmasse der Phase IV
-22,90 m	Rutschmasse der Phase III
-34,80 m	Rutschmasse der Phase II
Endteufe	

Kernbohrung 2/1986

R 3536185, H 5578369, Ansatz 250,3 m über NN

-2,40 m	Künstliche Aufschüttung
-11,40 m	Rutschmasse der Phase IV
-13,50 m	Rutschmasse der Phase III
-24,00 m	Rutschmasse der Phase II
Endteufe	

Kernbohrung 3/1986

R 3536215, H 5578311, Ansatz 238,8 m über NN

-0,10 m	Mutterboden
-2,80 m	Rutschmasse der Phase V
-5,80 m	Rutschmasse der Phase III
-19,30 m	Rutschmasse der Phase II
-20,00 m	Altpleistozäne Beckensedimente
Endteufe	

Kernbohrung 4/1986

R 3536155, H 5578349, Ansatz 249,3 m über NN

-7,70 m	Künstliche Aufschüttung
-11,30 m	Rutschmasse der Phase V
-18,80 m	Rutschmasse der Phase IV
-26,10 m	Rutschmasse der Phase III
-29,00 m	Rutschmasse der Phase II
Endteufe	

Kernbohrung 5/1986

R 3536169, H 5578330, Ansatz 248,4 m über NN

-6,50 m	Künstliche Aufschüttung
-10,40 m	Rutschmasse der Phase V
-17,20 m	Rutschmasse der Phase IV
-24,60 m	Rutschmasse der Phase III
-27,00 m	Rutschmasse der Phase II
Endteufe	

Kernbohrung 6/1986

R 3536147, H 5578315, Ansatz 248,4 m über NN

-3,20 m	Künstliche Aufschüttung
-6,80 m	Rutschmasse der Phase V
-14,10 m	Rutschmasse der Phase IV
-19,60 m	Rutschmasse der Phase III
-22,00 m	Rutschmasse der Phase II
Endteufe	

3. Schlüchterner Tunnel

3.1 Allgemeines

Der Schlüchterner Tunnel, nördlich der Stadt an der Bahnstrecke Frankfurt a. Main–Fulda in den Jahren 1909–1914 errichtet, unterquert zwischen den Bahnkilometern 78,183 und 81,759 den Höhenzug des Landrückens, bei einer maximalen Überlagerungshöhe von 56 m über der Tunnelfirste. Reparaturarbeiten machten im Jahr 1987 eine detaillierte geologische Untersuchung als Vorbereitung erforderlich. Die dabei zutage getretenen Abweichungen im geologischen Aufbau des Untergrundes im Tunnelbereich gegenüber der Darstellung auf der GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern (EHRENBERG et al. 1971) betreffen im Wesentlichen zwei Stellen, die hier kurz beschrieben werden.

3.2 Geologie

Wie sich bereits aus dem Kartenbild ableiten lässt, stehen im Bereich der Tunnelstrecke überwiegend Gesteine der Unteren Röt-Folge, nämlich des Plattensandsteins (Röt 2) und dem darunter folgenden Grauen Basiston (Röt 1) an. Im nörd-

lichen Teil des Tunnels sind örtlich, vor allem streckenweise im Bereich der Sohle auch Gesteine der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins verbreitet. Weiterhin treten noch Sedimente der Untermiozänen (burdigalen) „Elmer Braunkohlenstufe“ (STEINHÄUSER 1936) auf und untergeordnet auch Ablagerungen aus dem Unteren Muschelkalk.

In tektonischer Hinsicht ist der Schlüchterner Tunnel dem Bereich des Nordrandes der Schlüchterner Mulde zuzuordnen, die – herzynisch gestreckt – dem Rhön-Schild im Westen vorgelagert ist.

3.3 Untersuchungsergebnisse

Die im Jahr 1987 durchgeführten Untersuchungsarbeiten, die teils in Form von Kernbohrungen, teils in einer Streifenkartierung an der Erdoberfläche und außerdem anhand von Tunnelbegehungen erfolgten, haben sowohl in stratigraphischer als auch in tektonischer Hinsicht einige neue Erkenntnisse erbracht.

3.3.1 Grauer Basiston (Röt 1) und Plattensandstein (Röt 2)

Da der Schlüchterner Tunnel größtenteils in den Schichten des Plattensandsteins verläuft, ist für diese Abfolge eine genauere Mächtigkeitsangabe sowie eine detailliertere stratigraphische Beschreibung möglich geworden.

Der die Röt-Abfolge einleitende 2–3 m mächtige Graue Basiston baut sich aus dünnschichtigen bis dünnplattigen grauen und violetten Tonsteinlagen auf, in die immer wieder Gipsresiduen in Form von dünnen (cm-mächtigen) gelblichen bis bräunlichen feinsandigen Lagen unregelmäßig eingelagert sind.

Über diesem einleitenden Schichtglied folgt der 35–37 m mächtige Plattensandstein. Er beginnt mit einer ca. 5 m mächtigen Abfolge aus bis zu 1,5 m dicken, fein- bis mittelkörnigen, geschichteten Sandsteinbänken. Diese sind blassrot gefärbt und oft glimmerschichtig ausgebildet. Es folgt eine ebenfalls etwa 5 m mächtige Wechselfolge aus blassroten Feinsandsteinen und rotbraunen Tonsteinzwischenlagen sowie unregelmäßig zwischengelagerten graugrünen tonig-schluffigen Sedimenten, die nach oben zunehmend in den Vordergrund treten. Danach herrschen über eine Mächtigkeit von rund 20 m typische blassrote, glimmerreiche plattige Sandsteine vor. Der höchste, etwa 5–7 m mächtige Teil des Plattensandsteins wird von einem rund 3 m mächtigen kompakten Paket aus fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen eingeleitet. Über diesen folgen, etwa 2–3 m mächtig, dünnbankige und meist grünlichgrau bis schwach violett gefärbte feinkörnige und sehr harte quarzistisch gebundene Feinsandsteinlagen, die den sogenannten „Grenzquarzit“ darstellen.

3.3.2 Tektonik

Die Auswertung der neueren Ergebnisse hat ergeben, dass eine bedeutend intensivere Schollen-Bruchtektonik vorliegt, als dies die GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern (EHRENBERG et al. 1971) zeigt. Im Tunnelbereich verlaufen die meisten tektonischen Störungslinien senkrecht oder diagonal zur Tunnelachse mit Vertikalversätzen von oft nur wenigen Metern bis zu 35 m und mehr. Dennoch bleibt die ursprünglich mehr oder weniger ebene Schichtlagerung größtenteils nahezu vollständig erhalten. Nur vereinzelt treten Schollenverkipnungen oder auch – hervorgerufen durch Schleppung an Bruchlinien – stärkere Schichtneigungen auf. Beispiele dafür sind die beiden von Tertiärsedimenten erfüllten Gräben, die jeweils nahe den Tunnelportalen durchörtert worden sind (Abb. 4 und 5). Eine Verformung der Schichten, wie sie von STEINHÄUSER (1936) für den südlichen Tertiärgraben angenommen und dargestellt worden ist, mit einer „Aufbeulung“ der Rötschichten im mittleren Teil des Grabens (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: Abb. 17) konnte durch die neuen Untersuchungen nicht bestätigt werden. Am Nordrand dieses Tertiärgrabens liegt – wie bereits von STEINHÄUSER (1963) postuliert – eine Teilscholle vor, die sich aus stark zerrütteten und z.T. in Brekzien umgewandelten Kalksteinen aus dem Unteren Muschelkalk aufbaut. Ihre Breite beträgt nach den neuen Untersuchungen im Tunnelbereich 28 m. In der Geologischen Karte ist wenig westlich der Tunneltrasse am Ostrand des nach Norden ausgreifenden Tertiärgrabens eine in eggischer Richtung gestreckte schmale Muschelkalkscholle eingetragen, die wohl mit der im Tunnelbereich vorhandenen in direktem Zusammenhang steht.

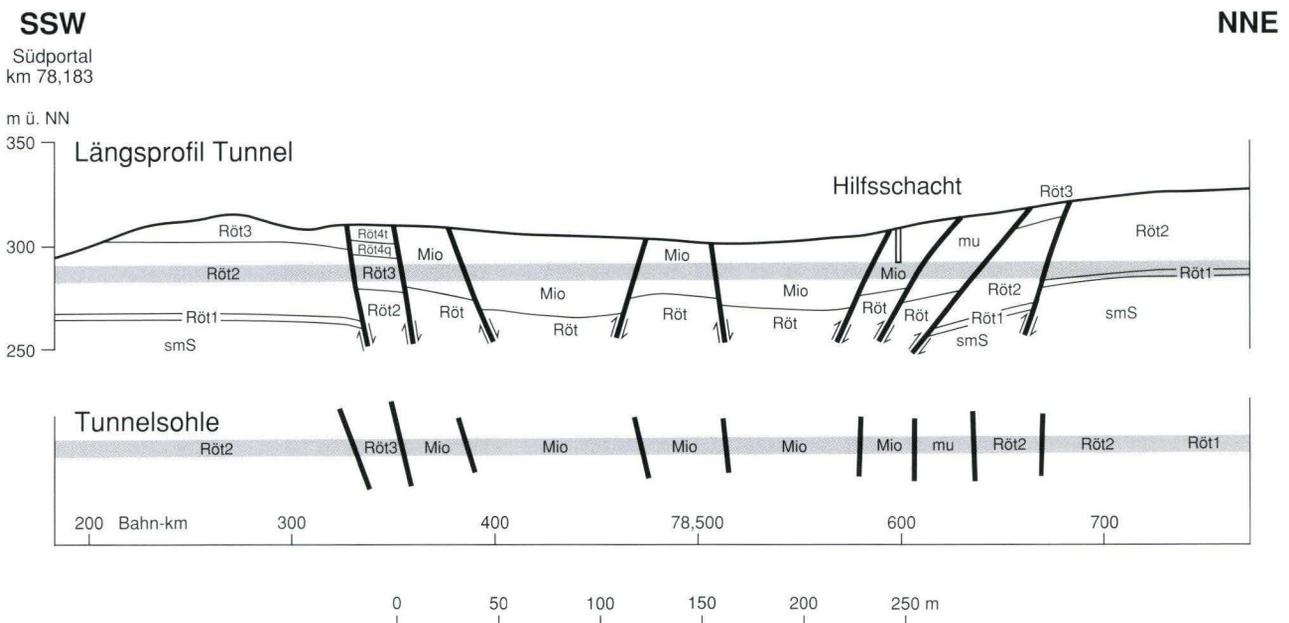


Abb. 4. Der Tertiärgraben nahe dem Südportal des Schlüchterner Tunnels im Querschnitt und in der Tunnelsohle.

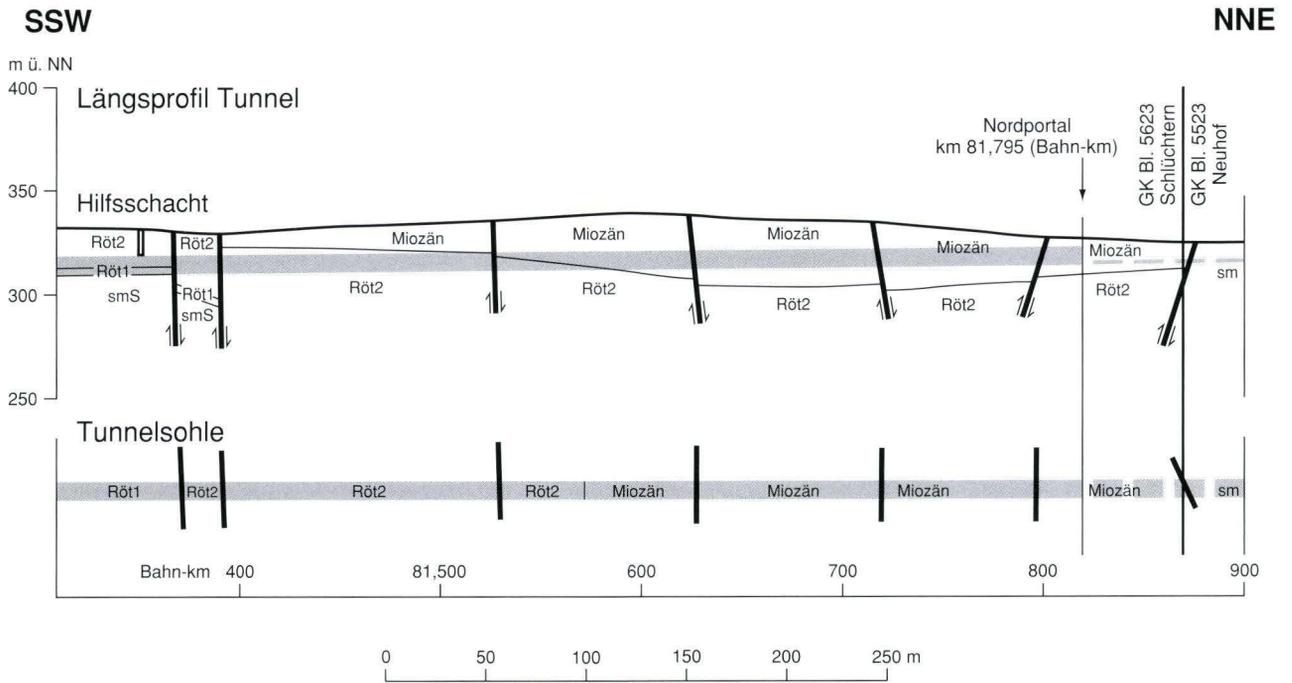


Abb. 5. Der Tertiärgraben am Nordportal des Schlüchterner Tunnels im Querschnitt und in der Tunnelsohle.

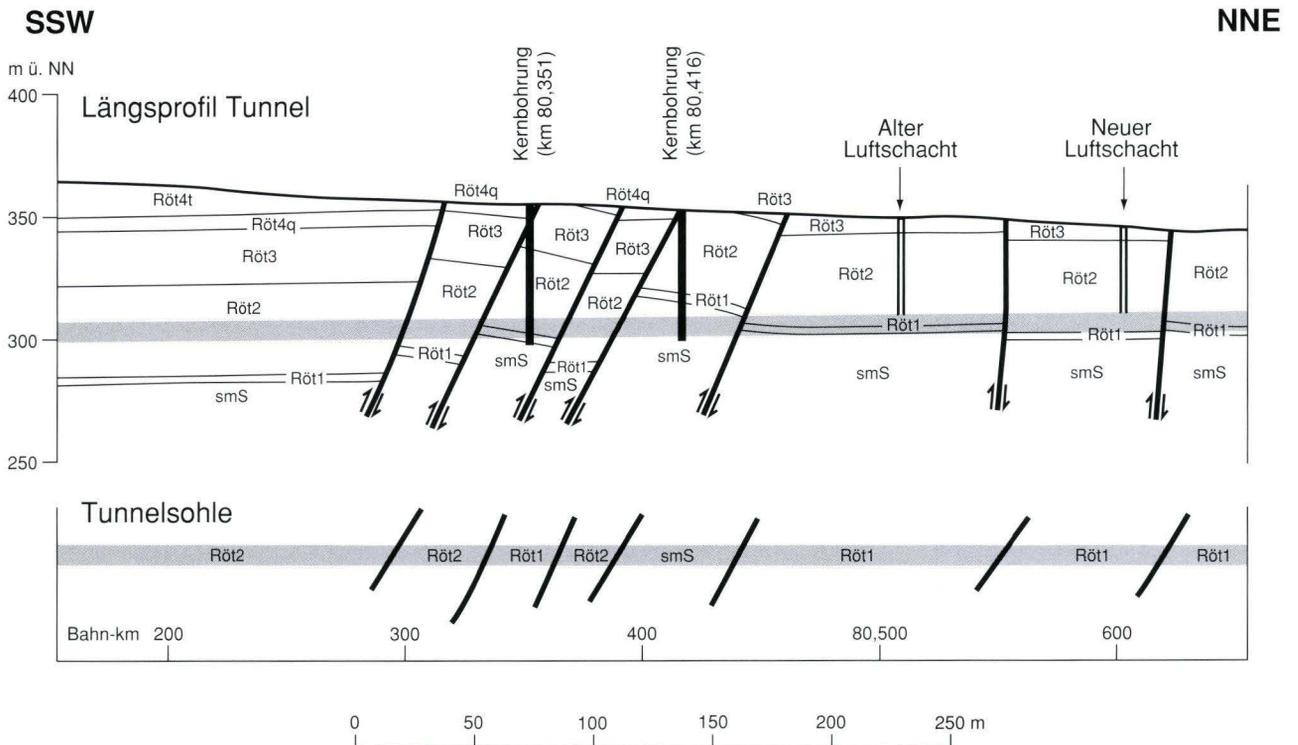


Abb. 6. Engstättige Schollentektonik im mittleren Teil des Schlüchterner Tunnels im Querschnitt und in der Tunnelsohle.

Ein Beispiel für die starke Zerblockung des Trias-Untergrundes ist der Tunnelabschnitt zwischen den Bahnkilometern 80,296 und 80,460, rund 400 m nördlich der Tunnelmitte (Abb. 6). Hier konnte eine lebhaft Bruchtektonik mit Versätzen von 4 bis 35 m festgestellt werden, die eventuell mit der auffälligen Zerlegung in schmale Bruchschollen weiter östlich bei Gomfritz in Verbindung gebracht werden kann. Sie erscheint damit typisch für die tektonische Zerstückelung, die am Nordrand der Schlüchterner Mulde zu erwarten ist. Im Bereich der Tunnelstrecke wurden hier Gesteine der Solling-Folge und des Grauen Basistons (Röt 1) erschlossen. Überein-

stimmend damit stehen an der Erdoberfläche darüber nachweislich Ablagerungen des Rötquarzits (Röt 4q) und der Braunroten Tonsteinschichten (Röt 3) an. Diese fehlen in der Geologischen Karte, in der hier Plattensandstein-Ablagerungen (Röt 2) eingetragen sind; ebenso fehlen die nach Süden angrenzenden Gesteine der Bunten Tonsteinschichten (Röt 4t), die – nach der Streifenkartierung – dort eine Horizontalausdehnung von ca. 650 m einnehmen. Gleichermäßen fehlen in der Karte die nördlich der geschilderten tektonischen Bruchzone über eine Distanz von ca. 180 m verbreiteten Sedimente der Braunroten Tonsteinschichten (Röt 3).

4. Neuberg-Graben NW von Vollmerz

Ähnlich – allerdings mit „umgekehrten Vorzeichen“ – liegt auch am Neuberg NW von Vollmerz in der GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern (EHRENBERG et al. 1971) eine korrekturbedürftige Fehldeutung der geologischen Untergrundverhältnisse vor. Es handelt sich dabei um die beiden Rutschmassen aus Kalk- und Mergelsteinschollen, die am SW-Hang dieses von Gesteinen des Unteren Muschelkalks gekrönten Höhenzugs eingetragen sind (Abb. 7).

Dank der Neuanlage eines kleinen Steinbruchs ist deutlich geworden, dass es sich bei diesen Muschelkalkmassen nicht um durch Rutschung verlagerte Gesteine, sondern um solche handelt, die tektonisch in einem Grabenbruch – dem **Neuberg-Graben** – erhalten geblieben sind (Abb. 8). Die in dem Steinbruch freigelegte Grabenfüllung besteht aus stark eingemuldeten Schichten des tiefen Unteren Muschelkalks, die am Westrand des Grabens mit ca. 45°, am Ostrand mit ca. 30° zur Grabenmitte hin einfallen. Sie überlagern mit dem basalen Grenzgelbkalkhorizont konkordant die jüngsten Ablagerungen der Bunten Tonsteinschichten der Oberen Röt-Folge. Die Struktur ist in rheinischer Streichrichtung gestreckt und besitzt im Norden eine Breite von ca. 150 m, im Süden von ca. 100 m. Im Norden endet die Grabenscholle an einer herzynisch streichenden Bruchlinie; diese begrenzt jenseits der Lösslehm erfüllten Talmulde das dort vorhandene Muschelkalkvorkommen. Nach Süden kann der Graben noch bis an den Rand des Kinzigtals verfolgt werden, setzt sich aber jenseits dieses Tals nur noch als eine einzelne Bruchlinie fort, der offenbar das Nebental westlich vom Reisigwäldchen folgt. An der östlichen Randverwerfung des Neuberg-Grabens grenzen oberhalb der von Vollmerz nach Herolz führenden Straße anstelle der in der Karte dar-

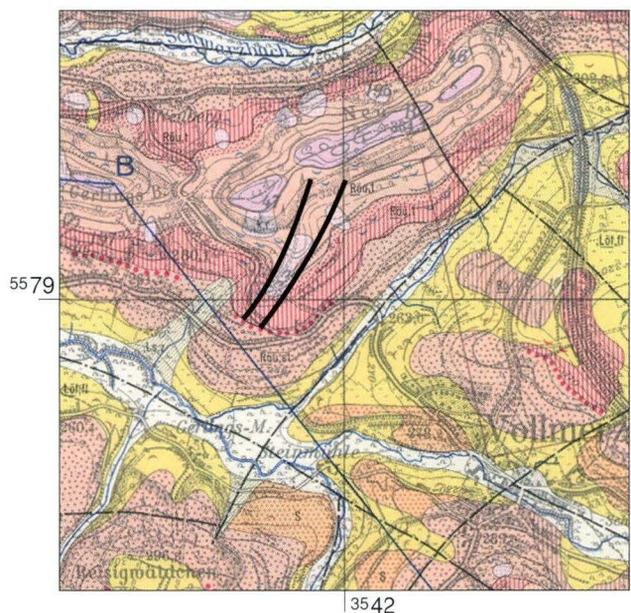


Abb. 7. Ausschnitt aus der GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern (EHRENBERG et al. 1971).

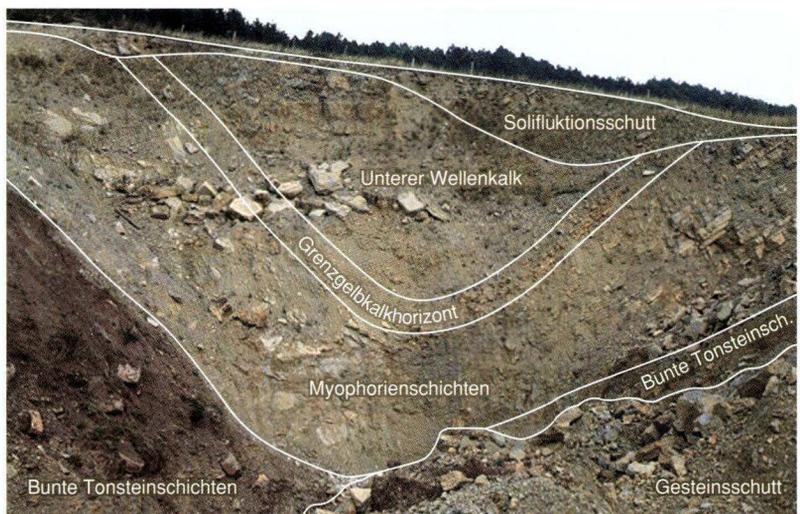


Abb. 8. Querschnitt durch den Neuberg-Graben nordwestlich von Vollmerz mit der stratigraphischen Einstufung der erschlossenen Gesteine.

gestellten Braunroten Tonsteinschichten und dem Röt Quarzit nach dem neuen Geländebefund Schichten des Plattensandsteins i.e.S. einschließlich des Grenzquarzithorizonts an.

