

Inhalt**Seite 3**

A. HOPPE:
Vorwort

Seite 5

R. HÄHNEL, C. HÄHNEL,
J. MÄDLER, G. MEINEL &
J. WUNDERLICH:
Strukturelle und stoffliche
Entwicklung der anhydrit-
führenden Karbonat-Baryt-
Fluorit-Assoziation in der
Lagerstätte Hühn (Nord-
westlicher Thüringer Wald)

Seite 25

E. REITZ, H.-J. ANDERLE &
M. WINKELMANN:
Ein erster Nachweis von
Unterordovizium (Arenig)
am Südrand des Rheini-
schen Schiefergebirges im
Vordertaunus: Der Bier-
stadt-Phyllit (Bl. 5915 Wies-
baden)

Seite 39

W. MUNK:
Horridonia timanica (Bra-
chiopoda, Productacea) aus
dem Zechstein (Ober-Perm,
Tatarium) der „Korbacher
Bucht“ (Hessen)

Seite 49

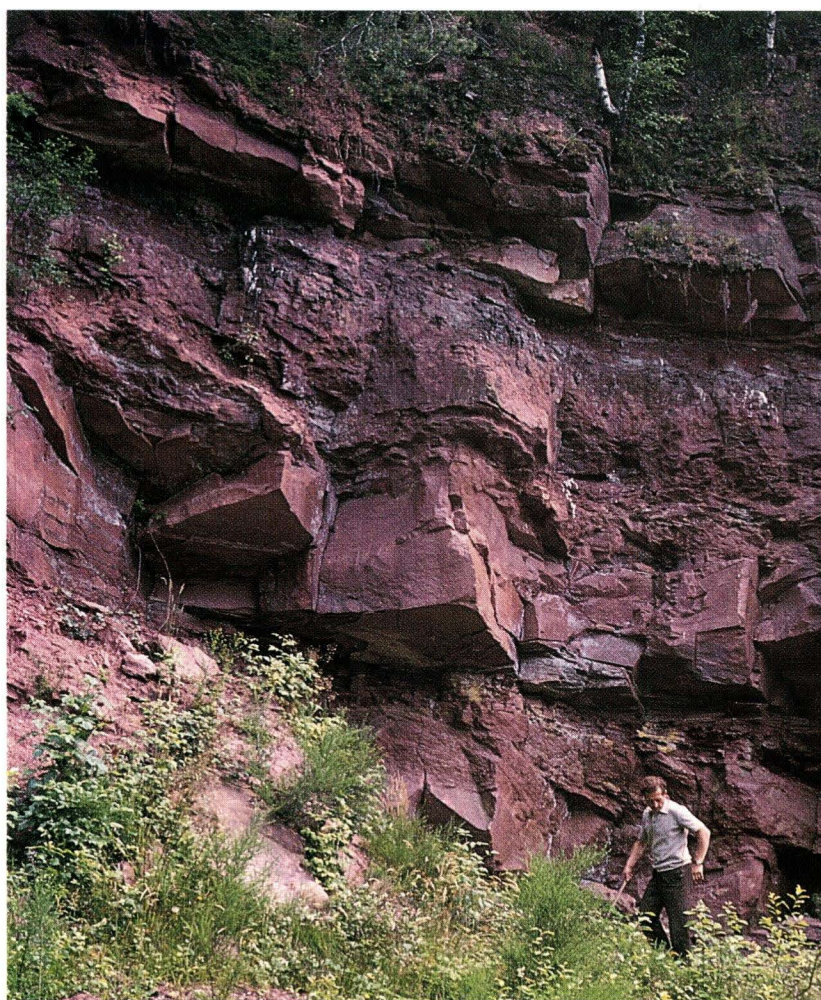
E. BACKHAUS & D. HEIM:
Die fluvio-lakustrine Fazies
des Übergangsbereichs
Plattensandstein/Rötquarzit
(Oberer Buntsandstein) im
mittleren Odenwald unter
besonderer Berücksichti-
gung der Violetten Zone

Seite 69

M. BINDIG & E. BACKHAUS:
Rekonstruktion der Paläo-
environments aus den flu-
viatilen Sedimentkörpern
der Röt-Sandsteinfazies
(Oberer Buntsandstein)
Südwestdeutschlands

*Fortsetzung des Inhalts
auf der Rückseite*

Geologisches Jahrbuch Hessen für 1995



Band 123/1995

175 Seiten, 104 Abb., 16 Tabellen, 4 Tafeln, Wiesbaden 1995

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen für 1995



**Hessisches Landesamt
für Bodenforschung**

Schriftleitung
Dr. ANDREAS HOPPE
Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

Titelfoto
aus Beitrag BACKHAUS & HEIM
Westwand des Steinbruchs (Michelstadt-)Steinbach,
TK 25 Bl. 6319 Erbach, R 349892, H 550536

Hinweis für Autoren
Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“
abzufassen: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher
Veröffentlichungen.
Ausgearbeitet von H. D. LANG, A. RABIEN, W. STRUVE und E. WIEGEL,
36 S.; Hannover 1976.
[Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller); Johannesstraße 3A, 70176 Stuttgart.]

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1995
ISSN 0341-4027

Printed in Germany

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

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

Redaktion: HERMANN BRENNER, ELISABETH LOMMATZSCH
Gestaltung: OLIVER AUMANN
Schrift: Schneider Libretto
Herstellung: Wiesbadener Graphische Betriebe GmbH,
Greifstraße 6, 65199 Wiesbaden
Gedruckt auf chlor- und säurefreiem Papier
Vertrieb: Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden
Telefon: 0611/53 70, Fax: 0611/53 73 27

Vorwort

Der Band 123 (1995) des Geologischen Jahrbuchs Hessen präsentiert sich im neuen Gewand: So möchten wir mit dem Wechsel zum zweispaltigen Aufbau und dem größeren Satzspiegel die Lesbarkeit verbessern. Das neue Format orientiert sich an der inzwischen bei wissenschaftlichen Zeitschriften gängigen Größe. Die nun günstigere Platzausnutzung, insbesondere für Abbildungen, soll auch die Kosten pro Druckseite senken. Ein „Mehr“ an wissenschaftlicher Information wird dadurch möglich.

Änderungen an einer wissenschaftlichen Reihe, auch wenn sie das äußere Erscheinungsbild betreffen, müssen selbstverständlich sowohl rückblickend als auch vorausschauend erfolgen. Immerhin begann diese Reihe bereits im Jahre 1850 mit zwei Vorläuferheften, den „Beiträgen zur Landes-, Volks- und Staatskunde des Grossherzogthums Hessen, herausgegeben vom Verein für Erdkunde und verwandte Wissenschaften zu Darmstadt“. Sie wurde fortgesetzt und 1855 publiziert als „Notizblatt des Vereins für Erdkunde und verwandte Wissenschaften zu Darmstadt“, ab 1860 in gemeinsamer Herausgabe mit dem „Mittelrheinischen geologischen Verein“ bzw. ab 1892 der „Großherzogl. geologischen Landesanstalt“. 1936 wurde die Reihe als „Notizblatt der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt“ fortgeführt und endete vorläufig mit der Zentralisierung aller deutschen „Geologischen Landesanstalten“ zu einer „Reichsstelle für Bodenforschung“ am 10. März 1939 mit einem schmalen Heft 20 der V. Folge, nun umbenannt in „Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Darmstadt“. „Geologie“ war durch den deutschen Begriff „Bodenforschung“ ersetzt worden. Mit der erneuten Errichtung eines geologischen Landesdienstes wurde 1950 mit dem „Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden“, ab 1976 „Geologisches Jahrbuch Hessen“, die geowissenschaftliche Berichterstattung in Hessen fortgesetzt.

Bei der Gestaltung des vorliegenden Bandes haben uns Studentinnen und Studenten des Fachbereiches Gestaltung der Fachhochschule Wiesbaden unter der Leitung von Professor WERNER SCHNEIDER unterstützt. In einem Wettbewerb hatten sie Entwürfe erarbeitet, die sie den kritischen Blicken der Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in einer Ausstellung präsentierten. Vorausgegangen waren die Darstellung der Aufgaben eines Geologischen Landesdienstes und des Leserkreises geo-

wissenschaftlicher Fachzeitschriften, die im Gespräch, auch während einer Besichtigung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, vertieft wurden.

Mit großem Engagement und Spaß an der Sache wurden handwerklich sehr solide Entwürfe erarbeitet, die von grafisch zurückhaltender Information bis zu optisch sehr lebhafter Aufmachung reichten. Interessant war dabei auch der Dialog zwischen Landesamt und Außenstehenden, die Reflektion der eigenen Sichtweise in der Sichtweise anderer. Verwundert bis amüsiert waren die Grafiker über die Leidenschaftlichkeit von Wissenschaftlern, die offenbar klaglos kleine Schrifttypen und lange Zeilen, enge Zeilenabstände und schmale Ränder erdulden! Mit der von WERNER SCHNEIDER entworfenen Schrift erhält das Jahrbuch eine Wiesbadener Prägung. Mit OLIVER AUMANN, dem ersten Preisträger des Wettbewerbs, wurde ein grafisches Feinkonzept erarbeitet, dessen Ergebnis nun vorliegt.

Inhaltlich wird die Reihe wie bisher fortgeführt werden. Sie wird fachwissenschaftliche Beiträge enthalten, die ein breites Spektrum der Erdwissenschaften mit Bezug zu den Aufgaben eines Geologischen Landesdienstes von Hessen umfassen. Ausflüge aus dem engeren Kreis der Erdwissenschaften hinaus in den weiteren Bereich der Umwelt sind dabei durchaus möglich, sofern eine „Erdhaftung“ gewährleistet ist.

Die wissenschaftliche Qualität der Beiträge wird weiterhin einen sehr hohen Stellenwert haben. Ich danke daher, und ich meine dies auch im Namen der Autoren und Leser tun zu können, allen Kollegen, die in den letzten zwei Jahren eine oder mehrere zur Veröffentlichung eingereichte Arbeiten begutachtet haben: HANS-JÜRGEN ANDERLE, KARL-HEINZ EHRENBURG, BERNWARD HÖLTING, SIEGFRIED HOLTZ, MANFRED HORN, THOMAS KIRNBAUER, EBERHARD KÜMMERLE, HEINZ-DIETER NESBOR, FRED ROSENBERG, KARL-JOSEF SABEL und ALBERT-KARL THEUERJAHN. Nicht zuletzt danke ich auch HERMANN BRENNER, ELISABETH LOMMATZSCH und HARTMUT POSCHWITZ, die redaktionelle Arbeiten übernommen haben.

In der Erwartung, daß bei gleichbleibender Qualität der Inhalte nun die Form modernen Anforderungen entspricht, wünsche ich uns allen weiterhin einen anregenden und fruchtbaren fachlichen Gedankenaustausch.

ANDREAS HOPPE
Wiesbaden im September 1995

RAINER HÄHNEL, CHRISTA HÄHNEL, JONAS MÄDLER, GÜNTHER MEINEL und
JÜRGEN WUNDERLICH*

Strukturelle und stoffliche Entwicklung der anhydritführenden Karbonat-Baryt- Fluorit-Assoziation in der Lagerstätte Hühn (Nordwestlicher Thüringer Wald)

Kurzfassung

Die Struktur Hühn liegt im Kreuzungsbereich des Südrand-Störungssystems des Thüringer Waldes mit der Kristallinhochlage von Ruhla. Die unter einem N-S gerichteten Kräfteplan an den Rahmenstörungen ablaufenden Bewegungsvorgänge führten auf der NW-SE verlaufenden Leistenscholle zwischen Klinger- und Stahlbergstörung zur Entwicklung eines diagonalen WNW-ESE-Scherflächensystems. Durch räumlich wechselnde Betätigung zweier WNW-ESE bzw. W-E streichender Scherflächenscharen wurde auf den Gängen eine raumlagenabhängige Spaltenöffnung erreicht (Linsenbau).

Die Mineralisation besteht aus monomineralischen Bildungen, die jeweils mit tektonischen Impulsen korrelieren. Sie beginnt in der spätvariszischen Dehnungsperiode (Permosiles) mit dem Absatz von Quarz, Hämatit und Rotkarbonaten. Vermutlich oberpermisch scheidet sich Ankerit ab. An das jungmesozoische Abschiebungsstadium ist eine Sideritmineralisation gebunden. Die Mineralabfolge des anschließenden mesozoisch-känozoischen Aufstiebsstadiums bestimmt den Mineralinhalt der Lagerstätte Hühn. Es

kommt nacheinander zur Ausfällung von Kalzit-Fluorit-Baryt-Anhydrit-Quarz. Neben Verdrängungsgefügen dominieren Tektonitgefüge verschiedenen Rekristallisationsgrades.

Die epithermale Gangmineralisation ist Ergebnis der Wechselwirkung zwischen Lithosphäre und unterirdischer Hydrosphäre. Deszendente, durch krustale Wärme aktivierte Sedimentationswässer der Beckenbereiche zirkulieren auf regionalen Störungssystemen und reichern sich mit Elementen an. Deren Absatz auf den Randstrukturen der Hochschollen ist an eine Vermischung mit kalten Infiltrationswässern geknüpft.

Abstract

The Hühn deposit is located in the region of intersection of the southern Thuringian Forest - border faults and the Ruhla crystalline block. Tectonic displacement along the border faults, probably related to N-S directed stresses, resulted in a pair of diagonal shear planes between the NW-trending Stahlberg and Klinge faults. Because of episodic movement on the WNW- and W-striking shear surfaces, openings

developed that vary slightly from the main trend. The resulting lenticular-shaped openings were filled by minerals.

The monomineralic mineralization coincided with tectonic events. Precipitation of quartz, red carbonate minerals and hematite occurred during the late Variscan period of extension (Middle to Upper Carboniferous (Silesian) and Permian). Ankerite was probably precipitated in Late Permian time. Siderite formed during Mesozoic extension, but the main mineralization of the Hühn deposit was related to the Late Mesozoic-Cenozoic period of compression. The sequence of mineral precipitation was calcite, fluorite, barite, anhydrite and quartz. In addition to the dominant replacement fabric, tectonic fabrics have a different degree of recrystallization.

The epithermal vein mineralization probably resulted from interaction between the lithosphere and subsurface waters. Descending cold surface and sedimentation waters along regional fault systems were heated at depth and enriched in several elements. Precipitation of minerals occurred along the border faults of uplifted blocks when infiltrating cold waters mixed with the warm mineralized fluids.

* Dr. R. HÄHNEL, GEOS-Ingenieurbüro GmbH., Saalbahnhofstraße 25, 07743 Jena, CH. HÄHNEL, Scheidlerstraße 25, 07745 Jena. J. MÄDLER, Dr. J. WUNDERLICH, Thüringer Landesanstalt für Geologie, Carl-August-Allee 8-10, 99405 Weimar, Dr. G. MEINEL, Ulmer Straße 5, 07749 Jena

Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkungen	6
2. Aufbau der Struktur Hühn	6
3. Strukturelle Formung	7
4. Mineralisation	14
5. Genese	19
6. Schriftenverzeichnis	24

1. Vorbemerkungen

Die Spatlagerstätten des sog. „Schmalkaldener Lagerstättenreviers“ am N- und S-Rand des Ruhlaer Kristallins wurden in den Jahren 1977–1988 intensiv durch Bohrungen und bergmännische Auffahrungen erkundet, um die Vorratsbasis der Industriemineralien Baryt und Fluorit im Rahmen der damaligen wirtschaftlichen Autarkiebestrebungen in der ehemaligen DDR zu vergrößern und zu bewerten.

Diese umfangreichen technischen Arbeiten boten auf Grund der neu gewonnenen Faktenfülle zur Mineralisation und deren struktureller Position in diesem Raum die Möglichkeit, den Kenntnisstand bezüglich der Mineralisationsabfolge und der zugrundeliegenden, physikochemischen Mechanismen, ihrer Einbettung in das tektonische Geschehen sowie der Genese hydrothermaler Fluida konzeptionell zu überarbeiten, teilweise neu zu fassen und zu erweitern.

Die Resultate dieser Neubearbeitung wurden in zusammengefaßter prägnanter Form erstmals auf dem Symposium „Barite“ der IAGOD in Kutna Hora (CSFR) im September 1988 vorgetragen. Eine schriftliche Publikation der Arbeit hat sich seitdem aus den verschiedensten Gründen immer wieder verzögert. Seither ist ein Teil der Ergebnisse in die Publikation von FRANZKE, HÄHNEL, SEIDL u.a. (1991) eingeflossen, die zu einem Großteil auf den hier veröffentlichten Fakten und Interpretationen fußt. Die Autoren haben sich dennoch zu einer nachträglichen Veröffentlichung des überarbeiteten ursprünglichen Vortragsmanuskripts entschlossen, da infolge der veränderten Marktsituation sämtliche Gruben im Schmalkaldener Raum mittlerweile auflässig und damit als Aufschlüsse für die Zukunft verloren sind.

2. Aufbau der Struktur Hühn

Als Struktur Hühn wird eine ca. 1,5 km breite, NW–SE streichende Leistenscholle im Verband des Südrand-Störungssystems des nordwestlichen Thüringer Waldes am SW-Rand des Ruhlaer Kristallins bezeichnet (Tafel 1). Sie ist im N durch die Klinger Störung, im S durch die Stahlbergstörung begrenzt. Die Scholle wird von zwei großen, NNW–SSE verlaufenden, regionalen Bruchelementen eingespannt, dem Westthüringer Quersprung im E und der Mosbach-Heßles-Störung im W.

Innerhalb dieses tektonischen Rahmens bilden die Baryt-Fluorit-Gänge ein 80–130° streichendes Scherspalten-system. Die Scherspalten folgen in mehr oder weniger regelmäßigem Abstand von 100–300 m aufeinander und können über 3 km Länge erreichen. Sie durchschlagen die NE–SW orientierten Faltenstrukturen des metamorphen Grundgebirges spitzwinklig zur ac-Fläche und fallen generell mit 50–70° nach SSW. Ihre Raumlage wird von subparallelen, permokarbonen Eruptivgängen kontrolliert. In der Teufe scharen die Schergänge an die

60° NE bis seiger fallende Stahlbergstörung an und ergeben ein y-artiges Struktur-bild. Die Scharungslinien schieben nach SE ein.

Im W-Teil der Struktur setzen die Mineralgänge im Granit des Trusetales auf und vereinigen sich bündelförmig nach Art einer „Pferdeschwanzstruktur“ mit der Stahlbergstörung. Störung und Gangstrukturen verteilen sich dabei zunehmend. Nordwestlich des Anscharungsbereiches konzentriert sich die Mineralisation auf die Stahlbergstörung selbst (Strukturabschnitt Mommel) und endet nach ca. 2 km an einem NE–SW-Querelement.

Auf der SE-Flanke scharen die Mineralgänge an die Klinger Störung (Buchenberggang) bzw. an den Westthüringer Quersprung an. Eine bruchtektonische Felderung durch syn- bis postmineralische, N–S gerichtete Begleitelemente des Westthüringer Quersprungs führt im Raum Seligenthal zum Auftreten stark absetziger Trümerzonen.

3. Strukturelle Formung

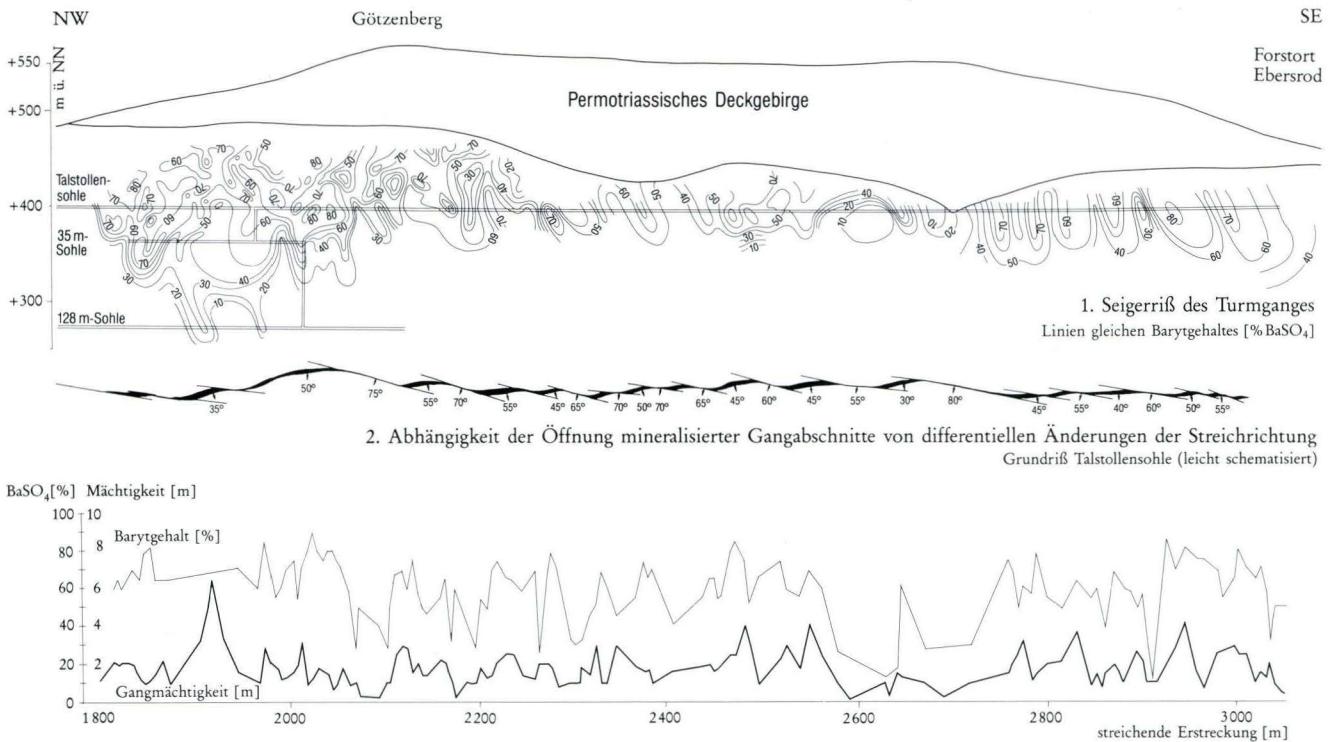
Die bruchkinematische Entwicklung der Struktur Hühn und der daran gebundene Mineralisationsablauf wurden von HÄHNEL (1983) eingehend analysiert.

Schon spätorogen wird der ac-Fugenplan der NE-SW verlaufenden Faltung in der variszischen Mobilzone zu einem diagonalen hk0-Scherflächensystem ausgestaltet (WEBER 1977). Unterstützt von gleichgerichteten Blockgrenzen des Untergrundes gewinnen neben meridional orientierten Strukturen vor allem NW-SE- bis WNW-ESE-Brüche an Bedeutung. Im Gefolge der Grundgebirgsfaltung wird eine 115-135° streichende und 70-90° NE fallende Kluftschar angelegt, die gleichermaßen den spätkinematisch intrudierten Granit des Trusetales durchzieht. Sie zeichnet den Verlauf der Stahlbergstörung und die Scherspalten der unterrotliegenden Eruptivgänge bereits vor. Die späteren mineralisierten Schergänge folgen diesen Gesteinsgängen subparallel oft über mehrere Kilometer, durchschlagen sie spitzwinklig oder tangieren abschnittsweise deren Kontaktflächen.

Aus der Dokumentation der bergmännischen Aufschlüsse ergibt sich für die einzelnen Schergänge eine im wesentlichen regelmäßige, kulissenartige Aufreihung von linsenförmigen Mineralanreicherungen, die jeweils

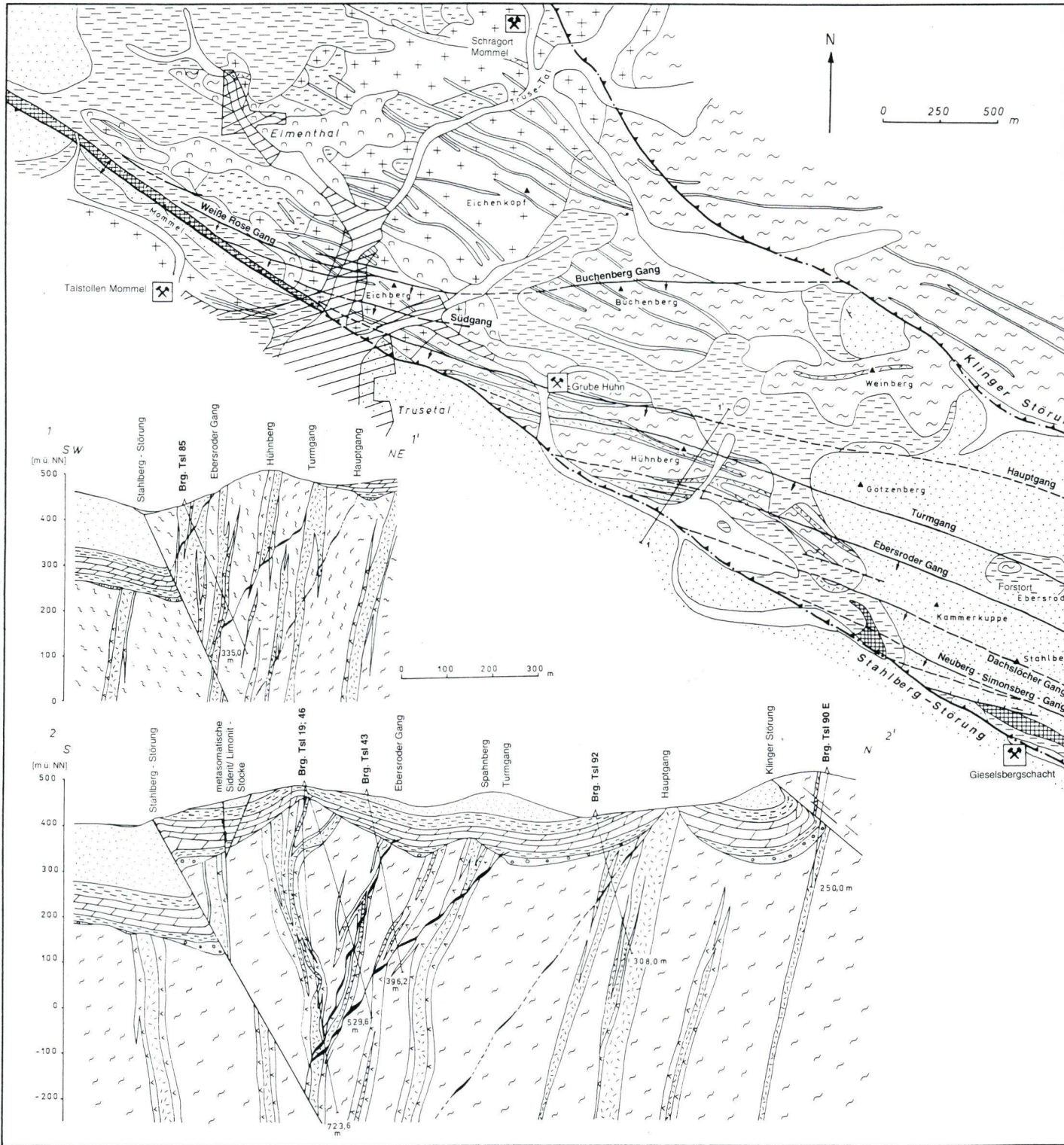
von tauben Scherflächen mit differentiell verändertem Streichen abgelöst werden (Abb. 1). Hier kommt die Wirkung eines diagonalen Scherflächensystems zum Ausdruck, dessen zwei Flächenscharen nur geringfügig um ca. 20° im Streichen differieren (Abb. 2). Der Gangverlauf pendelt zwischen beiden Flächenlagen. Sein übergeordnetes Streichen wird von der Raumlage der Bruchfläche bestimmt, die vorwiegend einer Scherbeanspruchung unterliegt. Auf der flacheren Scherflächenschar (90-110°/35-70° SW) finden vorwiegend Öffnungsvorgänge statt. Die dazu erforderlichen vertikalen bis diagonalen Scherbeträge werden auf der steileren Flächenschar (110-135°/50-90° SW) realisiert. So entstehen im Mittel 50 m lange Mineralinseln, die als schlauchförmige Körper auf der Gangfläche nach SE einschieben. Sie erreichen bis 10 m Mächtigkeit. Lokal treten Extremwerte bis 20 m auf. Von den Linsen gehen bevorzugt im Hangenden der Gänge Fiederspalt der Raumlage 70-90°/60-80° SW aus. Sie bleiben geringmächtig und enden nach maximal 50 m.