Damit kennzeichnet der Neuberg-Graben tektonisch einen deutlichen Abbruch der Triasschichten in Richtung auf das Schlüchterner Becken.

5. Ein Nachweis von Unterem Keuper im Bereich des Schwarzenfels-Grabens

Für Planung und Bauausführung des Schwarzenfels-Tunnels der Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover–Würzburg wurde im Rahmen der Untergrunderkundung die Bohrung 1 (410) nidergebracht, die gerade noch im Bereich der GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern (EHRENBERG et al. 1971) liegt. Die Karte zeigt am Bohrpunkt Solifluktionsschutt aus Lösslehm und tonig-sandigem, wenig steinigem Verwitterungsmaterial. Weiter westlich sind ungegliederte Gesteine des Unteren Muschelkalks und nördlich des von den Güntershöfen herabziehenden Tälchens, im Bereich der Neubürger-Siedlung, ungegliederte Gesteine des Röts eingetragen. (Abb. 10)

Unter einer Überdeckung von holozänen bis pleistozänen sandig-steinig-kiesigen Nebental-Ablagerungen des Schmalwassers hat die o.g. Kernbohrung überraschend Feinsandsteine, Ton-/Schluffsteine und Dolomitsteine angetroffen, die dem Unteren Keuper (Höxter Gruppe), vgl. LAEMMLEN (1996) – bzw. der Erfurt-Formation (NITSCH 2005) – angehören. Sie stellen ein bislang unbekanntes Vorkommen von Gesteinen des Unteren Keupers dar und kennzeichnen den am stärksten eingesenkten Bereich des südlichen Astes vom Schwarzenfels-Graben.

5.1 Bohrprofil

Kernbohrung 1 (410)

R 3547380 H 5573860, Ansatz ca. 292 m über NN

Teufe	Lithologie/Stratigraphie	Stratigraphie
–0,20 m	Schluff, braun bis dunkelbraun, feinsandig, schwach steinig (Standsteinbröckchen aus dem Mittleren Buntsandstein, verschiedenkörnig, gelbbraun), humos	Quartär, Holozän, Mutterboden
–2,60 m	<i>Anoplophora</i> -Sandstein (oder Böneckenberg-Glied)	Trias, Unterer Keuper
–8,40 m	Hauptdolomit (oder Kollerbeck-Glied)	wie vor
–9,15 m	Unterer Lettenkeupersandstein (oder Eilversen-Glied)	wie vor

5.2 Geologischer Untergroundaufbau im Nordteil des Schwarzenfels-Tunnels

Beim Bau des Schwarzenfels-Tunnels wurde der herzynisch streichende Ast des südlichen Schwarzenfels-Grabens in seiner gesamten Breite durchörtert. Dabei konnte die Existenz der in Kernbohrung 1 (410) nachgewiesenen Keupergesteine im Grabenzentrum bestätigt werden. Die während der Bauzeit erfolgte Tunnelkartierung erbrachte zudem ein detailliertes Bild der geologischen Grabenstruktur (Abb. 9).

Die mit Bohrung 1 (410) erschlossenen Keupergesteine, die mit 40° nach Norden einfallen, kennzeichnen den südlichen Teil der zentralen Grabenscholle und treten auch im Tunnelbereich auf. Sie gehören stratigraphisch dem tieferen Teil des Unteren Keupers an und folgen gemäß der Tunnel-Kartierung konkordant über den Ceratitenschichten des Oberen Muschelkalks. Nach Süden hebt sich dieser südliche Teil des Grabenbruches bis an die südliche Randverwerfung des Schwarzenfels-Grabens mehr und mehr heraus, so dass im Gebiet der angrenzenden GK 25, Bl. 5723 Altengronau (v. SEYFRIED 1913b) diese Schichten an die Erdoberfläche treten. Etwa 35 m vom nördlichen Rand dieses Blattes entfernt folgt die südliche Randverwerfung des Schwarzenfels-Grabens. An dieser Störung

werden die eingesenkten jüngeren Triasgesteine der Grabenfüllung von den im Bereich der südlichen Grabenschulter verbreiteten Gesteinen der Hardegsener Wechselfolge begrenzt, die mit ca. 10° nach Norden einfallen. Die Sprunghöhe an der südlichen Grabenbruch-Randstörung beträgt demnach etwa 270 m. Besonders gekennzeichnet ist diese Störung durch ein 5–18 m breites Vorkommen von Basalttuff, von dem nach SSE eine schmale Tuff-erfüllte Spalte ausgeht. Am Nordrand des Basalttuff-Vorkommens ist, angrenzend an die Gesteine des Oberen Muschelkalks noch eine geringmächtige Scholle aus Ablagerungen des Mittleren Muschelkalks eingeklemmt (Abb. 9).

Nach Norden wird die südliche Graben-Teilscholle [mit den in der Bohrung 1 (410) nachgewiesenen Gesteinen des tiefen Unteren Keupers] von der zentralen Grabenbruchstörung begrenzt, die eine Sprunghöhe von ca. 50 m beinhaltet. Es folgt eine stark eingesenkte Scholle mit bis zu 68° steil nach Süden einfallenden Keupergesteinen. Obwohl der Grenzdolomit im Tunnelbereich nur sehr undeutlich entwickelt ist, konnte dennoch eine Zuordnung der Schichten zum höheren Teil des

Gesteine durch eine herzynisch streichende Verwerfung mit einer Sprunghöhe von rund 12 m abgeschnitten. Es folgen Ablagerungen der Unteren Röt-Folge [Braunrote Tonsteinschichten (Röt 3), z.T. einschließlich Rötquarzit (Röt 4), und Platten-

sandsteinschichten (Röt 2)], die mit 40–45° nach Süden einfallen und – konkordant auflagernd – in ungestörter Abfolge die Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins (Solling-Folge bis zur Volpriehausener Wechselfolge) überlagern.

6. Einbruchsschlote im südlichen Teil des Landrücken-Tunnels

Die tektonische Untergrund-Aufgliederung, die beim Bau des Schwarzenfels-Tunnels der Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover–Würzburg zutage getreten ist, liegt auch im Bereich des nördlich benachbarten Landrücken-Tunnels vor. Dieser Tunnel durchörtert nahe dem Ostrand des Blattes Schlüchtern den Bereich des Hessischen Landrückens zwischen Weichersbach im Tal der Schmalen Sinn und dem nördlichen Rand des Blattes; erst auf dem nördlich angrenzenden Blatt Neuhof tritt er nahe Eichenried wieder zutage. Die während des Vortriebs laufend vorgenommene Tunnelkartierung ergab – auch im Liegenden der flächig verbreiteten Basaltdecken – ein sehr genaues Bild vom stratigraphisch-tektonischen Aufbau des Triasuntergrundes: Auch hier liegen größere Scholleneinheiten mit unterschiedlichen Ausmaßen vor, die teils von tektonischen Grabenbrüchen begrenzt werden. Die Großschollen selbst zeigen eine lebhafte Aufgliederung in Teil- und Einzel-schollen mit tektonischen Staffelbrüchen und oft Mylonit-erfüllte Zerrspalten; neben stärker abgesenkten Tiefschollen treten auch schmale Grabenbrüche auf. Besonders auffällig sind aber die gebietsweise häufig vorhandenen pseudotektonischen Strukturen: sogenannte Einbruchs- oder Subrosionsschlote. Ihre Existenz hat beim Tunnelbau zum Teil erhebliche Schwierigkeiten bereitet. Sie sind sowohl im Bereich der an der Erdoberfläche austreichenden Buntsandsteinablagerungen vorhanden, finden sich gleichermaßen aber auch im Bereich der flächig verbreiteten Basaltdecken des Landrückens. Bohrergebnisse haben gezeigt, dass die Basaltüberdeckung von diesen Subrosionsschloten aber nur ausnahmsweise durchschlagen oder in die Absenkung mit einbezogen ist. Dann deuten in der Regel nur flache Dellen an der Erdoberfläche auf ihr Vorhandensein hin, örtlich – wie zum Beispiel im Gebiet des südlich angrenzenden Blattes Altengronau (v. SEYFRIED 1913b) – enthalten solche Hohlformen Sande und Kiese, die sogenannten „Weiperz-Schotter“ (STEINHÄUSER 1936). Diese Subrosionsschlote kennzeichnen einen Ausschnitt aus dem westlichen Teil der Spessart-Rhön-Schwelle (vgl. LAEMMLEN 1991).

Die detaillierte Tunnelkartierung hat gezeigt, dass die Einbruchsschlote in der Regel von Großklüften oder auch von Verwerfungen umgrenzt sind und dass sie oft in unmittelbarer Nachbarschaft von Hauptschollen-Randstörungen auftreten. Diese Position überrascht nicht, weil die Entstehung der Einbruchsschlote auf Gipsauslaugung in den Anhydritgesteinen des Zechsteins zurückzuführen ist (LAEMMLEN 1991), die zur Zechsteinzeit im Bereich von Paläoschwellen als Randfazies der Salinarabfolge zur Ablagerung gekommen sind. Die tief-

greifenden Zerrüttungszonen, die die Ränder von Großschollen kennzeichnen, haben dem Oberflächenwasser den Zutritt zu den tiefliegenden Anhydriten ermöglicht.

In der GK 25, Bl. 5623 Schlüchtern (EHRENBERG et al. 1971) fehlt die Darstellung dieser Senken im Bereich über dem Landrücken-Tunnel, deshalb sollen hier einige dieser Strukturen herausgegriffen und kurz vorgestellt werden. (Abb. 10)

Eine auffällige Struktur wurde beim Tunnelvortrieb wenig nördlich vom Südportal – dessen Position (von Hannover ausgehend) durch den Streckenkilometer 245,46 bestimmt ist – zwischen den Streckenkilometern 244,830 und 244,929 angetroffen. Hier liegt – umgeben von Gesteinen der Detfurth-Folge – eine 99 m breite Scholle vor, die sich überwiegend aus tertiärzeitlichen Tonsteinen mit Glanzkohle-Einschlüssen und untergeordnet auch aus Ablagerungen des Unteren Muschelkalks und des Mittleren Buntsandsteins aufbaut. Nach der Schichtenlagerung und nach dem Verlauf der begrenzenden Störungslinien dürfte es sich dabei aber um einen tektonischen Parallelgraben zum ca. 600 m weiter südlich vorhandenen Nordast des Schwarzenfels-Grabens handeln; eine pseudotektonische Einbruchsstruktur ist auszuschließen.

Ein erster echter Subrosionsschlot wurde mit einer Füllung aus überwiegend tonigen Tertiärgesteinen und einem Durchmesser von 16 m an der westlichen Tunnelwandung im Niveau von Gesteinen der Detfurth-Folge zwischen den Streckenkilometern 244,425 und 244,441 angetroffen. Im gleichen Niveau und wieder an der westlichen Tunnelwandung ist zwischen den Streckenkilometern 243,774 und 243,795 ein weiterer Subrosionsschlot mit einem Durchmesser von 21 m und einer gleichartigen Füllung mit verstürzten Tertiärsedimenten angefahren worden. Weiter nach Norden wurde zwischen den Streckenkilometern 243,388 und 243,462 ein nahezu 80 m großer Doppelschlot durchörtert (Abb. 11), der eine ca. 10–12 m breite Buntsandsteinscholle im mittleren Teil einschließt. Er beinhaltet – wiederum im Niveau der Detfurth-Folge – im Wesentlichen verstürzte tonige Tertiärsedimente, die an den Schloträndern zahlreiche unregelmäßig eingelagerte Sandsteinbrocken aus Mittlerem Buntsandstein und Röt einschließen. An der östlichen Tunnelwandung folgt dann nach der kurzen Distanz von ca. 65 m zwischen den Streckenkilometern 243,401 und 243,422 ein weiterer Einbruchsschlot, der wieder eine Füllung aus überwiegend tonig ausgebildeten Tertiärgesteinen enthält. Die Position dieser auffälligen, dicht geschichteten Einbruchsstrukturen kennzeichnet zusammen mit der beim Tunnelbau in diesem Abschnitt beobachteten starken,

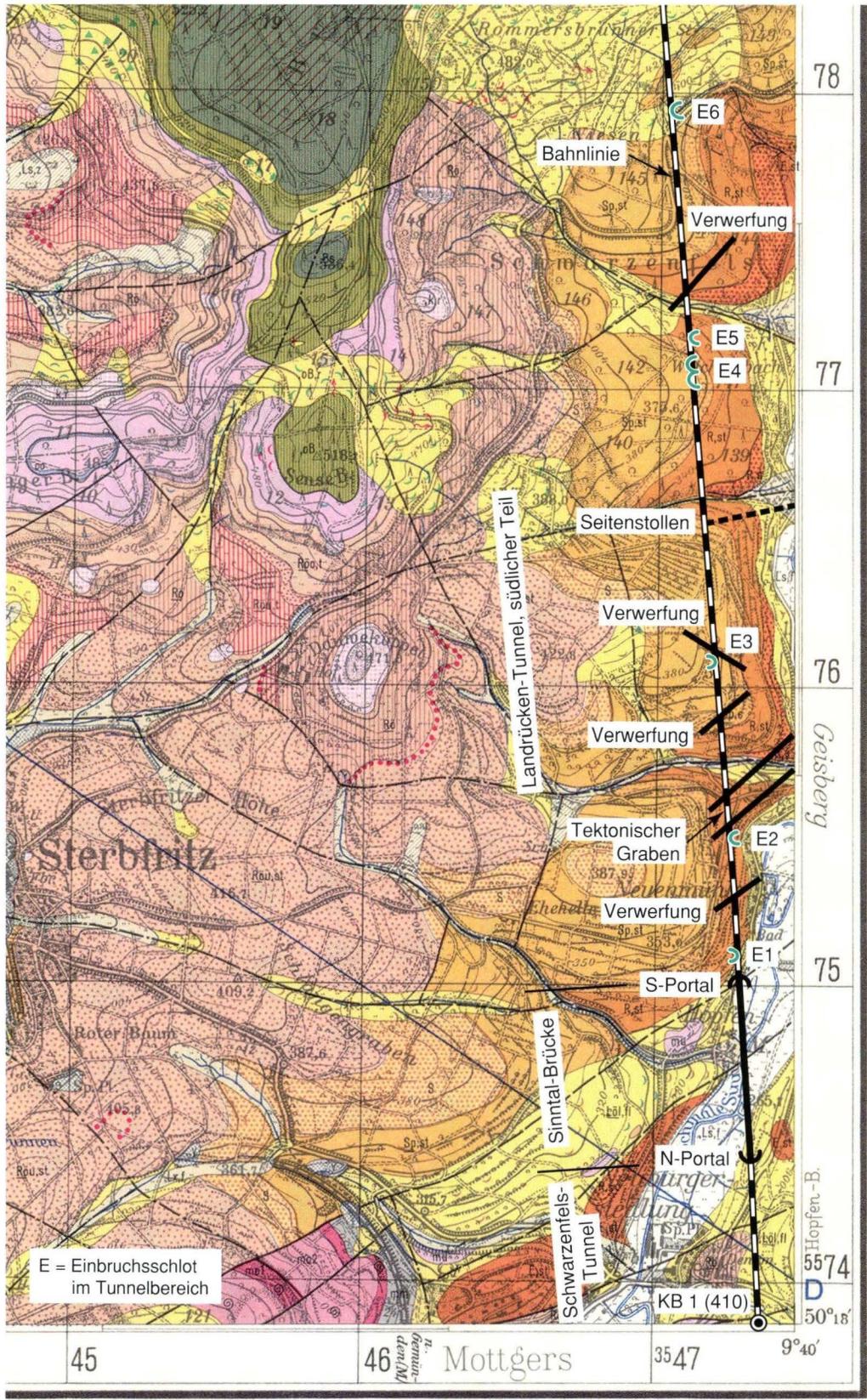


Abb. 10. Anordnung der im südlichen Teil des Landrücken-Tunnels angetroffenen Einbruchsstrukturen.

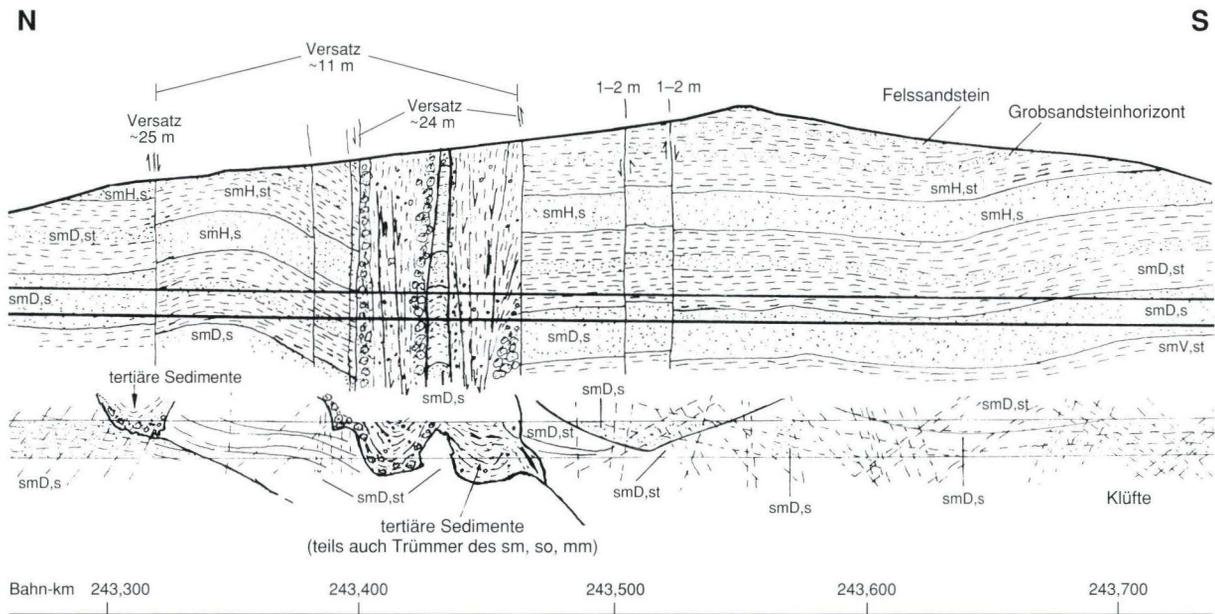


Abb. 11. Der Doppel-Einbruchsschlott im südlichen Teil des Landrücken-Tunnels.

an Grabenbruch-Tektonik erinnernden Schichtenverbiegung die Abgrenzung zwischen zwei größeren Scholleneinheiten.

Abschließend soll hier noch auf eine weitere Struktur hingewiesen werden, die zwischen den Streckenkilometern 242,536 und 242,563 auf eine Erstreckung von 28 m lediglich eine Füllung aus stark zerbrochenem Gesteinsmaterial des Mittleren Buntsandsteins beinhaltet. Sie stellt wohl – ähnlich wie beim Dornbusch-Tunnel auf Blatt Queck (Fuldabergland) beobachtet wurde (LAEMMLEN 1991) – den randnahen Bereich eines größeren Subrosionsschlotes dar.

Im nördlich angrenzenden Bereich bis zu dem im Gebiet des Nachbarblattes Neuhofer liegenden Nordportal des Landrücken-Tunnels werden die Triasablagerungen großflächig von Tertiärsedimenten und Deckenbasalten überlagert. Hier sind

beim Tunnelbau sieben weitere ausgeprägte Einbruchsschlote angetroffen worden (vgl. hierzu LAEMMLEN 1991), deren Füllungen zumeist aus tertiären Sedimenten mit kohligten Einlagerungen, teils aber auch aus Blöcken der Buntsandstein-Abfolge bestehen.

Danksagung: Für die freundliche Überlassung des sogenannten „Geologischen Tunnelbandes“ vom Schwarzenfels-Tunnel sei hier der Firma Lässer & Feizelmayer, München, insbesondere aber dem bearbeitenden Geologen Dr. Gunter Heissel, Innsbruck, herzlich gedankt. Der Verfasser dankt in gleicher Weise Frau Dr. M. Dersch-Hansmann für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

7. Schriftenverzeichnis

- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1971): Erl. Geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern, 2. Aufl.: 298 S., 46 Abb., 16 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1971): Geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern, 2. Aufl.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1991): Subrosionsschlote – Vulkanschlote – einige Beispiele aus Ost-hessen. – Geol. Jb., **A124**: 31–58, 16 Abb.; Hannover.
- LAEMMLEN, M. (1994): Schutzwürdige geologische Objekte in der Rhön (Exkursion H1 am 8. und Exkursion H2 am 9. April 1994. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **76**: 199–217, 8 Abb.; Stuttgart.
- LAEMMLEN, M. (1996): Die Keuper-Lithostratigraphie bei Fulda mit einem Einblick in den Bau des Fuldaer Grabens. – Geol. Jb., **A145**: 3–66, 6 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- NITSCH, E. (2005): Der Keuper in der stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002: Formationen und Folgen. – Newsletter Stratigraphy, **41** (1–3): 159–171; Berlin.
- SEYFRIED, E. v. (1913a): Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St. 1:25 000, Lfg. **172**, Bl. Schlüchtern; Berlin.
- SEYFRIED, E. v. (1913b): Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St. 1:25 000, Lfg. **172**, Bl. Altengronau; Berlin.
- STEINHÄUSER, W. (1936): Tertiärgeologische und vulkanologische Untersuchungen am süd-östlichen Vogelsberg und am Hessischen Landrücken. – Diss. Univ. Gießen: V + 138 S., 6 Abb., 7 Taf.; Gießen (H. Ritter, Grünberg/Hessen).

Manuskript eingegangen am 27.4.2005, angenommen am 3.4.2007

MANFRED LAEMMLEN¹

Neuerkenntnisse zu den Tertiär-Ablagerungen am Nordrand des Hessischen Landrückens (GK 25, Bl. 5523 Neuhof)

Kurzfassung

Beim Tunnelbau für die Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover–Würzburg wurde südlich von Fulda im südöstlichsten Teil des Bl. 5523 Neuhof die prätertiäre Landoberfläche mehrfach erschlossen und die darüber folgenden Lockergesteine des

Untermiozäns zum Teil auf längere Distanz durchörtert. Eine Auswertung des gewonnenen Erscheinungsbildes führt zu einer Ergänzung der GK 25, Bl. 5523 Neuhof.

Abstract

The opening of tunnels for the new ICE railway line Hannover–Würzburg in eastern Hessen south of Fulda exposed the Pre-Tertiary landscape and the overlying sediments of the

Lower Miocene over longer distances. The new information leads to an addition in the southeast part of the geological map 5523 Neuhof.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	63
2. Geologischer Bau	64
2.1 Buntsandsteinsockel	64
2.2 Prätertiäre Landoberfläche	65
2.3 Tertiäre Lockersedimente	65
2.4 Tektonik	65
3. Vergleich geologische Feldkartierung – Tunnelaufnahme	68
4. Schriftenverzeichnis	72

1. Einleitung

Im südlichen Bereich der GK 25, Bl. 5523 Neuhof, der überwiegend von ausgedehnten pleistozänen Solifluktionsschuttdecken eingenommen wird, entstanden in den achtziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts bei Tunnelbauarbeiten für die Bundesbahn-Neubaustrecke Hannover–Würzburg (ENGELS 1985) Aufschlüsse, die zur Darstellung auf der GK 25

(LAEMMLEN 1970) eine nicht unwesentliche Ergänzung darstellen. Die bei den Bauarbeiten dort angetroffene Situation im Grenzbereich Buntsandsteinsockel/Tertiärüberdeckung konnte mit der Tunnelkartierung präzise erfasst werden. Die Betrachtung dieser Aufschlüsse ergab neue Erkenntnisse hinsichtlich der prätertiären Landoberfläche.