Die postminerogenetische Tektonik beeinflusst das allgemeine Erscheinungsbild der Gangverläufe kaum. An 30-60° streichenden, meist NW fallenden Querstörungen sind Verwerfungen bis maximal 20 m bekannt



3. Abhängigkeit der Mächtigkeit und des Barytgehaltes von der Gangmorphologie

Abb. 1. Scherlinsenbau der Mineralgänge der Struktur Hühn am Beispiel des Turmganges (Mittelteil), (nach HÄHNEL, R. 1983).

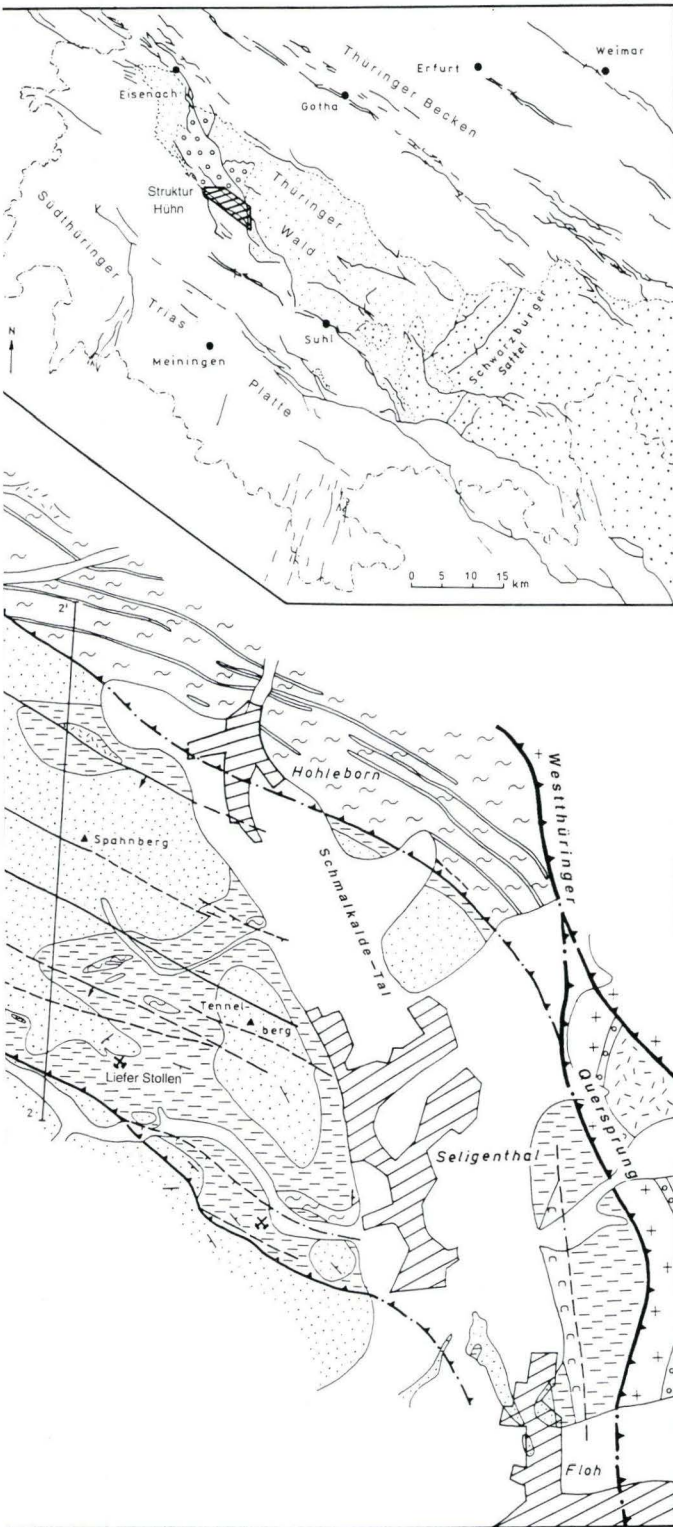


Geol. Jb. Hessen, 123, Wiesbaden 1995

Geologische Karte der Struktur Hühn im nordwestlichen Thüringer Wald.

(Nach HÄHNEL, R. & HÄHNEL, CH. 1980, WUNDERLICH, J. 1986).

- 1 Alluvium
- 2 Buntsandstein
- 3 Ton- und Schluffsteine der Oberen Letten (Zechstein 3–4)
- 4 Plattendolomit (Zechstein 3)
- 5 Ton- und Schluffsteine der Unteren Letten (Zechstein 1–3)
- 6 Riffkalkstein (Zechstein 1)
- 7 Grundkonglomerat (Zechstein 1–2)
- 8 Zechstein, ungegliedert
- 9 Permokarbon
- 10 saure Vulkanitgänge (Rotliegendes)
- 11 basische Vulkanitgänge (Rotliegendes)
- 12 Granit, spät-synkinematisch
- 13 schiefrige Gneise, Quarzite und Amphibolite der Truse- und Hohleborn-Formation (Kambrium)
- 14 Migmatite, Gneise und Amphibolite der Liebensteiner Gruppe (Oberriphäikum)
- 15 metasomatische Siderit/Limonitkörper in Zechsteinkalken



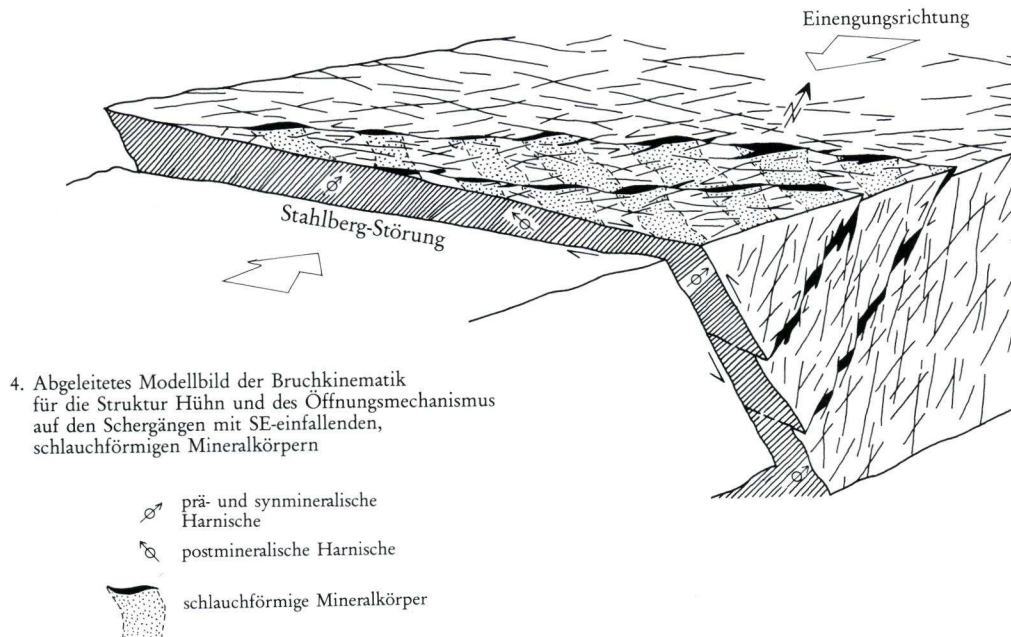
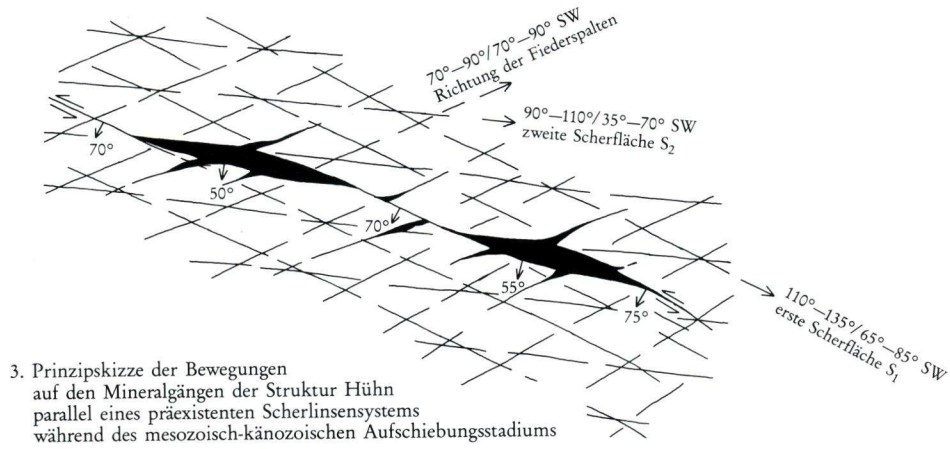
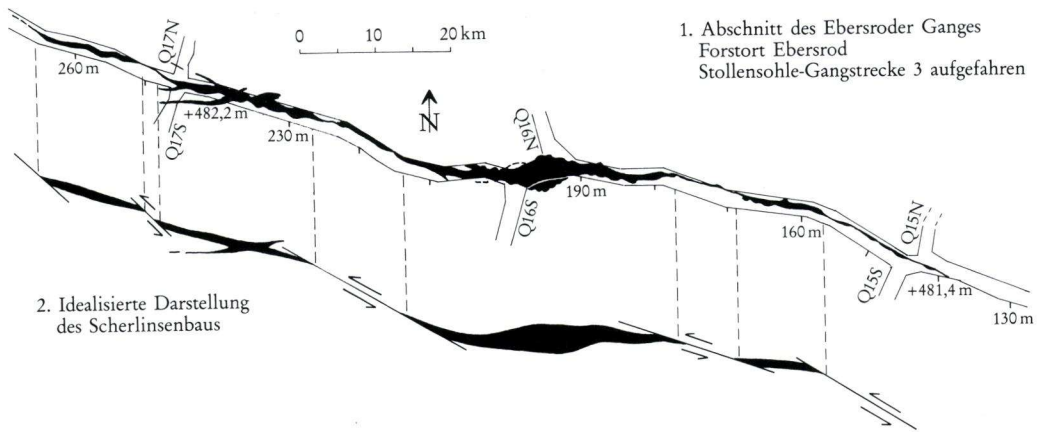


Abb. 2. Bruchkinematik der Struktur Hühn (nach HÄHNEL, CH. 1981).

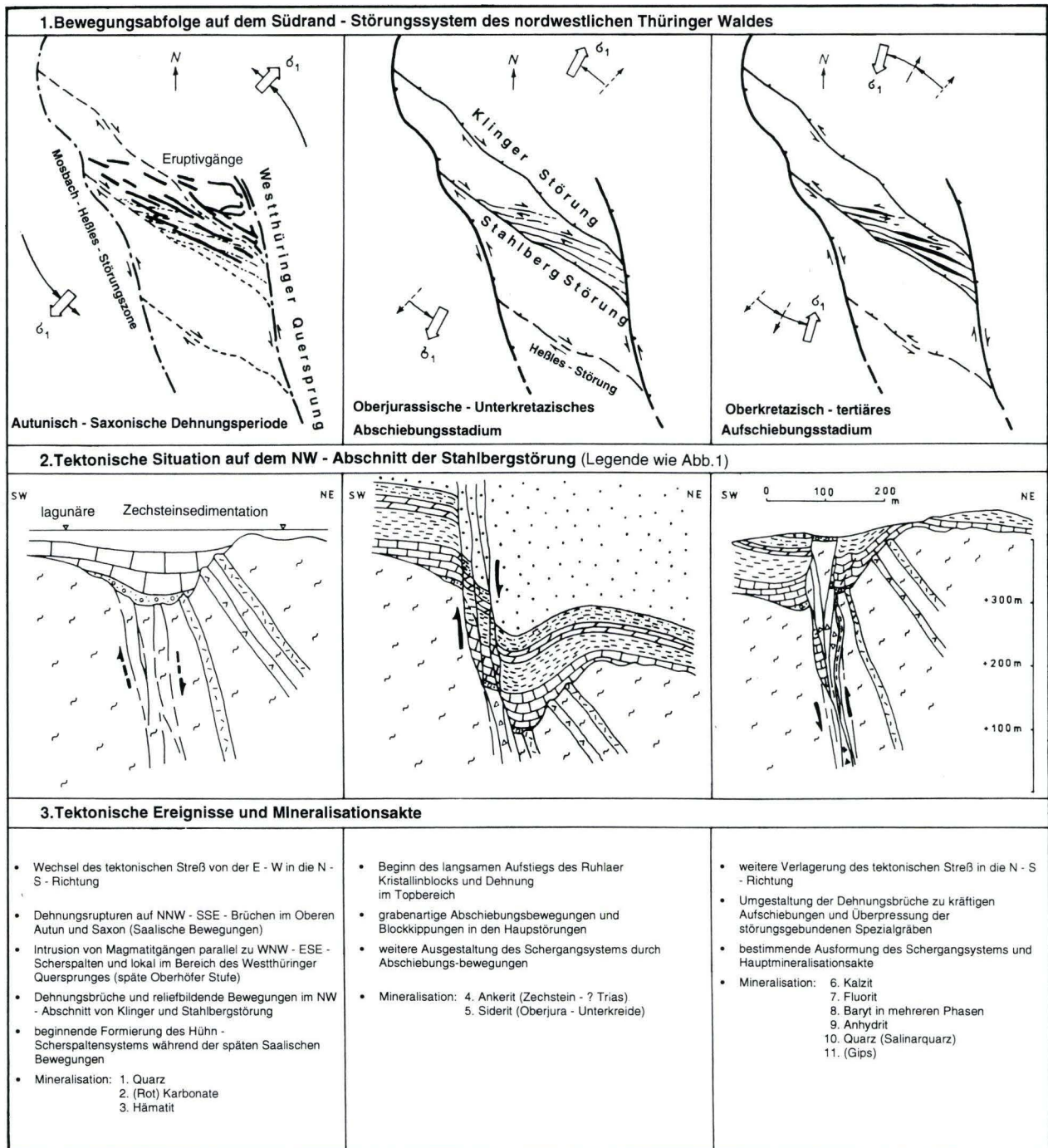
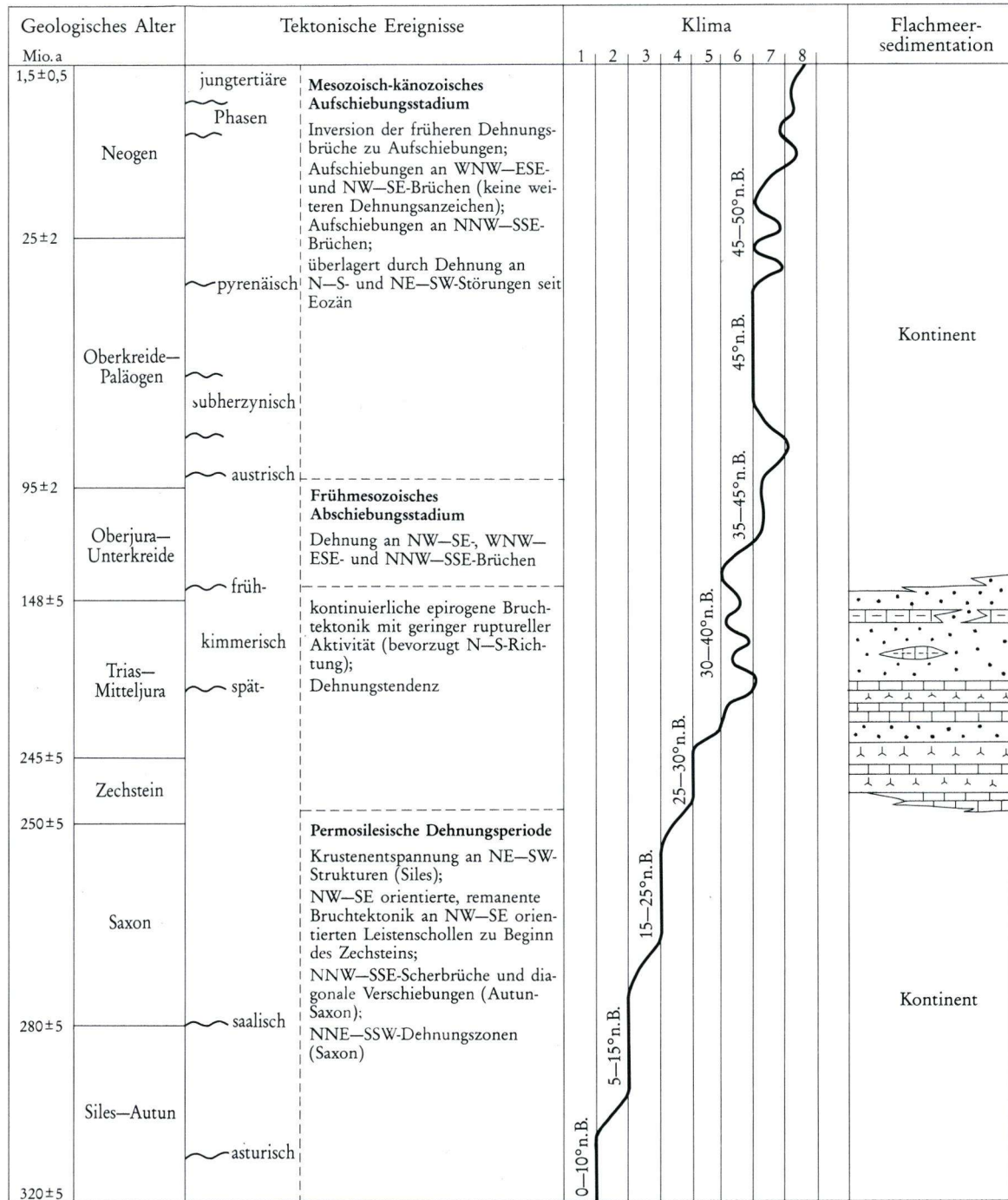


Abb. 3. Die Entwicklung der Bruchtektonik am Südrand-Störungssystem des nordwestlichen Thüringer Waldes und die Genese der Struktur Hühn (nach HÄHNEL, R. 1983).

(Turmgang). An streichenden Störungen können vereinzelt flache Überschiebungen nach SSW bis maximal 40 m Sprunghöhe vorkommen (Hauptgang).

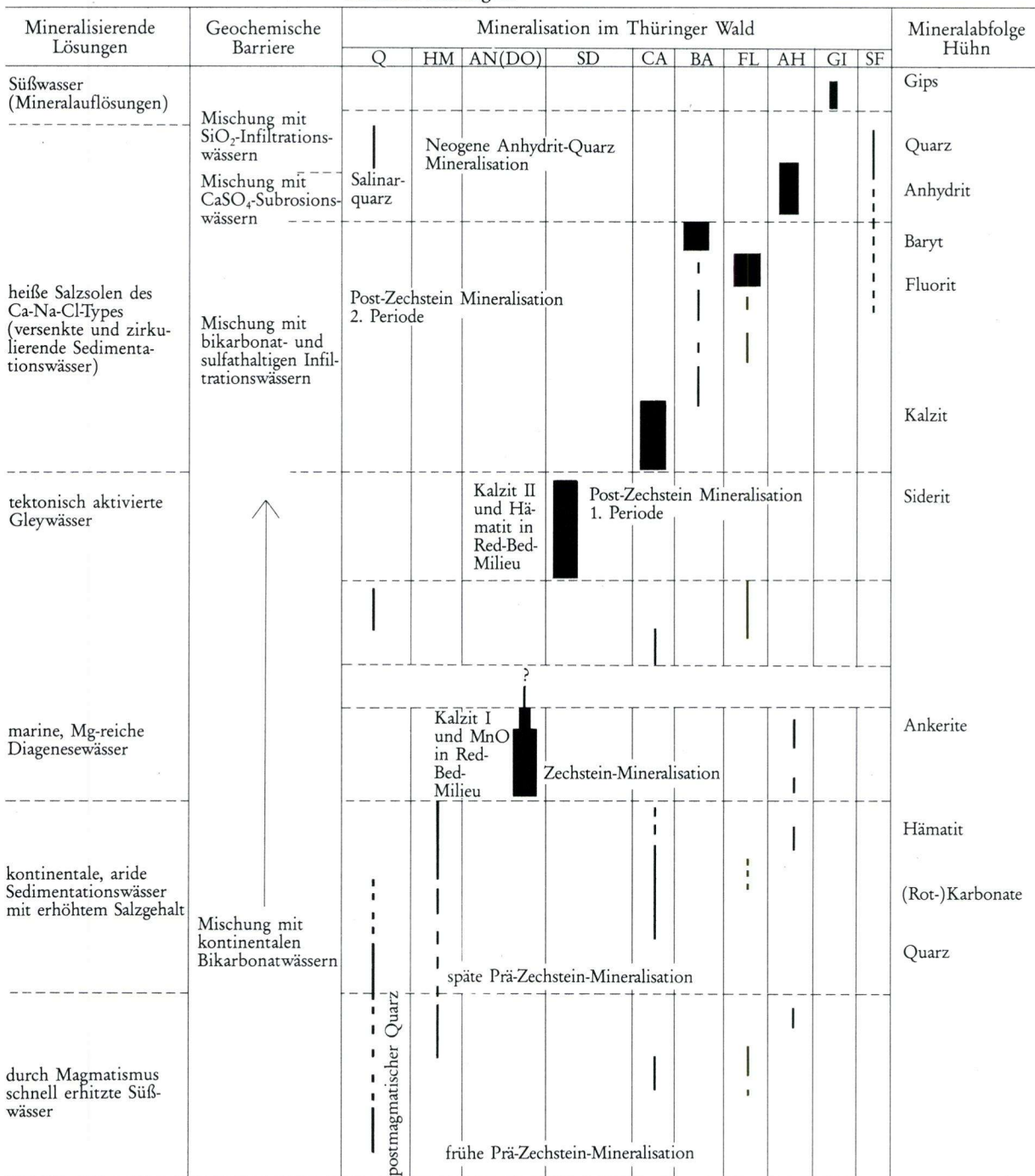
Das Ruptureninventar der Struktur Hühn entwickelte sich im kinematischen Zusammenspiel von NNW-SSE und NW-SE streichenden Schollengrenzen in Gestalt

von Scherungsprozessen unter einem vorwiegend N-S orientierten Beanspruchungsplan. Es wird davon ausgegangen, daß der Großablauf der postvariszischen Bruchtektonik in Mitteleuropa einen einheitlichen Rahmen hat. Faktisch unterlag der mitteleuropäische Raum seit dem Permosiles, wo viele Bruchstrukturen eine erste



Geol. Jb. Hessen, 123, Wiesbaden 1995

Die Mineralisationsabfolge des Thüringer Waldes in Abhängigkeit von der tektonischen Entwicklung, dem Klima, der Paläogeographie und des Chemismus mineralisierender Lösungen.



- Klima
- 1 tropisch-humid
 - 2 tropisch-semihumid
 - 3 warm-semiarid
 - 4 warm-heiß arid
 - 5 subtropisch-semiarid
 - 6 subtropisch-humid
 - 7 gemäßigt-humid
 - 8 kühl-humid

- Flachmeersedimentation
- Kalk
 - Mergel
 - Salinar
 - klastische Sedimente

- Mineralisation
- Q Quarz
 - HM Hämatit
 - AN Ankerit
 - DO Dolomit
 - SD Siderit
 - CA Kalzit
 - BA Baryt
 - FL Fluorit
 - AH Anhydrit
 - GI Gips
 - SF Sulfide

Entwicklung aus ihrer variszischen oder prävariszischen Anlage erfulhren, einem beständigen Dehnungsregime. Erst mit der beginnenden Kompression im Alpenraum setzte in der Oberkreide die Inversionstektonik ein. WEBER (1977) faßt diese regionale Entwicklungskonzeption zusammen. Wohl können durch differentielle Blockbewegungen im mitteleuropäischen Schollenfeld auf der Einzelstruktur Pressungs- und Zerrungserscheinungen innerhalb eines tektonischen Aktes nebeneinander auftreten. Auch modifiziert die Wirksamkeit des Zechsteinsalinars im einzelnen den konkreten tektonischen Entwicklungsgang eines Bruchelementes. Das beeinträchtigt jedoch nicht das Bild des Gesamtablaufes, der gerade in der Analyse des Südrand-Störungssystems des nordwestlichen Thüringer Waldes, wo das Zechsteinsalinär primär fehlt, seine Bestätigung findet.

Es sei darauf verwiesen, daß für die tektonische Prägung der Bruchstörungen und des Schergangsystems der Struktur Hühn, beginnend im Permosiles, eine horizontale Druckkomponente unerlässlich ist. Auf die Frage, ob der Schollenantrieb für den gesamten Thüringer Wald nicht auf eine wesentliche Beteiligung horizontaler Seitenverschiebungen zurückgeht, wie es DROZDZEWSKI (1988) mit Recht nahelegt, soll an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden.

In Anlehnung an WEBER (1977) ordnet HÄHNEL (1983) die Folge der Bewegungsvorgänge am Südrand-Störungssystem des nordwestlichen Thüringer Waldes

in den Rahmen des Gesamtablaufes spät- bis postvariszischer Bruchtektonik in Mitteleuropa ein (Abb. 3):

1. Permosilesische Dehnungsperiode

Die Scherbewegungen an den Gangstrukturen beginnen bereits prärupturell. Das s-Flächengefüge der Gneise schwenkt in den Verlauf des späteren Scherganges ein. Im Zeitraum Oberkarbon-Unterrotliegendes führten Abschiebungen an der Stahlbergstörung auf den Gängen zu Schrägabschiebungen der SW-Schollen nach SE. Im tieferen Zechstein äußert sich die Dehnungstendenz in der Anlage schmaler störungsparalleler Lagunen.

2. Spätmesozoisches Abschiebungsstadium

Abschiebungen an der Stahlbergstörung, vermutlich während oberem Jura bis Unterkreide, hatten an homo- und antithetischen Begleitbrüchen die Bildung schmaler Grabenzonen zur Folge. Die Zechsteinkarbonate wurden deformiert. Der Spannungsausgleich auf den Schergängen ging in Form weiterer Abschiebungsbewegungen vor sich.

3. Mesozoisch-Känozoisches Aufschiebungsstadium

Dominierende Aufschiebungstendenz an den Rahmenstörungen und untergeordnet auf den Schergängen prägte ab Oberkreide bis Quartär in mehreren Akten das charakteristische Bild der Struktur Hühn. Die schmalen Grabenzonen im Randstörungsbereich wurden stark überpreßt. Das Schergangssystem erfährt seine eigentliche Formung und Ausgestaltung. Die Aufschiebungsbeträge summieren sich hier zu Sprunghöhen im m- bis Dekam-Bereich.

4. Mineralisation

Auslösende Faktoren für die Zirkulation mineralisierter Wässer und Grundbedingung zur Schaffung von Absatzräumen sind die im Verlauf der tektonischen Entwicklung eines Gebietes aufeinanderfolgenden Bewegungsakte. Die Altersstellung der einzelnen Glieder der Mineralabfolge korrespondiert eng mit dem Alter der tektonischen Prägung. Gegenseitige Durchsetzung, Brekziierung und Verdrängung sowie lagige Deformationen parallel zu Scherbahnen mit anschließender Umkristallisation sind deshalb typische Gefügemerkmale in den Mineralabsätzen entsprechender Gangstrukturen.

Die Ausscheidung eines Minerals erfolgt in der Regel aus einer gesättigten oder übersättigten Lösung unter Veränderung ihres Chemismus. Sie wird gesteuert durch den Wechsel der P-T-Bedingungen und durch Schwankungen im Redox-Potential der zufließenden Oberflächen- und Tiefenwässer. Das Redox-Potential der auf Störungszonen zirkulierenden, im allgemeinen des-

zendenten Oberflächen- und Sedimentationswässer wird dabei im wesentlichen durch Klima und Nebengesteinsmilieu bestimmt. Wegen der Bindung an einzelne tektonische Impulse (seismic pumping) geht die Neubildung eines Minerals vorwiegend mit der Auflösung eines anderen Minerals durch Verdrängung einher. Die Gesamtmineralisation stellt daher eine gerichtete Folge monomineralischer Abscheidungen dar:

Quarz + Hämatit \Rightarrow (Rotkarbonat) \Rightarrow Ankerit \Rightarrow Siderit \Rightarrow Kalzit \Rightarrow Fluorit \Rightarrow Baryt \Rightarrow Anhydrit \Rightarrow Quarz.

Assoziationen von zwei oder mehr Mineralen sind deshalb meist mehraktig zu deuten und mit einer Änderung der Bildungsbedingungen verbunden. Die Abscheidung in Form monomineralischer Phasen, verknüpft mit spezifischen tektonischen Richtungen, ist anhand der Grubenaufschlüsse eindeutig belegbar. In Taf. 2 ist die

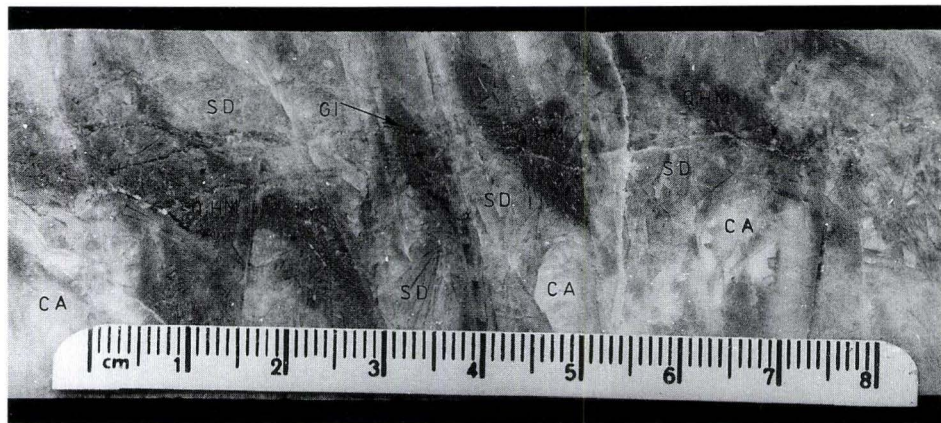


Abb. 4. Mineralabfolge: **Quarz-Hämatit-Rotkarbonat-Siderit-Kalzit-Gips.**

Die alte Quarz (Q)-Hämatit (HM)-Rotkarbonat-Mineralisation wurde brekziiert und von Siderit (SD) durchschlagen. Siderit ist partiell durch jüngeren Kalzit (CA) verdrängt. Marienglas (GI) wurde als jüngstes Mineral auf Klüften abgesetzt. Bohrprobe aus einer Trumzone im Hangenden des Turmganges, 40 m unter dem 328-m-Sohlenniveau.

Mineralisation des Thüringer Waldes in diesem Sinne zusammengefaßt dargestellt.

Auf den Schergängen der Struktur Hühn und auf der Stahlbergstörung begann die Mineralisation mit dem spärlichen Absatz von **Quarz-Hämatit** und lokal auch **Rotkarbonat**-Krusten (Abb. 4). Es treten fein- bis grobkörnige Absatzgefüge und palisadenartige Quarz-Hämatit-Säume um Nebengesteinsbruchstücke auf. Die Abscheidung des Hämatits korreliert mit den physikochemischen Bedingungen eines semiariden bis ariden Klimas, wie es während des Unterperms belegt ist. Das Alter der Mineralisation wird daher dem jüngeren Abschnitt der permosilesischen Dehnungsperiode zugeordnet und in das obere Autun bis Saxon gestellt. Der Fund eines Amethystgerölls aus dieser Mineralisationsphase im Grundkonglomerat des Zechsteins sichert diese Einstufung ab.

Der folgende **Ankerit** ist weitgehend auf die Hauptstörung beschränkt. Da die Ankeritabscheidung absteigende, marine Diagenesewässer voraussetzt und im Oberperm störungsgebundene Lagunen bestanden haben, ist oberpermisches oder auch triassisches Alter wahrscheinlich.

Quarz-Hämatit-(Rotkarbonat)-Ankerit wurden von SCHRÖDER (1970) in Anlehnung an die Verhältnisse im sächsischen Erzgebirge einem variszischen Mineralisationszyklus zugeordnet.

Die post-oberpermische Mineralisationsperiode beginnt mit der Ausscheidung von **Siderit** auf den Gangstrukturen und im Bereich der Hauptstörung. In den grabenartig dislozierten Zechsteinkarbonaten bilden sich metasomatische Sideritstöcke. Zwischen Siderit und Ankerit besteht ein deutlicher zeitlicher Hiatus. Siderit

besitzt ebenfalls noch an Weitungstektonik gebundene, granoblastische Absatzgefüge. Die Sideritmineralisation ist mit dem jungmesozoischen Dehnungsstadium verknüpft, dessen Hauptaktivitäten im Zeitraum oberer Jura-Unterkreide nachweisbar sind.

Die postsideritische Mineralisation geht mit einem Wechsel in der tektonischen Beanspruchung einher. Auf Hauptstörung und Gangstrukturen sind von nun an vorwiegend Aufschiebungsbewegungen wirksam. Analog zur zeitlichen Stellung der Aufschiebungstektonik wird für die nachfolgende Mineralisation Oberkreide-Tertiär-Alter angenommen. Die posttriassischen Ablagerungen sind in der Umgebung des Ruhlaer Kristallins erosiv entfernt, so daß eine exakte Einstufung der Mineralisationsphasen anhand von Durchtrümerungen nicht möglich ist. Als jüngster Anhaltspunkt für eine relative Altersstellung können Barytabsätze auf Buntsandsteinklüften dienen.

Es scheidet sich zunächst weißer **Kalzit** ab, der in tieferen Gangbereichen bis 15 m mächtige Linsen bildet und hier einen Großteil des Siderits verdrängt. Er setzt jedoch kaum in die Deckgebirgsschichten hinein. Dies kann darin begründet liegen, daß infolge der erst beginnenden Kompression im Bereich der auflagernden Zechsteinletten und den Verletzungen auf den Bruchstrukturen noch keine durchgängigen tektonischen Permeabilitäten geschaffen worden sind.

An kräftige, schrägaufschiebende Bewegungen sind die Hauptbildungsphasen von **Fluorit** und nachfolgend **Baryt** gebunden („4. Abfolge“ bei WERNER 1958 und SCHRÖDER 1970), (Abb. 5, 6). Die Minerallinsen erreichen bis 10 m Mächtigkeit. Auf den Gängen sind ausgeprägte Verdrängungsgefüge entwickelt. Fluorit verdrängt vor

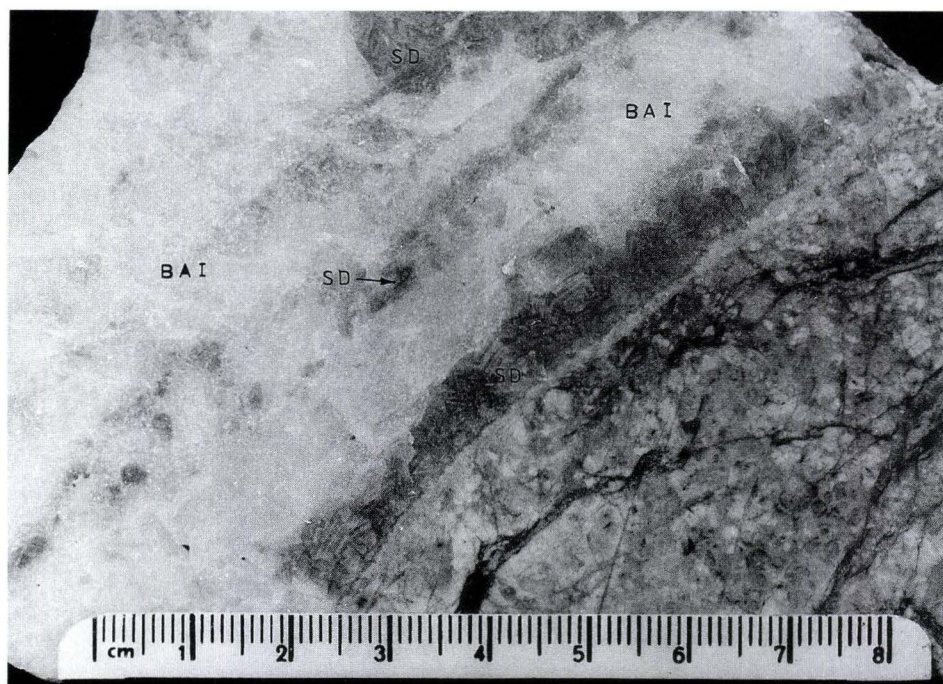


Abb. 5. Mineralabfolge: Siderit–Baryt.

Siderit (SD) zeigt am Salband ein rekristallisiertes Absatzgefüge und wird durch Baryt (BA) verdrängt. Verdrängungsrelikte von Siderit sind im Baryt enthalten. Das Nebengestein besteht aus permokarbonem Granitporphyr. Probe aus einer Fiederspalte des Ebersroder Ganges, 40 m über dem Niveau der Stollensohle.

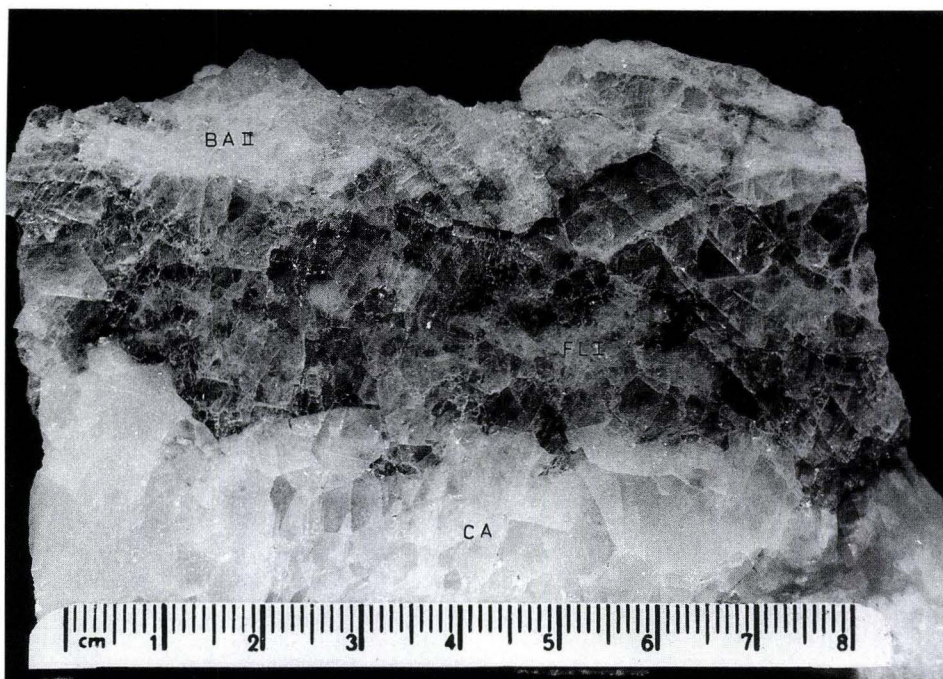


Abb. 6. Mineralabfolge: Kalzit–Fluorit–Baryt.

Kalzit (CA) am Salband wird gefolgt von Fluorit (FL) und Baryt (BA). Die Mineralassoziation bildet ein teilweise rekristallisiertes Scherbandgefüge. Probe aus dem Turmgang, Stollensohle.

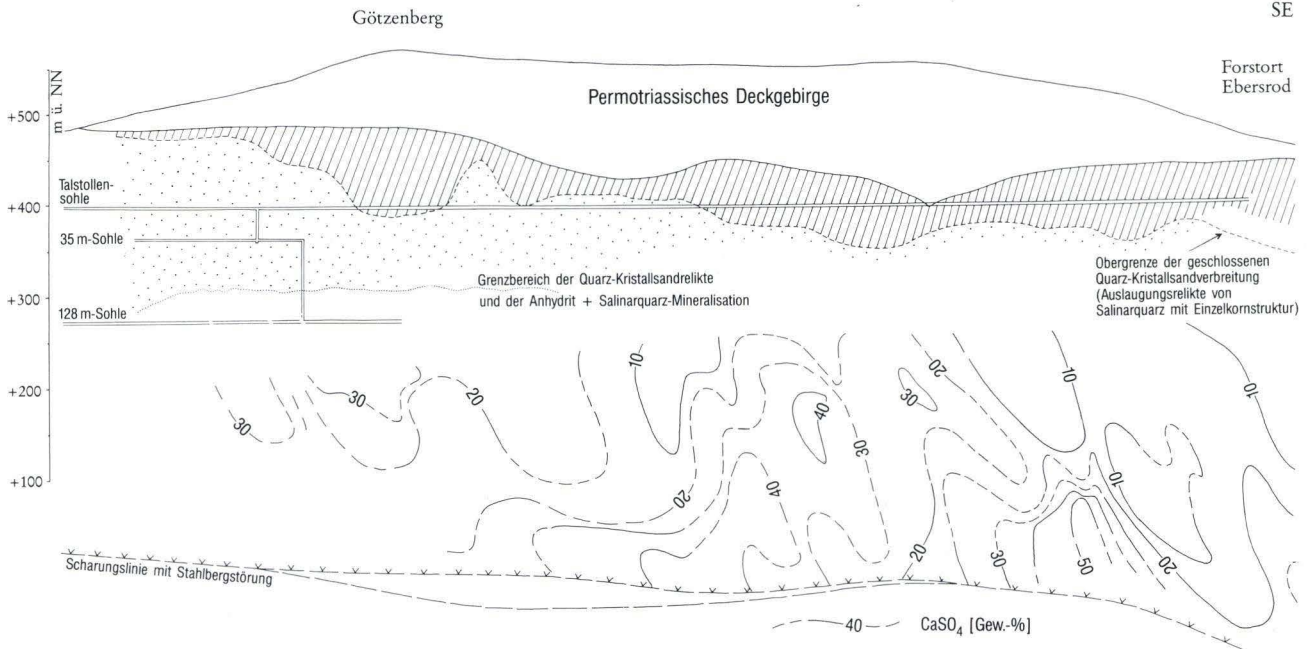


Abb. 7. Verteilung des Anhydritgehaltes im tieferen Gangbereich des Turmganges (Mittelteil) (nach HÄHNEL, CH. 1983).

allem Kalzit, der in den unteren und mittleren Gangabschnitten im Bereich des Fluoritstockwerkes verbreitet ist. In den oberen Gangabschnitten (Barytstockwerk) verdrängt Baryt den dort vorherrschenden Siderit. Gangbereiche mit ausgeprägter Sideritmineralisation stellen daher bevorzugte Abscheidungszone für Baryt dar.

Bei den Untersuchungen zeigte sich, daß in Verwachsungen Fluorit stets älter als Baryt ist und in Form von teilweise umkristallisierten Bruchstücken und Verdrängungsresten von diesem durchsetzt oder eingeschlossen wird. Damit scheint ein alternierender Absatz von Fluorit und Baryt wenig wahrscheinlich. Allerdings gibt es Hinweise auf einen mehrphasigen Absatz, insbesondere von Baryt, der mit jeweils spezifischen tektonischen Impulsen gekoppelt ist.

Der von WERNER (1958) und SCHRÖDER (1970) ausgehaltene ältere Baryt einer Siderit-Baryt-Paragenese („2. Abfolge“) konnte auf Grund der deutlich nachzuweisenden, monomineralischen Abfolge Siderit-Kalzit-Fluorit-Baryt in Verbindung mit dem abgeleiteten tektonischen Ablauf nicht bestätigt werden. Entsprechende Gangbereiche sind, wie oben angeführt, auf selektive Verdrängung von älterem Siderit durch Baryt der normalen Abfolge anzusehen.

Trümer, die der mengenmäßig untergeordneten sogenannten „3. Abfolge“ nach WERNER (1958) bzw. SCHRÖDER (1970) entsprechen würden, bilden nach unseren Ergebnissen ebenfalls keine selbständige Einheit. Eine zweite Generation von Siderit und Kalzit existiert nicht. Es handelt sich um ältere Karbonate auf Fiederspalten,

die zu Beginn der Fluorit- bzw. Barytmineralisation erneut geöffnet wurden, so daß die ersten Ausscheidungen von Fluorit und Baryt diesen Karbonaten aufsitzen. Ihre kräftigere blaugrüne (Fluorit) bzw. rötliche Färbung (Baryt) ist ein Nebengesteinseffekt, der auf geringmächtigen Trümmern oder in schmalen Gangrandzonen regelmäßig zu beobachten ist.

Unter weiterer Scherbeanspruchung schließt sich eine intensive **Anhydrit**mineralisation an, die lokal Mächtigkeiten von über 10 m erreicht (Abb. 7). Anhydrit verdrängt vorzugsweise den Kalzit und Siderit der tieferen Stockwerke, so daß eine vertikale Zonalität Baryt-Fluorit-Anhydrit/Kalzit entsteht. Bei starkem telescoping endet das Barytstockwerk auf den Hauptgangstrukturen ca. 150 m und das Fluoritstockwerk ca. 300 m unter der Deckgebirgsbasis. Auf den geringmächtigen Nebentrümmern reicht die Barytführung deutlich tiefer. Die Wurzel der Anhydritmineralisation ist im Bereich der Ancharungslinie der Gänge an die Stahlbergstörung noch nicht erreicht. Andererseits gibt es Anzeichen dafür, daß die Anhydritführung ursprünglich bis in die obersten Gangbereiche hinaufreichte, hier aber weitgehend zusammen mit dem limonitisierten Siderit der Subrosion zum Opfer fiel. Darauf weisen unter anderem der deutliche Anstieg der Obergrenze der Anhydritführung in Gangabschnitten mit „schützend“ Deckgebirgsüberlagerung sowie die Anhydrit- (und Karbonat-)Einschlüsse in den Quarzkriställchen aus mit Quarz-Kristallsand gefüllten Gang-Auslaugungsschloten hin.

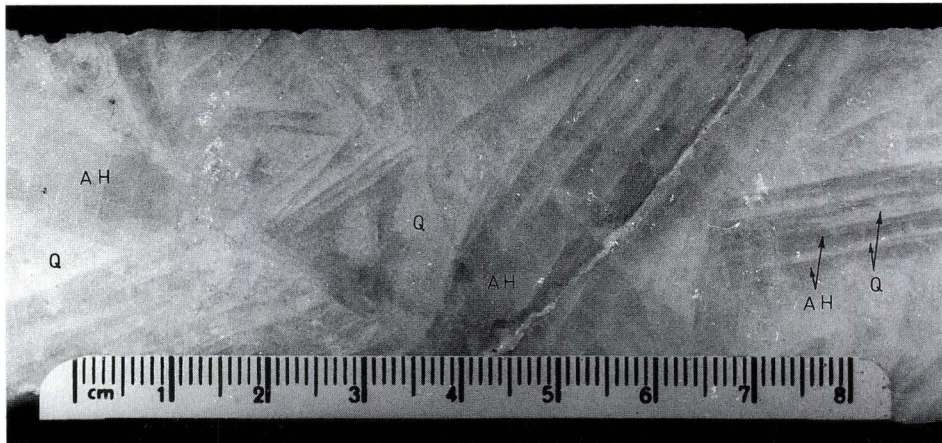


Abb. 8. Mineralabfolge: **Anhydrit-Quarz.**

Garben aus tafligen Anhydritkristallen (AH: dunkelgrau) sind pseudomorph durch körnigen Salinarquarz (Q: weiß) verdrängt. Bohrprobe aus dem Ebersroder Gang, 35 m unter dem 328-m-Sohlenniveau.

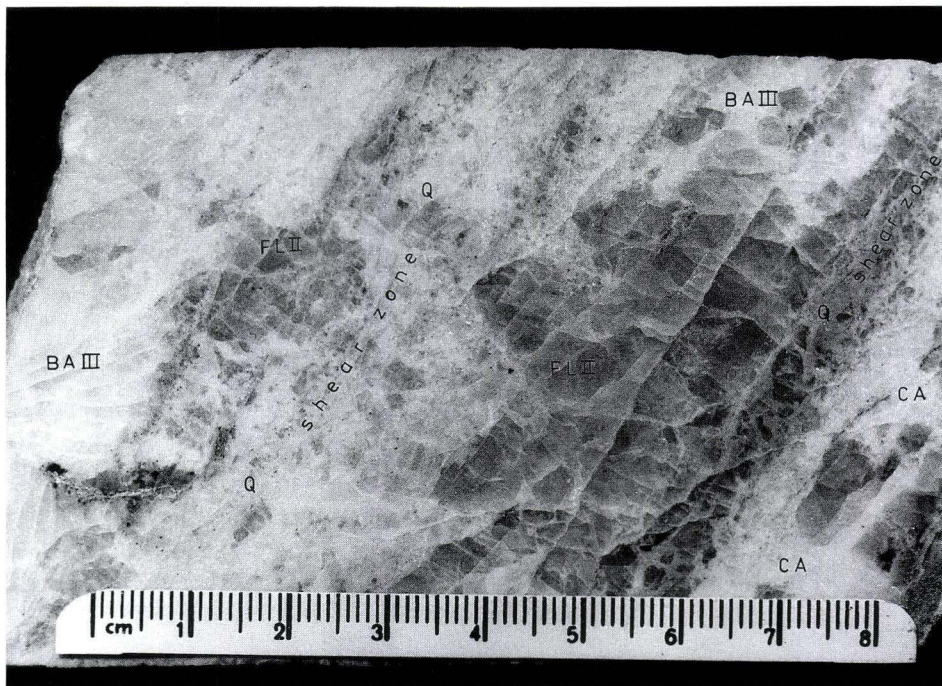


Abb. 9. Mineralabfolge: **Kalzit-Fluorit-Baryt-Quarz.**

Das Bild zeigt ein typisches Tektonitgefüge mit einer verquarzten Scherzone. Auf hellgrünen Fluorit (FL) mit Resten von älterem Kalzit (CA) folgt Baryt (BA). Die Mineralassoziation ist brekziiert, zerschert und mit weißem Quarz (Q) zementiert. Bohrprobe aus dem Turmgang, 25 m über dem 228-m-Sohlenniveau.

Als jüngste Mineralisation durchsetzt **Salinarquarz** bevorzugt Anhydrit (Abb. 8), aber auch Siderit bzw., wo vorhanden, Ankerit. Er verdrängt pseudomorph und häufig parallel zu den Scherbahnen die tafligen Anhydritkristalle, behält aber meist seine Einzelkornstruktur und verwächst nur selten zu Gerüstquarz. Die Verquar-

zung ist allgemein intensiv. Lokal können bis über 50% des Anhydrits durch Quarz ersetzt sein. Im Siderit bzw. Ankerit sitzen die idio- bis hypidiomorphen Quarzkriställchen perschnurartig auf den Korngrenzen.

Eine nach der Teufe zunehmende, junge Verquarzung der Gangabschnitte mit Fluorit-Baryt-Mineralisation hat

sich nicht bestätigt. Bei von WERNER (1958) entsprechend beschriebenen Bildungen handelt es sich offenbar um älteren, präsideritischen Quarz. Weitere, zeitlich zwischen der Quarz-Hämatit-Phase und der Salinarquarzphase liegende Quarzabscheidungen konnten nicht nachgewiesen werden.

Sulfide sind nur in Spuren vorhanden. Vorwiegend kommt **Chalkopyrit** neben etwas **Pyrit** vor. Sie sind meist an Kalzit oder jungen Quarz gebunden. Auf verquarzten, und wahrscheinlich durch schwache Bitumenführung grau bis schwarzgrau gefärbten Scherbahnen im Anhydrit und Baryt, selten im Fluorit, tritt zusammen mit Chalkopyrit etwas **Emplektit** auf. Die Sulfide sind syngenetisch mit der jungen Verquarzung, können jedoch teilweise auch älter sein.

Jüngere Beanspruchungen führten im Anhydrit zu oft intensiver, mehrphasiger Vergipsung und zu Gipsumlagerungen. Auffällig ist dabei vor allem quergefasertes

Dehnungsgips als Kluffüllung. Unter humiden Klimabedingungen kam es verstärkt ab Tertiär zu Verkarstungen (Anhydritauslaugungen, Gipsabscheidung) und Oxydationsvorgängen (Limonitisierung des Siderits). Durch die Anhydrit- und Sideritablaugung entstanden in den oberen Lagerstättenbereichen Gangschloten, die mit den partiell durch Limonit verunreinigten Salinarquarzurückständen angefüllt sind. Beim Anschlagen der Schloten treten diese als Quarz-Kristallsande in die Strecken und Abbaue aus.