¹ Prof. Dr. M. Laemmlen, Pfahlerstraße 53, 65193 Wiesbaden

2. Geologischer Bau

Sowohl im Bereich des Nordportals Landrücken-Tunnel (südlich der Hummel-Mühle), vor allem aber in der Südhälfte des jenseits vom Kalbachtal folgenden Bornhecke-Tunnels, war bei den Bauarbeiten der Grenzbereich Mittlerer Buntsandstein/Tertiäre Lockersedimente des Untermiozäns mehrfach und zum Teil über größere Distanz freigelegt worden. Diese Aufschlüsse, die während der Bauarbeiten mit der Tunnelkartierung beständig aufgenommen wurden, erbrachten zusammen mit den vorangegangenen Explorations-Kernbohrungen ein detailliertes Bild der örtlichen geologischen Situation.

Von den insgesamt 27 im Bereich des 770 m langen Bornhecke-Tunnels niedergebrachten Explorationsbohrungen sollen hier – von Norden nach Süden fortschreitend – vier Beispiele herausgegriffen und als Kurzprofile wiedergegeben werden.

KB 206/4A

Lage: ca. 92 m vom Nordportal, 21 m rechts der Achse, Ansatzhöhe 389,82 m über NN

- 0,5 m Künstliche Aufschüttung
- 3,1 m Quartär, Pleistozän, Solifluktionsschutt
- 6,1 m Tertiär, Untermiozän, Elmer Braunkohlenstufe
- 7,9 m Untermiozän, Kiesig-sandige Basisschichten
- 9,4 m Mittlerer Buntsandstein, Hardegseiner Wechselfolge, in situ verwittert
- 20,0 m Hardegseiner Wechselfolge
- 32,0 m Hardegseiner Sandstein
- 45,0 m Detfurther Wechselfolge
- Endteufe

KB 206/5

Lage: ca. 320 m vom Nordportal, ca. 40 m links der Achse, Ansatzhöhe ca. 404,0 m über NN

- 0,2 m Quartär, Holozän, Mutterboden
- 1,2 m Pleistozän, Solifluktionsschutt
- 6,1 m Tertiär, Untermiozän, Elmer Braunkohlenstufe
- 6,7 m Untermiozän, Kiesig-sandige Basisschichten
- 8,2 m Mittlerer Buntsandstein, Hardegseiner Wechselfolge, in situ verwittert
- 46,0 m Hardegseiner Wechselfolge
- 53,0 m Hardegseiner Sandstein
- Endteufe

KB 206/15

Lage: ca. 445 m vom Nordportal, ca. 55 m rechts der Achse Ansatzhöhe 394,45 m über NN

- 0,2 m Quartär, Holozän, Mutterboden
- 1,0 m Pleistozän, Solifluktionsschutt
- 7,5 m Tertiär, Untermiozän, Basalt
- 8,8 m Basalttuff

- 11,1 m Kernverlust
- 25,8 m Untermiozän, Elmer Braunkohlenstufe
- 27,0 m Untermiozän, Kiesig-sandige Basisschichten
- 35,0 m Mittlerer Buntsandstein, Hardegseiner Wechselfolge in situ verwittert
- 39,9 m Hardegseiner Wechselfolge
- 40,0 m Hardegseiner Sandstein
- Endteufe

KB 206/30

Lage: ca. 680 m vom Nordportal, 23 m links der Achse, Ansatzhöhe 406,83 m über NN

- 0,1 m Quartär, Holozän, Mutterboden
- 1,0 m Pleistozän, Solifluktionsschutt
- 5,0 m Tertiär, Untermiozän, Elmer Braunkohlenstufe
- 10,2 m Untermiozän, Kiesig-sandige Basisschichten
- 14,2 m Mittlerer Buntsandstein, Solling-Bausandstein in situ verwittert
- 23,6 m Solling-Bausandstein
- 32,0 m Hardegseiner Wechselfolge
- Endteufe
- Von 31,0 m bis 32,0 m wurde orientiert gebohrt: Einfallrichtung 50° (NE), Einfallwinkel 40°

Die Talhänge beiderseits des Kalbachtals werden von Schichten des Mittleren Buntsandsteins und von Lockersedimenten sowie von Vulkaniten des Tertiärs aufgebaut. Die Sedimentgesteine, insbesondere die des Tertiärs, sind von pleistozänem Solifluktionsschutt oft stark verhüllt. Die Buntsandsteinablagerungen, ursprünglich mehr oder weniger horizontal abgelagert, erscheinen großräumig-wellig verbogen und sind durch einzelne spitzwinkelig zur Achse des Bornhecke-Tunnels verlaufende tektonische Bruchlinien in einige größere Schollen-Einheiten zerlegt (LAEMMLEN 1970). Mit der die Bauarbeiten begleitenden und fortlaufend durchgeführten Tunnelkartierung konnte dieses generelle Bild grundsätzlich bestätigt, insbesondere aber weiter präzisiert werden.

2.1 Buntsandsteinsockel

Am Aufbau des Buntsandsteinsockels sind Schichten beteiligt, die dem höheren Teil der Detfurther Wechselfolge, im Wesentlichen aber der durch mehrere Grobsandsteinlagen gekennzeichneten Hardegseiner-Folge und örtlich auch noch dem Solling-Bausandstein angehören. Sie bilden größere Scholleneinheiten, die nach der Tunnelkartierung aus einer Vielzahl von Einzelschollen zusammengesetzt sind und so den generell flachwelligen Bau erzeugen. Mancherorts lässt die Tunnelkartierung bei einzelnen Schollen örtlich eine starke Verbiegung erkennen, so zum Beispiel nahe dem Südportal des Tunnels, wo Einfallwinkel bis zu 50° gemessen werden konnten (Abb. 1).

Ähnliche Werte fanden sich außerdem auch an Verwerfungen, wo sie vor allem in kleinräumigen Schollen durch Schleppung zustande kamen.

2.2. Prätertiäre Landoberfläche

Die Oberfläche des Buntsandsteinsockels – die prätertiäre Landoberfläche – wurde in dem betrachteten Bereich durch die Explorationsbohrungen punktuell erschlossen. Beim Tunnelbau ergab sich dann ein sehr klares Bild von der morphologischen Ausgestaltung dieser Fläche. Besonders augenfällig ist dabei vor allem das kräftig ausgebildete Relief, das sich bis zum Beginn der Tertiärzeit entwickelt hatte (Abb. 1). Vielerorts finden sich Flächen, die sich aus unregelmäßig rundlichen Hügeln mit rauer, gesteinsbedingter Oberflächengestaltung und aus Ausräumungsrinnen zusammensetzen (Abb. 2). An anderen Stellen treten in Verbindung mit Grabenschollen oder auch mit Schollentreppen zum Teil cañonartig gestaltete Partien mit größerer Mächtigkeit der tertiären Füllung auf (Abb. 1 und Abb. 3); weiterhin finden sich Partien, bei denen der prätertiäre Untergrund – ebenfalls in Verbindung mit Verwerfungen – von tiefgreifenden Spalten durchsetzt ist, deren Füllung sich zu großen Teilen aus Material der überlagernden burdigalen Lockersedimente zusammensetzt (Abb. 4); und schließlich lassen sich bei manchen Spalten eingekippte oder auch eingepresste Gesteinspartien aus der anstehenden Buntsandsteinabfolge beobachten (Abb. 5). Ursächlich für diese unterschiedlichen Bilder sind offenbar Auswirkungen, die bei der tektonischen Zerlegung des Trias-Untergrundes zustande kamen.

Ganz allgemein zeigen die Gesteine im höchsten Teil des Buntsandsteinsockels eine meist starke bis – zurücktretend – mäßige kaolinige Verwitterung (vgl. LAEMMLEN 1970) und nur selten findet sich lediglich angewittertes Material. Die in der Regel zermürbten Sandsteine sind durchweg stark gebleicht und ockerfarben bis weiß oder auch rötlichgrau verfärbt und häufig durch Verlust der Kornbindung zu lockerem Sand zerfallen.

Die im Tunnelbereich mehrfach beobachteten oft tiefreichenden Spalten, die bereits prätertiär in Form von Verwerfungen oder Störungsbündeln angelegt und später ausgeräumt und erweitert worden sind, bilden mit ihrer Füllung aus tertiären Lockersedimenten einen Bestandteil der prätertiären Landoberfläche.

2.3 Tertiäre Lockersedimente

Über der prätertiären Landoberfläche folgen untermiozäne Lockersedimente, die nach STEHLIN (1917) bzw. STEINHÄUSER (1936) von burdigalem Alter sind. Sie wurden durch BLANCKENHORN (1934) in einen unteren Teil, die Kiesig-sandigen Basisschichten, und in die Elmer Braunkohlenstufe aufgeteilt. Auf der Geologischen Karte fehlt im Gebiet des Bornhecke-Tunnels

die Darstellung dieser Schichten weitestgehend, weil sie dort von pleistozänem Solifluktionsschutt überdeckt sind. Im Bornhecke-Tunnel waren diese Schichten auf einer Gesamtstrecke von ca. 310 m freigelegt worden. Sie bestehen hier aus einer gelbbraunen und sandigen, teils auch gelbgrauen bis rötlich-violetten Matrix, in die kieselig gebundene Sandsteinbrocken, zumeist aus der Hardegseiner Wechselfolge (vornehmlich dem sog. Felsandstein) und aus dem Solling-Bausandstein nebst Quarzgeröllen aus dieser Abfolge, unregelmäßig eingelagert sind. Daneben finden sich auch Brocken und sehr harte Blöcke des Solling-Bausandsteins, die bis zu mehreren Metern Größe erreichen können (vgl. z.B. Abb. 2). In Abhängigkeit vom Relief der prätertiären Landoberfläche lassen diese Schuttmassen meist nur eine Verfrachtung auf verhältnismäßig kurze Distanz erkennen. Es fällt auf, dass der Skelettanteil bei größerer Schuttmächtigkeit besonders hoch ist; er dominiert aber auch dort, wo die Kiesig-sandigen Basisschichten die Verfüllung von tiefreichenden Spalten bilden (Abb. 4). In der Abfolge nach oben herrschen feinklastische Sedimente mehr und mehr vor. An einigen Stellen im Tunnelbereich fanden sich steil aufragende Buntsandstein-Gesteinspartien, die im Zusammenhang mit der starken Zerblockung des Triasuntergrundes stehen. Sie durchbrechen die kiesig-sandigen Basisschichten, ragten also schon aus dem damaligen Sedimentationsraum in Form von Härtlingen heraus (Abb. 1).

Die Elmer Braunkohlenstufe entwickelt sich mit gleitendem Übergang aus den Kiesig-sandigen Basisschichten. Dabei erfolgt zunächst eine starke Abnahme bis zum Ausbleiben der Sandsteinbrocken (Abb. 1). Es herrschen ockerfarbene und graue Feinsande sowie graubraune bis gelblichweiße tonige Schluffe mit zwischengelagerten braunen Blättertonen und Kieselgurschichten vor; in geringem Umfang treten auch – den Beginn der vulkanischen Tätigkeit kennzeichnend – Basalttuffe auf (Abb. 6 und KB 206/15). Örtlich sind schließlich noch kohlige Tone und Schluffe, in größeren Senken auch Braunkohle, meist in Form von Bändern (Abb. 7) und 120–200 m vom Nordportal des Landrücken-Tunnels auch in Form einer bis über 15 m mächtigen linsigen Einlagerung, vorhanden (Abb. 6).

Die burdigalen Sedimente sind insgesamt nur selten von Harnischflächen und Klüften durchzogen und erweisen sich demnach als weitestgehend ungestörte in-situ-Ablagerungen.

2.4 Tektonik

Neben den bekannten großräumigen Grabenstrukturen aus der weiteren Umgebung (Fuldaer Graben, Schwarzenfels-Graben etc.) existieren, ebenso wie auf Bl. 5623 Schlüchtern (vgl. LAEMMLEN 2007), im Bereich des Bornhecke-Tunnels einige kleine tektonische Gräben mit herzynischer und auch mit rheinischer Streichrichtung. Sie sind in der Regel schmal und oft mehr oder weniger seicht ausgebildet und von tertiären Lockersedimenten erfüllt (Kalbach-Graben und Hasselgrund-Graben).

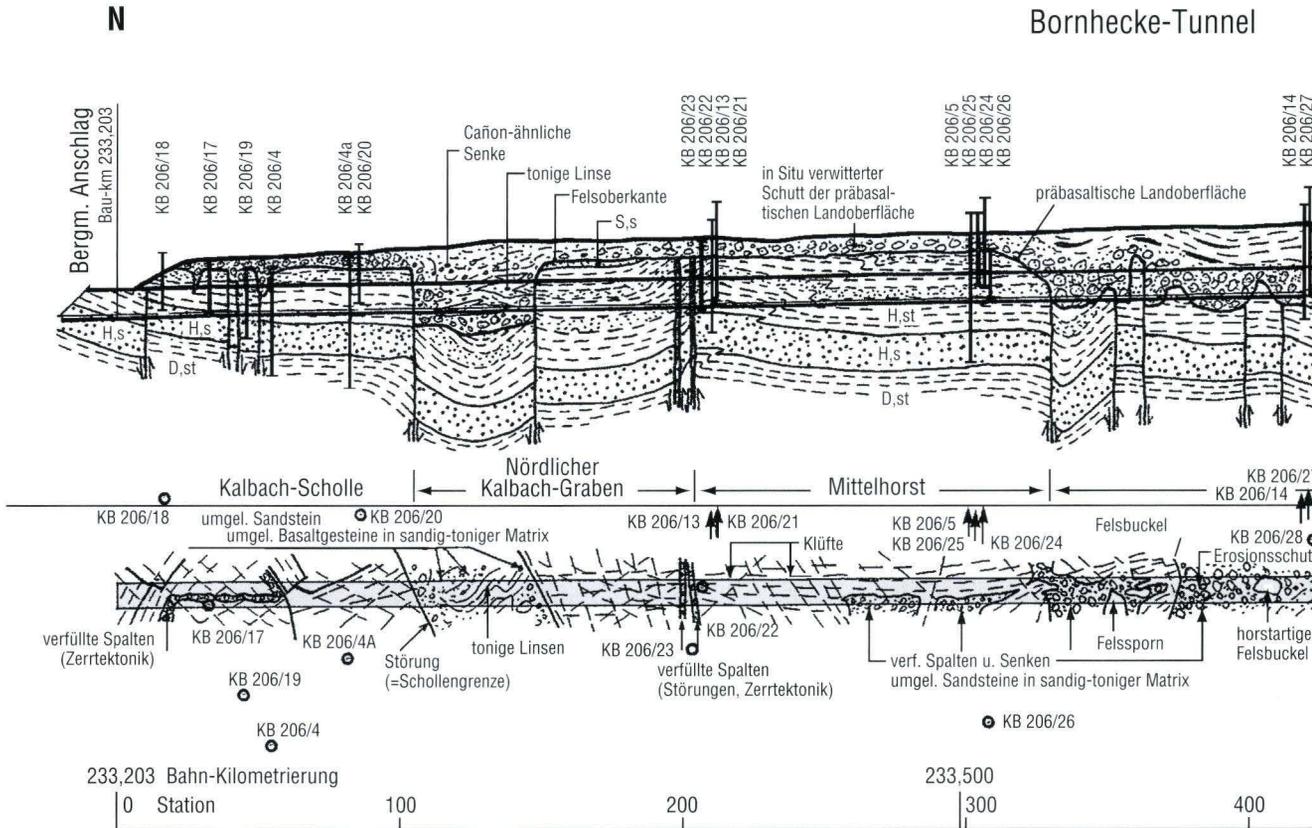


Abb. 1. Geologisches „Tunnelband“ des Bornhecke-Tunnels; Darstellung der beim Ausbruch angetroffenen Situation im Längsschnitt und im Grundriss

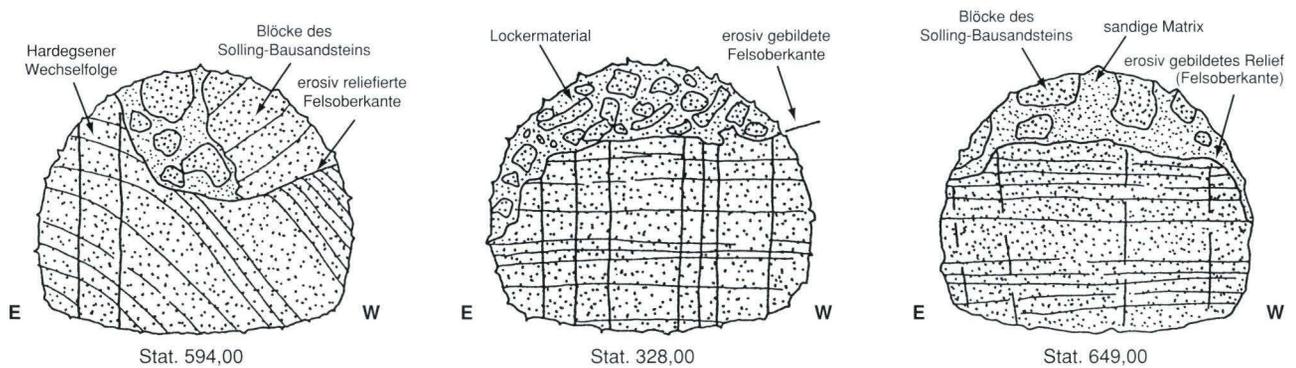


Abb. 2. Morphologische Gestaltung der prätertiären Landoberfläche an verschiedenen Stationen des Bornhecke-Tunnels.

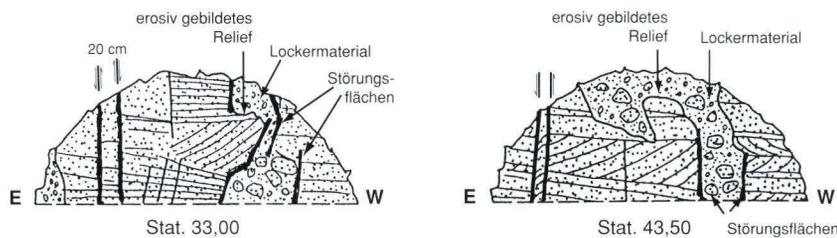
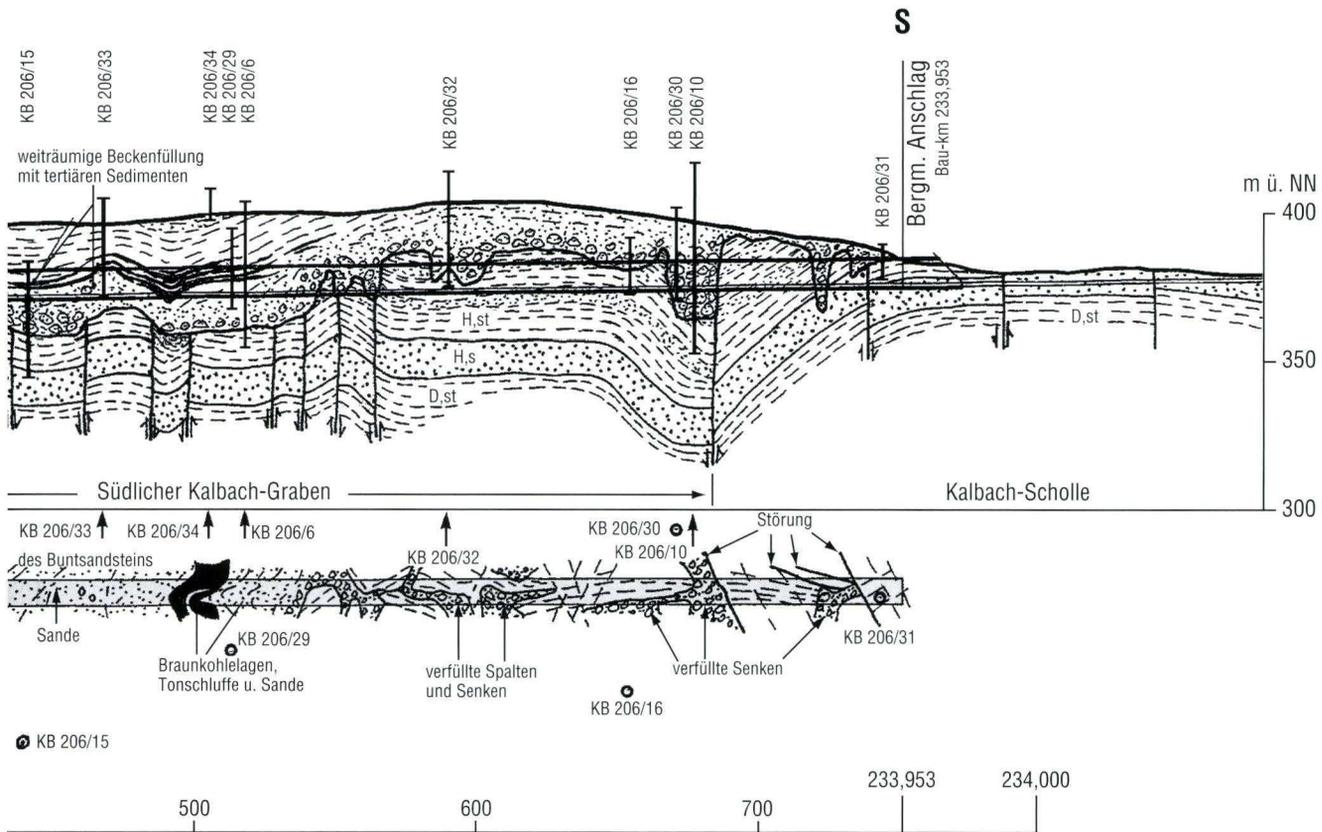


Abb. 3. Cañon-artige Ausbildung der tertiären Landoberfläche in Verbindung mit tektonischen Schollentrepfen.



(bezogen auf Kalottensohle).

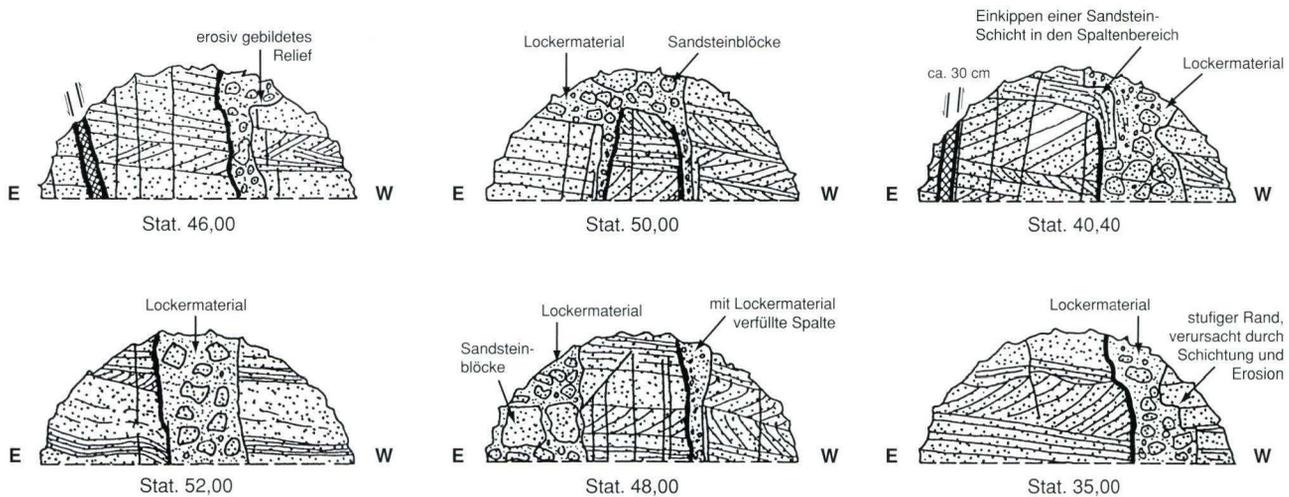


Abb. 4. Über Verwerfungen geöffnete tiefreichende Spalten, verfüllt mit Verwitterungsschutt der prätertiären Landoberfläche.

Abb. 5. An Spalten eingekippte oder eingepresste Gesteinspartien aus den anstehenden Buntsandsteinschichten.

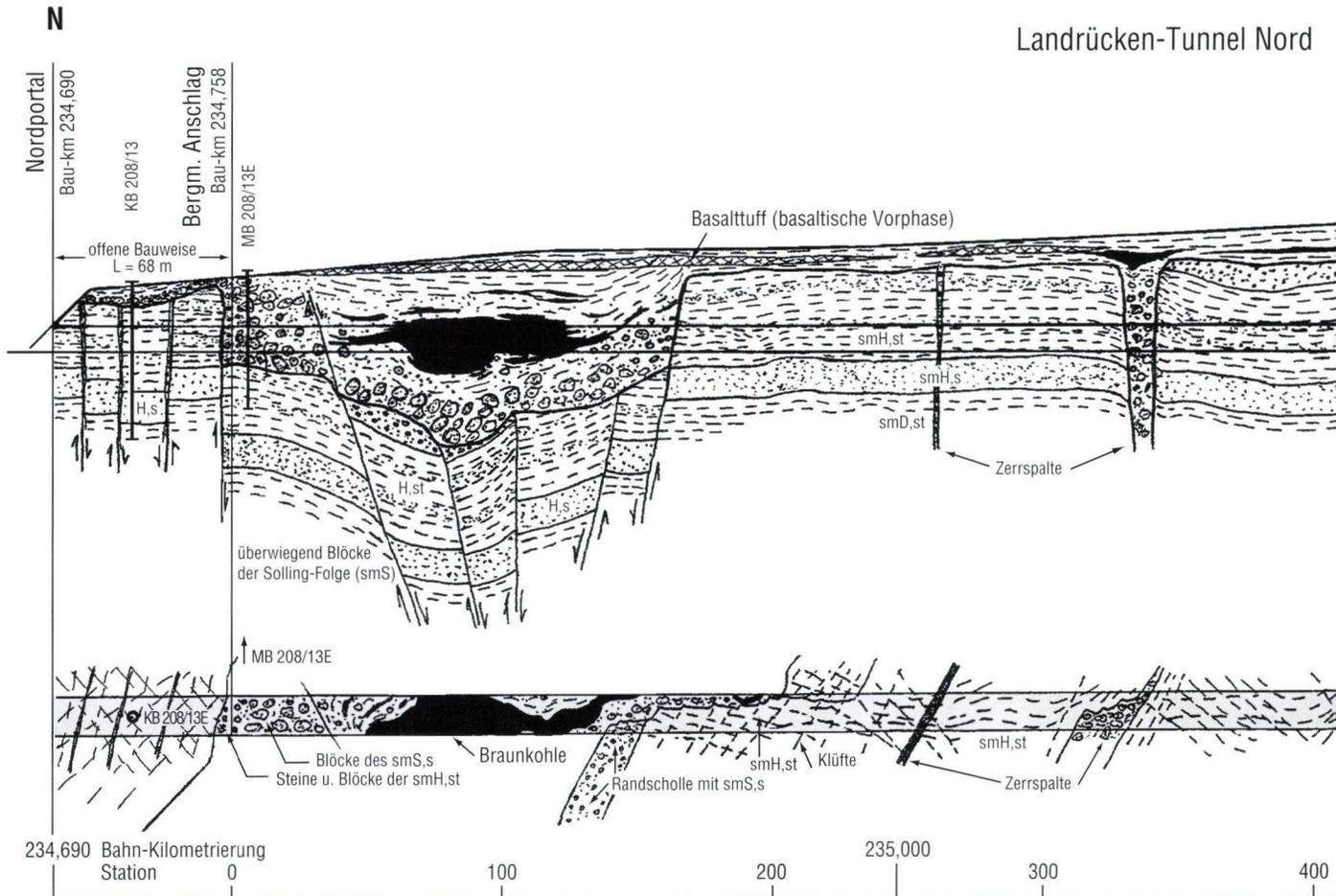


Abb. 6. Ausschnitt aus dem geologischen „Tunnelband“ des Landrücken-Tunnels; nördlicher, auf Bl. 5523 Neuhof entfallender Abschnitt; Darstellung der beim

Das tektonische Geschehen der saxonischen Gebirgsbildung, das zwischen Spessart-Rhön-Schwelle einerseits und Schlüchterner Mulde bzw. Fuldaer Becken andererseits zu diesen Erscheinungen geführt hat, lässt einen mehrphasigen Ablauf erkennen: Eine erste tektonische Phase gab den Anlass zur Ausbildung des Verwerfungsnetzes und dessen Aktivierung, die zu einer Zerlegung des ursprünglich mehr oder weniger horizontal abgelagerten Untergrundes in Senken und Horste führte. In einer zweiten, von Zerrungstektonik gepräg-

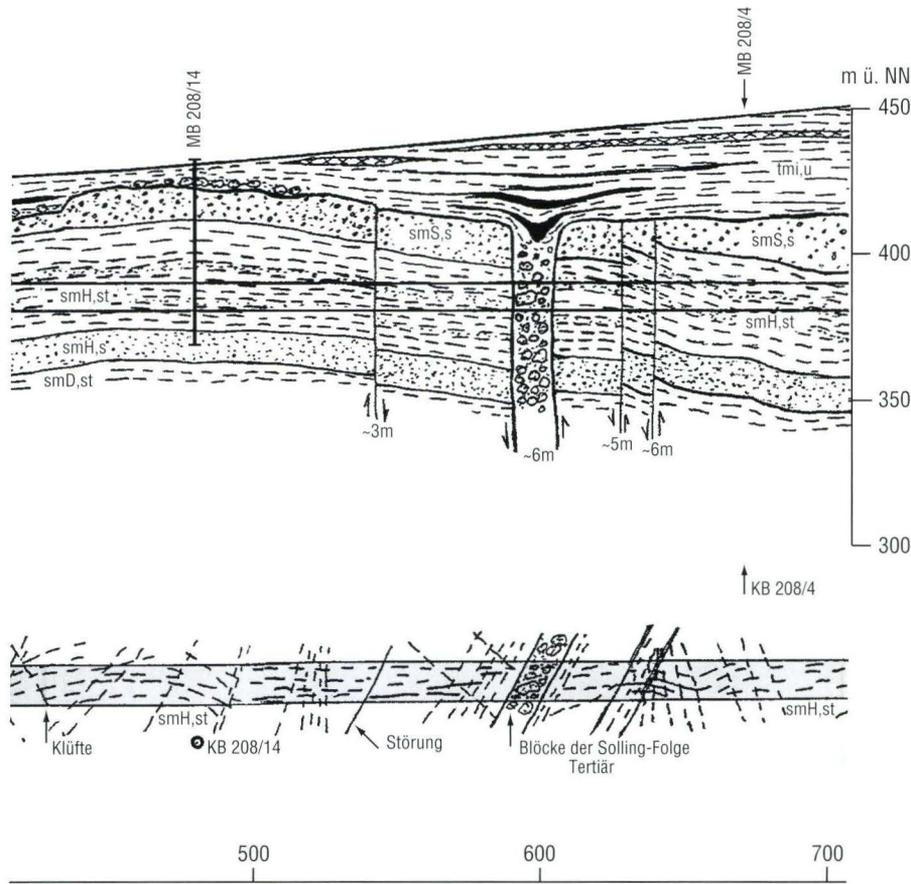
ten Phase erfolgte eine zumindest teilweise Öffnung der Verwerfungen und damit die Bildung von Spalten. Ein nachfolgendes Erosionsgeschehen ergab sowohl eine Nivellierung des Buntsandsteinuntergrundes, zugleich erfolgte aber auch eine weitere Relieferung durch die Ausräumung der Spalten und der größeren Senkungsbereiche. Schließlich hat – wohl infolge von Schollenrotation – eine merkliche Einengung des tektonisch stark zerlegten Untergrundes stattgefunden.

3. Vergleich geologische Feldkartierung – Tunnelaufnahme

Ein Vergleich zwischen der in den Jahren 1962–1964 erfolgten geologischen Kartierung (LAEMMLEN 1970) und der später im Rahmen der Bauarbeiten durchgeführten detaillierten Aufnahme der Tunnelaufschlüsse führt zu folgendem Ergebnis: Der Aufbau des Buntsandsteinsockels konnte in seinen Grundzügen trotz der zum Teil flächigen Überdeckung mit pleistozä-

nem Solifluktionsschutt bei der Feldaufnahme bereits weitgehend geklärt werden. Die Tunnelkartierung ließ jedoch, zusammen mit den vor Beginn der Bauarbeiten niedergebrachten Explorations-Kernbohrungen erkennen, dass die tektonische Zerlegung des Trias-Untergrundes wesentlich stärker ausgeprägt ist, als dies mit den Oberflächenbegehungen erfasst

S



Ausbruch angetroffenen Situation im Längsschnitt und im Grundriss (bezogen auf Kalottensohle).

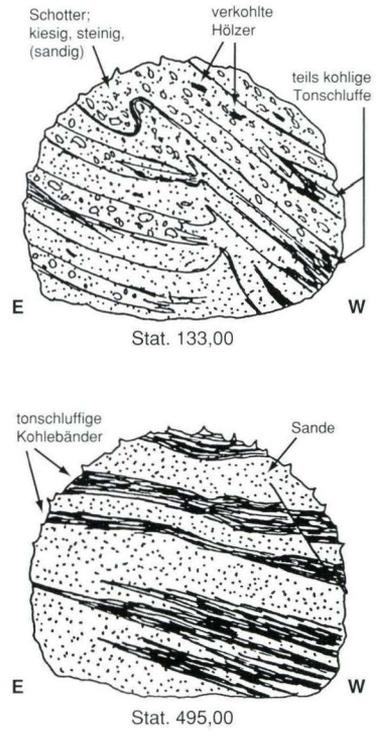


Abb. 7. Kohlige Tone und Schluffe bzw. tonig-schluffige Braunkohlebänder aus dem Bereich des Talbach-Grabens.

werden kann. Insbesondere ergab sich durch die fortlaufende Aufnahme der Tunnelaufschlüsse eine starke tektonische Gliederung in zahlreiche Bruchschollen, die mehrere spezielle Horste oder Gräben formen.

Die über der Buntsandsteinabfolge abgelagerten Tertiärsedimente, die mit Ausnahme des im Steinbruch östlich von Mittelkalbach freigelegten Vorkommens bei der Feldaufnahme nicht ausgehalten werden konnten, wurden in ihrer flächigen Verbreitung erst durch die Untersuchungsbohrungen, im Wesentlichen aber durch die Aufschlüsse beim Tunnelbau bekannt. Sie sind in größerer Verbreitung vorhanden und treten mit besonders hoher Mächtigkeit in tektonischen Gräben auf, verfüllen aber auch im Bereich von Verwerfungen die Zerrüttungszonen an tiefreichenden Spalten. Zur Bildung von Braunkohle ist es zu dieser Zeit (Elmer Braunkohlenstufe) nur in tektonischen Gräben und in weiträumigen Senkungsgebieten gekommen: So etwa oberhalb der Leidenmühle im südlichen Kalbach-Graben (Abb. 1), vor allem aber auch im Grashof-Graben südlich vom Berghäuschen ca. 150 m südlich vom Nordportal

des Landrückens-Tunnels (Abb. 6). Im östlichen Randbereich des Tertiärbeckens waren hier in einer nach NE ausgreifenden flachwelligen Bucht (Abb. 8), die von trägen mäandrierenden Flussläufen und Seen durchzogen war, zur Zeit der Elmer Braunkohlenstufe Braunkohleablagerungen entstanden (LAEMMLEN 1975). Wie aus den Tunnelaufschlüssen klar hervorgeht, kennzeichnen diese Vorkommen Grabenschollen, die infolge ihrer fortdauernden Aktivität eine Voraussetzung für biogene Sedimentation dargestellt haben.

Die im Grashof-Graben entstandene Lagerstätte wurde vor mehr als hundert Jahren unterhalb von Eichenried in Stollen und Schächten abgebaut. Nach Ausbeutung des Vorkommens haben die Grubenaufschlüsse offenbar nur eine schlechte oder überhaupt keine Verfüllung mit eingebrachtem Material erfahren, weshalb die vorhandenen Hohlräume im Laufe der Zeit zu verstürzen begannen. In dem von Weideflächen eingenommenen Gelände traten Senken und Oberflächenrisse auf, wodurch Wasserzutritt ermöglicht wurde. Dadurch entstanden in den Tonen oder Tuffen der Tertiärabfolge Gleitflächen,

die zum Hangkriechen und damit zu der jetzigen unruhigen Kleinmorphologie des Weidegeländes führten. Dieser Vorgang wurde durch die zusätzliche Auflast der ausgedehnten Deponie für das Tunnel-Ausbruchsmaterial wieder aktiviert: Es bildeten sich Abrisslinien, die mit ihrer Ausrichtung etwa den Verlauf der ehemaligen Kohlelagerstätte an der Erdoberfläche nachzeichnen (Abb. 9). Im Bereich der Röhre des unmittelbar benachbarten Landrücken-Tunnels ergaben sich beim Ausbruch im anstehenden Gestein keine Lagerungsveränderungen, die mit dem beschriebenen oberflächennahen Rutschgeschehen in Zusammenhang gebracht werden könnten.

Die in den Tunnelaufschlüssen beobachtete starke Relieffierung der prätertiären Landoberfläche steht, wie durch die Mächtigkeitsunterschiede in der tertiären Lockersedimentauflage deutlich wird, mit dem prätertiär erfolgten tektonischen Geschehen in engem Zusammenhang. Aus dieser Erkenntnis ergibt sich, dass das Tertiärvorkommen, das östlich von Mittelkalbach beim Bau der Kreisstraße 69 aufgeschlossen war, hinsichtlich der Entstehung anders zu deuten ist als durch LAEMMLEN et al. (1979) dargestellt. In Lithologie und Lagerungsverhältnissen (Abb. 10) gleichen diese Sedimente denjenigen, die im nördlichen Teil des Bornhecke-Tunnels erschlossen worden waren. Sie haben also keine Verlagerung in eine große Auslaugungsstruktur erfahren, sondern stellen vielmehr eine in situ

lagernde tektonische Grabenfüllung dar, kennzeichnen also die Fortsetzung des Tertiärgrabens, der im Bornhecke-Tunnel zwischen 125 und 175 m südlich vom Nordportal durchörtert worden ist. Der kleine, nahe dem NE-Rand des Straßenaufschlusses vorhandene, ca. 20 m messende Einbruchsschlot ist an dessen nördliche Randverwerfung geknüpft. Seine Füllung mit Lockersedimenten der Elmer Braunkohlenstufe lässt präbasaltische Entstehung erkennen (LAEMMLEN 1991) und ist durch die Verkarstung von Anhydritgesteinen in der Zechsteinabfolge bedingt (BRÄUTIGAM et al. 1991). In Anordnung und Erscheinungsform gleicht dieser Schlot Subrosionsformen, wie sie zum Beispiel im Bereich des südlich folgenden Landrücken-Tunnels mehrfach angetroffen wurden (LAEMMLEN 1991).

Eine Neuerkenntnis durch die Explorations-Bohrstätigkeit stellt schließlich auch der nur ca. 20 m breite Hasselgrund-Graben im Bereich der Kalbach-Talbrücke dar (Abb. 11). Er ist mit flacheingesenkten Gesteinen der Hardegseiner Wechselfolge, denen im Süden gerade noch die tiefsten Schichten des Soling-Bausandsteins auflagern, nur seicht ausgebildet, führt auf beiden Flanken aber auch burdigale Lockersedimente, die in der Geologischen Karte nicht dargestellt sind. Seine Streichrichtung ist rheinisch, und die in der Karte am nördlichen Talhang eingetragene „Verwerfung unter Bedeckung“ kennzeichnet die westliche Randverwerfung dieses Grabens.

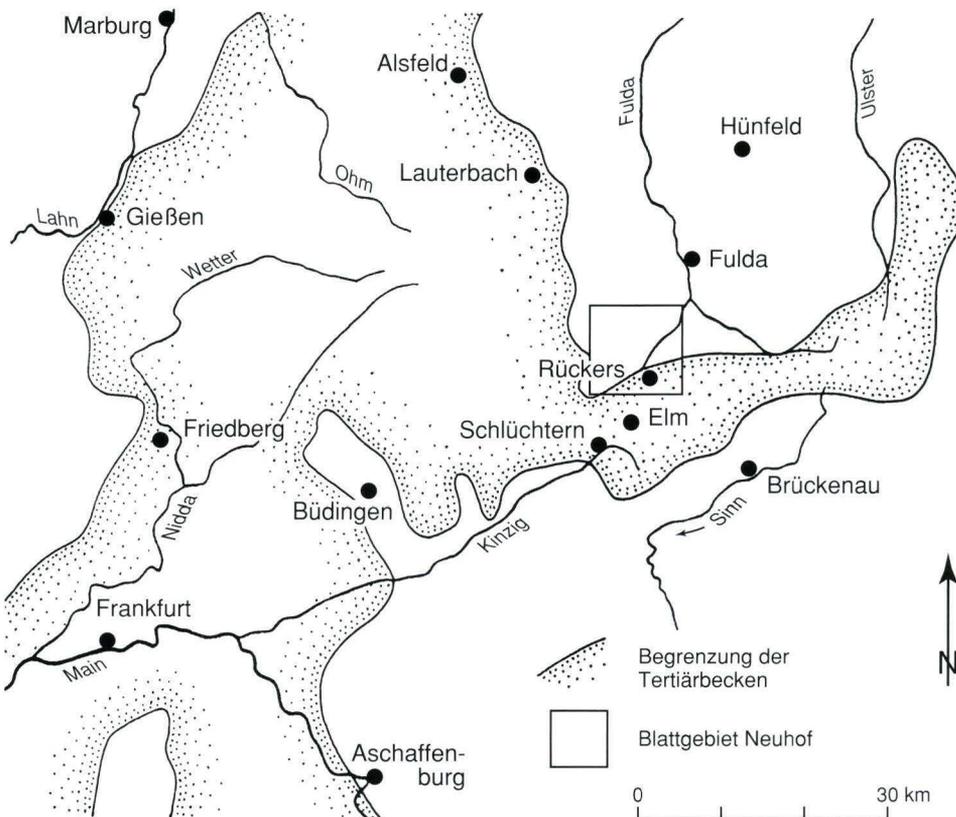


Abb. 8. Der Sedimentationsraum zur Untermiozänzeit, nach STEGMANN (1964) umgezeichnet und erweitert.

Abschließend soll noch darauf hingewiesen werden, dass die räumliche Anordnung der erhalten gebliebenen Relikte der prätertiären Landoberfläche den Schluss nahe legt, dass die Grundzüge der heutigen quartären Oberflächengestalt zumindest örtlich bereits in vortertiärer Zeit angelegt worden sind.

Danksagung: Der Verfasser dankt der Ingenieur-Gemeinschaft Lässer & Feizelmayer, Brahmweg 16, A 6020 Innsbruck, insbesondere aber dem bearbeitenden Geologen, Herrn Dr. G. Heißel sehr herzlich für die freundliche Überlassung von Unterlagen, die von ihm an den Bundesbahn-Baustellen erarbeitet worden sind.



Abb. 9. Abrisse, hervorgerufen durch Rutschereignisse in den mit Solifluktionsschutt überdeckten burdigalen Lockersedimenten im Weidegelände an der Deponie Eichenried.



Abb. 10. SW-Rand des Tertiär-vorkommens an der Kreisstraße 69 bei Mittelkalbach mit Blöcken aus Solling-Bausandstein und eingeschleppter kohligter Ton-Schluff-Lage am Übergang zwischen Kie-sig-sandigen Basisschichten und Elmer Braunkohlenstufe.