Die dominante Aufschiebungstektonik bedingt ein Vorherrschen von Brekzien- und Schergefügen in den Mineralgängen (Abb. 9). Die oft feinen Bändergefüge sind nachweislich umkristallisierte Deformationsbahnen (Pseudobänderung; teilweise auch diagonal zu den Salbändern). Ein Oszillieren der Elementkonzentration in den mineralisierenden Lösungen (WERNER 1958) läßt sich als Ursache für die Mineralbänderung nicht bestätigen.

5. Genese

Nach MEINEL (1979) kann die epithermale Gangmineralisation des Thüringer Waldes als ein Ergebnis der Wechselwirkung von versenkten, im Grundgebirge migrierenden und wieder aufsteigenden, heißen, salzreichen Beckenwässern mit der Lithosphäre der angrenzenden Hochschollen und mit in den oberen Bereich der Hochschollen eingedrungenen Infiltrationswässern (Verwitterungslösungen) betrachtet werden (Abb. 10). Dieser Vorgang ist für den gesamten Hochschollenbereich am S-Rand der Norddeutschen-Polnischen Senke im Zeitraum Perm bis einschließlich Tertiär anzunehmen. Beispiele dafür bieten außer der Hochscholle des Thüringer Waldes unter anderem der Bereich des Flechtinger Höhenzuges, der Gardelegener Abbruch und der Harz.

Bei der epithermalen Gangmineralisation im Thüringer Wald als einer gerichteten Folge monomineralischer Phasen bestehen deshalb hinsichtlich einer Unterteilung in einen variszischen und einen saxonischen Mineralisationszyklus beträchtliche Unschärferelationen.

Von BERNARD u.a. (1987) wurden ähnliche Bildungsmodelle für die Fluorit-Baryt-Mineralisation des Böhmisches Massivs vorgestellt. Analoge Vorstellungen äußern ROZKOWSKI u.a. (1979) für die Pb-Zn-Lagerstätten von Gorný Slask (Polen), KUCHA & PAWLKOWSKI (1986) für die Kupferschieferlagerstätten Polens sowie BEHR & GERLER (1987) für die epithermale postvariszische Gangmineralisation im W-Teil Deutschlands.

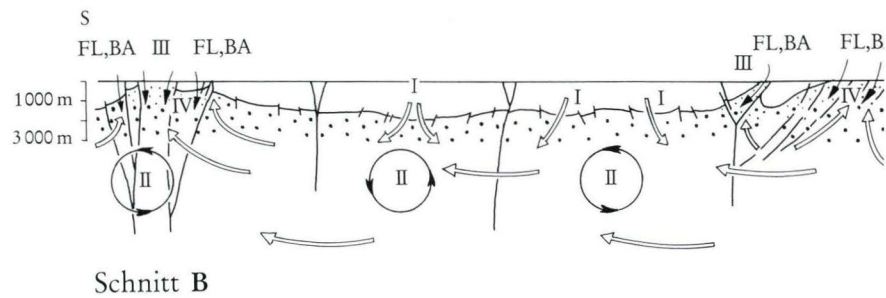
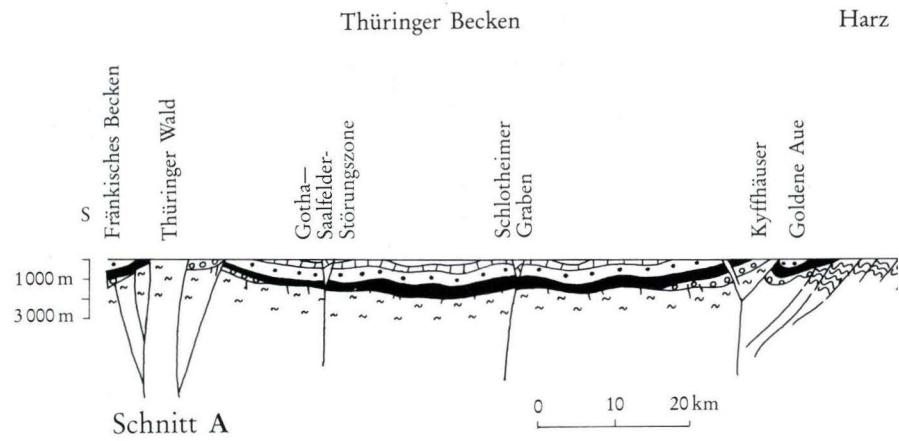
Indizien für das angenommene Genesemodell liefert neben den geologischen Fakten (Beckenentwicklung)

die Untersuchung von Spurenelementen in den Gangmineralen. So sind besonders die Verteilungsmuster der Seltenen Erden (Tab. 1) sowie die thermokryometrischen und chemischen Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen in den Gangmineralen sehr informativ.

In der Abb. 11 sind die chondritnormierten Verteilungsmuster der Seltenen Erden von einigen, im Bereich der Lagerstätte Hühn angetroffenen Gangmineralen (10 Fluoritproben, 2 Anhydritproben, 1 Baryt- und 1 Kalzitprobe) dargestellt. Die Fluoritproben weisen alle einen etwa gleichen Kurventyp auf, der für die spätmesozoisch-tertiäre Fluoritmineralisation charakteristisch ist. Zu ihr gehören die meisten Fluoritlagerstätten im mitteleuropäischen Raum. Diese Fluorite sind durch Umlagerung aus frühmesozoischen Fluoritvorkonzentrationen mittels heißer Salzsolen im Umkreis der bestehenden Gangstrukturen entstanden.

Die thermokryometrischen Messungen an Flüssigkeitseinschlüssen dieser Fluoritproben (Loos u.a. 1981) ergaben Salzgehalte zwischen 23–27 Äquivalent-% NaCl und Homogenisierungstemperaturen zwischen 80 und 135°C. Die Chlor/Brom-Verhältnisse liegen zwischen 141 und 209.

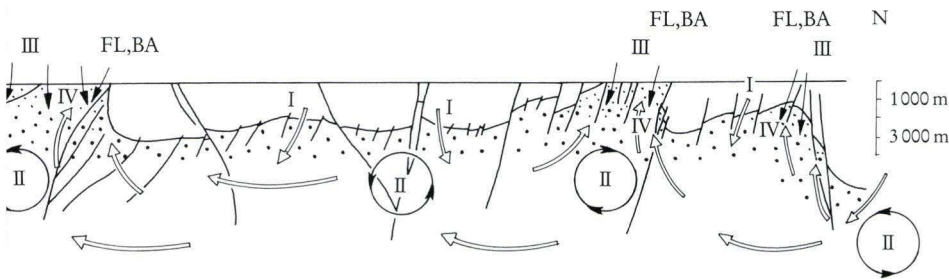
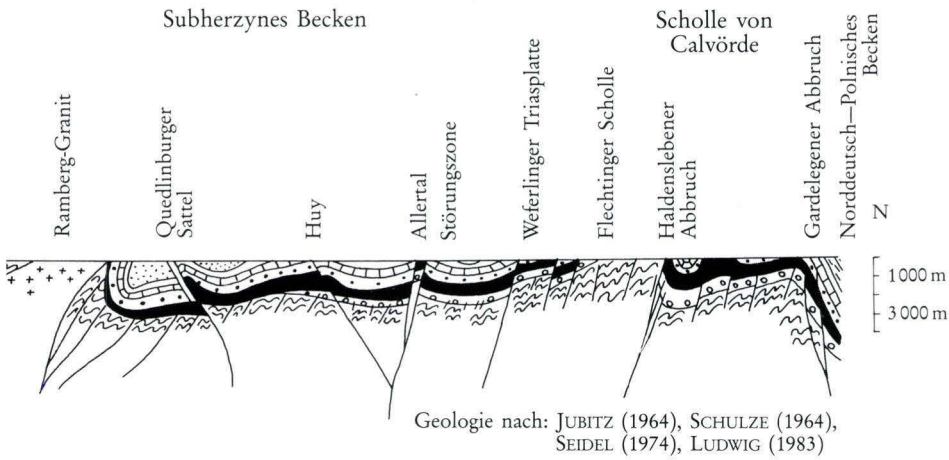
Die beiden Anhydritproben weisen einen steilen, linearen Abfall vom Lanthan zum Lutetium auf, wie er für nicht umgelagerte Ausscheidungen aus hochsalinaren Lösungen typisch ist. Die Chlor/Brom-Verhältnisse betragen 137 bzw. 167 und ähneln damit den Werten der Fluoritproben. Der Einfluß sulfathaltiger Infiltrationswässer, die für eine Anhydritbildung von Bedeutung sind (Vermischung mit den heißen, hochsalinaren Tiefen-









Legende Schnitt A

- Kreide
- Jura
- Obere Trias (Kreide)
- Mittlere Trias (Muschelkalk)
- Untere Trias (Buntsandstein)
- Zechstein
- Permosiles
- postorogene Granite
- gefaltetes, variszisches Grundgebirge
- kristallines Grundgebirge

Abb. 10. Schematischer geologischer Schnitt vom Thüringer Wald zum Norddeutschen-Polnischen Becken (A) und die genetischen Bedingungen für die Bildung der postvariszischen Fluorit-Baryt-Mineralisation (B), (nach MEINEL 1979, 1983, 1988).



Legende Schnitt B

-  Zone der Infiltrationswässer in Grundgebirgsregionen
-  Zone der versenkten Sedimentationswässer in Grundgebirgsregionen
-  I Abstieg von $MgSO_4$ - $NaCl$ -Sedimentationswässern und Bildung von $Na-Ca-Cl$ -Salzsolen
-  II laterale Zirkulation auf regionalen Störungszone, Aktivierung durch Krustenwärme, Anreicherung von F und Ba durch Lösung aus dem Nebengestein
-  III Abstieg von Infiltrationswässern (Süßwasser, $CaSO_4$ -Oberflächenwasser)
-  IV Mischung von heißen, aufsteigenden Salzsolen mit kühlen Infiltrationswässern innerhalb der Bruchzonen gehobener Grundgebirgsblöcke und Ausfällung von Baryt, Fluorit

Tab. 1. Neutronen-Aktivierungsanalyse der Seltenen Erden sowie Bestimmung von Sr, Cl und Br in Gangmineralen der Fluorit-Baryt-Lagerstätte Hühn (Loos u.a. 1981)

Proben	Elementgehalte [ppm]																			
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	REE	Tb/La	Sr	Cl	Br	Cl/Br
1: Fluorit, Tagebau Kochenfeld (Vordere Mommel)	2,1	6,4	1,4	6,7	3,6	2,01	7,6	1,16	8,4	1,80	2,40	0,15	0,68	0,054	44,5	0,552	440	154	1,0	154,0
2: Fluorit, Tagebau Kochenfeld (Vordere Mommel)	3,5	7,9	1,6	6,0	2,4	1,24	5,2	0,84	6,0	1,30	1,70	0,20	0,43	0,030	38,3	0,240	34	305	2,0	152,5
3: Fluorit, Tagebau Kochenfeld (Vordere Mommel)	3,2	9,2	1,7	6,2	2,1	1,32	5,2	1,08	7,1	1,40	1,30	0,08	0,40	0,038	40,32	0,338	168	273	1,9	143,7
4: Fluorit, Grube Hühn, 30 m unter Gelände	13,6	25,1	4,3	13,5	3,2	2,12	5,4	0,72	4,7	0,88	1,10	0,07	0,36	0,040	75,1	0,053	25	407	2,1	193,8
5: Fluorit, Grube Hühn, 30 m unter Gelände	6,8	13,0	2,5	9,6	3,1	2,04	5,9	0,78	4,9	0,90	1,10	0,08	0,46	0,047	51,2	0,115	47	300	1,6	187,5
6: Fluorit, Grube Hühn, 110 m unter Gelände	9,6	16,2	3,0	10,1	2,6	1,36	4,5	0,68	4,4	0,78	0,90	0,06	0,33	0,03	54,5	0,071	42	394	2,8	140,7
7: Fluorit, Grube Hühn, 120 m unter Gelände	5,4	10,2	2,0	7,4	2,4	1,42	4,0	0,57	3,5	0,61	0,75	0,05	0,27	0,03	38,6	0,106	25	403	2,6	155,0
8: Fluorit, Grube Hühn, 170 m unter Gelände	9,6	18,2	3,5	13,0	4,0	1,70	7,1	1,02	6,3	1,14	1,30	0,09	0,39	0,04	67,4	0,106	37	255	1,6	159,4
9: Fluorit, Grube Hühn, 128-m-Sohle	11,0	20,0	3,4	12,0	4,0	2,6	6,0	0,95	6,2	1,30	1,80	0,13	0,68	0,07	70,1	0,086	28		0,89	
10: Fluorit, Grube Hühn, 128-m-Sohle	19,0	28,0	5,2	16,0	3,5	1,3	4,8	0,60	3,9	0,80	1,10	0,07	0,33	0,04	84,6	0,032	29	572	2,74	208,8
11: Baryt, Grube Hühn, 128-m-Sohle	1,7	(6,8)	(1,3)	(4,5)	(1,1)	0,08	(1,6)	0,22	(1,7)	(0,4)	(1,1)	(0,13)	(1,1)	(0,15)	(21,9)	0,129	157×10 ³	355	2,1	169,0
12: Kalzit, Grube Hühn, 128-m-Sohle	51,0	150,0	27,0	98,0	26,0	15,0	38,0	5,0	35,0	8,4	20,0	2,3	16,0	2,4	494,1	0,098	104	1222	4,6	265,6
13: Anhydrit, Grube Hühn, 170 m unter Gelände	9,8	11,5	3,8	10,5	1,7	0,56	1,2	0,093	0,55	0,11	0,15	0,011	0,06	0,023	40,1	0,009	1044	90	0,54	166,7
14: Anhydrit, Grube Hühn, 320 m unter Gelände	4,7	7,7	2,0	5,7	0,92	0,38	0,78	0,075	0,46	0,09	0,15	0,010	0,05	0,020	23,0	0,016	799	182	1,35	134,8

Analysebedingungen:

1. Probenvorbereitung: Auslese der reinen Minerale nach Zerkleinerung unter dem Stereo-Mikroskop
2. INAA-Aktivierung im Forschungsreaktor Dresden-Rossendorf (Typ WWRS) in 3 Bestrahlungspositionen

Bestrahlungsposition	Aktivierungszeit	Fluß	
		thermische Neutronen	epithermische Neutronen
„B“	1 Std.	$7 \times 10^{13} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$2 \times 10^{10} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$
„VK 2“	1 min.	$2 \times 10^{12} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$10^{12} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$
„B/Cd“	10 Std.		$10^{12} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$

3. Messung mittels eines Ge(Li)-Semi-Conductor-Dedektors (Typ UJV-Rez) aktives Volumen: 31cm³, Auflösung: 2,5 keV bei 1333 keV

4. Verarbeitung der Meßsignale mittels eines 2048-Kanal-Spektrometers

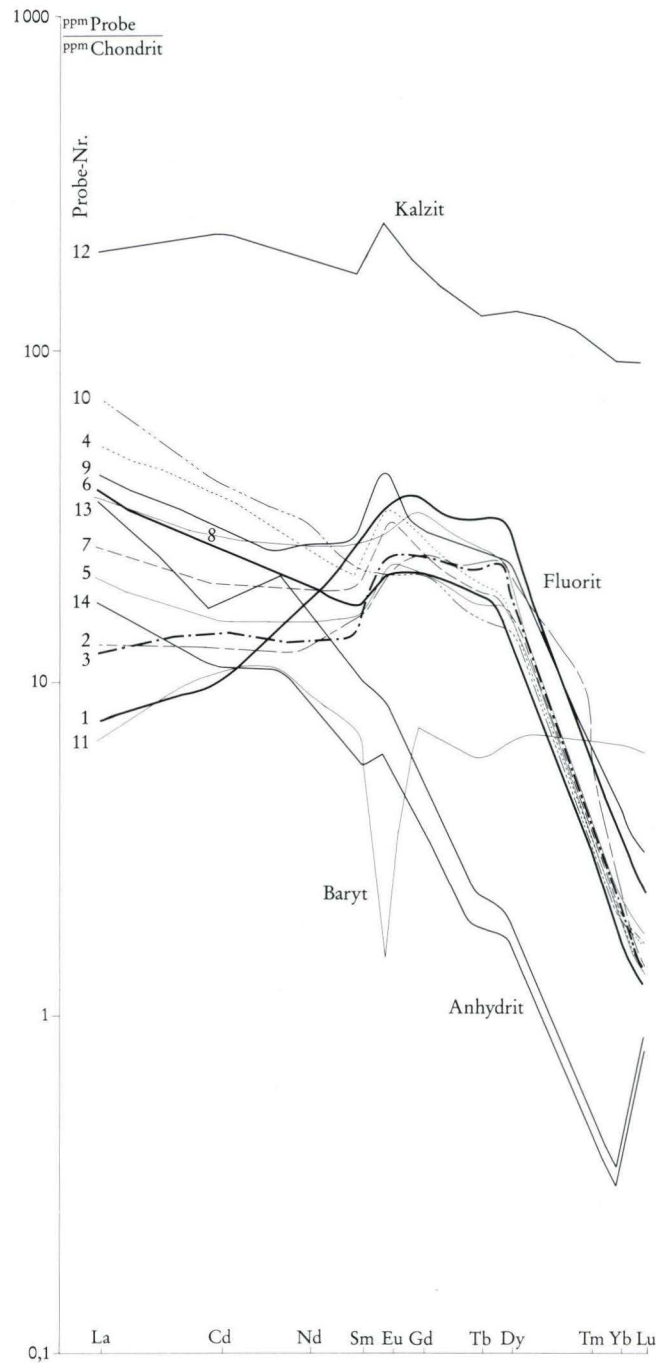


Abb. 11. Chondrit-normierte Verteilungskurven der Seltenen Erden in den Gangmineralen der Baryt-Fluorit-Lagerstätte Hühn.

wässern), kommt in den REE-Verteilungskurven nicht zum Ausdruck. Gleiche REE-Verteilungsmuster beschreiben MUNGALL u.a. (1987) aus Gipsmineralisationen von Atikokan/Canada.

Die REE-Verteilungskurven der Baryt- und der Kalzitprobe zeigen den für bikarbonathaltige Infiltrationswässer typischen flachen Verlauf vom Lanthan zum Lutetium.

6. Schriftenverzeichnis

- ANDREAS, D., HÄHNEL, R., HÄHNEL, CH., MÄDLER, J., MEINEL, G., MICHAEL, J., VOIGT, H., WUNDERLICH, J. & LOOS, G. (1988): Strukturell-stoffliche Charakteristik der epithermalen Gangmineralisationen des Thüringer Waldes und ihre Genese. – Vortrag, 39. Berg- und Hüttenmännischer Tag der Bergakademie Freiberg 1988; Freiberg.
- BEHR, H.-J. & GERLER (1987): Inclusions of Sedimentary Brines in Postvariscan Mineralizations in the Federal Republic of Germany – a Study by Neutron Activation Analysis. – *Chem. Geol.*, **61**: 65–77; Amsterdam.
- BERNARD, J. H., CADEK, J. & KLOMINSKY (1976): Genetic Problems of the Mesozoic Fluorite-Barite-Mineralization of the Bohemian Massif. – In: FEDAK, J. (edt.): *The Current Metallogenic Problem of Central Europe*, 217–226; Warszawa (Geol. Inst.).
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus hercynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – *Geol. Rdsch.*, **77**: 127–141; Stuttgart.
- FRANZKE, H.-J., HÄHNEL, R., SEIDL, E., BÖHNER, H., MORGENROTH, V. & SCHÖTT, H. (1991): Zu Fragen der Gangtektonik im nordwestlichen Thüringer Wald. – *Geoprofil*, **3**: 62–74; Freiberg.
- HÄHNEL, R. (1983): Minerogenetische Analyse und Neubewertung des Lagerstättenfeldes Westlicher Thüringer Wald im Rahmen der Höffigkeitseinschätzungen Fluorit und Baryt. – Unveröff. Dissertation A, Bergakademie Freiberg, 109 S.; Freiberg.
- KUCHA, H. & PAWLIKOWSKI, M. (1986): Two-brine Model of the Genesis of Stratabond and Zechstein Deposits (Kupferschiefer-Type), Poland. – *Mineralium Deposita*, **21**: 70–81; Berlin.
- LOOS, G., SAUPE, M., MÄDLER, U. & MEINEL, G. (1981): Beitrag zur Klärung der epithermalen Fluoritgenese mit Hilfe der Spurenelementanalyse. – *Zeitschr. angew. Geol.*, **27**: 567–573; Berlin.
- MEINEL, G. (1979): Verhalten der Elemente Chlor, Fluor und Barium im Grenzbereich Lithosphäre/Hydrosphäre. – *Zeitschr. angew. Geol.*, **25**: 514–516; Berlin.
- (1983): Geochemische Beziehungen zwischen epithermalen Gangmineralisationen und Zechsteinevaporiten in Mitteleuropa. – *Zeitschr. angew. Geol.*, **29**: 451–453; Berlin.
- (1988): Die Beziehungen der hydrothermalen Mineralisation zu den Komplexen der Verwitterung-Sedimentation, der Metamorphose und des Magmatismus. – *Zeitschr. angew. Geol.*, **34**: 1–8; Berlin.
- MUNGALL, J. E., FRAPE, S. K., GIGSON, I. L. & KAMINENI, D. CH. (1987): Rare-earth Abundances in Host Granitic Rocks and Fracture-filling Gypsum Associated with Saline Groundwaters from a Deep Borehole, Atikokan, Ontario. – *Canad. Mineral.*, **25**: 539–543; Montreal.
- PERELMAN, A. J. (1972): *Geochemie epigenetischer Prozesse*, 400 S.; Berlin (Akademie-Verlag).
- ROZKOWSKI, A., RUDZINSKA, T. & BUKOWY, ST. (1979): Thermal Brines as a Potential Source of the Ore Mineralization of the Silesia-Cracow Area. – *Tom XCV*: 59–82; Warszawa (Prace Inst. Geol.).
- SCHRÖDER, N. (1970): Die magmatogenen Mineralisationen des Thüringer Waldes und ihre Stellung im variszischen und saxonischen Mineralisationszyklus Mitteleuropas. – *Freib. Forschungsh.*, **C 261**: 7–52; Leipzig.
- WEBER, W. (1977): Zur Methodik der Lokalisierung und Charakterisierung tiefer Bruchstrukturen für minerogenetische Untersuchungen. – *Freib. Forschungsh.*, **C 329**: 9–52; Leipzig.
- WERNER, C. D. (1958): *Geochemie und Paragenese der saxonischen Schwespat- und Flußspatgänge im Schmalkaldener Revier*. – *Freib. Forschungsh.*, **C 47**, 117 S.; Leipzig.
- WOLFSON, F. I. (1960): *Die Strukturen der endogenen Erzlagerstätten*, 148 S.; Berlin (Akademie-Verlag).

Manuskript eingegangen am 21. 1. 1993, angenommen am 5. 2. 1993

ERHARD REITZ, HANS-JÜRGEN ANDERLE & MICHAELA WINKELMANN*

Ein erster Nachweis von Unterordovizium (Arenig) am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges im Vordertaunus: Der Bierstadt-Phyllit (Bl. 5915 Wiesbaden)

Kurzfassung

In einer Kernbohrung in Wiesbaden-Bierstadt am Südrand des Rhenoherynikums im Vordertaunus wurde ein saprolitischer Phyllit angetroffen. Er enthält Acritarchen, die eine Einstufung in das untere Ordovizium (Arenig) ermöglichen. Die neue Formation wird als Bierstadt-Phyllit beschrieben und mit

Phycodenschichten und Griffelschiefer der „Thüringischen Faziesreihe“ Nordostbayerns sowie dem Unteren Salm im Hohen Venn verglichen.

Abstract

A saprolitic phyllite was encountered in a core drilling in Wiesba-

den-Bierstadt at the southern margin of the Rhenohercynian Vordertaunus. It yielded Lower Ordovician (Arenig) acritarchs. The new formation is named Bierstadt Phyllite.

It is compared to the Thuringian Phycodenschichten and Griffelschiefer from northeastern Bavaria and to the Lower Salmien in the Ardennes.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	25
2. Die Bohrung BK 9006	26
3. Der Bierstadt-Phyllit	27
3.1 Lithologie und Deformation	27
3.2 Biostratigraphische Einstufung	28
3.3. Einordnung in den geologischen Rahmen von Vordertaunus und Rhenoherynikum	31
3.4. Ein Vergleich mit Unterordovizium aus der „Thüringischen Faziesreihe“ des Saxothuringikums in Nordostbayern	32
3.5. Ein Vergleich mit Unterordovizium vom NE-Teil des Stavelot/Venn-Antiklinoriums	34
4. Mögliche paläogeographische Zusammenhänge	36
5. Schriftenverzeichnis	36

1. Einleitung

Generell werden im südlichen Rheinischen Schiefergebirge die Gesteine von NNW nach SSE älter, obwohl die Schichtung überwiegend nach SSE einfällt. Dies ist durch Schuppenbau bedingt. Die Schuppen bringen sukzessive ältere Gesteine an die Oberfläche, während intern eine Verjüngung nach SSE stattfindet. So dominieren südlich der Lahn-„Mulde“ in der Hintertaunus-

Einheit Gesteine des Ems und in der Taunuskamm-Einheit solche des Gedinnes und Siegens. Das Alter der grünschieferfaziell metamorphen Gesteine der Vordertaunus-Einheit war lange umstritten. Einige Autoren hielten sie für metamorphes Unterdevon (DUMONT 1848: 548 f., F. & G. SANDBERGER 1850–1856: 490 u. 493, LOSSEN 1867: 662 u. 697 f.). Die Mehrzahl der älteren Autoren

* Priv.-Doz. Dr. E. REITZ, Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg, Hans-Meerwein-Straße, 35032 Marburg, Dipl.-Geol. H.-J. ANDERLE, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden, Dipl.-Geol. M. WINKELMANN, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstraße 37, 80333 München

hielt diese Serie jedoch – entsprechend der damals schon erkannten Regel – für älter als Devon (KOCH 1876: 121, GOSSELET 1890: 334, v. REINACH 1904: 2 f., LEPLA 1904: 10 und MICHELS 1931: 10). Entsprechend dieser Auffassung sprach man von Vordevon. STRUVE (1973: 359, Fußnote) hatte die Metasedimente des Südaunus mit dem thüringischen Ordovizium verglichen. Erst in jünger

ster Zeit gelang es, einen Teil der Metasedimente in das Ems einzustufen (REITZ 1989) und für die Metavulkanite radiometrisch oberordovizisch-silurische Alter zu bestimmen (SOMMERMANN et al. 1992, 1994). Durch eine Bohrung, die nachfolgend beschrieben werden soll, sind nun erstmals auch ordovizische Sedimente angetroffen worden.

2. Die Bohrung BK 9006

Für eine später aufgegebene Variante der Bundesbahn-Neubaustrecke Köln-Rhein/Main sind 1986/87 und 1991 im Stadtgebiet von Wiesbaden zwischen Kellerskopf und Innenstadt insgesamt 19 Kernbohrungen mit einer maximalen Teufe von 100 m niedergebracht worden. Die Bohrung BK 9006 befindet sich im Stadtteil Bierstadt am Rand der Siedlung „An den Fichten“, etwa 225 m östlich der Nauroder Straße (B 455) unmittelbar nördlich des August-Liebig-Weges, auf Blatt 5915 Wiesbaden bei R 34 48 667, H 55 51 466 (Abb. 1-3). Sie ist als Grundwassermessstelle ausgebaut. Die Höhe des Deckels über NN beträgt 240,77 m.