N

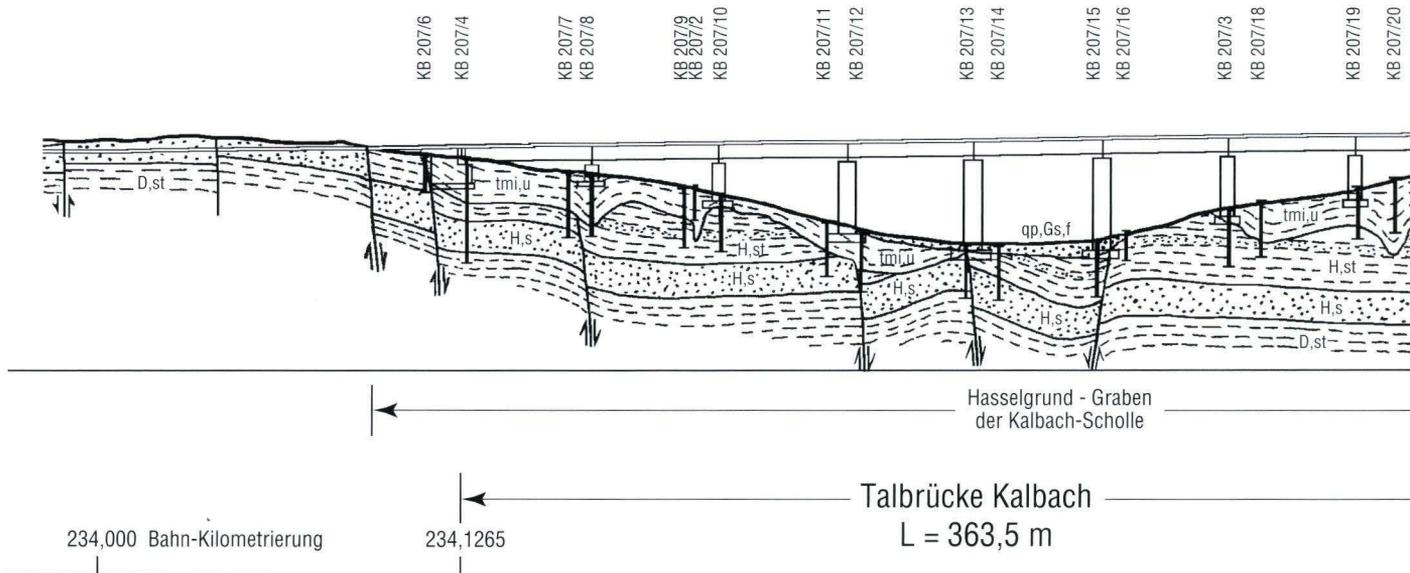
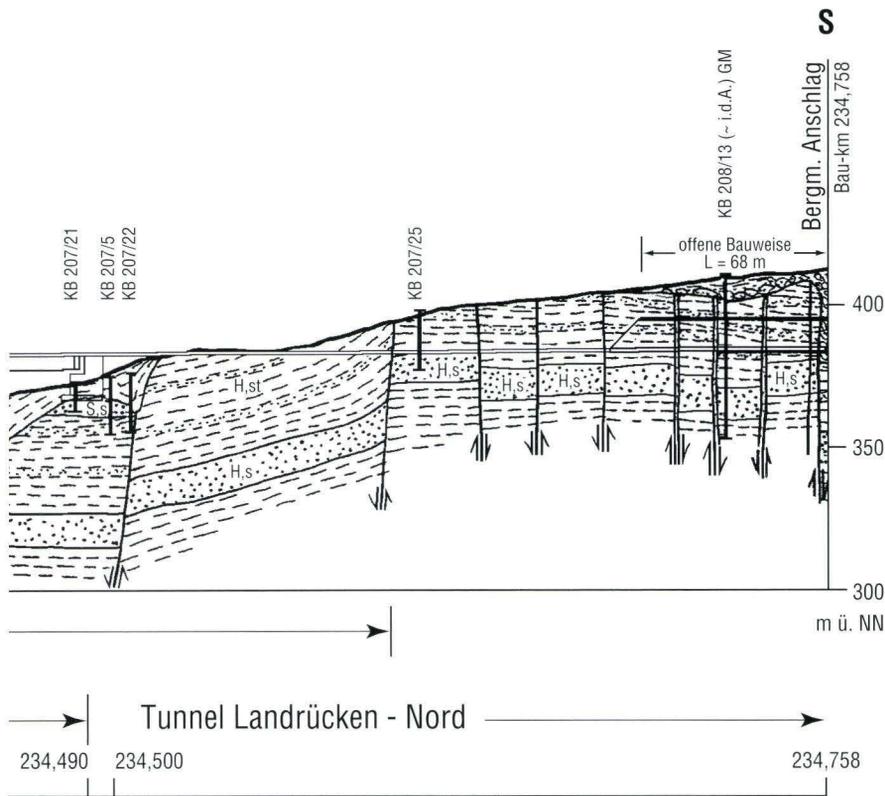


Abb. 11. Querschnitt durch den schwach eingesenkten Hasselberg-Graben im Bereich der Kalbach-Talbrücke; geologische Situation nach dem Ergebnis der

4. Schriftenverzeichnis

- BLANCKENHORN, M. mit Beiträgen von SCHRÖDER, E. (1934): Erl. Geol. Kte. Preußen und benachb. dt. Ländern, Lfg. **314**, Bl. [5523] Neuhof: 48 S., 1 Abb.; Berlin.
- BRÄUTIGAM, F., LAEMMLEN, M. & SIEBEN, T. (1991): Der Kirchheim-Tunnel, Regionalstratigraphische-tektonische Auswertung der geologischen Dokumentation eines Tunnels der DB-Neubaustrecke Hannover-Würzburg. – Geol. Jb., **A124**: 3–29, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- ENGELS, W. (1985): Die Neubaustrecke Hannover-Würzburg im Mittelabschnitt, eine 111 km lange Baustelle. – Die Bundesbahn **6**: 541–552, 25 Abb.; Darmstadt (Hestra Verl.).
- LAEMMLEN, M. (1970): Geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 5523 Neuhof mit Erl., 2. Neubearb. Aufl.: 274 S., 30 Abb., 5 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1975): Alt angelegte Züge im Landschaftsbild des Kreises Fulda – ein Beitrag zur Erdgeschichte. – Jb. des Landkreises Fulda **1975**: 119–126, 4 Abb.; Fulda.
- LAEMMLEN, M. (1991): Subrosionsschlote – Vulkanschlote – einige Beispiele aus Osthesen. – Geol. Jb., **A124**: 31–58, 18 Abb.; Hannover.
- LAEMMLEN, M. (2007): Neuere Aufschlüsse auf Blatt 5623 Schlüchtern – Geol. Jb. Hessen, **134**: 45–62, 11 Abb.; Wiesbaden.
- LAEMMLEN M., PRINZ, H. & ROTH, H. (1979): Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spessart-Rhön-Schwelle. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 207–250, 22 Abb.; Wiesbaden.
- STEHLIN, H. G. (1917): Miocäne Säugetierreste aus der Gegend von Elm (Prov. Hessen). – Verh. naturforsch. Ges. Basel, **28**: 191–205, 7 Abb.; Basel.
- STEGEMANN, W. (1964): Paläontologie und Stratigraphie einiger Sedimentvorkommen im Vogelsberg. – Ber. oberhess. Ges. Natur- und Heilkd. Gießen, NF, naturwiss. Abt., **33** (4): 251–279, 18 Abb.; Gießen.
- STEINHÄUSER, W. (1936): Tertiärgeologische und vulkanologische Untersuchungen am südöstlichen Vogelsberg und am Hessischen Landrücken. – Diss. Univ. Gießen: V + 138 S., 6 Abb., 7 Taf.; Gießen (H. Ritter, Grünberg/Hessen).

Manuskript eingegangen am 23.11.2006, angenommen am 1.3.2007



LEGENDE:

- qp,Gs,f = Nebentalagerungen
- tmi,u = Untermiozän
- S,s = Solling-Bausandstein
- H,st = Hardegsener Wechselfolge
- H,s = Hardegsener Sandstein
- D,st = Detfurther Wechselfolge

Explorations-Bohrungen und der Bauaufschlüsse.

ULF MAROLD¹ & CHRISTIAN OPP²

Abflussregulation und Retentionspotenzial im Schwarzbach-Einzugsgebiet/Taunus

Kurzfassung

Die Bewertung der Abflussretention von Hydrotopen kann auf Basis einer Klassifikation der Abflussregulationsfunktion durchgeführt werden. Dies wurde im mesoskaligen Einzugsgebiet des Schwarzbaches im Taunus überprüft. Im Ergebnis zeigt sich eine Dominanz von Flächen mit sehr geringer Retentionsfähigkeit. Aufgrund des hohen Anteils natürlich bedingten Direktabflusses sind die Möglichkeiten des dezentralen Hochwasserschutzes eingeschränkt. Zur Verbesserung der Retention und zur Vermeidung einer weiteren Verschärfung der Abflusssituation ist die Etablierung verschiedener Maßnahmen dennoch dringend zu empfehlen.

Abstract

The runoff retention of small-scale hydrological units can be evaluated with the help of the classification of the so-called "Abflussregulationsfunktion". Such an evaluation was implemented in the mesoscale catchment area of the Schwarzbach (Hesse, Taunus, Rhenish Slate Mountains).

As a result, it shows the dominance of areas with a very low level of water retention.

Due to the high percentage of natural direct runoff, the possibilities for a decentralised flood protection are limited. To improve the level of retention and to avoid a further intensifi-

Trotz verschiedener Anwendungsprobleme bietet das Verfahren zur Bestimmung der Abflussregulationsfunktion prinzipiell eine gute Grundlage für die Landschaftsplanung, insbesondere für Planungen, die dem vorbeugenden Hochwasserschutz dienen. Eine Weiterentwicklung dieses Verfahrens hin zu einer Methode, welche gezielt den Fragestellungen des dezentralen Hochwasserschutzes gerecht wird, stellt im Bereich der Forst-, Landschafts- und Stadtplanung ein sinnvolles Instrument dar.

cation of runoff, the application of several measures is highly recommended.

Despite several problems in its application, the method for evaluation of runoff regulation offers a good base for city and landscape planning procedures, especially for purposes of the prevention of floods within catchment areas.

A further development into a method, which is specifically oriented towards the questions of decentralised flood protection, may act as an expedient tool in regional planning.

Inhaltsverzeichnis

1. Problemstellung	76
2. Untersuchungsgebiet	76
3. Methodik	78
4. Ergebnisse	79
4.1 Räumliche Verteilung der Abflussregulationsfunktions-Klassen	79
4.2 Landnutzung im Einzugsgebiet des Schwarzbaches und ihre Relevanz für die Hochwasserretention	84
4.2.1 Wald	84
4.2.2 Streuobstwiesen und Grünland	84
4.2.3 Ackerflächen	85
4.2.4 Lineare Entwässerungselemente	85
4.3 Zusammenfassung der Ergebnisse	87
5. Maßnahmen zur Verbesserung und zum Erhalt des Retentionspotenzials in Teileinzugsgebieten	87
6. Ausblick	88
7. Schriftenverzeichnis	88

¹ Dipl.-Geogr. U. Marold (e-mail: u.marold@web.de), Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg, Deutschhausstr. 10, 35037 Marburg

² Prof. Dr. Ch. Opp (e-mail: opp@staff.uni-marburg.de), Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg, Deutschhausstr. 10, 35037 Marburg

1. Problemstellung

Der Weg des Wassers vom Ort des Niederschlages in das Gewässer wird nicht nur durch die Charakteristik des Niederschlages, sondern auch durch die naturräumliche Ausstattung des Einzugsgebietes gesteuert. Dabei bestimmen die hydrologischen Eigenschaften des Bewuchses, des Reliefs und des Bodens die Richtung, Form und Geschwindigkeit des Abflusses.

Entscheidend für die Bildung von Hochwasserwellen nach einem Niederschlagsereignis ist der Anteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss des Einzugsgebietes. Der Direktabfluss setzt sich zusammen aus dem Oberflächenabfluss, also der Abflusskomponente, die dem Vorfluter ohne Bodenpassage oberirdisch zufließt, und dem schnellen Zwischenabfluss (Interflow), welcher mit nur geringer Verzögerung in Abhängigkeit von Porensystem und Gefälle dem Vorfluter unterirdisch zugeführt wird (WOHLRAB et al. 1992, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

Mit zunehmendem Anteil des Direktabflusses am Gesamtabfluss nimmt in einem Einzugsgebiet die Wasserretentionsfähigkeit ab, wodurch es im Niederschlagsfall zur schnellen Bildung von Hochwasserwellen kommen kann. ZEPP (1992) bezeichnet diese „Leistungsfähigkeit des Landschaftshaushaltes, den Direktabfluss zu steuern und damit zu ausgeglicheneren Abflussverhältnissen beizutragen“ als Abflussregulationsfunktion.

Ein hydrologisch homogenes Teilgebiet wird nach DYCK & PESCHKE (1995) als Hydrotop bezeichnet. WALDENMEYER (2003: 193) versteht unter diesem Begriff „Flächen mit gleichen dominierenden Abflussprozessen“. Die Ermittlung der Abflussregulationsfunktion erfolgt gemäß dieser Definition auf Hydrotopbasis.

Die räumliche Darstellung der verschiedenen Hydrotopen kann einen wertvollen Beitrag für den Entwurf sinnvoller

Konzepte eines dezentralen Hochwasserschutzes leisten. Die Bewertung der Abflussregulation auf der Fläche eines Einzugsgebietes ermöglicht eine Lokalisierung von Hochwasserentstehungsgebieten. Sie erlaubt eine Einschätzung des Wasserrückhalts sowie des Hochwasserbildungsprozesses und kann die sachgemäße Auswahl geeigneter Hochwasserschutzmaßnahmen unterstützen.

Vor dem Hintergrund des im Januar 2003 erhebliche Schäden verursachenden Hochwassers am Schwarzbach im Taunus unternahmen die betroffenen Gemeinden verstärkt Bemühungen zur Entwicklung einer Hochwasserschutzstrategie für das Einzugsgebiet. Dies war Anlass für eine Bestandsaufnahme zur Retentionsfähigkeit der Einzugsgebietsfläche und des Gewässernetzes (MAROLD 2004).

Ziel der Untersuchung war es, die Charakteristik der Gebietsretention zu ermitteln und die Potenziale für eine dezentrale Hochwasserschutzstrategie auszuloten. Neben der Analyse der Einzugsgebietsfläche wurden zur Einschätzung des Retentionspotenzials des Gewässernetzes die Strukturgütekartierung ausgewertet und dabei Vorranggewässer für eine Renaturierung mit Synergieeffekt des Hochwasserschutzes ausgewiesen. Außerdem erfolgte eine Bestandsaufnahme der Siedlungsentwässerung, insbesondere der Versiegelungsgrade, unter dem Aspekt des Hochwasserschutzes.

Auch wenn sich die folgenden Ausführungen auf die Ergebnisse hinsichtlich der unbebauten Einzugsgebietsfläche beschränken, ist zu betonen, dass sich eine integrierte Planung niemals auf Einzelaspekte beschränken darf, sondern das gesamte Einzugsgebiet in seinem funktionalen Zusammenhang betrachtet werden muss.

2. Untersuchungsgebiet

In der EU-Wasserrahmenrichtlinie (EU-WRRL) (2000) sind die Bearbeitungsgebiete von Bestandsaufnahmen und Bewirtschaftungsplänen erstmals nicht auf herkömmliche administrative Grenzen (Kommunen, Landkreise, Länder) zugeschnitten, sondern orientieren sich an den natürlichen Flussgebietsgrenzen. Auf diese Weise wird der Beachtung räumlicher Zusammenhänge hydrologischer Prozesse erheblich mehr Rechnung getragen als dies durch die Bezugnahme auf administrative Grenzen möglich ist, deren Lage aus physisch-geographischer Sicht meist zufällig angeordnet sind und dabei funktionale Einheiten zerschneiden können. Dieser Argumentation folgend wurde im Rahmen der Untersuchung am Schwarzbach die Fläche des Untersuchungsgebietes deckungsgleich mit der des Schwarzbach-Einzugsgebietes gelegt. Eine Übersicht über das Untersuchungsgebiet bietet Abb. 1.

Das Einzugsgebiet des Schwarzbaches weist eine Fläche von 135 km² auf und ist somit dem mittleren Skalenbereich zuzuordnen. Es erstreckt sich über fünf Naturräume: Die Quellgebiete der zahlreichen Zu- und Nebenflüsse liegen in Hinter- und Hochtaunus, einige wenige kleine Zuflüsse auch im Vordertaunus. Der Schwarzbach durchquert das Taunus-Vorland und mündet in der Untermainebene in den Main. Aus der Vielzahl von Naturräumen ergibt sich ein heterogenes Naturraumgefüge mit unterschiedlicher Abflusswirksamkeit.

Die im Main-Taunus-Vorland vorherrschenden Parabraunerden aus Löss stellen eine fruchtbare Grundlage für den Ackerbau dar. Im Untersuchungsgebiet werden diese Flächen aber weitestgehend von Siedlungen eingenommen. Ein anderes Bild bietet der Vordertaunus und der aus Quarzithärtlingen aufgebaute Hochtaunuskamm: hier dominiert Wald. Dies ist vor allem auf das Relief mit hohen Reliefenergien und den vor-

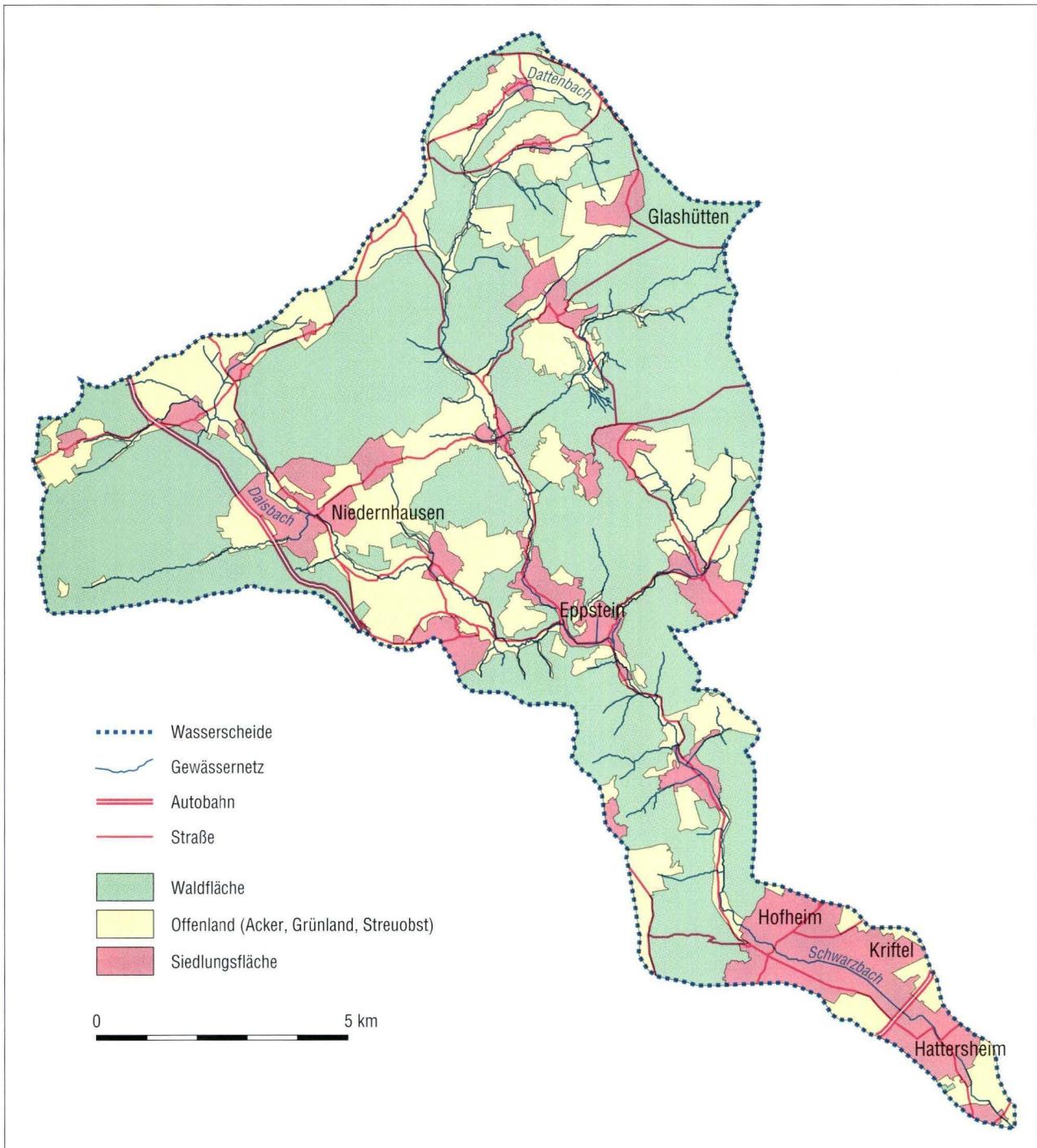


Abb. 1. Einzugsgebiet des Schwarzbaches/Taunus.

herrschenden Pseudogleyen zurückzuführen, welche sich aus Solifluktionsschutt entwickelt haben (SEMMELE 1993b). Lediglich örtlich, insbesondere auf den Hochflächen, ist auch landwirtschaftliche Nutzung auf Parabraunerden anzutreffen. Auf flacheren Hängen und vor allem in den Auen hat die Grünlandnutzung einen hohen Anteil, außerhalb der Auen kommen häufig auch Streuobstwiesen vor.

Der Rumpfflächencharakter des Hintertaunus äußert sich in einer vergleichsweise geringeren Reliefenergie. Das eher wellige Gelände wird durch Grünland- und Ackernutzung geprägt, innerhalb des Untersuchungsgebietes ist der Waldanteil in diesem Naturraum eher gering.

Ausführliche Darstellungen zur Gebietscharakteristik sowohl von Teilräumen als auch von den übergeordneten Naturräumen

des Untersuchungsgebietes bieten beispielsweise BAUER (1993, 1995), FICKEL & ZAKOSEK (1968), FICKEL (1974, 1977), GIESSÜBEL (1977), HERRMANN (1965), KLAUSING (1988), PLETSCH (1989),

SCHNEIDER (1997), SEMMEL (1990, 1993a, 2004), SEMMEL & ZAKOSEK (1970), UMLANDVERBAND FRANKFURT (UVF) (2000), WERNER (1975, 1977, 1978, 1979).

3. Methodik

Die Bewertung des Retentionspotenzials der Hydrotope des Schwarzbach-Einzugsgebietes wurde mittels des halbquantitativen Verfahrens zur Bewertung der Abflussregulationsfunktion nach ZEPP (1992) bzw. BRÄUNIG & ZEPP (1998) durchgeführt. Hier werden hydrologisch relevante Größen der Landschaft (Relief, Bewuchs, Landnutzung sowie Boden und Bodenwasser) nach Hydrotopen räumlich differenziert, jeweils einzeln hinsichtlich ihrer Regulationsfunktion bewertet und dementsprechend mit einer bestimmten Punkt- bzw. Wertzahl belegt. Die Punktsomme aller Faktoren innerhalb einer Raumeinheit führt zu Klassen der Abflussregulation von I (sehr hoch) bis V (sehr gering). Diese Klassifizierung dient als Grundlage für die Ableitung der Hydrotypen der Abflussretention. Tab. 1 bietet eine Kurzübersicht über das Verfahren nach BRÄUNIG & ZEPP (1998).

Bei der Bestimmung der Abflussregulationsfunktion im Einzugsgebiet des Schwarzbaches kamen folgende Unterlagen zur Anwendung:

- Topographische Karten 1 : 25 000 des Untersuchungsgebietes: Neben ihrer Funktion als Digitalisierungsgrundlage wurden die topographischen Karten zur Ableitung der Reliefneigung herangezogen.
- Bodenkarten 1 : 25 000 des Untersuchungsgebietes: Diese Karten dienen der Bewertung der bodenhydrologischen

Pufferung, des Bodenwassers (Grund- und Stauwasser) und der Gründigkeit.

- Biotoptypenkartierung des Umlandverbandes Frankfurt und der Landschaftspläne Niederrhein und Idstein: Die Biotoptypenkartierung erlaubte die flächendeckende Darstellung der Bodennutzung.

Die für das Einzugsgebiet des Schwarzbaches vorliegenden Daten konnten allerdings in einigen Fällen nicht ohne weiteres für das Verfahren übernommen werden. Erschwert wurde dies insbesondere durch die unterschiedliche Datenqualität der verwendeten Bodenkarten. Die Datenanforderungen des Verfahrens mussten teilweise an die Datenlage im Einzugsgebiet angepasst werden. Dies führte zu einigen Modifikationen:

Für den Grund- und Stauwasserstand wird im Verfahren nach BRÄUNIG & ZEPP (1998) der Flurabstand in Dezimeter abgefragt. Ungeklärt bleibt dabei die Frage nach der jahreszeitlichen Varianz dieser Werte. In den Mittelgebirgslagen des Taunus besteht außerdem das besondere Problem eines – analog zum Relief – sehr heterogenen Grund- und Stauwasserstandes. Aus diesem Grund liegen im Einzugsgebiet des Schwarzbaches Grundwasserkarten nicht flächendeckend vor. Um derartige Karten zu erstellen, bedürfte es in einem solch heterogenen Gebiet eines besonders engmaschigen Messstellennetzes. Diese Voraussetzung ist im Bereich des Taunus nicht

Tab. 1. Verfahren zur Bestimmung der Abflussregulationsfunktion (vereinfachte Übersicht nach BRÄUNIG & ZEPP 1998).