Die Bohrung wurde im Februar 1991 von Fa. Celler Brunnenbau durch Bohrmeister Jürgen Schnappat ausgeführt. Gebohrt wurde bis 18 m mit EKH-146 und weiter bis 70 m mit SK6L-146, jeweils mit anschließender Aufweitung auf 250 mm. Der vorliegende Bohrkern hat einen Durchmesser von 100 mm. Das Bohrloch ist als Grundwassermessstelle ausgebaut mit Filter 125 mm/PVC-SW 0.5 von 45 bis 70 m, Kiesschüttung (Körnung 2-4 mm) von 40 bis 71 m und Abdichtung von 0,80 bis 40 m.

Die Bohrung hat bis 5,50 m Quartär (Lößlehm und Löß), bis 11,50 m Tertiärkies, bis 62,60 m stark verwitterten Metapellit (Phyllit) und darunter bis zur Endtiefe von 70,00 m einen Metavulkanit durchteuft.

Schichtenverzeichnis

- 0,30 m **Boden**, dunkelbraun
- 3,20 m **Schluff**, feinsandig, tonig, wenig Feinkies, hellbraun, kalkhaltig
- 5,50 m **Schluff**, sandig, tonig, hellrötlichbraun, bis 4,50 kalkhaltig, mit Kalkkonkretionen; 4,50-5,00 kalkfrei; 5,20-5,50 schwach kalkhaltig
Kern bei der Aufnahme bereits entnommen: 5,00-5,20
- 11,50 m **Kies**, sandig, wechselnd schluffig-tonig, mit Steinen, gelblichbraun, Komponenten: Quarz, selten Quarzit, ecken- und kantengerundet bis gut gerundet
- 19,80 m **Metapellit**, phyllitisch, hellbraun und hellgrau, stark verwittert, einzelne Quarzadern, meist kleinstückig zerbohrt

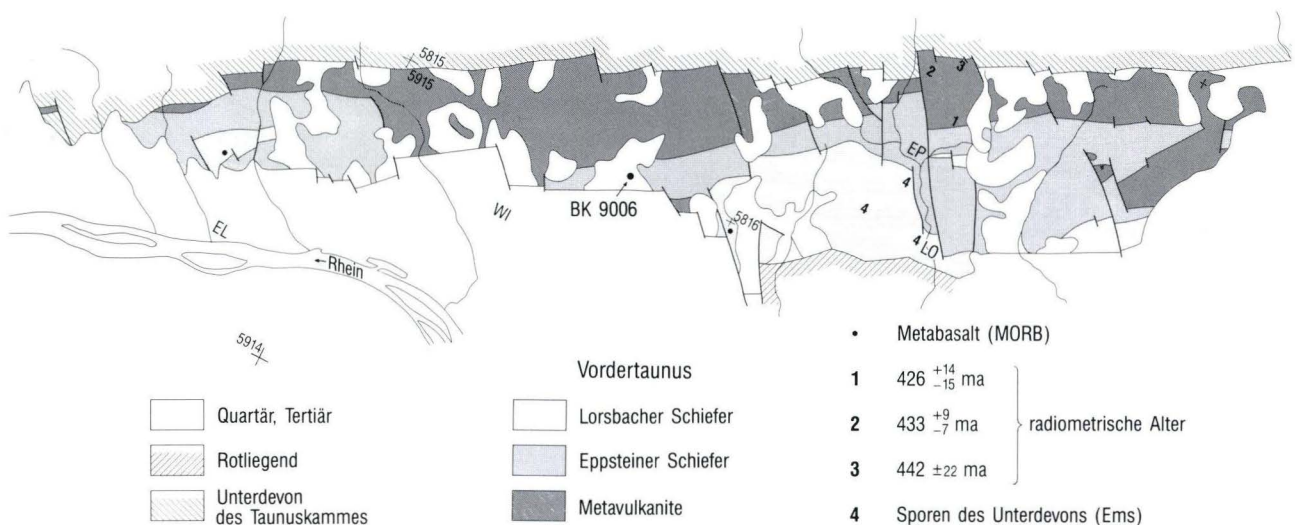


Abb. 1. Lage der Bohrung BK 9006 im Vordertaunus. BH = Bad Homburg, EL = Eltville, EP = Eppstein, LO = Lorsch, WI = Wiesbaden.

Lageskizze

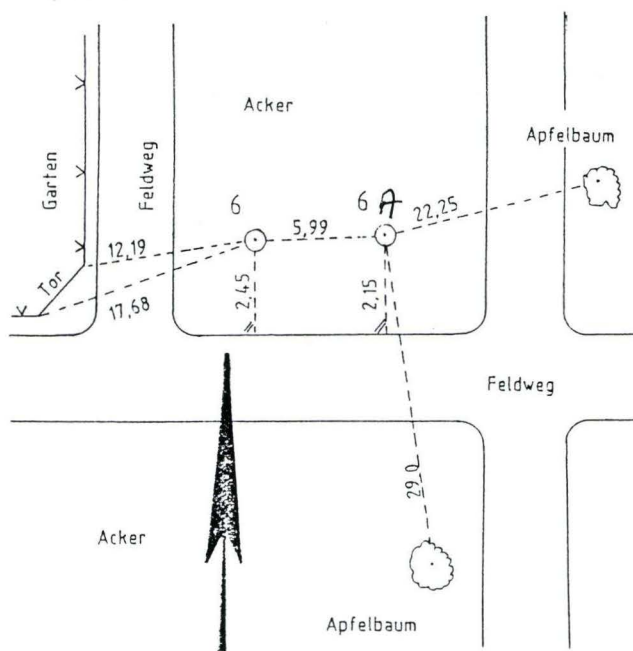


Abb. 2. Lageskizze des Bohrpunkts angefertigt vom Vermessungsbüro Hartung in Wiesbaden (6 = BK 9006).

- 50,00 m **Metapelit**, phyllitisch, helloliv, hellgrau und (bis 23,50 m) rotbraun bzw. (darunter) mittelbraun gebändert, in kleinen Linsen dunkel-

grau, verwittert, reichlich mm- und cm-starke Quarzadern auf s

Kern stückig bis kleinstückig zerbohrt: 31,90-33,20; 37,65-38,50; 40,00-40,40; 44,00-44,50; 48,90-50,00

Kern bei der Aufnahme bereits entnommen: 42,30-42,55; 47,30-47,80

Kernverlust: 25,20-25,50; 27,00-27,2; 28,00-28,30; 29,00-30,50; 35,00-35,40

- 62,60 m **Metapelit**, phyllitisch, hellbraun (bis 51,20) und hellgrau, von 62,00 bis 62,60 auch hellgrünlichgrau, verwittert, gelegentlich mm- und cm-starke Quarzadern auf s und vereinzelt auf Klüften

Kern stückig bis kleinstückig zerbohrt: 50,00-51,00; 52,60-53,00; 54,50-54,80; 57,00-57,30; 58,00-58,40

Kern bei der Aufnahme bereits entnommen: 56,60-56,90

- 70,00 m **Metavulkanit**, phyllitisch, hellgelblich und hellgrün gebändert, helloliv angewittert, dunkelbraune Bestege auf s- und Klüftflächen, fest, mm- und cm-starke Quarzadern und -linsen auf s

Kern stückig bis kleinstückig zerbohrt: 62,80-63,50; 64,00-64,40; 65,6-67,50; 67,80-68,00

3. Der Bierstadt-Phyllit

Die in der Bohrung BK 9006 ab 11,50 m angetroffene Gesteinsfolge stellt auf Grund von Lithologie und biostratigraphischer Einstufung eine neue Formation im Sinne von HEDBERG (1976) und Code-Committee (1977) dar. Wir nennen sie Bierstadt-Phyllit nach ihrem Vorkommen in Wiesbaden-Bierstadt. Stratum typicum ist vorläufig der vorhandene Bohrkern. Es ist vorgesehen, den Bohrkern zu konservieren und im Bohrkernlager Limbach des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung auf Dauer einzulagern.

3.1. Lithologie und Deformation

Ausgangsmaterial für den Metapelit zwischen 11,50 m und 62,60 m war reiner Ton mit gelegentlichen Lagen feiner als 1 mm aus detritischem Quarzfeinschluff. Daneben tritt vereinzelt sehr kleiner detritischer Schörl auf.

Metamorphose und Deformation führten zu einem Phyllit mit drei Schieferungen. Die Schichtung ist isoklinal zu s_1 gefaltet. Parallel s_1 ist ein feinlinsiger metamorpher Lagenbau mit parallelen Quarztrümchen entwickelt. Dieser ist in offenen Falten um das wechselnd

intensive s_2 gefaltet. Eine weitere Schieferung s_3 faltet s_2 flachwellig und fällt in deren Gegenrichtung ein. Sie tritt nur in phyllosilikatreicheren Lagen auf. Quarzadern parallel s_1 sind streifig ausgebildet, zeigen Subkornbildung und sind in unterschiedlichem Maße rekristallisiert. Gelegentlich treten auch Quarzadern parallel s_2 auf, die meistens undulös auslöschen, teilweise auch rekristallisiert sind. Nach s_2 , das im Gelände in der Umgebung der Bohrung in der Regel mittelsteil nach NW einfällt, lassen sich die Kernstücke reorientieren, da es am Bohrkern deutliche Ablösungsflächen bildet. Diese fallen meist zwischen 20 und 40° ein. Danach fällt s_1 überwiegend steiler als 60° nach NW oder steht saiger. Untergeordnet fällt es auch - mit geringeren Werten - nach SE ein. Dies entspricht den im Südaunus weitverbreiteten SE-vergenten Falten der 2. Deformation (ANDERLE 1976: 280).

Nach Angabe von S. MEISL besteht das sehr feinkörnige Grundgewebe aus den Neubildungen Sericit, Chlorit und Quarz sowie Erzen. Es treten Linsen aus feinkörnigem Magnetit auf, auch etwas Hämatit, der wohl aus Magnetit hervorgegangen ist. Die an den Bohrkernen

auffälligen Brauneisen-Streifen sind durch Verwitterung aus chloritreichen Lagen entstanden.

Bei dem Metavulkanit, der von 62,60 m bis zur Endteufe angetroffen wurde, handelt es sich vermutlich um einen sauren Grünschiefer. Ausgangsmaterial war nach Auffassung von S. MEISL ein Dacit oder Andesit. Da Aktinolith-Neubildungen fehlen, kann eine Entscheidung erst durch eine chemische Analyse getroffen werden. Einzelne kleine Bereiche des Parallelschliffes zeigen ein trachytisches Gefüge der Albite als Hinweis auf einen Vulkanit.

Der Metavulkanit zeigt einen engständigen, feingerunzelten Lagenbau mit rekristallisierten Lagen und Linsen aus Quarz. Einzelne der Quarzlinsen besitzen undulös auslöschende Kerne. Seltene Feldspat-Einsprenglinge sind sericitisiert. Häufigste metamorphe Neubildung im Grundgewebe ist Epidot, außerdem treten Quarz, Albit, Chlorit, Sericit sowie Leukoxen auf. Vereinzelt d-Klasten sprechen für sinistrale Verschiebung, wenn der Kern so orientiert wird, daß s_1 nach links einfällt. Dies entspricht bei Blickrichtung NE dem im Umfeld der Bohrung überwiegenden NNW-Einfallen (vgl. den Profilschnitt in Abb. 3). Für eine sichere Aussage zum Schersinn reicht das bisher bearbeitete Kernmaterial jedoch noch nicht aus.

3.2. Biostratigraphische Einstufung

Aus der Kernbohrung BK 9006 sind 7 Proben palynologisch untersucht worden. Bei der Durchsicht des säureresistenten organischen Materials wurden zu unserer großen Überraschung unterordovizische Acritarchen festgestellt. Diese befinden sich häufig in einem zerbrochenen oder angebrochenem Zustand. Auch solche Bruchstücke sind zum Teil noch bestimmbar, wenn die

Skulpturelemente erhalten sind und sich die Konturform erkennen läßt. In den meisten Proben ist das organische Material von Pyrit durchsetzt. Auch dies erschwert eine exakte taxonomische Zuordnung. Nachfolgend werden die Mikrofossilien aus den untersuchten Proben der Bohrung BK 9006 kurz vorgestellt (s. Taf. 1):

Teufe:

55,70 m	<i>Stelliferidium stelligerum</i> (Rest), <i>Leiosphaeridia</i> sp., ? <i>Caldariola glabra</i> (Rest), sowie weitere Reste sphaeromorpher und acanthomorpher Acritarchen, wenig Chitinozoenreste, viel Pyritframboide, Acritarchen kaum von Pyrit durchsetzt.
57,50 m	<i>Leiosphaeridia</i> sp., <i>Lophosphaeridium</i> sp., Reste sphaeromorpher Acritarchen, wenig Chitinozoenreste, viel Pyrit.
58,70 m	<i>Stelliferidium stelligerum</i> , <i>Leiosphaeridia</i> sp., <i>Lophosphaeridium</i> sp., Reste sphaeromorpher und acanthomorpher Acritarchen, reichlich Pyritframboide.
60,50 m	<i>Lophosphaeridium</i> sp., Reste acanthomorpher Acritarchen.
61,50 m	<i>Lophosphaeridium</i> sp., <i>Leiosphaeridia</i> sp., Reste sphaeromorpher und acanthomorpher Acritarchen, vereinzelt Chitinozoenreste, viel Pyritframboide.
61,70–62,00 m	<i>Stelliferidium striatulum</i> , ? <i>Caldariola glabra</i> , <i>Lophosphaeridium</i> sp., <i>Leiosphaeridia</i> sp., Reste acanthomorpher und sphaeromorpher Acritarchen, vereinzelt Chitinozoenreste.
62,20 m	<i>Lophosphaeridium</i> sp., <i>Leiosphaeridia</i> sp., Reste acanthomorpher und sphaeromorpher Acritarchen, wenig Chitinozoenreste, viel Pyrit.

Tafel 1. Unterordovizische Acritarchen aus der Bohrung BK 9006 und aus dem Salm vom NE-Teil des Stavelot/Venn-Antiklinoriums. Fig. 1 bis 8 aus Proben der Bohrung BK 9006 im Teufenbereich von 58,7–62,0 m (TK 25: Blatt 5915 Wiesbaden, R 34 48 67, H 55 51 47). Fig. 9 bis 12 und 14 bis 15 aus Probe KR 14: Forstweganschnitt mit Tonschiefern des Unteren Salms, ca. 1500 m westlich von der Ortsmitte von Hürtgen, 250 m SW vom Wanderparkplatz am Waldrand (TK 25: Blatt 5204 Kreuzau, R 25 24 77, H 56 19 52). Fig. 13 aus Probe ST 6: Straßenaufschluß mit Tonschiefern des Unteren Salms zwischen Schevenhütte und der südlich davon gelegenen Badeanstalt (TK 25: Blatt 5203 Stolberg (Rheinland), R 25 23 25, H 56 25 47).

Fig. 1, 2. *Stelliferidium stelligerum* (GÓRKA) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974 (BK 9006 bei Teufe 58,70 m)

Fig. 3. ?*Caldariola glabra* (MARTIN) MOLYNEUX in MOLYNEUX & RUSHTON 1988 (BK 9006 bei Teufe 61,70–62,00)

Fig. 4. *Stelliferidium striatulum* (VAVRDOVÁ) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974 (BK 9006 bei Teufe 61,70–62,00 m)

Fig. 5. *Lophosphaeridium* sp. (BK 9006 bei Teufe 61,70–62,00 m)

Fig. 6. *Lophosphaeridium* sp. (BK 9006 bei Teufe 58,70 m)

Fig. 7. *Stelliferidium stelligerum* (GÓRKA) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974 (BK 9006 bei Teufe 58,70 m)

Fig. 8. *Stelliferidium* cf. *S. striatulum* (VAVRDOVÁ) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974 (BK 9006 bei Teufe 61,70–62,00 m)

Fig. 9. *Buedingisphaeridium disgregum* PLAYFORD & MARTIN 1984

Fig. 10, 11. *Stelliferidium cortinulum* (DEUNFF) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974

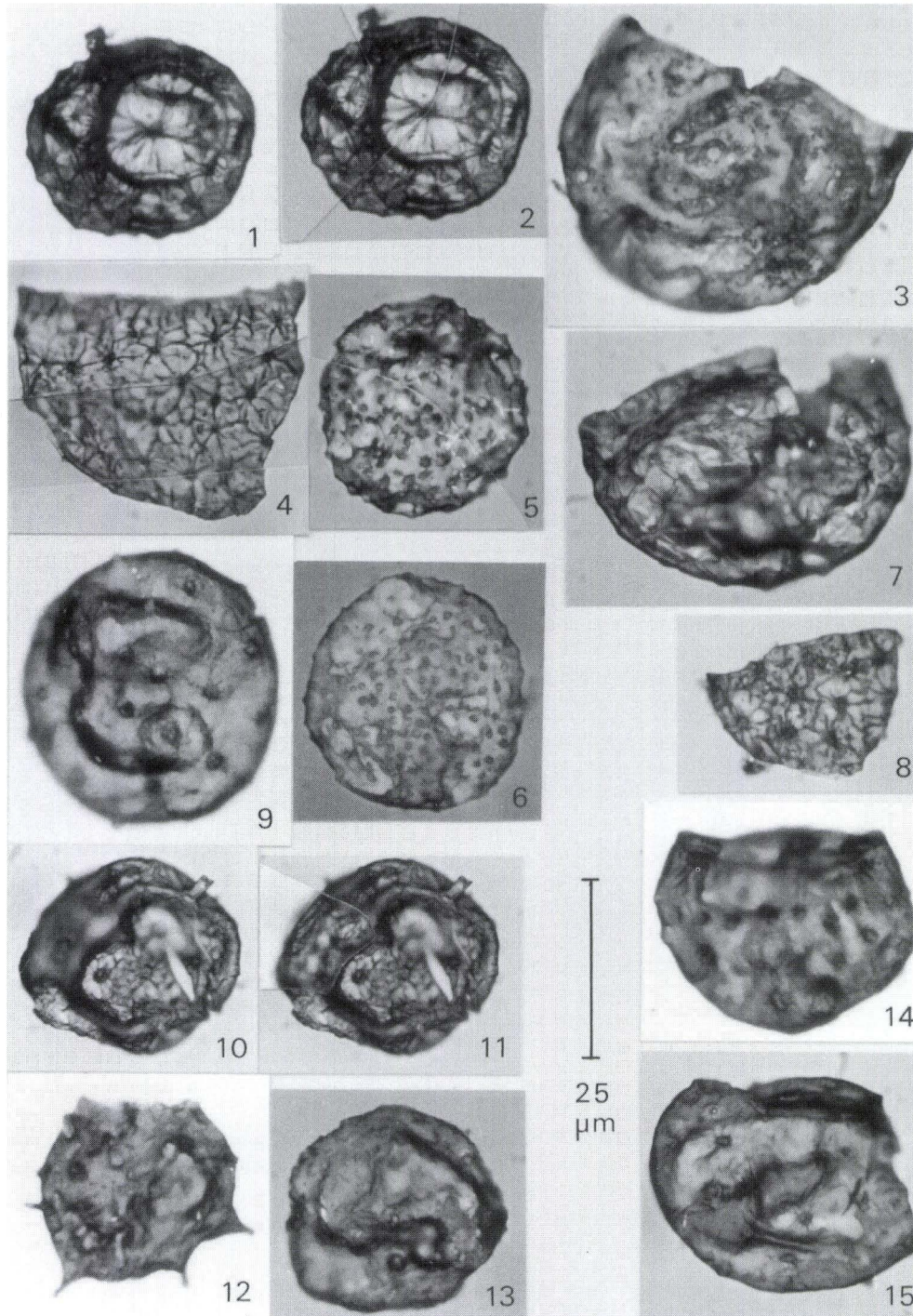
Fig. 12. *Goniosphaeridium tuberculatum* (DOWNIE) WELSCH 1986

Fig. 13. *Leiosphaeridia* sp.

Fig. 14, 15. *Stelliferidium* cf. *S. cortinulum* (DEUNFF) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974

Da in allen untersuchten Proben ausschließlich unterordovizische Acritarchen und Chitinozooenreste vorkommen und keinerlei Landpflanzendetritus sowie Pteridophytensporen nachweisbar sind, kann eine Umlagerung der unterordovizischen Acritarchen ausgeschlossen werden.

Stelliferidium stelligerum und *Caldariola glabra* treten erstmals im höchsten Tremadoc auf (GÓRKA 1967; MOLYNEUX & RUSHTON 1988). Sie haben aber ihre Hauptverbreitung im Arenig. *Stelliferidium striatulum* tritt nach MARTIN (1982) erstmalig im Arenig auf. Dementspre-



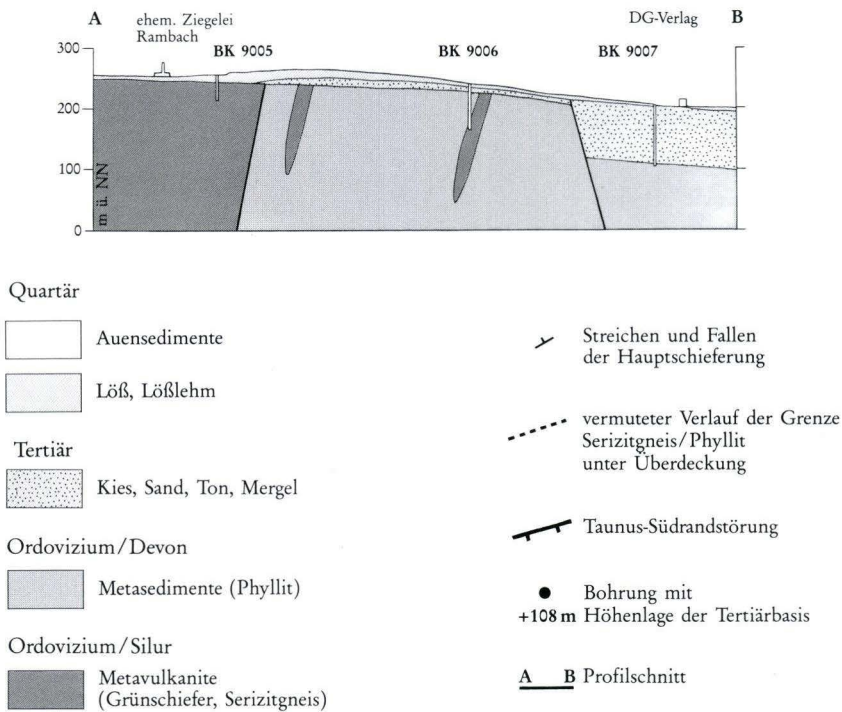
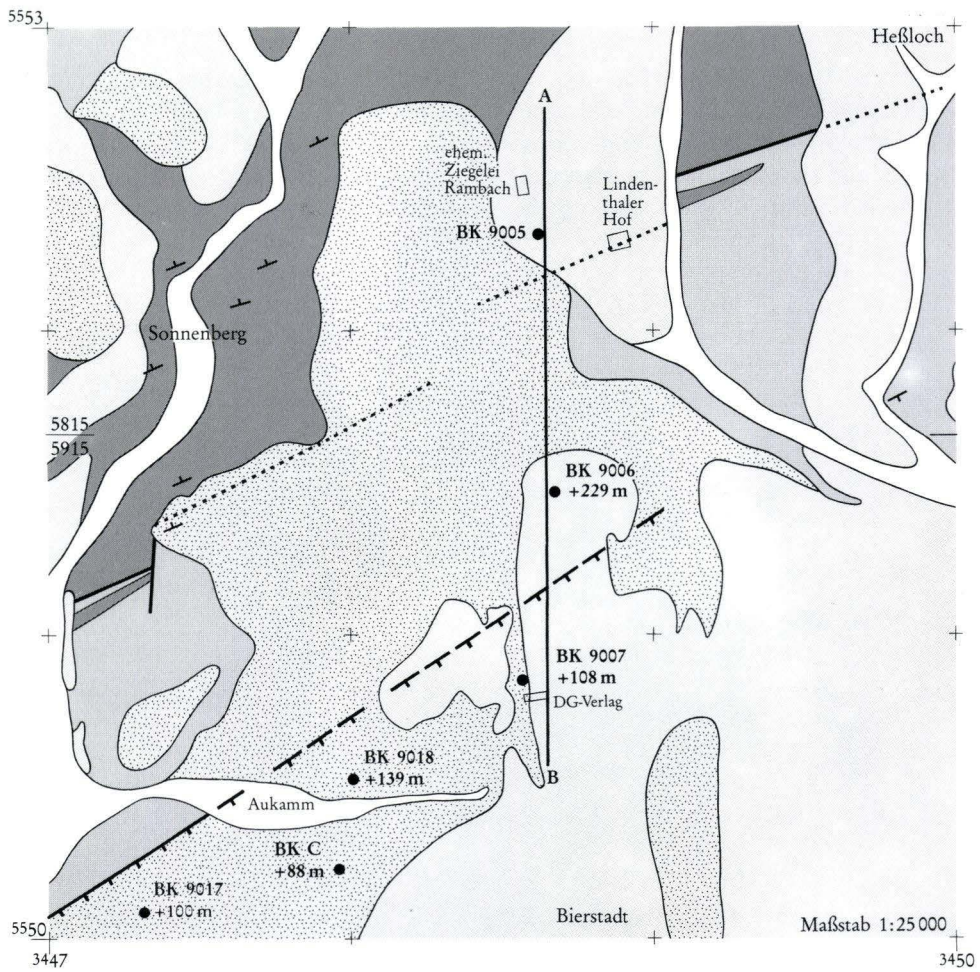


Abb. 3. Die Bohrung BK 9006 und die Geologie ihrer Umgebung am Südrand des Taunus in Wiesbaden nach LEPPLA & STEUER (1922), LEPPLA et al. (1930) und eigenen Aufnahmen. Profilschnitt zweifach überhöht.

chend haben die in der Bohrung BK 9006 erbohrten Phyllite ein Arenig-Alter.

3.3. Einordnung in den geologischen Rahmen von Vordertaunus und Rhenoherynikum

Nach STENGER (1961: Taf. 3) gehören die Phyllite zwischen Hefloch und dem E-Hang des Rambachtals NW-Aukamm (Abb. 1 u. 3) zur Eppsteiner Schiefer-Folge. Der Geländebefund zeigt hier aber ausschließlich stark verwitterte Metapelite, denen nach der Beobachtung an den Bohrkernen feinste Lagen von Quarzfeinschluff eingeschaltet sind. Dies weicht von dem Bild der typischen Eppsteiner Schiefer ab, wie es bei ANDERLE & MEISL (1974: 144 u. 150f.) und KLÜGEL et al. (1994: 180) gezeichnet wird. Denn dort ist neben Peliten auch von einem schlecht sortierten grauwackenähnlichen Sediment bzw. Quarzwacken, arkosischen Wacken, Subarkosen und unreinen Quarziten die Rede.

Biostratigraphisch einstuftbar ist der Phyllit in der Bohrung BK 9006 durch Funde von Acritarchen zwischen 55,70 m und 62,20 m Tiefe. Trotz der starken Verwitterung des hangenden Abschnitts kann auf Grund des lithologischen Befundes davon ausgegangen werden, daß die gesamten erbohrten Metapelite zwischen der Basis des Tertiärs bei 11,50 m Tiefe und der Grenze zu dem Metavulkanit bei 62,60 m das gleiche Arenig-Alter haben. Wegen der steilen Lagerung und der Faltung dürfte ihre Mächtigkeit nur wenige Meter betragen.

Wie Profilschnitt und Karte (Abb. 3) zeigen, ist der liegende Metavulkanit zu weit von den weiter im N austreichenden Metavulkaniten entfernt, um ihn tektonisch – etwa durch Schuppung – von diesen ableiten zu können. Sein Scherggefüge dürfte vermutlich durch die Beanspruchung im Grenzbereich der sehr unterschiedlich kompetenten Metasedimente/Metavulkanite zu erklären sein. Es handelt sich bei ihm wohl um eine Einlagerung im Phyllit. Der von LEPPLA et al. (1930) nordöstlich Lindenthaler Hof kartierte Serizitgneis-Streifen und ein von uns vermutetes Vorkommen in den Phylliten S Sonnenberg (wegen der Bebauung in diesem Bereich waren allerdings nur punktuelle Beobachtungen möglich) sind andere solche Einlagerungen. Ihre Mächtigkeit dürfte bis zu 100 m erreichen. SCHÄFER (1993: 17) berichtet von 10–30 m mächtigen Grünschiefer-Einschaltungen im Basisbereich der Eppsteiner Schiefer auf Bl. 5913 Eltville NE Kiedrich.

Auf Grund der geschilderten Beobachtungen ist es möglich, daß der Bierstadt-Phyllit den gesamten Phyllitstreifen im E Wiesbadens zwischen Aukamm und Hefloch umfaßt. Seine genaue Abgrenzung zu den typischen Eppsteiner Schiefen im oben geschilderten Sinne muß allerdings zunächst offen bleiben. Dazu

wären eine Neukartierung und zusätzliche künstliche Aufschlüsse erforderlich.

Da das Arenig mit 485–470 Ma (pers. Mitt. MCKERROW 1995) deutlich älter als der Serizitgneis mit 426 +14/-15 Ma (SOMMERMANN et al. 1992) ist, kann die Grenze Serizitgneis/Phyllit im Bereich Sonnenberg–Hefloch keine normale Auflagerung sein, sondern es muß sich um eine Störung handeln. Zunächst muß der scheinbare Widerspruch hingenommen werden, daß die entsprechende Grenze am Fischbacher Kopf bei Eppstein (Bl. 5816 Königstein), wo sie aufgeschlossen ist, mit guten Gründen von KLÜGEL et al. (1994) als normale Überlagerung dargestellt wird.

Die nächstgelegenen Ordovizium-Vorkommen befinden sich am E-Rand des Taunus. Es handelt sich um Quarzitgerölle aus dem Tertiär bzw. umgelagert im Quartär von Münzenberg in der Wetterau sowie den Andreasteich-Quarzit von Kleinlinden in Gießen. Der eine Typ der Quarzitgerölle wurde von STRUVE (1975: 274) *henningsmoeni*-Quarzit genannt und nach enthaltenen Trilobitenresten mit Vorbehalt in das Ober-Arenig gestellt. Den anderen Typ nennt STRUVE (1975: 278) *grandior*-Quarzit und stuft ihn nach dem enthaltenen Abdruck des Restes eines Trilobiten-Pygidiiums in das Unter-Arenig ein. HUCKRIEDE (in STRUVE 1975), der Finder des *henningsmoeni*-Quarzits, vermutet den Herkunftsort unter den vulkanischen Gesteinen des Vogelsbergs. Der Andreasteich-Quarzit (KEGEL 1953: 7 f.) ist jünger. Er gehört nach STRUVE (1975: 272), der auch die Erforschungsgeschichte behandelt, in das höhere Unter-Caradoc bis Mittel-Caradoc. Die Fazies dieser Quarzite ist typisch für den Schelf am Nordrand von Gondwana (z.B. Armorikanischer Quarzit, s. COCKS & FORTEY 1982: Abb. 2 und NEUGEBAUER 1989: Abb. 5). Nach DÖRR et al. (1992) und OCZLON (1994) sind sie bei der varistischen Orogenese durch Deckentransport auf das Rhenoherynikum, den Südrand Laurussias, gelangt.

Im Ebbe-Antiklinorium beginnt das Ordovizium erst im Llanvirn mit den Plettenberger Bänderschiefern (TIMM 1981: 150). Im Stavelot/Venn-Antiklinorium endet die Sedimentation bereits im Tremadoc mit dem Salm (s.u.). Dem Bierstadt-Phyllit im Alter entsprechende Sedimente fehlen also in beiden Gebieten.

In der Metamorphen Zone von Wippra im Osthaz, welche die nordöstliche Fortsetzung der Metamorphen Zone des Vordertaunus darstellt, ist durch die Untersuchungen von BURMANN (1973 b), ACKERMANN (1987) und SEHNERT (1991) Ordovizium biostratigraphisch nachgewiesen worden. Für milde, phyllitische Tonschiefer der Serie 3 aus dem Sengelbachtal ist nach SEHNERT (1991: 44) eine Einstufung mittels Acritarchen in das Arenig unter Vorbehalt möglich. In phyllitischen Tonschiefern der Serie 5 (Klippmühlquarzite) fand SEHNERT (1991: 71) Acritarchen, deren stratigraphische Reichweiten ein

Arenig/Llanvirn-Alter belegen. Die Autorin interpretiert die Acritarchen-Assoziationen dieser beiden Serien palökologisch als Kaltwasserfloren eines offenen Schelfbereiches (SEHNERT 1991: 80). Aus den gleichen Serien erwähnt ACKERMANN (1987) Einzelzahnconodonten des unteren Arenigs.

3.4. Ein Vergleich mit Unterordovizium aus der „Thüringischen Faziesreihe“ des Saxothuringikums in Nordostbayern

Das Ordovizium an der SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums wird nach FALK et al. (1988) lithostratigraphisch in die Schwarzburger Gruppe mit Frauenbach- und Phycoden-Folge und die Gräfenthaler Gruppe mit Griffelschiefer-, Schmiedefelder- und Lederschiefer-Folge untergliedert (Abb. 4). Im Frankenwald beginnt das Ordovizium mit der Phycoden-Folge. Äquivalente der Frauenbach-Folge konnten im Frankenwald bisher nicht belegt werden.

Reine Tonschiefer sind in der Phycoden-Folge nur als dünne Lagen vertreten. Der größte Teil der Phycodenschiefer enthält Grobsilt- bis Feinsandfraktion, so daß weitgehend siltige Schiefer bis Siltschiefer vorliegen. In der Abfolge der Phycodenschiefer sind Grobsiltstein- und Feinsandsteinlagen eingeschaltet, deren zunehmende Korngrößen und erhöhte Mächtigkeit in den stratigraphisch höheren Anteilen der Phycoden-Folge eine Zunahme der Transportenergie im Ablagerungsraum belegen. Die Phycoden-Folge schließt mit dem Phycodenquarzit ab. Der Phycodenquarzit enthält zahlreiche Merkmale küstennaher Bildung, wie Rippelmarken, Schrägschichtung, Häufung von Spurenfossilien, Erosionsrinnen und Strömungsmarken. Aus dem Verhältnis der Pelit- und Psammitanteile geht nach LÜTZNER et al. (1986) hervor, daß sich im Verlauf der Phycoden-Folge der Sedimentationsraum allmählich verflachte. Dies belegen auch die milieuhängigen Spurenfossilien, wie Trilobiten-Laufspuren und die für die Folge namengebenden Grabspuren von *Phycodes circinatum* R. RICHTER, die in den höheren Abschnitten der Phycoden-Folge häufiger auftreten.

Zwischen Erbdorf im S und Lauenstein im N wurden 25 Proben aus den Phycodenschiefern entnommen und palynologisch untersucht. Rund ein Viertel der Proben enthielt Acritarchen. Die Spektren waren allerdings stets extrem arten- und individuenarm. In einem Präparat fanden sich meist nur zwischen 5–15 Acritarchen. Es mußten deswegen jeweils mehrere Präparate durchgesehen werden, um ein einigermaßen aussagekräftiges Spektrum zu erhalten. Sphaeromorphe Acritarchen

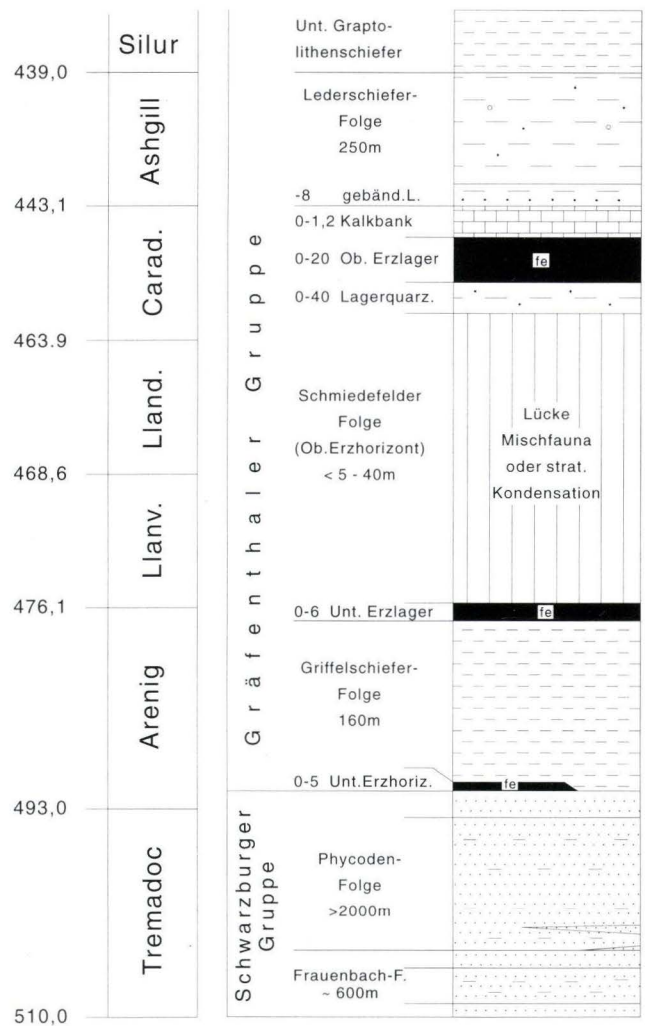


Abb. 4. Schichtfolge des Ordoviziums in „Thüringischer Faziesreihe“ an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels (nach einem Entwurf von FALK). Linke Spalte = Alter in Millionen Jahren nach HARLAND et al. (1990).

sind in den Spektren häufig vertreten, des weiteren acanthomorphe und diacromorphe Formen. Regelmäßig sind Vertreter des Genus *Stelliferidium* zugegen (Taf. 2). Von stratigraphischer Bedeutung ist das Auftreten von *Caldariola glabra* (MARTIN) MOLYNEUX in MOLYNEUX & RUSHTON 1988. *Caldariola* sowie die Genera *Cymatiogalea* und *Stelliferidium* gehören zu einem Komplex typischer unterordovizischer Acritarchen mit halbkugelförmiger Hülle und einer großen polaren Öffnung. Diese Öffnung wurde von einem Operculum verschlossen. Neben dieser gemeinsamen äußeren Gestalt unterscheiden sich die Genera durch folgende Kriterien:

- Unter dem Genus *Cymatiogalea* (DEUNFF) DEUNFF 1964 werden Acritarchen zusammengefaßt, deren Hüllen in polygonale Felder aufgeteilt sind. Diese polygona-

len Felder können durch Granae, Fortsätze und verdickte Leisten an der Oberfläche der Hülle gebildet werden.

- Vertreter des Genus *Stelliferidium* DEUNFF et al. 1974 weisen auf der Oberfläche der Hülle charakteristische Leisten auf, die sternförmig um die Basis der Fortsätze angeordnet sind.
- Der Genus *Caldariola* MOLYNEUX in MOLYNEUX & RUSHTON 1988 weist eine glatte Wandung ohne Skulpturelemente auf. Die halbkugelförmige Gestalt der Hülle sowie das Vorhandensein der großen polaren Öffnung und des Operculums unterscheiden sie von glattwandigen, sphaeromorphen Acritarchen.

Vertreter des Genus *Cymatiogalea* und *Stelliferidium* reichen vom höchsten Kambrium bis zum Caradoc. Ihr Verbreitungsmaximum liegt im Tremadoc. Nach MOLYNEUX & RUSHTON (1988), MOLYNEUX & DORNING (1989), COOPER & MOLYNEUX (1990) und MOLYNEUX (1990) ist das Auftreten von *Caldariola glabra* in England und Wales auf das höchste Tremadoc und tiefe Arenig beschränkt. Die biostratigraphische Einstufung der Phycoden-Folge mit Hilfe von Acritarchen bestätigt die bisherige, zuletzt von FUCHS (1990) vertretene lithostratigraphische Auffassung eines Obertremadoc-Unterarenig-Alters für die Phycoden-Folge.

Die Gräfenthaler-Gruppe beginnt mit der Griffelschiefer-Folge. Lokale, vorwiegend oolithische und silikatische Eisenerze an ihrer Liegend- und Hangendgrenze werden als Flachwasserbildungen gedeutet. Die lithologischen Merkmale des Griffelschiefers entsprechen nach ELLENBERG et al. (1988) einer Prodelta- bis Schelffazies mit Ruhigwasserverhältnissen und episodischen Suspensionen. In der Griffelschiefer-Folge sind spärliche Trilobiten- und Graptolithenfaunen gefunden worden. Die biostratigraphische Einstufung der Griffelschiefer-Folge mit Trilobiten durch B. v. FREYBERG (1923) in das Llandeilo und durch R. & E. RICHTER (1927, 1954) in das Llanvirn steht im Widerspruch zur Altersdatierung, die anhand der Graptolithenfauna vorgenommen wurde. Diese besteht nach DAHLGRÜN (1930) hauptsächlich aus zwei Arten, *Tetragraptus headi* HALL und *Dydimograptus extentus* HALL. Sie entspricht dem oberen Arenig. Letztere Einstufung konnte inzwischen durch Acritarchenfunde aus Griffelschieferorkommen im Vogtland und im Wildenfeser Zwischengebirge (BURMANN 1970, 1976) sowie durch Conodontenfaunen aus der auflässigen Eisenerzgrube Wittmannsgereuth (FUCHS 1989, 1990) bestätigt werden.

Für eigene palynologische Untersuchungen wurden Griffelschieferorkommen westlich von Erbdorf und im Gräfenthaler Horst in der Umgebung von Ludwigstadt beprobt. Im Gegensatz zu den Phycodenschiefern aus der Phycoden-Folge waren fast alle Proben aus der Griffelschiefer-Folge fossilführend. In den Spektren

dominieren kleine Vertreter sphaeromorpher und acanthomorpher Acritarchen. Die letzteren weisen mehrheitlich überwiegend nur kurze, konische Fortsätze auf. Im wesentlichen sind die Genera *Leiosphaeridia*, *Lophosphaeridium* und *Micrhystridium* vertreten (Taf. 2). Die erfahrungsgemäß für eine biostratigraphische Aussage besonders wichtigen merkmalsreichen und typischen Formen des Arenigs wurden nicht gefunden. Insgesamt gesehen sind die Spektren artenarm, aber individuenreich. Ein vergleichbares Acritarchen-Spektrum hat auch HEUSE (1989) aus dem Griffelschieferorkommen vom Großen Thierberg NE Steinach (SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinorium) nachgewiesen. Neben den dominierenden kleinwüchsigen, sphaeromorphen und acanthomorphen Acritarchen konnte er auch einige charakteristische Vertreter des Arenigs, wie *Striatotheca* und *Tectitheca* nachweisen.

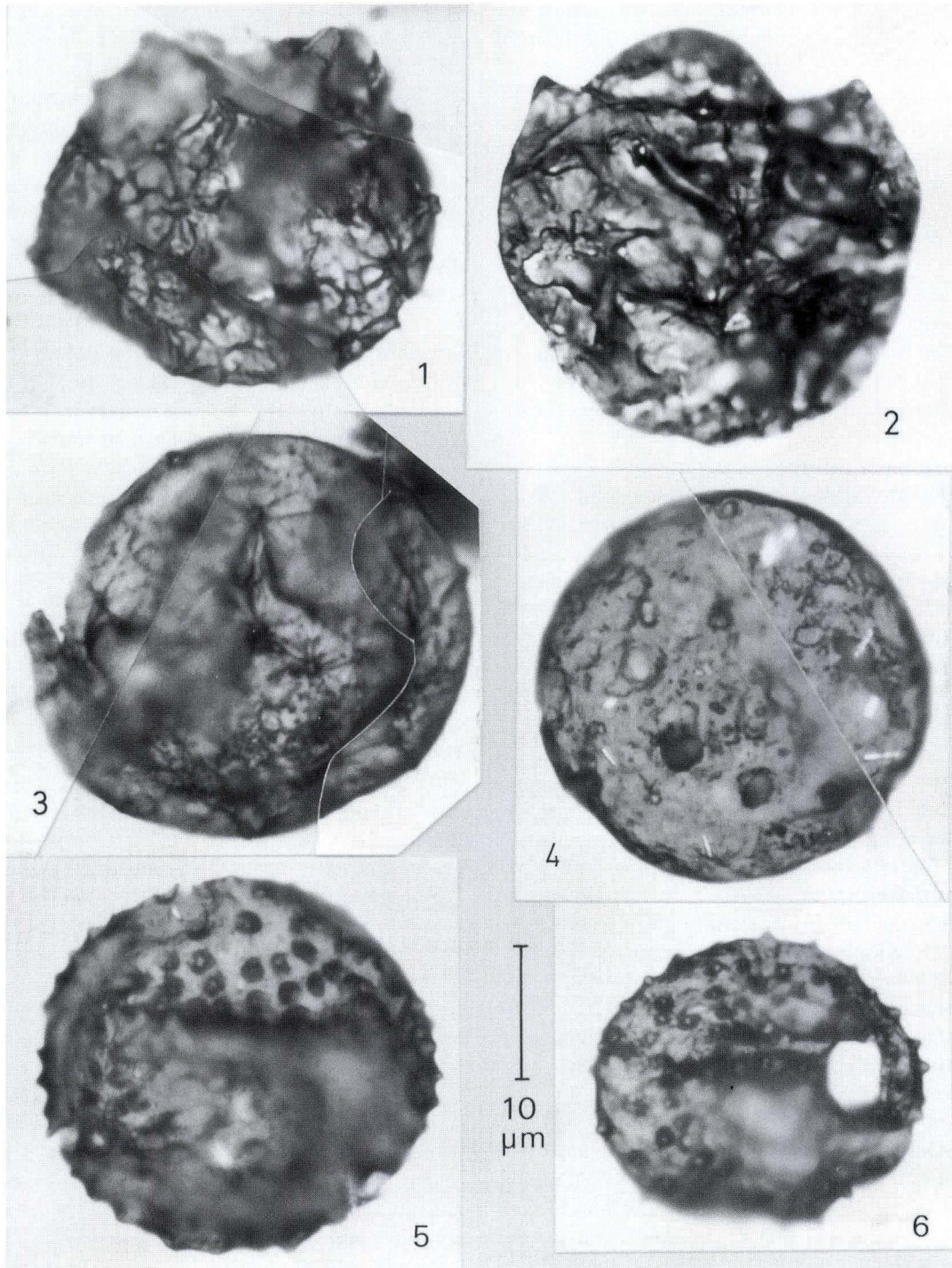
Wie der direkte Vergleich zeigt, weisen die vorgefundenen Acritarchen-Spektren aus der Bohrung BK 9006 sehr große Ähnlichkeit mit denen aus dem unteren Ordovizium in der „Thüringischen Faziesreihe“ des Saxothuringikums am Westrand der Böhmisches Masse auf. Sowohl in den Proben aus der Griffelschiefer-Folge als auch in jenen aus der Bohrung BK 9006 dominieren Vertreter der Genera *Leiosphaeridia* und *Lophosphaeridium*. *Stelliferidium stelligerum*, *S. striatulum* und *Caldariola glabra* treten sowohl in den Proben aus der Bohrung BK 9006 als auch in den Proben aus der Phycoden- und Griffelschiefer-Folge regelmäßig auf. Der von STRUVE (1973: 359, Fußnote) angestellte Vergleich eines Teils der Phyllite des Vordertaunus mit dem Ordovizium Thüringens findet hierdurch in Teilen eine Bestätigung.

Die vorgefundenen Acritarchen-Spektren aus dem Unterordovizium in der „Thüringischen Faziesreihe“ am Westrand der Böhmisches Masse sowie aus der Bohrung BK 9006 sind durchwegs artenarm, teilweise aber individuenreich. Sie enthalten mehrheitlich sphaeromorphe Acritarchen, insbesondere Leiosphaeridien und acanthomorphe Acritarchen mit einer Dominanz von Lophosphaeridien. Solche Spektren sind für den flachmarinen, küstennahen Schelfbereich typisch. Dieses Paläoenvironment wird auch durch die sedimentologischen Daten angezeigt. Der von DORNING (1981, 1987) festgestellte Trend bei der Auswertung von Acritarchen-Spektren aus küstennahen silurischen Schelfsedimenten in England konnte auch für das Ordovizium in der „Thüringischen Faziesreihe“ am Westrand der Böhmisches Masse bestätigt werden (REITZ & HEUSE 1994). Demgegenüber stehen die zeitgleichen Acritarchen-Spektren des offenen, tieferen Schelfbereichs aus den Griffelschiefern des Vogtlands, des Paschlebener Vorsprungs und der Wippraer Zone (BURMANN 1970, 1973 a,b; SEHNERT 1991) mit ihren charakteristischen

Leitformen wie *Frankea*, *Pirea*, *Striatotheca* und *Tectitheca*. Die Abb. 5 zeigt eine schematische Darstellung der faziell unterschiedlichen Acritarchen-Spektren aus dem Arenig in „Thüringischer Faziesreihe“ vom Westrand der Böhmisches Masse und den weiter östlich gelegenen Vorkommen des Vogtlands, des Paschlebener Vorsprungs und der Wippraer Zone.

3.5. Ein Vergleich mit Unterordovizium vom NE-Teil des Stavelot/Venn-Antiklinoriums

Das Ordovizium wird im Stavelot/Venn-Antiklinorium durch Schichten vertreten, denen DUMONT (1847, in DUMONT 1848: 18) die Bezeichnung Systèmes Salmien



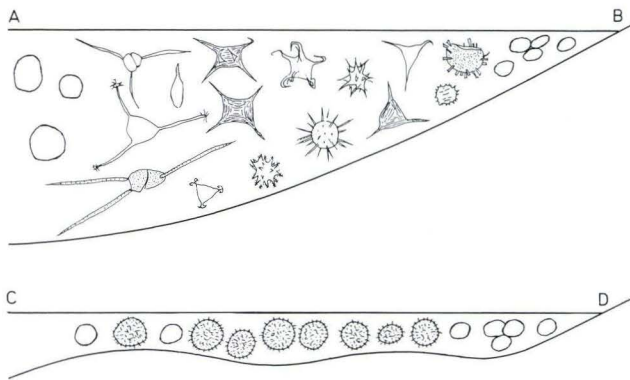


Abb. 5. Schematische Darstellung des Verteilungstrends von Acritarchen-Spektren im Arenig aus verschiedenen Schelfbereichen:

A–B: Palynofazies des tieferen, offenen Schelfbereichs (Vogtland, Paschlebener Vorsprung und Wippraer Zone).

C–D: Palynofazies im flachmarinen, küstennahen Schelfbereich (Griffelschiefer-Folge in Nordostbayern am Westrand der Böhmisches Masse, Phyllite aus der Bohrung BK 9006).

verlieh. Das Untere Salm besteht aus grauen Tonsteinen, sandstreifigen Schiefen und glimmerreichen quarzitischen Sandsteinen.

Nach ZIELINSKI in: von HOEGEN et al. (1985) sind die Ablagerungen des Unteren Salms im NE-Teil des Stavelot/Venn-Massivs durch das Vorrücken eines Deltas in einer regressiven Phase abgelagert worden. Durch den aktiven Aufbau des Deltas hat sich der Sedimentationsraum im Verlauf des Salms allmählich verflacht. Das Obere Salm ist durch rötliche und grüne sandstreifige Schiefer und Tonschiefer gekennzeichnet. ZIELINSKI in:

von HOEGEN et al. (1985) interpretiert die Sedimente des Oberen Salms als lagunäre Ablagerungen im Hinterland des Deltas bzw. als Wattsedimente (tidal flat facies).

An Fossilien hat das Untere Salm im NE-Teil des Stavelot/Venn-Massivs *Dictyonema flabelliforme flabelliforme* EICHWALD, *Dictyonema flabelliforme sociale* SALTER, *Dictyonema flabelliforme* cf. *norwegica* KJERULF sowie *Obulus salteri* HOLL geliefert. Die genannten Fossilien belegen die Zugehörigkeit des gesamten Salms im NE-Teil des Stavelot-Venn-Massivs zum Tremadoc.

An der SE-Flanke des Venn-Sattels sind in den östlichen Seitentälern des Weißen Wehebachs 14 Proben genommen worden. 8 weitere Proben wurden im Straßenprofil zwischen Schevenhütte und der Stau-mauer der Wehebach-Talsperre entnommen. Von den 14 Proben, die aus den östlichen Seitentälern des Weißen Wehebachs stammen, enthielt nur eine Probe (KR 14) stratigraphisch verwertbare Acritarchen (Taf. 1). Bei den Proben aus dem Straßenprofil in Schevenhütte war zwar die Hälfte fossilführend, jedoch fanden sich hier ausschließlich stratigraphisch nicht verwertbare sphaeromorphe Acritarchen. Die in der Probe KR 14 regelmäßig auftretenden Spezies *Stelliferidium cortinulum* sowie *Goniosphaeridium tuberatum* (al. *Vulcanisphaera tuberata*) sind ausschließlich im Tremadoc verbreitet (MARTIN 1982; REITZ 1991). Damit konnte die bisherige biostratigraphische Einstufung des Salms im NE-Teil des Venn-Sattels mit Graptolithen und Brachiopoden nun auch mit Acritarchen bestätigt werden. Somit existierte auch kein gemeinsamer Sedimentationsraum für die Schichten des Salms im NE-Teil des Stavelot/Venn-Massivs mit den Sedimenten aus der Bohrung BK 9006, denn im Arenig war das Sedimentationsgebiet des nordöstlichen Salms vermutlich schon Festland.

Tafel 2. Unterordovizische Acritarchen aus der Phycoden- und Griffelschiefer-Folge in Nordost-Bayern.