Bewertungsgruppe	Kurzbeschreibung	Punkte		
Hangneigung	Neigungsgrade klassifiziert von 0–>15°	0–6		
Grundwasserstand	Flurabstand in dm <4–>20	V*, 0–5		
Stau- und Hangnässe	Flurabstand in dm 0–>10 in Verbindung mit Hangneigung	V*, 0–5		
Bodenhydrologische Pufferung	Bewertung nach Bodenart	0–5		
Gründigkeit	Zu- und Abschläge nach Klassen von <3–>10 dm, (nicht für wasserbeeinflusste Böden)	V*, (-2)–(+1)		
Bodenbedeckung	Berücksichtigung fünf verschiedener Arten der Bodenbedeckung	1–5		
Klassifikation der Abflussregulationsfunktion nach Bildung der Punktsomme				
≥18	14–17	10–13	7–9	≤6
I sehr hoch	II hoch	III mittel	IV gering	V sehr gering

* bei besonders ungünstigen Faktoren (z.B. Grundwasserstand <4 dm unter Flur) ist ungeachtet der anderen Bewertungsgruppen eine Einordnung in die Klasse V vorgesehen

gegeben. Eine sinnvolle Interpolation der vorhandenen Messstellen ist deshalb nicht möglich. Daher muss der Grund- und Stauwasserstand ersatzweise aus den entsprechenden Bodenhorizonten und ihrer Lage innerhalb des Bodenprofils abgeleitet werden.

In die Bewertung der bodenhydrologischen Pufferung fließt im Verfahren nach BRÄUNIG & ZEPP (1998) die Bodenart ein. Allerdings fehlt dabei der Hinweis, wie mit unterschiedlichen Horizontfolgen umgegangen werden soll. Innerhalb eines Bodenprofils kann die Bodenart wechseln, was sich unter Umständen auf die Abflussregulation des Bodens auswirkt. Beispielsweise wirkt ein Bodenhorizont mit hohem Tonanteil stauend, so dass er unterhalb eines verhältnismäßig durchlässigeren Horizontes den Zwischenabfluss fördern und somit zur Abflussbeschleunigung beitragen kann. Daher macht es weder Sinn, nur den oberen Bodenhorizont heranzuziehen, noch einen „Durchschnitt“ aller im Profil vorkommenden Bodenarten zu bilden, da auch die Reihenfolge und Mächtigkeiten der Horizonte von Bedeutung sind. In Ermangelung eines vorgegebenen Regulariums wurde zur Punktvergabe ein Entscheidungsbaum entworfen, der unter Einbezug der Horizontverteilung und -mächtigkeiten eine präzisere Qualifizierung der bodenhydrologischen Pufferung erlaubt. Auf diese Weise war es möglich, jeder Bodeneinheit eine Wertzahl zuzuordnen und somit eine Bewertung der Abflussregulation im Sinne von BRÄUNIG & ZEPP (1998) durchzuführen.

Während in den Bodenkarten des Gebietes die Gründigkeit in verbal formulierten Klassen angegeben wird (sehr flachgründig, flachgründig, tiefgründig usw.), verlangt das Verfahren zur Bewertung der Abflussregulationsfunktion metrische Angaben der Gründigkeit. Daher wurden die Angaben der Bodenkarten mittels der Geoökologischen Kartieranleitung (LESER & KLINK 1988) dementsprechend übersetzt.

Auch hinsichtlich Bewuchs und Landnutzung erfolgten gegenüber dem Verfahren von BRÄUNIG & ZEPP einige Modifikationen. Nach wie vor unbefriedigend gelöst ist die Bewertung von Siedlungsflächen. Auf gering versiegelten städtischen Flächen wie Einfamilienhaussiedlungen oder Parkanlagen verlieren die hydrologischen Eigenschaften des Bodens und des Bewuchses ihre Bedeutung nicht vollkommen. Eine differenzierte Berechnung der Abflussregulationsklassen, bei der die auf den Siedlungsflächen aus Relief, Boden, Bodenwasser und Bewuchs errechnete Abflussregulationsklasse in Abhängigkeit des Versiegelungsgrades mit Abschlägen versehen wird (so vorgeschlagen von RÖDER in BASTIAN et al. 1999), konnte aber

im Rahmen der Untersuchung nicht durchgeführt werden, da die Siedlungsflächen in den Bodenkarten grundsätzlich nicht differenziert aufgenommen wurden. Daher erfolgte ein Ausschluss der Siedlungsflächen im Einzugsgebiet des Schwarzbaches von der Bewertung der Abflussregulationsfunktion. Es wurden aber unter Einbezug von Unterlagen der Eigenkontrollverordnung und der Schmutzfrachtberechnung typische Versiegelungstypen des Einzugsgebietes mit ihren jeweiligen Versiegelungsgraden bestimmt, um Aussagen über das Potenzial für dezentrale Hochwasserschutzmaßnahmen im Bereich der Siedlungswasserwirtschaft zu ermöglichen.

Aufgrund der ständig wechselnden Fruchtfolge auf Ackerflächen erfolgte keine Unterteilung zwischen Hackfrucht und Getreide für eine zeitlich nicht eingegrenzte Bestandsaufnahme. Auch wenn beide Anbauarten unterschiedlich starke Auswirkungen auf den Wasserhaushalt ausüben, ist eine einheitliche Wertzahl für Ackerflächen für eine konkrete Bewertung realistischer. Lediglich für den Entwurf unterschiedlicher Landnutzungsszenarien kann eine solche Differenzierung von Bedeutung sein. Für einige Landnutzungsarten, welche im Verfahren zur Bewertung der Abflussregulationsfunktion nicht vorgesehen sind, solche im Einzugsgebiet aber eine wichtige Rolle spielen, musste die Bewertung neu vorgenommen werden. Dies gilt für Streuobstwiesen, die vor allem auf Extensivflächen des Taunus vorkommen, für Kleingartenanlagen, welche im Rhein-Main-Gebiet eine große Bedeutung für die Naherholung besitzen und für den Erwerbsobstbau, welcher insbesondere im Bereich um Krißfeld landschaftsprägend ist.

Die Bewertungsgruppen wurden schließlich jeweils flächendeckend digitalisiert und anschließend verschnitten. Im Ergebnis wurden sowohl eine Karte der Abflussregulation des Einzugsgebietes erstellt als auch die Flächenanteile der Klassen ermittelt. Um die Aussagefähigkeit des Ergebnisses zu erhöhen, erfolgte zusätzlich eine Qualifizierung der Klassen, d.h. innerhalb einer Klasse wurde unterschieden, welche Faktoren das Ergebnis maßgeblich beeinflussen und im Abflussprozess eine tragende Rolle spielen.

Neben der Berechnung der Abflussregulationsklassen auf Grundlage existierender Karten (s.o.) wurden in allen Naturräumen und Reliefeinheiten exemplarische Kartierungen durchgeführt, um nicht in Karten festgehaltene, aber für die Niederschlagsretention und Abflussbildung bedeutsame Standortbedingungen stichprobenartig zu erfassen (Art und Struktur des Bewuchses, Extensivierungsgrade, Erosionsmerkmale, Kleinrelief, Bewirtschaftungsform u.a.).

4. Ergebnisse

4.1 Räumliche Verteilung der Abflussregulationsfunktions-Klassen

Durch die Berechnung der Abflussregulationsklasse und nicht zuletzt durch ihre Qualifizierung konnte ein Überblick über das Abflussverhalten der Flächen im Einzugsgebiet des

Schwarzbaches gewonnen werden. Die Klassifizierung zeichnet somit die räumliche Anordnung unterschiedlicher Hydrotope nach. Die Hydrotope bilden innerhalb des Einzugsgebietes

erwartungsgemäß ein bestimmtes Muster, welches die naturräumliche Ausstattung des Gebietes widerspiegelt. So können innerhalb des Einzugsgebietes Teilräume ausgegliedert werden, die sich durch ein bestimmtes Hydrotopgefüge auszeichnen.

Abb. 2 zeigt einen Überblick der räumlichen Verteilung der Abflussregulationsklassen im Einzugsgebiet des Schwarzbaches. Um die Aussagekraft zu verbessern und somit die Interpretationsfähigkeit der Ergebnisse und die Wahl von Maßnahmen zu erleichtern, wurden die Klassen der Abflussregulation in

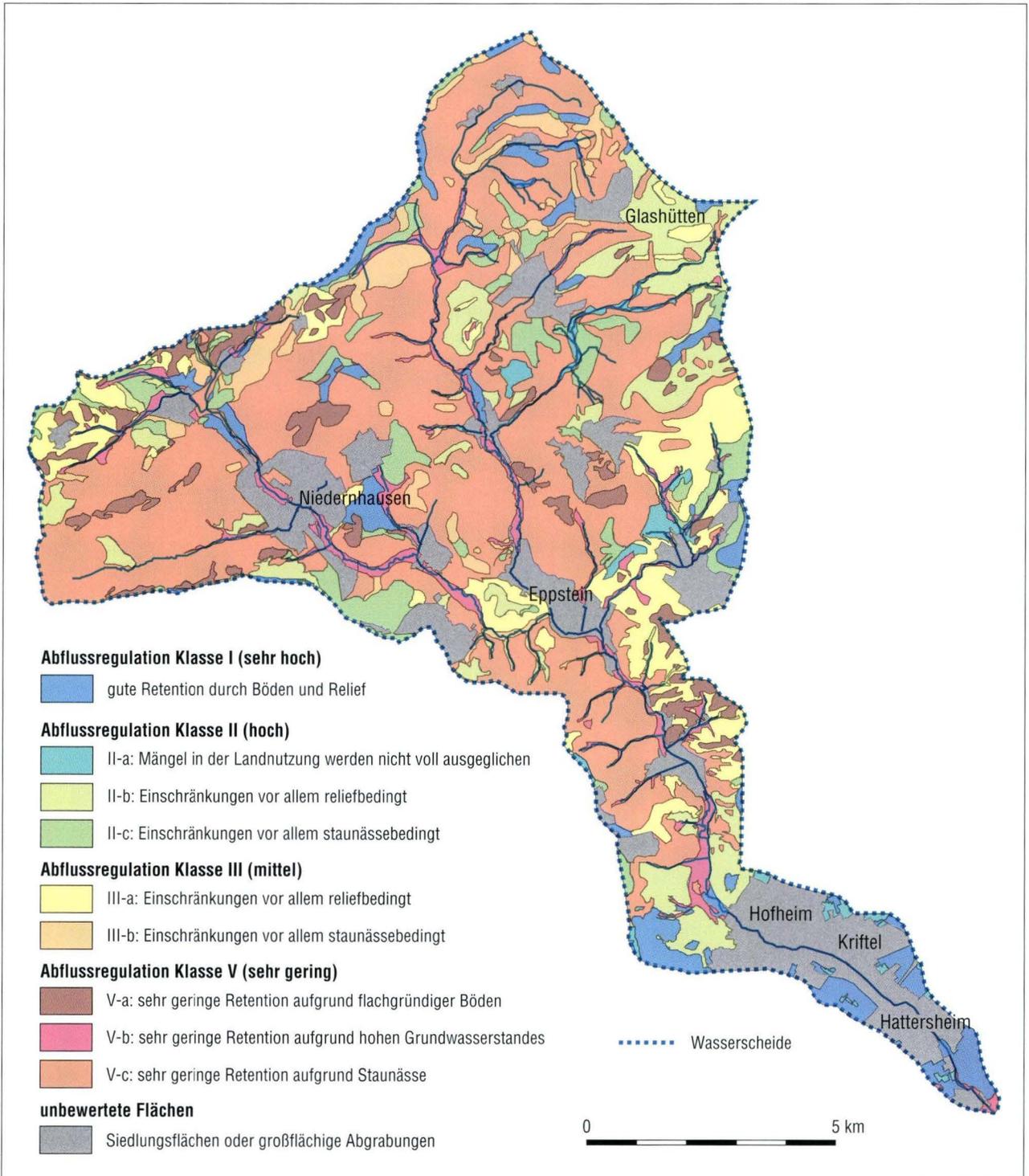


Abb. 2. Klassifikation der Abflussregulationsfunktion im Einzugsgebiet des Schwarzbaches/Taunus.

Untergruppen unterteilt. Diese Untergruppen beschreiben die Faktorenkonstellation. Dabei wird der „minimierende Faktor“ benannt, also jener Bewertungsgruppe, welcher im Bewertungsverfahren eine besonders geringe Punktzahl zugesprochen wurde und daher die Gesamtpunktzahl des entsprechenden Hydrotops wesentlich minimiert wird.

Anhand der Abflussregulationsklassen können die Hydrotope wie folgt gegliedert werden.

Klasse I: Hydrotope mit sehr hoher Abflussregulationsfunktion

Die Klasse I der Abflussregulation muss nicht weiter unterteilt werden, da sie in allen Fällen das gleiche Bild bietet: Die Hydrotope im Einzugsgebiet des Schwarzbaches, welche sich durch eine sehr hohe Abflussregulationsfunktion auszeichnen, haben als wesentliche Eigenschaft ein flaches Relief gemeinsam. Dabei treten als Bodentypen vor allem Parabraunerden, ferner auch Pseudogley-Parabraunerden oder Pseudogleye auf. Bei den Parabraunerden, welche insbesondere im Bereich des Main-Taunus-Vorlandes anzutreffen sind, ist als Ausgangssubstrat fast ausschließlich Löss zu nennen. Im Ah- und Al-Horizont sind als Bodenarten vorwiegend sandige Lehme, im Bt-Horizont tonige Lehme zu nennen. Diese Bodenarten gewährleisten einen ausgeglichenen Wasserhaushalt, daher führen sie im Verfahren nach BRÄUNIG & ZEPP (1998) zu einer hohen Bewertung der bodenhydrologischen Pufferung. Unberücksichtigt bleibt allerdings die Lagerungsdichte der Böden. Aufgrund der meist intensiven Landnutzung kann mit Bodenverdichtungen gerechnet werden. Die auf nicht wenigen Flächen im Taunus vorkommende Staunässe beeinflusst im Verfahren nach BRÄUNIG & ZEPP (1998) die Abflussregulationsfunktion erst bei einer Hangneigung von mehr als 2°. Auf den Flächen mit sehr hoher Abflussregulationsfunktion sind unterschiedliche Landnutzungen anzutreffen. Generell lässt sich aber ableiten, dass auf den Flächen mit Parabraunerden vorherrschend intensive Ackernutzung betrieben wird, während auf den Pseudogleyen Grünland oder auch Wald anzutreffen sind.

Mit einem Anteil von 5,5 % an der Gesamtfläche konzentrieren sich die Flächen der Abflussregulationsklasse I auf das Main-Taunus-Vorland südlich von Hofheim und auf die Hochflächen des Taunus (zum Beispiel östlich von Niedernhausen sowie im Bereich des Hintertaunus am Nordrand des Einzugsgebietes), außerdem auf grundwasserferne Bereiche der Auen.

Klasse II: Hydrotope mit hoher Abflussregulationsfunktion

II-a: Gute Wasserretention durch Boden- und Reliefmerkmale, Mängel in der Landnutzung werden nicht voll ausgeglichen

Bei der Berechnung der Abflussregulationsklassen fällt auf, dass die Art der Landnutzung in dieser Bewertung eine unter-

geordnete Rolle spielt. Eine Ausnahme bilden wenige kleinere Flächen des Main-Taunus-Vorlandes, die der Abflussregulationsklasse II (hoch) zugeordnet werden konnten. Die rechteckige Form dieser Flächen lässt erkennen, dass die Unterteilung auf die Landnutzung zurückzuführen ist. Dabei sind zwei unterschiedliche Faktorenkombinationen zu unterscheiden:

Zum einen quert südwestlich und nördlich von Kriftel von SW nach NE eine Terrassenkante das Einzugsgebiet. Trotz der das Terrassenrelief ausgleichenden Lössbedeckung (SEMMELE 1993a) werden in diesen Bereichen Hangneigungen zwischen 2 und 4° erreicht. Zum anderen sind nordöstlich und südlich von Hattersheim örtlich stark erodierte Parabraunerden anzutreffen. Die bodenhydrologische Pufferung ist hier gegenüber nicht erodierten Parabraunerden dieses Raumes eingeschränkt, da die Mächtigkeit des Oberbodens reduziert ist und somit der weniger abflussregulierend wirkende Bt-Horizont an Bedeutung gewinnt. Trotz dieser Beeinträchtigung ist ein Großteil dieser Flächen noch in die Abflussregulationsklasse I einzustufen. Bei hinsichtlich der Wasserretention „ungünstigerer Landnutzung“ (Ackerbau, Erwerbsgartenbau) konnte hier jedoch die Abflussregulationsklasse II-a errechnet werden. Dieser Fall tritt bei nur 0,3 % der Gesamtfläche des Einzugsgebietes auf. Abb. 3 illustriert diese Faktorenkombination am Beispiel von Acker- und Erwerbsobstbauflächen SW von Kriftel.

II-b: Gute Wasserretention durch Boden- und Landnutzungsmerkmale, Einschränkungen reliefbedingt

Anders als bei Klasse II-a weisen hier Boden und Landnutzung zufriedenstellende Werte auf, während das Relief als einschränkender Faktor fungiert. Diese Hydrotope bilden innerhalb des Einzugsgebietes wenige Inseln mit einem Anteil von 9,7 % an der Gesamtfläche. Großflächig finden sich Hydrotope mit der Abflussregulationsklasse II-b im Bereich zwischen dem Oberlauf des Silberbaches, dem Westhang des Kleinen Feldberges und Glashütten. Dieser Komplex setzt sich südlich des Silberbaches, im Bereich um den Steinkopf und Eichkopf fort (Abb. 4). Ein weiterer räumlicher Schwerpunkt sind die Hänge des Schwarzbachtals oberhalb von Hofheim, hauptsächlich auf Standorten mit Braunerden und Parabraunerden. In den Bodenkarten sind hier tiefgründige Bodenhorizonte aus sandigem Lehm verzeichnet, wodurch gemäß dem Verfahren nach BRÄUNIG & ZEPP (1998) eine hohe bodenhydrologische Pufferung erzielt wird. Alle Hydrotope mit dieser Abflussregulationsklasse sind vollständig bewaldet. Die vorherrschende Hangneigung beträgt 7–15°.

II-c: Gute Wasserretention durch Relief- und Landnutzungsmerkmale, Beeinträchtigung der Wasserretention durch Staunässe

Die Klasse II-c beschränkt sich mit einem Flächenanteil von 5,9 % der Gesamtfläche auf Hydrotope mit staunässebeeinflussten Pseudogleyen. Ausgangssubstrat der Pseudogleye ist dichtgelagerter Solifluktionsschutt. Aufgrund des flachen Reliefs

führt dies nur zu einer geringfügigen Einschränkung des Rückhaltepotenzials. Dementsprechend verteilen sich diese Hydrotope inselartig auf Stauwasserböden mit schwacher Hangneigung im Bereich zwischen 2° bis maximal 7°. Beispielhaft hervorzuheben ist die Hochfläche östlich von Oberjosbach, der Bereich NW von Bremthal, der südliche Ausläufer der Idsteiner

Senke bei Niederseelbach und am Heimbach sowie der nordöstliche Ausläufer der Hornauer Bucht nördlich von Fischbach. Als Landnutzungsarten sind sowohl Wald, extensives Grünland, in seltenen Fällen (so stellenweise westlich von Bremthal) auch Ackerland vorzufinden.

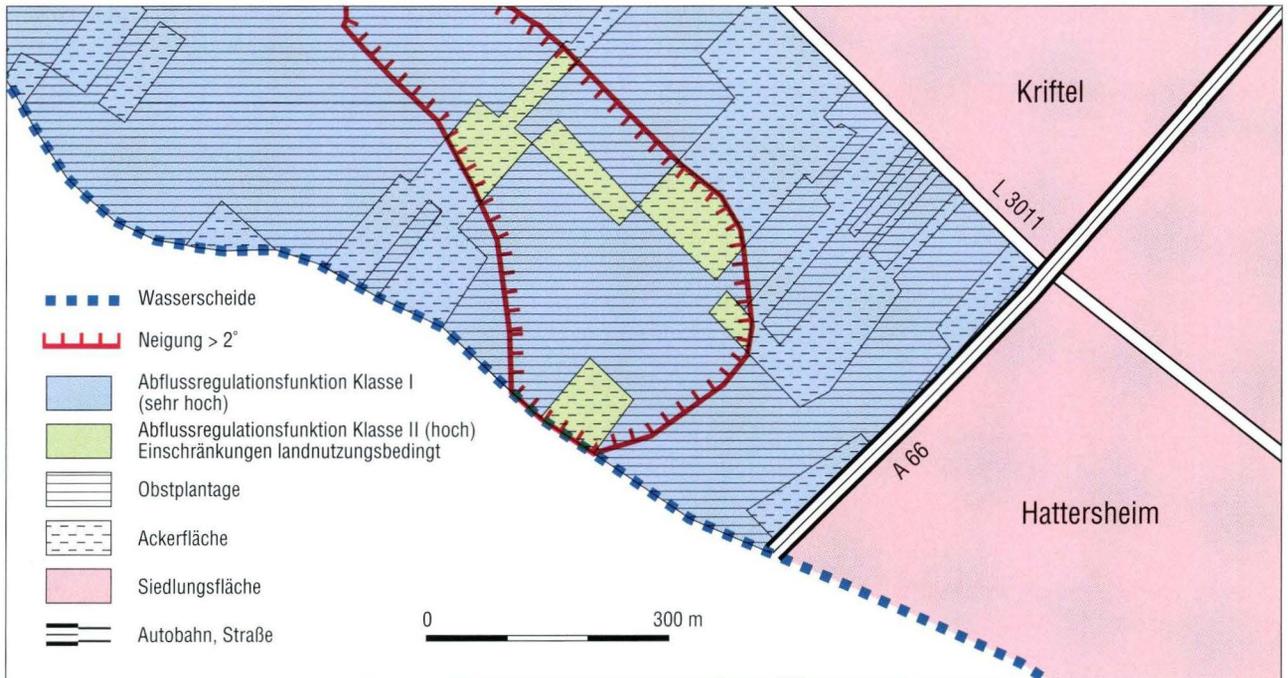


Abb. 3. Einschränkung der Abflussregulationsfunktion durch Ackernutzung in Verbindung mit steilerem Relief südwestlich von Kriftel.

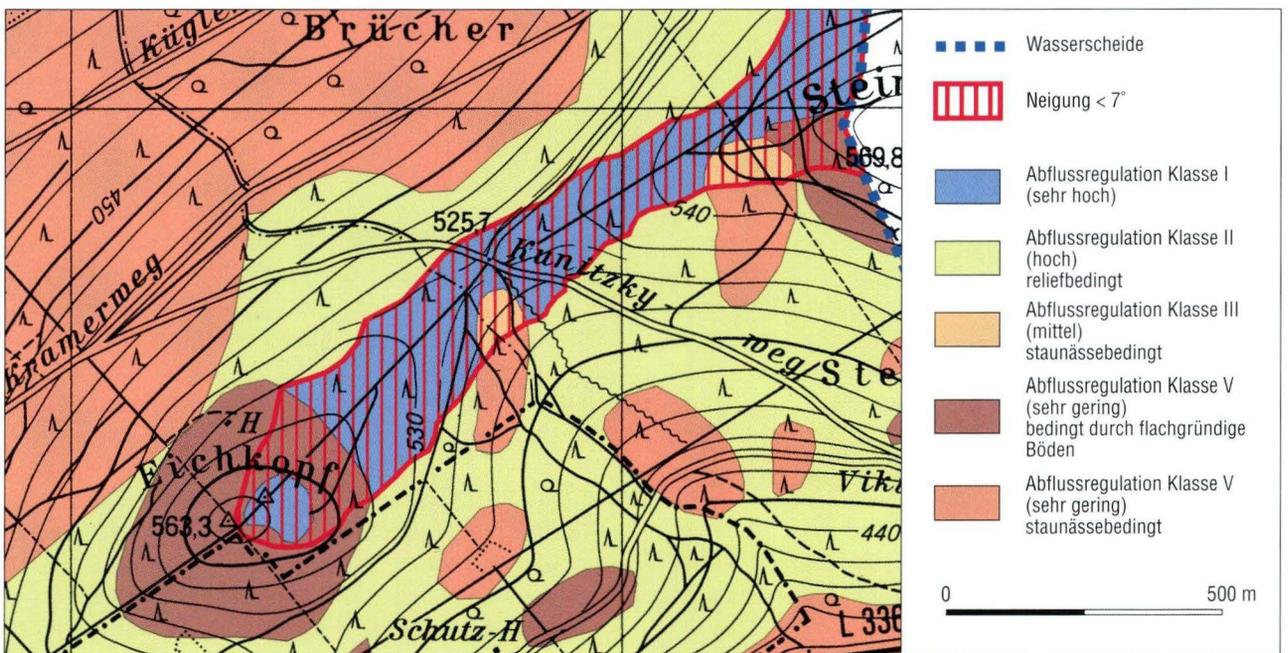


Abb. 4. Unterschiedliche Abflussregulationsklassen im Bereich des Eichkopfes/Hochtaunuskamm.

Klasse III: Hydrotone mit mittlerer Abflussregulationsfunktion

III-a: Befriedigende Wasserretention durch Boden- und Landnutzungsmerkmale, Einschränkungen vor allem reliefbedingt

Wie in Klasse II-b schränken in der Klasse III-a Reliefmerkmale die Wasserretention ein. Auf den Flächen der Klasse III-a liegen aber im Vergleich mit Klasse II-b den Abfluss weniger gut puffernde Böden oder Landnutzungen vor.

Flächen mit der Klasse III-a weisen einen Flächenanteil von 8,0 % an der Gesamtfläche des Schwarzbach-Einzugsgebietes auf. Sie sind innerhalb des Einzugsgebietes neben wenigen, kleineren Inseln auf zwei deutliche räumliche Schwerpunkte verteilt: Eine große Fläche findet sich im Bereich des westlichen Hintertaunus um Engenhahn mit einer Fortsetzung östlich von Lenzhahn. Hierbei handelt es sich um Parabraunerden im Bereich von Grünland oder Wald mit einer Hangneigung zwischen 7–14°.

Ein weiterer Schwerpunkt findet sich an den Osthängen des Schwarzbachtals zwischen Eppstein und Lorsbach. Das Rückhaltevermögen der hier vorherrschenden Parabraunerden unter Wald kann bei Hangneigungen zwischen 7° bis > 15° nur bedingt genutzt werden.

III-b: Einschränkungen der Wasserretention vor allem aufgrund staunasser Böden

Bei den Hydrotopen mit der Abflussregulationsklasse III-b handelt es sich um Pseudogleye auf flachem Relief, welche durch Staunässemerkmale bis dicht unter Flur in ihrer Abflussregulationsfunktion eingeschränkt sind. In einigen Fällen handelt es sich auch um Auenpseudogleye, welche erst ab 50 cm unter Flur Stauwasser aufweisen. Im Zusammenspiel mit einer nicht optimalen Landnutzung oder einem steileren Relief werden sie ebenfalls in die Klasse III-b einbezogen, auch wenn die Staunässemerkmale nicht so deutlich ausgeprägt sind wie bei den Pseudogleyen. Dies trifft auf 4,5 % der Einzugsgebietsfläche zu.

Klasse IV: Hydrotone mit geringer Abflussregulationsfunktion

Im Einzugsgebiet des Schwarzbaches wurde die Klasse IV nur vereinzelt auf extrem kleinen Flächen errechnet, so dass sie bei der kartographischen Darstellung der Generalisierung „zum Opfer fiel“ und nicht ausgewiesen ist. Bei diesen Flächen handelt es sich meist um hydromorph beeinflusste Böden (zum Beispiel Quellengleye), die aufgrund der jeweiligen Ausprägungen von Relief und Grund- bzw. Stauwasserhorizont schlechter als Klasse III bewertet wurden, aber noch nicht kategorisch in die Klasse V einzuordnen sind.

Klasse V: Hydrotone mit sehr geringer Abflussregulationsfunktion

Sämtliche Flächen, die mit der Klasse V bewertet worden sind, wurden nicht rechnerisch durch Addition der Bewertungsgruppen ermittelt, sondern sie sind ihr in allen Fällen aufgrund der kategorischen Einordnung von flachgründigen oder stark grundwasser- bzw. staunässebeeinflussten Böden zugeordnet worden. Die jeweils anderen Bewertungsgruppen bleiben entsprechend der Verfahrensregeln nach BRÄUNIG & ZEPP (1998) unbeachtet.

V-a: Sehr geringe Wasserretention aufgrund flachgründiger Böden

Auf den bewaldeten Kuppen des Taunus kommen häufig flachgründige Ranker vor. Die geringe Entwicklungstiefe dieser Böden erlaubt keine ausreichende bodenhydrologische Pufferung, so dass diese Hydrotone nur eine sehr geringe Abflussretention ermöglichen. Das Vorkommen dieser Flächen im Einzugsgebiet des Taunus zeichnet die beiden Taunuskämme nach, die das Einzugsgebiet von West nach Ost queren, so zum Beispiel am Eichkopf (Abb. 4).

Im Bereich des Westlichen Hintertaunus, der Idsteiner Senke und des Östlichen Hintertaunus sind großflächig Parabraunerden verbreitet, welche aufgrund des steilen Reliefs und der historischen Landnutzung allerdings großflächig gekappt bzw. erodiert sind. Durch die Erosion ist der Oberboden, welcher durch hohe Schluffgehalte eine hohe Wasserretention bewirkt, gekappt, so dass die Gründigkeit des Bodens stellenweise weniger als 3 dm beträgt. Gemäß den Verfahrensregeln sind die erodierten Flächen daher in die Abflussregulationsklasse V einzustufen, so dass hier ein Mosaik aus Flächen mit der Klasse III-a und der Klasse V-a vorliegt.

Ein vergleichbares Mosaik mit Hydrotopen auf flachgründigen Ranker-Braunerden findet sich am Osthang des Schwarzbachtals zwischen Eppstein und Lorsbach. Insgesamt nehmen Flächen der Klasse V-a 4,6 % der Einzugsgebietsfläche ein.

V-b: Sehr geringe Wasserretention aufgrund hohen Grundwasserstands

Bei den Flächen der Klasse V-b, die 4,5 % der Einzugsgebietsfläche einnehmen, handelt es sich um verschiedene Auenböden in nahezu allen Sohlen- und Muldentälern im Einzugsgebiet des Schwarzbaches. Entsprechend der Breite der morphologischen Aue sind diese Hydrotone an Dattenbach, Daisbach und Schwarzbach besonders stark ausgeprägt. Hier liegt nahezu ausschließlich Grünlandnutzung vor. Auch Hang- und Quellgleye sind mit der Klasse V-b belegt, finden sich aber nur kleinräumig. Dies konnte aber aufgrund der kartographischen Generalisierung nicht immer dargestellt werden.

Auch hier gilt, dass einige der mit dieser Klasse bewerteten Böden durchaus eine bessere Abflussregulationsfunktion haben können, wenn der Grundwasserstand tiefer unter Flur

liegt. Die Problematik der Festlegung von Grundwasserflurabständen wurde bereits diskutiert.

V-c: Sehr geringe Wasserretention aufgrund staunässebeeinflusster Böden

Diese Hydrotopen sind von Pseudogleyen, Parabraunerden und Braunerden geprägt, welche aus dichtlagerndem Solifluktionsschutt entwickelt und daher in der Regel staunass sind. In Kombination mit einer Hangneigung von mehr als 7° kommt es hier sehr leicht zur Bildung von Zwischenabfluss, auch wenn die Böden fast vollständig bewaldet sind.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes fällt der überwiegende Anteil der die Bachtäler flankierenden Taunusshänge in diese Kategorie. Aufgrund des hohen Flächenanteils von 41,9 % dominieren Hydrotopen mit der Abflussregulationsfunktionsklasse V-c das Abflussgeschehen im Einzugsgebiet des Schwarzbaches. Als Beispiel sei in Abb. 4 auf den großflächigen Bereich nördlich des Eichkopfes hingewiesen, welcher dem Südhang des Silberbachtals zuzuordnen ist.

Neben der vorherrschenden Bewaldung finden sich stellenweise aber auch andere Nutzungen, vor allem Streuobstwiesen und Grünland, in einigen Fällen, zum Beispiel im Bereich um Oberrod, auch Ackernutzung.

Unbewertete Flächen

Die unbewerteten Flächen entsprechen den Siedlungsflächen der Gemeinden, ferner Abtragungs- und Aufschüttungsflächen. Dies betrifft 15,1 % der Einzugsgebietsfläche.

4.2 Landnutzung im Einzugsgebiet des Schwarzbaches und ihre Relevanz für die Hochwasserretention

Bei der Beschreibung der Abflussregulationsfunktions-Klassen wurde bereits deutlich, dass mit dem verwendeten Verfahren die Landnutzung nur in seltenen Fällen in die Bewertung einfließt. Dennoch bleiben Struktur und Gestaltung der Landnutzung nicht ohne hydrologische Auswirkungen. Im Folgenden sollen einige Landnutzungen im Schwarzbach-Einzugsgebiet hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Hochwasserretention charakterisiert werden. In diese Charakterisierung fließen auch die Ergebnisse der exemplarischen Kartierung verschiedener Flächen des Einzugsgebietes ein.

4.2.1 Wald

Das Einzugsgebiet des Schwarzbaches ist zu etwa 60 % bewaldet. Der Wald konzentriert sich insbesondere auf die Hänge, stellenweise gibt es aber auch auf Hochflächen und in Tälern Waldvorkommen. Somit sind die meisten Flächen, auf welchen die Abflussregulationsklasse V-a und V-c ausgewiesen ist, waldbedeckt.

Im Untersuchungsgebiet dominieren Buchenwälder, oft

auch Buchen-Eichen-Mischwälder; seltener und vor allem auf dem Hochtaunuskamm kommen auch Fichtenforste vor.

Die kartierten Waldgebiete bestehen in der Regel aus einer einheitlichen Altersstruktur und sind somit aus nur einem Baumstockwerk aufgebaut. Daher ist der Interzeptionsspeicher zumeist auf die Baumkronen beschränkt.

Zur Einschätzung der Größe des Interzeptionsspeichers ist der Blattflächenindex von Bedeutung. Er beschreibt das Verhältnis der Blatt- bzw. Nadeloberflächen des Bestandes zu seiner überschirmten Bodenfläche. Bei einem großen Blattflächenindex ist der Interzeptionsspeicher und somit die Retention durch den Bewuchs größer als bei einem kleinen (WOHLRAB et al. 1992). Dabei spielt die Altersstruktur und der Vertikalaufbau des Bestandes eine Rolle, aber auch die Baumarten im Bestand: Im Untersuchungsgebiet des Schwarzbaches dominieren Baumarten mit einem hohen Blattflächenindex (z.B. Buche, Eiche, Fichte) gegenüber solchen mit einem geringen (z.B. Kiefer, Lärche).

Über die Auswirkung des Waldsterbens auf Hochwasserabflüsse gibt es noch keine gesicherten Erkenntnisse (LAWA 2000). Dennoch kann festgehalten werden, dass mit zunehmenden Nadel- bzw. Blattverlusten auch ein Verlust des Interzeptionsspeichers einhergeht. Flächige Bodenerosion, welche auf die großflächigen mittelalterlichen Rodungen zurückzuführen ist, kann die Schadensanfälligkeit der Bäume noch verstärken (SEMMELE 1990). Bei der hessischen Waldzustandserhebung 2004 konnte eine deutliche Verschlechterung des Kronenzustandes gegenüber dem Vorjahr festgestellt werden. Dies ist auch auf das außergewöhnlich warme und niederschlagsarme Jahr 2003 zurückzuführen (HMULV 2004).

Das Retentionspotenzial des Waldes kann auch durch Windwurf und den daraus resultierenden offenen Flächen reduziert werden. Dies gilt insbesondere für die im Untersuchungsgebiet nicht bodenständigen Fichtenbestände, aber auch für andere Koniferen. Aufgrund ihrer flachen Wurzelteller neigen Fichten leicht zu Windwurf. Besonders betroffen sind Bestände auf Flächen mit historisch bedingter starker Bodenerosion (Flurwüstungen) oder auf staunassen Pseudogleyen, wie SEMMELE (1993b) nach den schweren Sturmschäden des Winters 1990 am Beispiel des Vordertaunus feststellen konnte. Ob es durch die „stampfende“ Wirkung der flachwurzelnden Fichten – angetrieben durch die Wind-Turbation – in diesen Beständen zu Unterbodenverdichtungen (OPP 1998) und somit zur Ausbildung von Leitbahnen für den schnellen Zwischenabfluss kommt, kann zurzeit nur vermutet werden. Aus anderen Untersuchungsgebieten liegen diesbezügliche Erfahrungen vor. Ob das auch für das Schwarzbach-Einzugsgebiet zutrifft, müssen erst weitere Untersuchungen zeigen.

4.2.2 Streuobstwiesen und Grünland

Die Streuobstwiesen im Einzugsgebiet des Schwarzbaches unterscheiden sich hinsichtlich Baumdichte und Extensivie-

rungsgrad deutlich. Relativ intensiv gepflegtes Grünland mit vereinzelt, oft jungen Obstbäumen ist ebenso anzutreffen wie stark verbuschte Flächen, in welchen die Obstbäume von Schlehen- und Holundersträuchern, Brombeergebüsch und sonstigen Gehölzen umgeben sind und die Grünlandfläche in den Hintergrund tritt. Daraus ergeben sich unterschiedlich große Interzeptionsspeicher. Auch reines Grünland weist Unterschiede in seinem Extensivierungsgrad auf. Die Auswirkung auf den Interzeptionsspeicher fällt hier aber geringer aus als bei den Streuobstwiesen.

4.2.3 Ackerflächen

Im Einzugsgebiet des Schwarzbaches ist der Flächenanteil der intensiv landwirtschaftlich genutzten Flächen verhältnismäßig gering. Die kartierten landwirtschaftlichen Intensivgebiete nördlich von Hattersheim, südlich Langenhain, östlich von Lorsbach, nördlich von Fischbach sowie bei Krißtel werden durch eine relativ homogene, vergleichbare Gestaltung charakterisiert (Abb. 5). Es besteht auf allen kartierten Flächen eine sehr geringe Strukturvielfalt. Feldgehölze und Hecken sind nur sehr selten anzutreffen. Ackerrandstreifen sind in allen kartierten Fällen lediglich wenige Dezimeter breit und meist gemäht oder fehlen gänzlich. Die einzelnen Parzellen sind im Allgemeinen großflächig dimensioniert und meist nur durch einen in der Regel grasbewachsenen Fahrweg getrennt, die Hauptwege sind häufig befestigt.



Abb. 5. Strukturarme landwirtschaftliche Nutzfläche südlich von Langenhain.

Bei der überwiegenden Anzahl der untersuchten Agrarflächen fand eine hangparallele Bodenbearbeitung statt. In den wenigen Fällen, bei denen die Bearbeitung senkrecht zum Hang durchgeführt wurde, ist dies auf die ungünstige Bemessung der Parzelle zurückzuführen.

Die Ackerflächen des Untersuchungsgebietes unterliegen einem hohen Intensivierungsgrad und sind daher in hohem Maße erosionsgefährdet. Diese Gefährdung steigt mit zuneh-

mender Hangneigung und in Abhängigkeit zur Bodenart: Besonders betroffen sind Böden mit hohem Löss- oder Lösslehmanteil (MÜLLER 1990, SEMMEL 1990). Dadurch sind Parabraunerden aus Löss, wie sie im Main-Taunus-Vorland, aber auch in vielen landwirtschaftlichen Gunstlagen im Taunusgebiet vorkommen, besonders betroffen. Bodenerosion ist aber auch für die stellenweise landwirtschaftlich genutzten Pseudogley-Böden auf verhältnismäßig gering geneigtem Relief (zum Beispiel südlich von Langenhain) von großer Bedeutung (SEMMEL 1990). Fluviale Erosion und Abflussverhalten einer Fläche stehen in einem direkten Zusammenhang, so dass Erosionsmerkmale auch Zeichen einer geringen Abflussretention sein können.

Mit der Erosion geht unter Umständen ein weiterer Verlust der Abflussretention einher, wenn die bodenhydrologische Pufferung durch Profilkürzung vermindert wird.

Obwohl die Ackerflächen im Einzugsgebiet des Schwarzbaches einen relativ geringen Flächenanteil einnehmen und daher für die Ausbildung der Hochwasserwelle am Schwarzbach eine untergeordnete Bedeutung aufweisen, ist es allein im Hinblick auf den Bodenschutz wichtig, erosionshemmende Maßnahmen einzuleiten. Dies kann zum einen durch Methoden der konservierenden Bodenbearbeitung, zum anderen aber auch durch die Anlage hangparalleler Hecken geschehen.

Hangparallele Hecken können Bodenerosionen mindern und als Abflusshindernisse fungieren. Diese Fähigkeit wächst mit dem guten Zustand des Unterbewuchses und einem möglichst breit ausgebildeten Saum (LAWA 2000, MOCK 1992, MÜLLER 1990, SCHMIDT 2001).

4.2.4 Lineare Entwässerungselemente

Auch außerhalb der Siedlungen ist das Einzugsgebiet des Schwarzbaches durch ein dichtes Wegenetz erschlossen. Dieses wird für die Abflussbildung insbesondere im Bereich der Hänge relevant, welche im Einzugsgebiet meist bewaldet, häufig aber auch extensiv genutzt werden (Grünland, Streuobstwiesen). Diese Wege verlaufen in unterschiedlichsten Böschungswinkeln, vor allem kleinere Wege oft auch senkrecht zum Hang. Dort kommt es zu einem schnellen oberflächigen Abfluss des Niederschlagswassers. Dies gilt nicht nur für Asphaltwege, sondern auch für oft durch forstwirtschaftliche Fahrzeuge verdichtete Schotterwege oder Fahrspuren. Hier kommt es zu einer Verminderung der Infiltrationsfähigkeit (OPP 1998), wobei das abfließende Wasser oft zu erheblicher Erosion führt. Diese Tatsache konnte in zahlreichen Kartiergebieten im Taunus beobachtet werden, so zum Beispiel unter Wald am Nordhang des Theißbachtals und im Bereich des Fischbacher Kopfs, aber auch in landwirtschaftlich oder extensiv genutzten Gebieten. Abb. 6 zeigt einen Weg im extensiv genutzten Streuobstgebiet südlich des Hahnenkopfes bei Lorsbach: Trotz verhältnismäßig geringer Neigung sind hier tiefe Erosionsrinnen ausgebildet.

Stellenweise wurden bereits Maßnahmen ergriffen, den Abfluss auf Wegen zu hemmen. An den Hängen des Theißbachtals wird der Oberflächenabfluss der Wege stellenweise in seitlich am Weg angelegte Mulden eingeleitet. Nördlich des Fischbacher Kopfs wurden in einen flachen Entwässerungsgraben in kurzen Abständen zugeschnittene Baumstämme quer in den Graben gelegt, um eine Reduzierung der Fließgeschwindigkeit und eine höhere Versickerung herbeizuführen.

Doch auch hangparallel verlaufende Wege können zu einer Beschleunigung des Abflusses beitragen. Dies ist dann der Fall, wenn der Weg oder ein parallel zum Weg verlaufender Entwässerungsgraben den Hang anschneidet. Auf diese Weise kommt es über die gesamte betroffene Länge des Hanges zum Austritt von Zwischenabfluss (Returnflow), meist im Bereich der Basislage, welcher dann über den Entwässerungsgraben oder den Weg als schneller Oberflächenabfluss dem Gewässer zugeleitet wird.

Entsprechend gestaltete Wege sind auch im Einzugsgebiet des Schwarzbaches weit verbreitet.

Mit der hochmittelalterlichen zweiten Rodungsperiode fand der bis dahin umfangreichste Eingriff in die Waldgebiete der Mittelgebirge statt. Mit der verstärkten Ackernutzung

auch im Bereich der heute wieder bewaldeten Taunushänge kam es auch im Einzugsgebiet des Schwarzbaches zu einer flächenhaften, aber auch linearen Bodenerosion. Die linearen Erosionsformen wurden initiiert durch an das Gefälle orientierte Pflugrinnen, Ackerraine und Wege. Sie haben sich zu Kerbtälern von bis zu zehn Meter Tiefe entwickelt. Heute liegen die meisten dieser Runsen unter Wald, wodurch der Erosionsprozess wesentlich gehemmt, allerdings nicht gestoppt ist. (u.a. BAUER 1993, WERNER 1977, 1979, MOLDENHAUER 1993, GIESSÜBEL 1977). Im Untersuchungsgebiet konzentriert sich das Vorkommen dieser Runsen vor allem auf den Vordertaunus, insbesondere auf den Westhang des Schwarzbachtals (Abb. 7). Dadurch, dass die Runsen die Solifluktionsschuttdecken anschneiden, kann es hier zu einem lateralen Austritt des Zwischenabflusses kommen, welcher, kanalisiert durch das Kerbtal, schnell talwärts in den Schwarzbach geleitet wird (MOLDENHAUER & NAGEL 1989, MOLDENHAUER 1993, SCHNEIDER 1997). Verschärft wird diese Situation häufig durch anthropogene Einleitungen. So werden beispielsweise Straßenabwässer der L 3018 südlich von Langenhain in eine der Runsen am Westhang des Schwarzbachtals geleitet, die hier auch morphodynamische Prozesse auslösen. Die quasinatürlichen Austritte



Abb. 6. Erosionsrinnen auf einem Wirtschaftsweg südlich des Hahnenkopfes bei Lorsbach.



Abb. 7. Runse im Hofheimer Wald.

von Zwischenabfluss und Grundwasser weisen hingegen unter den aktuellen Bedingungen keinen nennenswerten Einfluss auf die Morphologie der Runsen auf (BAUER 1993).