Fig. 1 aus Probe 713: Alter Schurf mit dunklen Tonschiefern der Griffelschiefer-Folge, 1000 m nördlich Guttenberg (TK 25: Blatt 6137 Kemnath, R 44 99 00, H 55 24 73).

Fig. 2 und 4 aus Probe 304: Straßenaufschluß in siltigen Tonschiefern der Phycoden-Folge am Parkplatz, ca. 250 m östlich vom Ortsausgang Beringersreuth (TK 25: Blatt 6137 Kemnath, R 44 99 65, H 55 25 68).

Fig. 3 aus Probe 5737-1: Verfallener Schurf mit Tonschiefern der Phycoden-Folge im Bären Holz, ca. 1 km SSE Quellenreuth (TK 25: Blatt 5737 Schwarzenbach a.d. Saale, R 44 98 93, H 55 65 55).

Fig. 5 und 6 aus Probe 402: Straßenaufschluß mit dunklen Tonschiefern der Griffelschiefer-Folge an der Abzweigung von Bingarten nach Beringersreuth, ca. 600 m SE Beringersreuth (TK 25: Blatt 6137 Kemnath, R 44 99 80, H 55 25 30).

Fig. 1: *Stelliferidium stelligerum* (GÓRKA) DEUNEF, GÓRKA & RAUSCHER 1974

Fig. 2: *Caldariola glabra* (MARTIN) MOLYNEUX in MOLYNEUX & RUSHTON 1988

Fig. 3: *Stelliferidium striatulum* (VAVRDOVÁ) DEUNEF, GÓRKA & RAUSCHER 1974

Fig. 4: *Leiosphaeridia* sp.

Fig. 5, 6: *Lophosphaeridium* sp.

4. Mögliche paläogeographische Zusammenhänge

Die heutige Anordnung der voroberkarbonischen tektonisch-stratigraphischen Einheiten des Paläozoikums in Westeuropa ist Folge der varistischen Orogenese. Dabei führten weitreichende dextrale Seitenverschiebungen zwischen dem Südrand Laurussias und dem N-Rand Gondwanas zu einer tektonischen Neuordnung. Zwischen der varistischen Sutur im N und Massif Central sowie Böhmischer Masse im Süden finden sich heute unterschiedliche Bereiche des Gondwana-Nordrandes in gestaffelter Anordnung. Es handelt sich um (1) durchgehende altpaläozoische Sedimentfolgen von Schelf und Schelfhang (wie in Thüringen) und (2) Teile des Ligerischen Orogengürtels (z.B. Kristalliner Odenwald und Spessart) mit einer Metamorphose aus dem Übergangszeitraum Silur/Devon, teilweise mit subduktionsbezogenem Vulkanismus und in der Regel einer Schichtlücke im Unterdevon bis einschließlich unterem Mitteldevon (wie in der Bohrung Saar 1). Wären diese Bereiche während der ligerischen Orogenese schon in ihrer heutigen benachbarten Position gewesen, dann müßte sich in den Schelf-/Schelfhangsedimenten der durchgehenden Schichtfolgen Abtragungsmaterial des ligerischen Orogens finden, was jedoch nicht der Fall ist. Sie lagen deshalb während des Altpaläozoikums an verschiedenen Stellen des Gondwana-Nordrandes und gelangten erst varistisch in die heutige Position (ausführlich dargestellt bei OCZLON 1992, 1993).

Im frühen Ordovizium war der Bereich des heutigen Rhenoherynikums noch Teil des Gondwana-Nordrandes, der sich in hohen südlichen Breiten befand. Dies zeigen sein cadomisches Grundgebirge, paläomagnetische Daten und biogeographische Muster (vgl. NEUGEBAUER 1989, PARIS & ROBARDET 1990, SCOTESE & MCKERROW 1991, TORSVIK & TRENCH 1991). Danach löste er sich als Mikrokontinent Avalonia von Gondwana ab und driftete im Verlauf des Ordoviziums nach Norden, wo er mit Laurentia kollidierte (Schließung des Iapetus-Ozeans/Kaledonische Orogenese).

Enge fazielle Beziehungen zwischen unterordovizischen Ablagerungen des Rhenoherynikums und des Saxothuringikums überraschen deshalb nicht, denn

beide Bereiche waren im Unterordovizium noch gemeinsam Teil des Gondwana-Nordrandes. Deshalb läßt sich aus biofaziellen Anklängen unterordovizischer Sedimente des Rhenoherynikums an das Saxothuringikum auch nicht auf deren Zugehörigkeit zum Saxothuringikum schließen. Eine Entscheidungsmöglichkeit ergibt sich erst, wenn jüngere, etwa silurische Ablagerungen vorhanden sind, denn im Silur hatte sich Avalonia gegenüber Gondwana bereits in niedrige südliche Breiten verschoben (PARIS & ROBARDET 1990, SCOTESE & MCKERROW 1990).

Offen ist bisher die Stellung der oberordovizisch-silurischen Metavulkanite mit Inselbogen-Charakteristik im Vordertaunus (MEISL 1990) im Rahmen des vorvaristischen plattentektonischen Geschehens. Mit FRANKE (1993) und ANDERLE et al. (1995) wäre hier zu überlegen, ob sie Reste eines ozeanischen Inselbogens sind, der am Nordrand des rheischen Ozeans entstand. Während der Schließung des Iapetus-Ozeans im Oberordovizium bis Silur könnte sich am S-Rand von Avalonia eine weitere Subduktionszone entwickelt haben. N-wärtige Subduktion des rheischen Ozeans unter Avalonia hätte intermediären bis sauren Inselbogen-Vulkanismus zur Folge gehabt, dessen varistisch überprägte Gesteine heute im Vordertaunus ausstreichen. Hier sollten weitere Überlegungen zum S-Rand des Rhenoherynikums anknüpfen.

Danksagung: Prof. Dr. STEFAN MEISL (Wiesbaden) hat für uns einige Dünnschliffe durchgesehen, Dr. MARTIN S. OCZLON (Heidelberg) diskutierte mit H.-J. ANDERLE seine Vorstellungen zum Varistikum Westeuropas, STUART MCKERROW (Oxford) gab Literaturhinweise und überließ uns eine noch unveröffentlichte Zeitskala. Die Deutsche Bundesbahn (jetzt Deutsche Bahn AG) stellte den Bohrkern zur Verfügung. Vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell gefördert (Az.: Re 966/3-1). Wir danken für diese Unterstützung.

5. Schriftenverzeichnis

- ACKERMANN, S. (1987): Zur litho- und biostratigraphischen Gliederung der Gesteine der Wippraer Zone im Harz. - Hallesches Jb. Geowiss., **12**: 122-123; Halle/Saale.
- ANDERLE, H.-J. (1976): Der Südrand des Rhenoherynikums im Taunus. Vorläufige Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen. - Geol. Jb. Hessen, **104**: 270-284; Wiesbaden.
- FRANKE, W. & SCHWAB, M. (1995): III.C.1 Stratigraphy [of the Northern Phyllite Zone]. - In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.), Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, 99-107, 4 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- & MEISL, S. (1974): Geologisch-Mineralogische Exkursion in den Südaunus. - Fortschr. Miner., **51**: 137-156, 2 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- BURMANN, G. (1970): Weitere organische Mikrofossilien aus dem unteren Ordovizium. - Pal. Abh., Abt. B, III (3/4): 289-332, 18 Taf.; Berlin.

- (1973a): Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone. Teil I: Paschlebener Vorsprung. - *Z. geol. Wiss.*, **1**(7): 757-787, 11 Taf.; Berlin.
- (1973b): Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone. Teil II: Wippraer Zone. - *Z. geol. Wiss.*, Themenheft 1 (Harzgeologie): 9-43, 11 Taf.; Berlin.
- (1976): Übersicht über das ordovizische Mikropflankton im Südteil der DDR (Vogland, Wildenfels-Zwischengebirge). - *Jb. Geol.*, Bd. 7/8 für 1971/72: 47-62, 1 Taf.; Berlin.
- COCKS, L. R. M. & FORTEY, R. A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. - *J. geol. Soc. London*, **139**: 465-478, 6 Abb.; London.
- Code-Committee der Stratigraphischen Kommission der DUGW (1977): Stratigraphische Richtlinien. - *Newsl. Stratigr.*, **6**: 131-151; Berlin, Stuttgart.
- COOPER, A. H. & MOLYNEUX, S. G. (1990): The age and correlation of Skiddaw Group (early Ordovician) sediments in the Cross Fell inlier (northern England). - *Geol. Mag.*, **127** (2): 147-157, 5 Abb., 1 Taf.; Cambridge.
- DAHLGRÜN, F. (1930): Die stratigraphische Bedeutung der neuen Graptolithenfundamente im Thüringer Untersilur. - *Beitr. Geol. Thür.*, II: 23-28; Jena.
- DÖRR, W., FRANKE, W. & KRAMM, U. (1992): Stammt der Andreaeich-Quarzit bei Gießen von Baltica oder Gondwana? U-Pb-Signaturen detritischer Zirkone. - *Giessener geol. Schr.*, **48** (Festschrift Stibane): 43-59, 3 Abb., 1 Taf.; Gießen.
- DORNING, K. J. (1981): Silurian acritarch distribution in the Ludlovian shelf sea of South Wales and the Welsh Borderland. - In: NEAL, J. W. & BRASIER, M. D. (Hrsg.): *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*: 31-36; Chichester (Ellis Horwood).
- (1987): The organic paleontology of Paleozoic carbonate environments. - In: HART, M. B. (Hrsg.): *Micropaleontology of Carbonate Environments*: 256-265; Chichester (Ellis Horwood).
- DUMONT, A. (1848): Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. - 613 S.; Bruxelles (Acad. roy. Belg.).
- ELLENBERG, J., BARTZSCH, K. & SCHIRRMESTER, G. (1988): Höheres Ordovizium und Silur an der SE-Flanke des Schwarzbürger Antiklinoriums. - In: *Exkursionsführer, Vortrags- und Exkursionstagung: „Sedimentologie des marinen Paläozoikums“*, Saalfeld 1988: 16-28, 3 Abb.; Berlin (Ges. f. Geol. Wiss. d. DDR).
- FALK, F., MANN, M. & BIEWALD, W. (1988): Kambrium und tiefes Ordovizium an der SE-Flanke des Schwarzbürger Antiklinoriums. - In: *Exkursionsführer, Vortrags- und Exkursionstagung: „Sedimentologie des marinen Paläozoikums“*, Saalfeld 1988: 4-16, 4 Abb.; Berlin (Ges. f. Geol. Wiss. d. DDR).
- FRANKE, W. (1993): Zur prä-devonischen Entwicklung des Rhenohercynikums: Alternative Modelle. - 9. Rundgespräch: „Geodynamik des Europäischen Variszikums“, Wernigerode/Harz, 15./16.10.1993, Abstract [loses Blatt]; Halle.
- FREYBERG, B. v. (1923): Die Fauna und Gliederung des Thüringer Untersilurs. - *Z. dt. geol. Ges.*, **74**: 237-276, 1 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- FUCHS, A. (1989): Zur Stratigraphie der Gräfenhalder Schichten (Ordovizium) in Thüringen auf der Grundlage von Conodontenuntersuchungen. - *Veröff. naturhist. Mus. Schleusingen*, **4**: 78-82, 1 Tab., 1 Taf.; Schleusingen.
- (1990): Bemerkungen zur Stratigraphie und Charakter der ordovizischen Conodontenfauna Thüringens. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1990: 193-214, 7 Abb.; Stuttgart.
- GÓRKA, H. (1967): Quelques nouveaux Acritarches des silexites du Trémadocien supérieur de la région de Kielce (Montagne de Ste-Croix, Pologne). - *Cahiers Micropal. Arch. Orig. Centre Doc. C.N.R.S.*, **1** (6): 1-8; Paris.
- GOSSELET, J. (1890): Deux excursions dans le Hundsrück et le Taunus. - *Ann. Soc. géol. du Nord*, 1889-1890, **17**: 300-342; Lille.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. & SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. - 263 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- HEDBERG, H. D. (Hrsg.) (1976): *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*. - 200 S., 14 Abb. 3 Tab.; New York (Wiley).
- HEUSE, T. (1989): Acritarchen aus dem Grifelschiefer (Ordovizium) des Schwarzbürger Antiklinoriums. - *Veröff. naturhist. Mus. Schleusingen*, **4**: 69-77, 7 Taf.; Schleusingen.
- HOEGEN, J. v., LEMME, B., ZIELINSKI, J. & WALTER, R. (1985): Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif. - A Model for Depositional History. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171** (1-3): 217-235, 6 Abb.; Stuttgart.
- KEGEL, W. (1953): Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. - *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **7**: 1-55, 3 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- KLÜGEL, T., AHRENDT, H., ONCKEN, O., KÄFER, N., SCHÄFER, F. & WEISS, B. (1994): Alter und Herkunft der Sedimente und des Detritus der nördlichen Phyllit-Zone (Taunussüdrand). - *Z. dt. geol. Ges.*, **145**: 172-191, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- KOCH, C. (1876): *Neuere Anschauungen über die geologischen Verhältnisse des Taunus*. - *Ber. senckenb. naturforsch. Ges.*, 1875/76: 105-123; Frankfurt a.M.
- LEPPLA, A. (1904): *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst.*, Lfg. 111, Bl. Preßberg-Rüdesheim, 67 S.; Berlin.
- LOSSEN, C. (1867): *Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östlichen Hälfte des Kreises Kreuznach, nebst einleitenden Bemerkungen über das „Taunus-Gebirge“ als geognostisches Ganzes*. - *Z. dt. geol. Ges.*, **19**: 509-700, 2 Taf.; Berlin.
- LÜTZNER, H., ELLENBERG, J. & FALK, F. (1986): *Entwicklung der Sedimentationsrate und der Ablagerungsprozesse im Alt-paläozoikum Thüringens*. - *Z. geol. Wiss.*, **14**: 83-93, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- MARTIN, F. (1982): Some aspects of Late Cambrian and Early Ordovician acritarchs. - In: BASSET, M.G. & DEAN, W.T. (Hrsg.): *The Cambrian-Ordovician boundary: sections, fossil distribution and correlations*. - *National Mus. of Wales, Geol. Series*, **3**: 29-40, 3 Abb., 1 Taf.; Cardiff.
- MEISL, S. (1990): Metavolcanic rocks in the "Northern Phyllite Zone" at the southern margin of the Rhenohercynian Belt. - In: *Field Guide Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge. Int. Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen-Gießen, Aug.-Sept. 1990*: 25-42, 14 Abb.; Göttingen-Gießen.
- MICHELS, F. (1931), mit Beiträgen von A. LEPLA, K. SCHLOSSMACHER und W. WAGNER: *Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder*, Lfg. 288, Bl. Eltville-Heidenfahrt, 2. Aufl., 79 S., 1 Abb., 1 Profil; Berlin.
- MOLYNEUX, S. G. (1990): Advances and problems in Ordovician palynology of England and Wales. - *J. geol. Soc. London*, **147**: 615-618, 2 Abb.; London.
- & DORNING, K. J. (1989): Acritarch dating of latest Tremadoc - earliest Arenig (early Ordovician) sediments in the Caramarthen district, south Wales. - *Geol. Mag.*, **127**(6): 707-714, 3 Abb., 2 Tab.; Cambridge.
- & RUSHTON, A. W. A. (1988): The age of the Watch Hill Grits (Ordovician), English Lake District: structural and paleogeographical implications. - *Trans. roy. Soc. Edinburgh*, **79**: 43-69, 9 Abb., 4 Tab.; Edinburgh.
- NEUGEBAUER, J. (1989): The Iapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. - In: MATTE, Ph. & ZWART, H.J. (Hrsg.), *Palaeozoic Plate Tectonics with Emphasis on the European Caledonian and Variscan Belts. Tectonophysics*, **169**: 229-256, 16 Abb.; Amsterdam.
- OCZLON, M. S. (1992): Gondwana and Laurussia before and during the Variscan orogeny in Europe and related areas. - *Heidelberger geowiss. Abh.*, **53**: 1-56, 5 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- (1993): Palaeogeographic and metamorphic evolution of the Ligerian Belt in Europe. - In: GAYER, R.E., GREILING, R.O. & VOGEL, A.K. (Hrsg.), *Rhenohercynian and Subvariscan Fold Belts*, 83-130, 4 Abb.; Braunschweig, Wiesbaden (Vieweg).

- (1994): North Gondwana origin for exotic Variscan rocks in the Rhenohercynian zone of Germany. - *Geol. Rdsch.*, **83**: 20-31, 4 Abb.; Berlin, Heidelberg.
- PARIS, F. & ROBARDET, M. (1990): Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. - In: MATTE, Ph. (Hrsg.), *Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Tectonophysics*, **177**: 193-213, 5 Abb.; Amsterdam.
- REINACH, A. v. (1904): Über die zur Wassergewinnung im mittleren und östlichen Taunus angelegten Stollen. - *Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N.F.*, **42**: II + 64 S., 3 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. - *Geol. Jb. Hessen*, **117**: 23-35, 4 Taf.; Wiesbaden.
- (1991): Acritarchen des Unter-Tremadoc aus dem westlichen Frankenwald. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1991: 97-104, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- & HEUSE, T. (1994): Palynofazies im Oberordovizium des Saxothuringikums. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1994: 348-369, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1927): Über zwei für das deutsche Ordovizium bedeutende Trilobiten. - *Senckenbergiana*, **9**: 64-82, 1 Taf.; Frankfurt a.M.
- (1954): *Hungioides graphicus* n. sp. im Thüringer Griffelschiefer (Trilobiten, Ordovizium). - *Senckenbergiana*, **34**: 339-345, 1 Abb., 1 Taf.; Frankfurt a.M.
- SANDBERGER, F. & SANDBERGER, G. (1850-1856): Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. Mit einer kurzgefaßten Geognosie dieses Gebietes und mit steter Berücksichtigung analoger Schichten anderer Länder. - XV + 564 S. u. Atlas mit 41 Taf.; Wiesbaden (Kreidel & Niedner).
- SCHÄFER, F. (1993): Lithologie, Gefüge und struktureller Bau des metamorphen Süddaunus (Nördliche Phyllitzone) im Bereich Eltville am Rhein - Schlangenbad. - Unveröff. Diplomarbeit, 85 S., 39 Abb., 3 Tab., 6 Beil.; Univ. Würzburg.
- SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. (1990): Revised World maps and introduction. - In: MCKERROW, W. S. & SCOTESE, C. R. (Hrsg.), *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Mem. geol. Soc. London*, **12**: 1-21, 22 Abb., 1 Tab.; London.
- (1991): Ordovician plate tectonic reconstructions. - In: BARNES, C.R. & WILLIAMS, S.H. (Hrsg.), *Advances in Ordovician Geology. Paper geol. Surv. Canada*, **90**(9): 271-282, 5 Abb., 2 Tab.; Ottawa.
- SEHNERT, M. (1991): Beiträge zur Biostratigraphie epizonaler Metamorphite in der Wippraer Einheit (Harz). - Unveröff. Diss. A, 119 S., 23 Abb., 9 Tab., 3 Ktn. (Textband), 76 S., 10 Abb., 68 Taf. (Anhang); Univ. Halle-Wittenberg.
- SOMMERMANN, A.-E., ANDERLE, H.-J. & TODT, W. (1994): Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausaue bei Rüdesheim am Rhein (Bl. 6013 Bingen, Rheinisches Schiefergebirge). - *Geol. Jb. Hessen*, **122**: 143-157, 5 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Süddaunus. - *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 67-76, 6 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrandzone (Rheinisches Schiefergebirge). - *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **36**: 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- STRUVE, W. (1973): Die ältesten Taunus-Fossilien. - *Natur u. Mus.*, **103**: 349-359, 21 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
- (1975): Die ältesten Fossilien Hessens. - *Natur u. Mus.*, **105**: 268-282, 32 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
- TIMM, J. (1981): Die Faziesentwicklung der ältesten Schichten des Ebbe-Antiklinoriums. - *Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **50**: 147-173, 1 Abb., 1 Tab.; Hamburg.
- TORSVIK, T. H. & TRENCH, A. (1991): The Ordovician history of the Iapetus Ocean in Britain: new palaeomagnetic constraints. - *J. geol. Soc. London*, **148**: 423-425, 3 Abb.; London.

Manuskript eingegangen am 18. 5. 1995, angenommen am 28. 6. 1995

WOLFGANG MUNK*

Horridonia timanica (Brachiopoda, Productacea) aus dem Zechstein (Ober-Perm, Tatarium) der „Korbacher Bucht“ (Hessen)

Kurzfassung

In den basalen Schichten des Zechstein 1 (*Productus*-Kalk: Ober-Perm, höheres Tatarium) der „Korbacher Bucht“ (NW Hessen) wurde erstmals der Productide *Horridonia timanica* nachgewiesen. Diese Form war bisher ausschließlich aus dem marin entwickelten Perm der Arktis bekannt. Das Vorkommen von *Horridonia timanica* in der zentraleuropäischen Zechsteinfazies bestätigt ein weiteres Mal deren paläobiogeographische Beziehungen zum Skandinavien nahen ostgrönländischen Raum. *Horridonia timanica* wird als Durchläufer für das gesamte Ober-Perm

der nördlichen Hemisphäre gewertet. Sie indiziert möglicherweise eine direkte Ableitung der Zechsteinfazies (höheres Ober-Perm, Tatarium) von tieferem Ober-Perm, sowohl der östlichen arktischen Regionen (Kazanium), als auch von dem der westlichen Arktis (Guadelupium).

Abstract

The productid *Horridonia timanica* is recorded for the first time from the basal portion of the Zechstein 1 (Productus limestone; Upper Permian: Tatarian) of the “Korbach Bay”

(NW Hesse). It was previously known mainly from the marine Permian strata of the Arctic. The occurrence of *Horridonia timanica* in the Zechstein of central Europe again confirms the paleobiogeographic connection between that facies and East Greenland during the Late Permian. *Horridonia timanica* apparently ranges through the entire Late Permian of the Northern Hemisphere and indicates close relationships between the Zechstein facies (uppermost Permian: Tatarian) and the lower part of the upper Permian in the eastern arctic regions (Kazanian) and the western Arctic (Guadelupian).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	39
2. Beschreibung und Vergleich mit <i>Horridonia horrida</i> (Sowerby 1822)	41
3. Paläobiogeographische und biostratigraphische Beziehungen	44
4. Schriftenverzeichnis	46

1. Einleitung

Im Jahre 1987 wurden vom Verfasser und Herrn HARTMUT KAUFMANN (Frankenberg/Eder) auf dem Haldeengelände der ehemaligen Grube IX. Lichtloch (Kupfermergel) W Vöhl-Thalitter (TK 25, Bl.-Nr. 4719 Korbach, R 34 91 900, H 56 75 660), eine Reihe extrem großer Exemplare von *Horridonia* gesammelt, welche deutliche Unterschiede zur Variationsbreite von *Horridonia horrida* (SOWERBY) aufwiesen. Alle Stücke entstammen dem sogenannten *Productus*-Kalk (z1, P).

Nach KULICK (1968) vertritt der *Productus*-Kalk das Mutterflöz, welches im Zechstein 1, in den Schwellen-

und Randbereichen noch vor der Sedimentation des Kupferschiefers (T1) und Zechsteinkarbonates (Ca 1) abgesetzt wurde. Der *Productus*-Kalk ist ein dickbankiges, sehr reines Calciumkarbonat von mittelgrauer Farbe. Die Transgression erfolgte in der „Korbacher Bucht“ mit einer meist geringmächtigen Aufarbeitungsbrechie über gefaltetem Unterkarbon. Die Mächtigkeit des Karbonats kann bis zu 4,5 m betragen. Gelegentlich faziell bedingte, laterale Verzahnungen mit Sedimenten des T1-Niveaus (Kupfermergel und Stinkkalk), welche ansonsten sein Hangendes bilden (Abb. 1), sind möglich.

* W. MUNK, Geowissenschaftliche Abteilung, Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe, Erbprinzenstraße 13, 76133 Karlsruhe

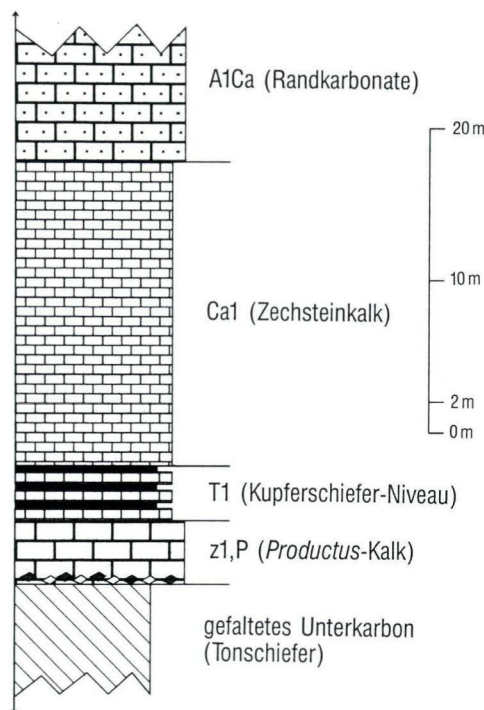


Abb. 1. Generalisiertes Profil des tieferen Zechsteins 1 in der „Korbacher Bucht“.

Hauptsächlich in den paläotopographisch tiefer gelegenen Bereichen der „Korbacher Bucht“ ist das Gestein sehr fossilreich. Es handelt sich hierbei um allochthone Lumachellen. Insbesondere der für diese lithostratigraphische Einheit namensgebende Productide *Horridonia horrida* (früher *Productus horridus*) ist mit seinen kleinwüchsigeren und weniger bestachelten Variationen beinahe überall abundant. In der nachfolgenden Liste wird das bis jetzt bekannte Fossilienmaterial des Korbacher *Productus*-Kalkes aufgeführt. Diese Aufstellung basiert auf Untersuchungen von MALZAHN (in KULICK 1968) sowie des Verfassers während der letzten 15 Jahre.

Fossilien aus dem *Productus*-Kalk der „Korbacher Bucht“:

Flora

inkohlte unbestimmbare Pflanzenreste

Fauna

Foraminifera

- Hyperammina* sp.
- Ammobaculites* sp.
- Ammodiscus rösleri* (SCHMID)
- Tolypammina simplex* SCHERP
- Lagenosypho permianum* SPANDEL
- Anchristium permianum* SPANDEL
- Agathammina pusilla* (GEINITZ)
- Geinitzina krikbyi* (RICHTER)
- Dentalina* sp.