4.3 Zusammenfassung der Ergebnisse

Bezüglich der Abflussregulationsfunktion und des Retentionspotenzials im Einzugsgebiet des Schwarzbaches können zusammenfassend folgende Aussagen getroffen werden:

1. Das Relief kann insgesamt als bestimmender Faktor der Direktabflussbildung angesehen werden: Mit Ausnahme der grundwasserbeeinflussten Auenböden liegen die meisten Flächen der Abflussregulationsfunktions-Klasse II, alle Flächen der Klasse III und die staunassen Böden der Klasse V im Bereich steileren Reliefs. Eine sehr hohe Abflussregulationsfunktion (Klasse I) liegt nur in Bereichen mit einer Neigung von maximal 7° vor, wobei bereits bei mehr als 2° zur Kompensation des „steileren“ Reliefs eine „günstige“ Bodenbedeckung vorliegen muss.
2. Die weit verbreiteten Solifluktionsschutdecken verstärken noch die Wirkungen des geneigten Reliefs, da die wasserstauenden Substrat- und Bodenhorizonte eine Tiefensickerung und Zwischenspeicherung des Niederschlages einschränken und den Zwischenabfluss prononciert talwärts

fördern. Durch die Kombination von Stauwasserböden und Neigungen über 15° liegt in allen Fällen eine sehr geringe Abflussretention vor. Der große Anteil der Flächen im Untersuchungsgebiet, welcher beide Bedingungen aufweist, lässt erkennen, dass das Einzugsgebiet des Schwarzbaches schon aufgrund der Naturausstattung relativ leicht zur Hochwasserbildung neigt.

3. Die Landnutzung spielt aufgrund dieser Bedingungen eine untergeordnete Rolle. Dennoch ist die Vegetation in Hinblick auf Interzeptionsspeicher und Erosionsschutz ein wichtiger Faktor. Es zeigt sich aber, dass die Landnutzung im Einzugsgebiet des Schwarzbaches nicht immer die günstigsten Bedingungen für die Wasserretention aufweist: Erfreulicherweise dominiert zwar Wald, in Teilen davon erhöht aber das Vorkommen nicht bodenständiger Koniferen die Anfälligkeit gegenüber Windbruch und Krankheitsbefall, was den Abfluss fördert. Die landwirtschaftliche Nutzfläche ist weitgehend strukturarm und daher in hohem Maße erosionsgefährdet. Sowohl im Wald als auch auf landwirtschaftlichen Nutzflächen wirken lineare Entwässerungselemente (Wegenetz, Entwässerungsgräben, Runsen) häufig abflussfördernd, insbesondere wenn sie zwischenabflussleitende Bodenschichten anschnitten und so eine oberflächige „Kanalisierung“ des Abflusses bewirken.

5. Maßnahmen zur Verbesserung und zum Erhalt des Retentionspotenzials in Teileinzugsgebieten

Die starke natürliche Abflussbildung schränkt die Möglichkeiten wirksamer dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen in der Fläche ein. Dennoch kann die Beseitigung vorhandener Landnutzungsmängel einer Verschärfung der Abflusssituation entgegenwirken und einen Beitrag zu einem ausgeglichenen Landschaftswasserhaushalt leisten. Diese Maßnahmen sind umso wirkungsvoller, je flächendeckender sie umgesetzt sind.

Es ist festzuhalten, dass Maßnahmen des dezentralen Hochwasserschutzes meist positive Synergieeffekte auf andere Umwelt- und Naturschutzbelange ausüben. Dies sind zum Beispiel:

- Förderung der Grundwasserneubildung durch Begünstigung der Versickerung, zum Beispiel durch die Etablierung von Muldenrückhalten und bei Beseitigung linearer Entwässerungselemente,
- Verbesserung des Mikroklimas durch Erhöhung der Interzeptionsverdunstung, zum Beispiel durch die Anlage von Hecken,
- Reduzierung der Bodenerosion und damit verbunden die Minderung von Sediment- und Nährstoffbelastungen der Fließgewässer,
- Beiträge zur Aufwertung von Biotopen und zum Biotopverbund, zum Beispiel durch Fließgewässerrenaturierung und der Anlage von Hecken.

Für die Verbesserung des Retentionspotenzials ist allgemein eine Flächenextensivierung anzustreben. Dadurch wird Bodenerosion gehemmt, zusätzlicher Interzeptionsspeicher geschaffen und die Wasserhaushaltsgrößen den natürlichen Verhältnissen angenähert. Aufgrund geringerer Erkrankungs- und Windwurfgefährdung sind Fichtenforste sukzessive durch bodenständige Baumarten (Buche, Eiche) zu ersetzen.

Landwirtschaftliche Nutzflächen müssen mit bodenschonenden Bearbeitungsmethoden bewirtschaftet werden. Im Untersuchungsgebiet stellen fehlende Heckenstreifen ein großes Defizit dar. Aus Gründen der Abflussreduzierung, des Bodenschutzes und des Biotopverbundes besteht hier ein großer Handlungsbedarf.

Die Etablierung von Kleinstrückhalten muss flächendeckend geschehen. Durch lineare Elemente konzentrierter Oberflächenabfluss kann in diese eingeleitet und so wieder der Bodenpassage zugeführt werden.

Insbesondere in Gewässereinzugsgebieten mit einer naturbedingt geringen Abflussretention auf der Einzugsgebietsfläche können Gewässerrenaturierungen, die eine Laufverlängerung und eine Verbesserung der Ausuferungsfähigkeit der Gewässer bewirken, einen Hochwasserschutzeffekt bewirken. Für das Gewässernetz des Schwarzbaches wurden für ent-

sprechende Renaturierungsmaßnahmen besonders geeignete Abschnitte ausgewählt (MAROLD 2004).

Der zunehmende Siedlungsdruck führt auch im Einzugsgebiet des Schwarzbaches zu einem verstärkten Verlust von Freiflächen. Der größte Anteil der bereits bestehenden Siedlungsfläche konzentriert sich auf das durch Parabraunerden auf flachem Relief geprägte Main-Taunus-Vorland. Durch die Bebauung ist die Speicherfähigkeit dieser Flächen bereits stark eingeschränkt. Weitere Siedlungsausweisungen, so zum Beispiel im Flächennutzungsplan für den Nordosten der Stadt Hattersheim vorgesehen, werden einen weiteren Verlust von Flächen mit der Abflussregulationsklasse I nach sich ziehen.

Zwar wirkt sich der Verlust der Retentionsleistung der Hydrotope, z.B. durch Baumaßnahmen, in der Regel nicht wesentlich auf die Verschärfung der Hochwasserbildung an Ort und Stelle aus, dennoch findet langfristig und im Einzugsgebiet eine Kumulation statt. Auf diese Weise kann es auf Dauer und im Gesamttraum zu einem massiven Verlust von Retentions-

volumen kommen. Umgekehrt bewirken vereinzelte Maßnahmen, welche die Abflussretention der Fläche verbessern, keine nennenswerte Dämpfung des Hochwasserscheitels. Zahlreiche, dezentrale Maßnahmen können aber durchaus einen wirkungsvollen Effekt erzielen.

Bei dem beschriebenen kumulativen Verlust von Retentionsraum handelt es sich um ein persistentes Umweltproblem. Ein solches zeichnet sich durch einen schleichenden Prozessverlauf, diffuse Verursacherverhältnisse und eine eingeschränkte Wahrnehmbarkeit aus. Eine Prävention ist hier durch das Fehlen von Bewertungsmaßstäben erschwert (SIEDENTOP 2004).

Nur durch die Kombination von Maßnahmen des vorbeugenden Hochwasserschutzes erstens in der Fläche (Nutzung und ggf. Verbesserung des Retentionspotentials der Flächen, insbesondere des Bodenspeichers und des Muldenrückhalts) sowie zweitens am Gewässernetz (im Sinne des Hessischen Retentionskatasters, HRK 2006) kann die Abflussretention im Einzugsgebiet bedeutend verbessert werden.

6. Ausblick

Die Bewertung der Wasserretention bzw. der Abflussregulationsfunktion mit Hilfe des Verfahrens nach BRÄUNIG & ZEPP (1998) im Einzugsgebiet des Schwarzbaches verdeutlicht die dominanten Abflussprozesse. Dieses Verfahren ermöglicht zwar eine Einschätzung des Retentionspotentials unterschiedlicher Flächen, weist aber in der Anwendung einige Probleme auf. Diese konnten nur teilweise gelöst werden (MAROLD 2004). Problematisch waren:

- die mangelnde Flexibilität bei der Datenanforderung,
- die Nichtbeachtung jahreszeitlicher Varianzen,
- die unzureichende Auflösung der Klassen zur Darstellung des Einflusses der Landnutzung,
- der Umgang mit Siedlungsflächen,
- der Einbezug weiterer für die Hochwasserbildung und -steuerung relevanter Einzugsgebietscharakteristika (zusammengestellt in OPP 2004) sowie
- keine Möglichkeit zur näheren Qualifizierung der Abflussregulationsklassen.

Der Ansatz des Verfahrens zur Bewertung der Abflussregulationsfunktion nach BRÄUNIG & ZEPP (1998) bietet aber trotz dieser Mängel prinzipiell eine gute Grundlage für die Planung von Maßnahmen des dezentralen Hochwasserschutzes.

Angestrebt wird daher eine Weiterführung des für die Landschaftsplanung entwickelten Verfahrens hin zu einer Methode, welche gezielt den Fragestellungen des dezentralen Hochwasserschutzes gerecht wird. Dabei soll das Verfahren an alle Skalen angepasst, weitere wichtige Faktoren der Abflussbildung einbezogen und eine Flexibilisierung in der Anwendung erreicht werden.

Vor allem aber soll die Aussagekraft der Ergebnisse erhöht werden, um damit die Möglichkeiten für neue Anwendungen des dezentralen Hochwasserschutzes im Bereich der Forst-, Landschafts- und Stadtplanung aufzuzeigen.

7. Schriftenverzeichnis

- BASTIAN, O. & SCHREIBER, K.-F. (Hrsg.) (1999): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. – 2. Aufl.: 564 S.; Heidelberg.
- BAUER, A. (1993): Bodenerosion in den Waldgebieten des östlichen Taunus in historischer und heutiger Zeit. – Frankfurter geowiss. Arb., **D14**: 191 S.; Frankfurt a.M.
- BAUER, A. (1995): Erosionsschluchten im östlichen Taunus. Ihre Beziehung zum oberflächennahen Untergrund und zur historischen Landnutzung. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 139–148; Wiesbaden.
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.J. (1996): Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie. – 2. Aufl.: 694 S.; Berlin.
- BRÄUNIG, A. & ZEPP, H. (1998): Die Bewertung der Abflussregulationsfunktion im Vergleich mit hydrologischen Standardverfahren. – In: PÖRTGE, K.-H. & DEUTSCH, M. (Hrsg.): Aktuelle und historische Hochwasserereignisse. – Erfurter geogr. Studien, **7**: 77–92; Erfurt.
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): Grundlagen

- der Hydrologie. – 3. Aufl.: 536 S.; Berlin (Verlag für Bauwesen).
- EU-WASSERRAHMENRICHTLINIE (EU-WRRL) (2000): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. – Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften L 327 vom 22.12.2000: 72 S.; Luxemburg.
- FICKEL, W. (1974): Erläuterung zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 5816 Königstein i. Taunus. – 113 S.; Wiesbaden.
- FICKEL, W. (1977): Erläuterung zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 5716 Oberreifenberg. – 120 S.; Wiesbaden.
- FICKEL, W. & ZAKOSEK, H. (1968): Erläuterung zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 5815 Wehen. – 102 S.; Wiesbaden.
- GIESSÜBEL, J. (1977): Nutzungsbedingte Änderungen im Naturraum – dargestellt an Beispielen aus dem Rhein-Main-Gebiet und Nordhessen. – Rhein-main. Forsch., **85**: 203 S.; Frankfurt a.M.
- HERRMANN, R. (1965): Vergleichende Hydrogeographie des Taunus und seiner südöstlichen Randgebiete. – Giessener Geogr. Schriften, **5**: 152 S.; Giessen.
- HMULV (HESSISCHES MINISTERIUM FÜR UMWELT, LÄNDLICHEN RAUM UND VERBRAUCHERSCHUTZ) (2004): Waldökosystemstudie Hessen. Waldzustandsbericht 2004. – 27 S.; Wiesbaden.
- HRK (HESSISCHES RETENTIONSKATASTER): <http://www.hlug.de/medien/wasser/rkh/kataster.htm>
- KLAUSING, O. (1988): Die Naturräume Hessens mit einer Karte der naturräumlichen Gliederung 1 : 200 000. – Schriftenr. Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz, **67**: 43 S.; Wiesbaden (HLfU).
- LAWA (LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER) (2000): Wirksamkeit von Hochwasservorsorge- und Hochwasserschutzmaßnahmen. – 10 S.; Schwerin.
- LESER, H. & KLINK, H. (Hrsg.) (1988): Handbuch und Kartieranleitung Geoökologische Karte 1 : 25 000. – Forschungen deutsch. Landeskd., **228**: 349 S.; Trier.
- MAROLD, U. (2004): Erfassung und Bewertung von Gewässerstruktur und Retentionsvermögen am Schwarzbach im Taunus. – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geographie, Univ. Marburg: 236 S.; Marburg.
- MOCK, J. (1992): Handbuch umweltverträglicher Hochwasserschutz. Grundsätze und Methodik. – Unveröff. Studie RP Darmstadt: 116 S.; Darmstadt.
- MOLDENHAUER, K.-M. (1993): Quantitative Untersuchungen zu aktuellen fluvial-morphodynamischen Prozessen in bewaldeten Kleineinzugsgebieten von Odenwald und Taunus. – Frankfurter geowiss. Arb., **D15**: 307 S.; Frankfurt a.M.
- MOLDENHAUER, K.-M. & NAGEL, G. (1989): Aktuelle Abtragungsvorgänge in Kerbtälchen und Runsen unter Wald. – Göttinger geogr. Abh., **86**: 105–114; Göttingen.
- MÜLLER, J. (1990): Funktion von Hecken und deren Flächenbedarf vor dem Hintergrund der landschaftsökologischen und -ästhetischen Defizite auf den Mainfränkischen Gäulflächen. – Würzburger geogr. Arb., **77**: 320 S.; Würzburg.
- OPP, CH. (1998): Geographische Beiträge zur Analyse von Bodendegradation und ihrer Diagnose in der Landschaft. Bodenkundlich-geoökologische und geographisch-landschaftsökologische Beiträge zur Umweltforschung. – Leipziger Geowiss., **8**: 187 S.; Leipzig.
- OPP, CH. (2004): Hochwasserforschung heute – Ursachen, Wirkungen und Folgen, unter besonderer Berücksichtigung des Hochwassers im Elbe-Einzugsgebiet vom August 2002. Bestandsaufnahme und Ausblick. – In: OPP, CH. (Hrsg.): Wasserressourcen – Nutzung und Schutz. Beiträge zum Internationalen Jahr des Süßwassers 2003. – Marburger geogr. Schr., **140**: 86–115; Marburg.
- PLETSCH, A. (1989): Hessen. – Wissenschaftliche Länderkunden, **8**: 250 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- SCHMIDT, W.A. (2001): Beitrag der Landwirtschaft zum Hochwasserschutz. – In: HEIDEN, S., ERB, R. & SIEKER, F. (Hrsg.): Hochwasserschutz heute – nachhaltiges Wassermanagement: 219–236; Berlin (Erich Schmidt).
- SCHNEIDER, G. (1997): Bodenhydrologische Untersuchungen zum Versickerungs- und Abflussverhalten von Pseudogleyen aus quartären Deckschichten im Hangbereich des östlichen Taunuskammes. – Geol. Jb. Hessen, **125**: 95–108.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1990): Geoökologische Auswirkungen der Bodenerosion im Frankfurter Umland. – Rhein-main. Forsch., **107**: 7–23; Frankfurt a.M.
- SEMMELE, A. (1993a): Karteninterpretation aus geoökologischer Sicht – erläutert an Beispielen der Topographischen Karte 1 : 25 000. – Frankfurter geowiss. Arb., **D16**: 85 S.; Frankfurt a.M.
- SEMMELE, A. (1993b): Böden und Windwurfschäden in Wäldern des Vordertaunus. – Geol. Jb. Hessen, **121**: 141–150; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (2004): Die Landschaft um Hofheim am Taunus. Eine erdwissenschaftliche Einführung. – Schriftenr. HLfUG, Umwelt und Geologie, Böden und Bodenschutz in Hessen, **6**: 30 S.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. & ZAKOSEK, H. (1970): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 5916 Hochheim am Main. – 112 S.; Wiesbaden.
- SIEDENTOP, S. (2004): Die „Tyrannei kleiner Entscheidungen“ – Zum Dilemma kumulativer Wirkungen in der räumlichen Umweltvorsorge. – In: Naturschutz und Landschaftsplanung, **36** (11): 341–346; Stuttgart (Ulmer).
- UVF (UMLANDVERBAND FRANKFURT) (2000): Landschaftsplan UVF: 305 S.; Frankfurt a.M.
- WALDENMEYER, G. (2003): Abflussbildung und Regionalisierung in einem forstlich genutzten Einzugsgebiet (Dürreychtal, Nord-schwarzwald). – Karlsruher Schr. Geographie u. Geoökologie, **20**: 195 S.; Karlsruhe.
- WERNER, R. (1975): Zur jungtertiären Reliefentwicklung und zur Frage tertiärer Talverschüttungen im Eppsteiner Horst (Vordertaunus). – Z. Geomorph., Suppl.-Bd. **23**: 62–74; Berlin (Borntraeger).
- WERNER, R. (1977): Geomorphologische Kartierung 1 : 25 000 – Erläutert am Beispiel des Blattes 5816 Königstein im Taunus. – Rhein-main. Forsch., **86**: 164 S.; Frankfurt a.M.
- WERNER, R. (1978): Die tertiären Sedimente auf Blatt 5816 Königstein im Taunus und ihre Beziehung zur Reliefentwicklung. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 217–253; Wiesbaden.
- WERNER, R. (1979): Periglaziale Ablagerungen und Hangentwicklung am Kapellenberg bei Hofheim am Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 163–177; Wiesbaden.
- WOHLRAB, B., ERNSTBERGER, H., MEUSER, A. & SOKOLLEK, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt. – 352 S.; Hamburg (Parey).
- ZEPP, H. (1992): Abflußregulationsfunktion. – In: MARKS, R., MÜLLER, M.J., LESER, H. & KLINK, H.J. (Hrsg.): Anleitung zur Bewertung des Leistungsvermögens des Landschaftshaushaltes (BALVL). – 2. Aufl.: Forschungen deutsch. Landeskd., **229**: 86–90; Trier.

Inhalt

Seite 5

M. AEHNELT & G. KATZUNG

Das Rotliegende im Richelsdorfer Gebirge –
Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie

Seite 37

B. LEBMANN, K.-H. EMMERICH & M. HERGESELL

Auswirkungen einer möglichen Flächen-
nutzungsänderung auf die Grundwasser-
gewinnung im vulkanischen Vogelsberg

Seite 45

M. LAEMMLEN

Neuere Aufschlüsse auf Blatt 5623 Schlüchtern

Seite 63

M. LAEMMLEN

Neuerkenntnisse zu den Tertiär-Ablagerungen
am Nordrand des Hessischen Landrückens
(GK 25, Bl. 5523 Neuhof)

Seite 75

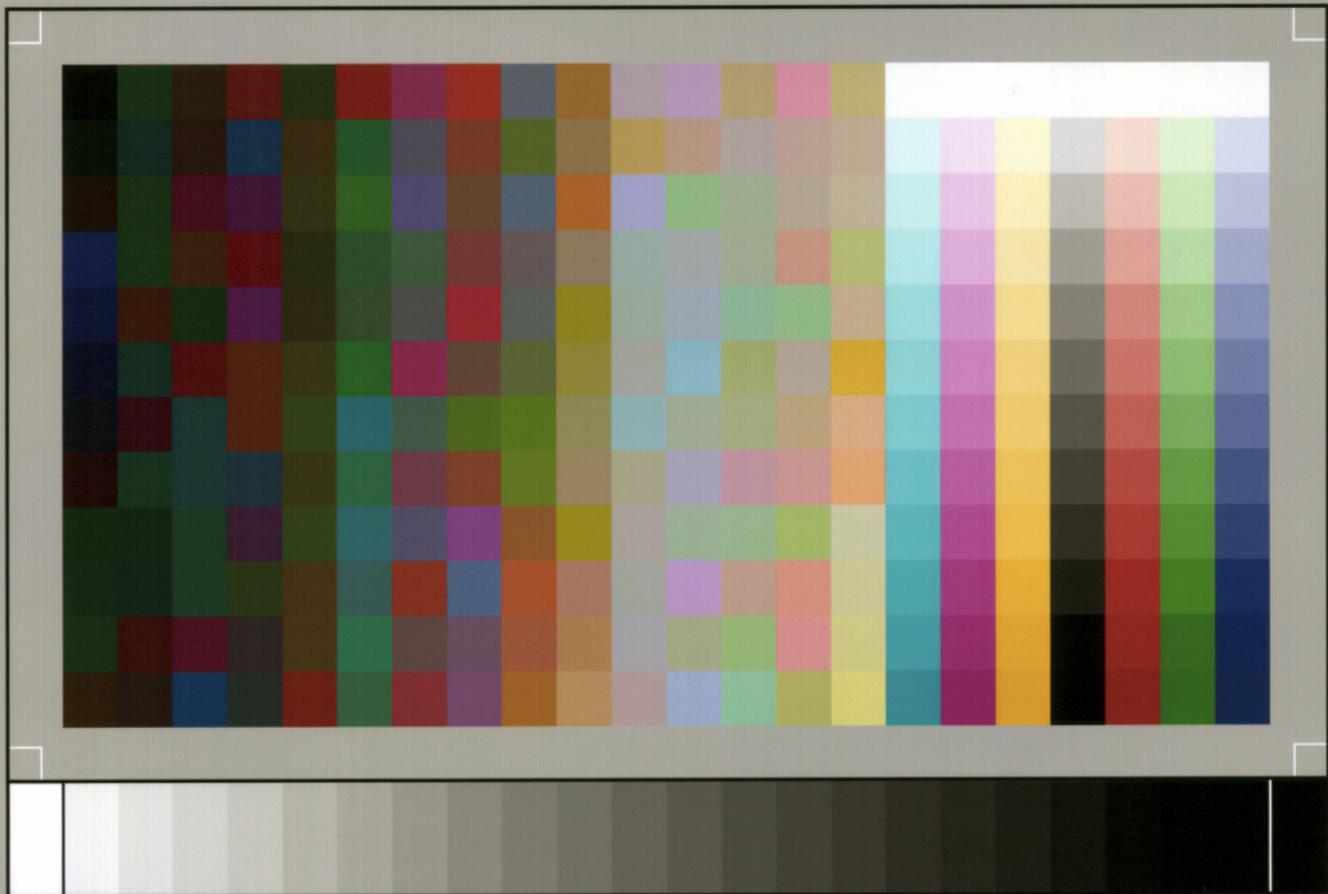
U. MAROLD & CH. OPP

Abflussregulation und Retentionspotenzial
im Schwarzbach-Einzugsgebiet/Taunus



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

www.hlug.de



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0