Bryozoa

- Acanthocladia anceps* (SCHLOTHEIM)
- Thamniscus dubius* (SCHLOTHEIM)
- Thamniscus siccus* DREYER
- Kingopora chrenbergi* (GEINITZ)
- Fenestella retiformis* (SCHLOTHEIM)
- Fenestella geinitzi* (D'ORBIGNY)
- Batostomella columnaris* (SCHLOTHEIM) var. *ramosa* GEINITZ
- Batostomella columnaris* (SCHLOTHEIM) var. *incructans* GEINITZ

Brachiopoda

- Orbiculoidea konincki* (GEINITZ)
- Horridonia timanica* (STUCKENBERG) – (hier neu!)
- Horridonia horrida* (SOWERBY) var. *initialis* EISEL
- Horridonia horrida* (SOWERBY) var. *auritula* EISEL
- Dasyalosia goldfussi* (MÜNSTER)
- Craspedalosia lamellosa* (GEINITZ)
- Streptorhynchus pelargonatus* (SCHLOTHEIM)
- Stenocisma schlotheimi* (BUCH)
- Dielasma elongatum* (SCHLOTHEIM)

Polyplacopora

- Chitonellus antiquus* HOWSE

Lamellibranchia

- Permophorus costatus* (BROWN)
- Janeia biarmica* (D'VERNEUIL)
- Schizodus obscurus* SOWERBY
- Nucula beyrichi* SCHAUROTH
- Parallelodon striatus* (SCHLOTHEIM)
- Pseudomonotis speluncaria* (SCHLOTHEIM)
- Bakewellia antiqua* (MÜNSTER)
- Bakewellia ceratophaga* (SCHLOTHEIM)

Ostracoda

- Ostracoda indet.

Echinodermata

- Echinodermata indet. (Pedicellarien)
- Ophiurites* sp. („Wirbel“)
- Asteroidea indet. (Ambulacralplatten)
- Miocidaris keyserlingi* (Geinitz)

Chondrichthyes

- Janassa bituminosa* SCHLOTHEIM (Gebiß- und Hautzähne)
- Hopleacanthus richelsdorfensis* SCHAUMBERG (Hautzähne)
- Wodnika striatula* MÜNSTER (Gebiß- und Hautzähne)
- Palaeoniscum freieslebeni* BLAINVILLE (Schuppen und Zähne)

Die Fauna ist stenohalin und speziell die Makroinvertebraten repräsentieren einen Großteil der Faunenassoziation, welche ausschließlich im tieferen germanischen Zechstein, unterhalb des A1Ca (Randkarbonate am östlichen Schiefergebirgsrand, beziehungsweise Anhydritknotenschiefer im Becken) vorkommt (MUNK, in Vorb.).

Die neuen *Horridonien* liegen in guter, körperlicher Schalenerhaltung, z.T. mit Stachelansätzen, vor. Aufgebroschene Schalen sind meist hohl und oft mit bräunlichen Calcitkristallen ausgekleidet. Soweit erforderlich, wurde die Präparation der Stücke vom Verfasser selbst durchgeführt. Alle bisher bekannten Exemplare sind bei einer einzigen Geländebegehung gefunden worden. Möglicherweise entstammen Sie einem bestimmten, unter Tage anstehenden Horizont, der zufällig durch

wenige Gesteinsbrocken, auf der Halde vertreten war. Im anstehenden *Productus*-Kalk diverser Aufschlüsse in der „Korbacher Bucht“ wurde diese Form bisher noch nicht entdeckt. Insgesamt ca. 10 Belegstücke sind in den Sammlungen KAUFMANN (Frankenberg/Eder) und MUNK (Walzbachtal-Jöhlingen) hinterlegt. MALZAHL (mündl. Mitteilung 1991) ist der Überzeugung, *Horridonia timanica* im basalen Zechstein 1 der Umgebung von Gera (Thüringen) ebenfalls gefunden zu haben.

2. Beschreibung und Vergleich mit *Horridonia horrida* (SOWERBY 1822)

Die Erstbeschreibung von *Horridonia timanica* erfolgte durch STUCKENBERG 1875 (als *Productus timanicus*), begründet auf Exemplare aus dem Bergkalk („Oberkarbon“) des Timan-Gebirges in NW-Rußland. Eine Übersetzung des entsprechenden Originaltextes aus dem Russischen findet sich bei MALZAHL (1937). Bei der nachfolgenden Beschreibung des aktuellen Materials sowie beim Vergleich mit der Variationsbreite von *Horridonia horrida* (SOWERBY), sei prinzipiell auf die oben angeführte Arbeit von MALZAHL verwiesen. Die phylogenetische Beurteilung durch MALZAHL, welche die Beziehung von *Horridonia timanica* zu *Horridonia horrida* aufzeigt, soll hier nicht diskutiert werden. Diese aktuelle Betrachtungsweise behandelt beide Formen lediglich als ähnlich. Qualitativ sehr gute Abbildungen von *Horridonia timanica* (*Sowerbina timanica*) finden sich bei SARYZEWA (1960: Taf. XI, Fig. 5). Insbesondere das in Abb. 4 abgebildete Exemplar kommt dem bei MALZAHL (1937: Taf. 1, Fig. 1) abgebildeten sehr nahe. Für den direkten Vergleich wurde Originalmaterial aus den *Productus*-Kalk

(? tieferes Ober-Perm) Westspitzbergens herangezogen (Abb. 2, 3). Die Originalbelege zu den Abbildungen 2-9 befinden sich in den Handsammlungen des Verfassers.

Ordnung	Strophomenida ÖPIK 1934
Unterordnung	Productacea WAAGEN 1884
Familie	Dictyoclostidae STEHLI 1954
Unterfamilie	Horridoniinae MUIR-WOOD & COOPER 1960
Gattung	<i>Horridonia</i> CHAO 1927

Horridonia timanica (STUCKENBERG 1875)
1875 *Productus timanicus* STUCKENBERG – STUCKENBERG: 86, Taf. 1, Fig. 1-7.
1960 *Sowerbina timanica* (STUCKENBERG) – SARYZEWA 235, Textfig. 236 u. 237, Taf. XL, Fig. 5-7.
1965 *Horridonia timanica* (STUCKENBERG) – MUIR-WOOD & WILLIAMS: H 498

Bemerkungen: Komplette Synonymenlisten bis 1936 sind bei MALZAHL (1937: 10) und bis 1965 bei MUIR-WOOD & WILLIAMS (1965: H 498) zu entnehmen.

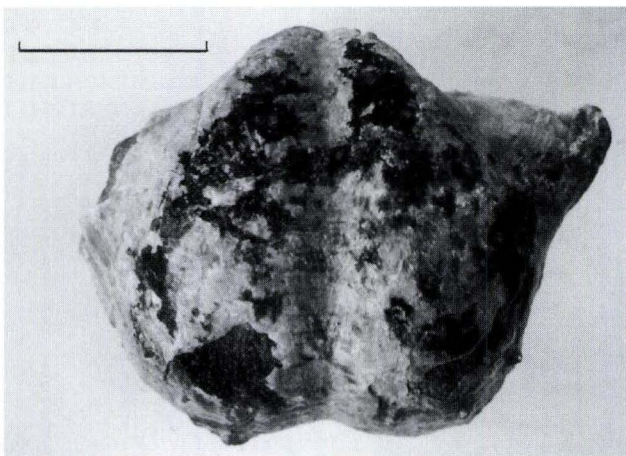


Abb. 2. Stielklappe von *Horridonia timanica* (STUCKENBERG); *Productus*-Kalk (? Kazanium); Westspitzbergen. Länge des Maßstabes: 20 mm. Foto V. GRIENER.

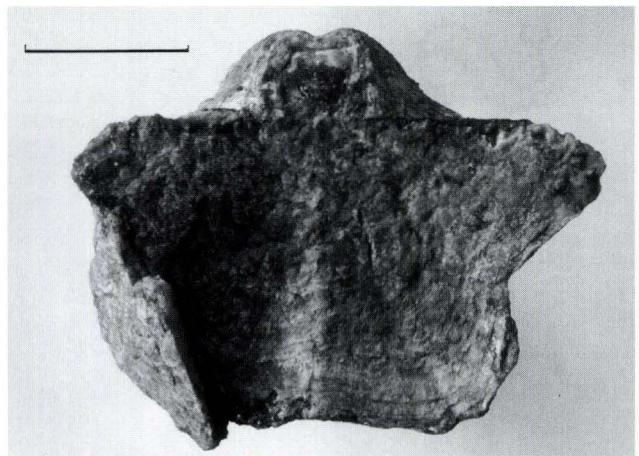


Abb. 3. Armklappe von *Horridonia timanica* (STUCKENBERG); *Productus*-Kalk (? Kazanium); Westspitzbergen. Länge des Maßstabes: 20 mm. Foto V. GRIENER.

Die Schloßrandbreiten der hier zu beschreibenden Formen aus dem *Productus*-Kalk von Vöhl-Thalitter erreichen bei ausgewachsenen Exemplaren Werte über 50 mm. Die Schalenlänge ist deutlich geringer als die Schloßrandbreite. Die Ohren stehen bei sehr großen Exemplaren spitz, flügelartig von der Schale ab, wobei sich ein quergerichteter trapezförmiger Umriß ergibt. Nach STUCKENBERG weisen Juvenilstadien von *Horridonia timanica* beinahe rundlich quadratische Umrisse auf, bei denen die Ohren noch nicht in Erscheinung treten. Da sich bei diesen Ontogenesestadien keine wesentlichen Unterscheidungsmerkmale im Vergleich zur Variationsbreite von *Horridonia horrida* ergeben, werden bei der Beschreibung ausschließlich Exemplare mit Schloßrandbreiten ab 50 mm berücksichtigt.

Material	Schloßrandbreite (in mm)	Gesamtlänge (in mm)
Vöhl-Thalitter	50	35
"	50	40
"	55	40
"	70	45
Tempelbucht (Spitzbergen)	60	45
"	65	50
"	70	50
"	70	55
Timan (NW-Rußland)	50	35

Derartige Schloßrandbreiten sind bei *Horridonia horrida* relativ selten, was an dieser Stelle bereits als ein Unterscheidungskriterium beider Formen gegeneinander angeführt werden kann. Bei *Horridonia horrida* wei-

sen lediglich die beiden Variationen *initialis* EISEL und *auritula* EISEL quergerichtete, rechteckige Umrisse auf. Allerdings liegen deren Schloßrandbreiten selten knapp über 40 mm. Die großen Variationen, welche Schloßrandbreiten von über 50 mm erreichen können, haben entweder abgerundete, quadratische Umrisse (*bufonina* EISEL, *gerana* EISEL und *umbollinata* KING) oder sind länglich rechteckig (*hoppeiana* EISEL).

Die Stielklappe von *Horridonia timanica* (Abb. 2, 4) ist stark gewölbt und besitzt einen Sinus. Die Anwachsstreifen sind in der Regel gut zu erkennen. Die Schale weist hinter dem Wirbel immer eine deutliche radiale Fältelung auf. Die Bestachelung des Schloßrandes und die Ohren ist derjenigen von *Horridonia horrida* ähnlich. Ansonsten ist die Schale einschließlich der Sunisregion stark und unregelmäßig bestachelt. Bei *Horridonia horrida* (Abb. 7, 9) dagegen ist die Bestachelung regelmäßiger, wobei die Sinusregion kaum Stachelansätze aufweist. Die breiteren, weniger gewölbten Schalen von *initialis* und *auritula* sind, abgesehen von den Schloßrändern, nicht oder nur sehr schwach bestachelt. Lediglich die extrem stark bestachelte Variation *gerana* (al. *Productus geinitzianus* D'KONINCK) ist radial gefältelt, besitzt aber keinen nennenswerten Sinus. Bei sehr großen Exemplaren der Variationen *bufonina* und *hoppeiana* können in den Schalenrandbereichen schwach angedeutete Längsfalten auftreten.

Die Armklappe von *Horridonia timanica* (Abb. 3, 5) ist schwach konkav und hat einen Sattel. Anwachsstreifen sind deutlich zu erkennen. Die Schloßrandbestachelung entspricht derjenigen der Stielklappe. Besonders bemerkenswert ist je ein kräftiger Stachel auf beiden Ohren, der vom Schloßrand aus stark hakenförmig nach hinten gekrümmt ist (Abb. 6). Die Armklappen von *Horridonia*

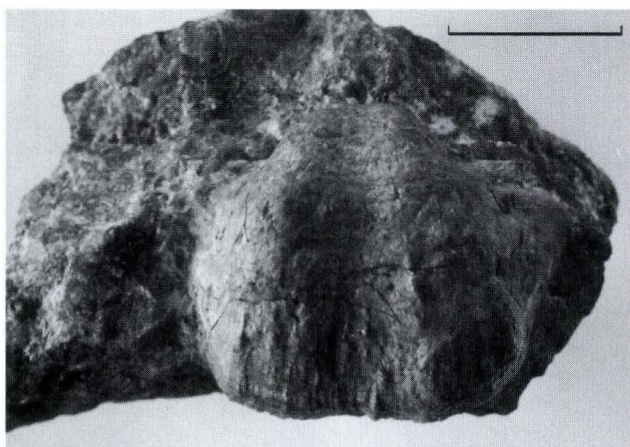


Abb. 4. Stielklappe von *Horridonia timanica* (STUCKENBERG); *Productus*-Kalk (Zechstein 1, Tatarium); Vöhl-Thalitter („Korbacher Bucht“). Länge des Maßstabes: 20 mm. Foto V. GRIENER.

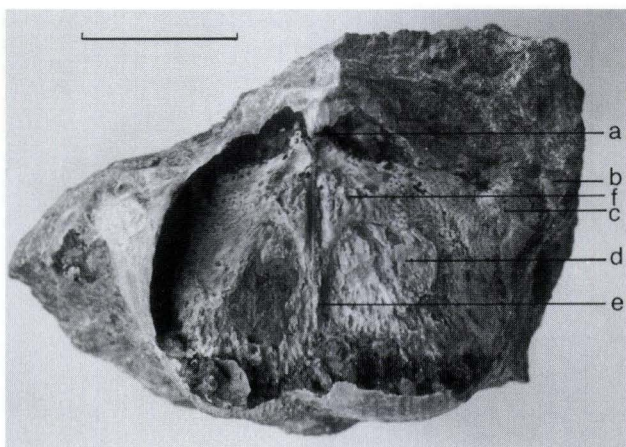


Abb. 5. Innenansicht der Armklappe von *Horridonia timanica* (STUCKENBERG) *Productus*-Kalk (Zechstein 1, Tatarium); Vöhl-Thalitter („Korbacher Bucht“). a: Schloßzähne, b: Ohr, c: Ohrblende, d: Armgerüst, e: Medianseptum, f: Schließmuskeln. Länge des Maßstabes: 20 mm. Foto V. GRIENER.

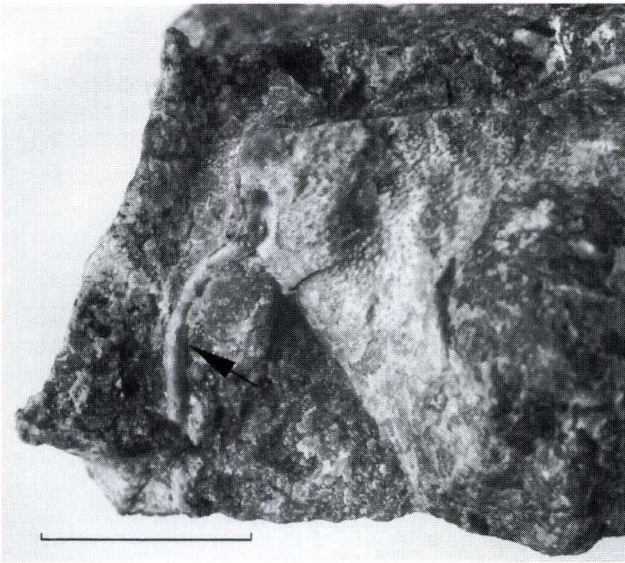


Abb. 6. Armklappe mit Ohrenstachel (durch Pfeil markiert) von *Horridonia timanica* (STUCKENBERG); *Productus*-Kalk (Zechstein 1, Tatarium); Vöhl-Thalitter („Korbacher Bucht“). Länge des Maßstabes: 10 mm. Foto V. GRIENER.

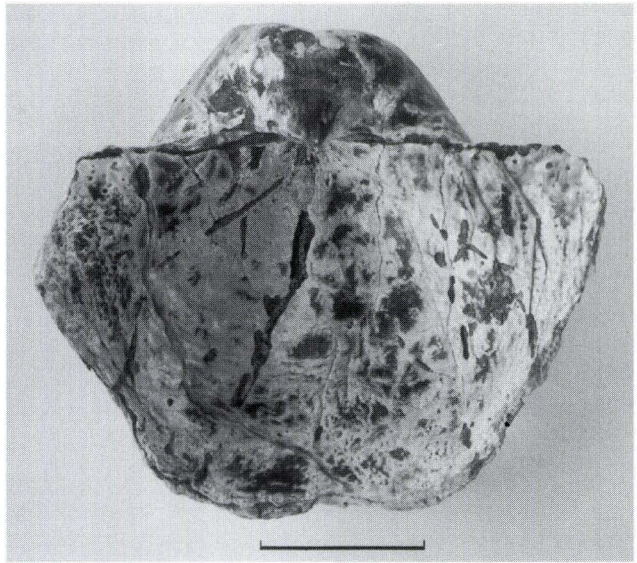


Abb. 8. Armklappe von *Horridonia horrida* (SOWERBY) var. *auritula* EISEL; Zechsteinkalk (Zechstein 1, Tatarium); Gründau-Haingründau (Wetterau). Länge des Maßstabes: 10 mm. Foto V. GRIENER.

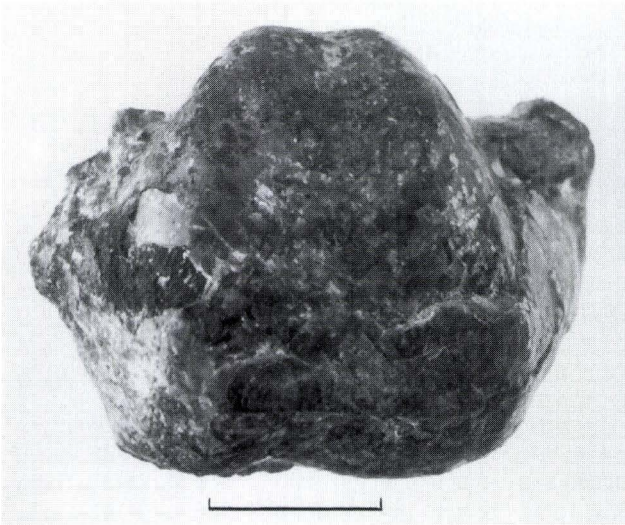


Abb. 7. Stielklappe von *Horridonia horrida* (SOWERBY) var. *initialis* EISEL; Zechsteinkalk (Zechstein 1, Tatarium); Cornberg (NE Hessen). Länge des Maßstabes: 10 mm. Foto V. GRIENER.

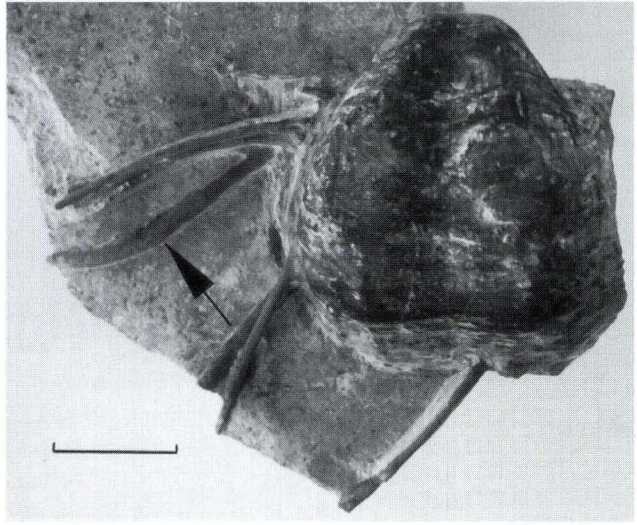


Abb. 9. Stielklappe von *Horridonia horrida* (SOWERBY) var. *bufonina* EISEL mit Bestachelung (Ohrenstachel der Armklappe durch Pfeil markiert); Zechsteinkalk (Zechstein 1, Tatarium); Büdingen (Wetterau). Länge des Maßstabes: 10 mm. Foto V. GRIENER.

horrida (Abb. 8) sind meist stark bis sehr stark konkav und haben keinen, oder einen nur schwach entwickelten Sattel. Eine Anwachsstreifung ist kaum zu erkennen. Die Ohrenstacheln sind zur Seite, z.T. sogar nach vorne gekrümmt (Abb. 9).

In der nachfolgenden Auflistung werden die wichtigsten Unterscheidungskriterien von *Horridonia timanica* zum Variationspektrum von *Horridonia horrida* noch einmal hervorgehoben.

	<i>Horridonia timanica</i>	Varianten von <i>Horridonia horrida</i>
Schalenform:	quer rechteckig (trapezförmig)	quer rechteckig: <i>initialis</i> , <i>auritula</i> rundlich quadratisch: <i>bufonina</i> , <i>gerana</i> , <i>laspeana</i> , <i>umbollinata</i> ; länglich rechteckig: <i>hoppeiana</i>
Schloßrandbreiten:	deutlich > 50 mm	selten > 50 mm: <i>bufonina</i> , <i>gerana</i> , <i>laspeana</i> , <i>hoppeiana</i> ; deutlich < 50 mm: <i>initialis</i> , <i>auritula</i> , <i>umbollinata</i>
Ohren:	spitz, flügelartig abstehend	in Schale integriert
Anwachsstreifen:	deutlich	schwach
Stielklappe (Bestachelung):	stark. Bis auf die Ohren unregelmäßig	regelmäßig. Bis auf die Ohren frei oder schwach: <i>initialis</i> , <i>auritula</i> ; stark: <i>bufonina</i> , <i>hoppeiana</i> ; sehr stark: <i>gerana</i> , <i>laspeana</i> , <i>umbollinata</i>
Stielklappe (Sinus):	deutlich (mit Bestachelung)	deutlich (ohne Bestachelung): <i>initialis</i> , <i>auritula</i> ; deutlich (schwach bestachelt): <i>bufonina</i> , <i>hoppeiana</i> ; ohne bis schwach (stark bestachelt): <i>gerana</i> , <i>laspeana</i> , <i>umbollinata</i>
Stielklappe (Radialfältelung):	deutlich	deutlich: <i>gerana</i> ; schwach (an den Rändern): <i>bufonina</i> , <i>hoppeiana</i> ; schwach: <i>laspeana</i> , <i>umbollinata</i> ; ohne: <i>initialis</i> , <i>auritula</i>
Armklappe (Form):	schwach konkav	deutlich konkav: <i>initialis</i> , <i>auritula</i> , <i>umbollinata</i> , <i>hoppeiana</i> ; stark bis sehr stark konkav: <i>bufonina</i> , <i>gerana</i> , <i>laspeana</i>
Armklappe (Sattel):	deutlich	schwach: <i>initialis</i> , <i>auritula</i> , <i>hoppeiana</i> ; ohne: <i>bufonina</i> , <i>gerana</i> , <i>laspeana</i> , <i>umbollinata</i>
Armklappe (Ohrenbestachelung):	jeweils ein kräftiger Stachel (hakenförmig nach hinten gebogen)	schwach bestachelt (zur Seite gebogen): <i>initialis</i> , <i>auritula</i> , <i>umbollinata</i> ; stark bestachelt (zur Seite und nach vorn gebogen): <i>bufonina</i> , <i>gerana</i> , <i>laspeana</i> , <i>hoppeiana</i>

3. Paläobiogeographische und biostratigraphische Beziehungen

Nach MAYNC (1940, 1942) kommt *Horridonia timanica* im Perm Nordostgrönlands, der Bäreninsel, Spitzbergens, Novaya Zemlyas, Sibiriens und des arktisch-kanadischen Archipels vor. Bei SARYZEWA (1960) sind weiterhin die arktisch-kontinentalen Regionen NW-Rußlands (Timan-Gebirge und Kanin-Halbinsel) angegeben. BRABB & GRANT (1971) führen *Horridonia timanica* im Perm Alaskas auf.

Von besonderem Interesse ist ihr ostgrönländisches Vorkommen (Abb. 10). Zum einen war die paläogeographische Distanz von Ostgrönland zum Zechsteinbecken im Perm sehr gering (STEMMERIK & PIASECKI, 1991), zum anderen tritt *Horridonia timanica* noch im *Productus*-Kalk der *Maritina*-Schichten in Vergesellschaftung mit einer echten Zechstein-Fauna (u.a. *Horridonia horrida* !) auf (TEICHERT & KUMMEL 1973). STEMMERIK & PIASECKI (1991) gliedern das ostgrönländische Ober-Perm in fünf lithostratigraphische Einheiten, von denen die Ravne-

fjeld-Formation (*Posidonomya*-Schiefer) und Schuchert-Dal-Formation (*Martinia*-Schichten) mit dem marin entwickelten Ober-Perm Mittel- und NW-Europas (Zechsteinfazies) gleichzusetzen sind. Nach MENNING (1986) liegt der „Zechstein“ eindeutig über der Illawarra-Umpolung und ist somit ins höhere Tatarium zu stellen. Die biostratigraphische Korrelation ergibt somit auch für die entsprechenden ostgrönländischen Ablagerungen Post-Illawarra-Alter.

Das Vorkommen von *Horridonia timanica* in den NE-arktischen Regionen (Barentsschelf und NW-Rußland) indiziert eine recht große stratigraphische Reichweite dieser Form. Bereits GEINITZ (1861/62) vergleicht, dem damaligen Kenntnisstand entsprechend, Faunen-Vergesellschaftungen von Spitzbergen und NW-Rußland mit solchen aus dem Zechstein. FREBOLD (1951) stellt alle Perm-vorkommen des Barentsschelfgebietes ins Unter-Perm. Vom Verfasser wurden seinerzeit aus dem Pro-

ductus-Kalk der Tempelbucht (Eisfjord, W-Spitzbergen), neben mehreren Exemplaren von *Horridonia timanica*, eine Reihe weiterer Brachiopoden erworben (*Strepatorhynchus*, *Strophalosia* (? *Cancrinella*), *Linoproductus*, *Kochiproductus*, *Thamnosia*, *Yakovlevia*, *Spiriferella*, *Neospirifer* und *Licharewia*). Speziell die großwüchsigen Spiriferiden und *Licharewia*, sprechen eher für die Spiriferen-Schichten des Kazaniums, bestenfalls für höchstes Unter-Perm (KATSCHIRZEW 1959). Die marine Entwicklung des Perm in NW-Rußland fand mit dem Ende des Kazaniums ihren Abschluß (BUBNOFF 1940). *Horridonia timanica* wird somit als stratigraphische Durchläuferform gewertet, welche möglicherweise bereits im höheren Unter-Perm (? Ufemium) einsetzte, aber sicherlich im gesamten Ober-Perm, mit einer recht großen paläobiogeographischen Verbreitung präsent war. Nach der Regression in den ostarktischen Gebieten an der Wende Kazanium-Tatarium überdauerte diese Form in den zentralen Regionen (Ostgrönland), wo die marine Entwicklung während des Tatariums andauerte. Im arktisch-kanadischen Archipel ist höheres Ober-Perm bisher nicht nachgewiesen worden (NASSICHUK, THORSTEINSON & TOZER 1973). Letzteres gilt auch für Alaska (BRABB & GRANT (1971):

Die erste große Ingression des Zechstein 1 aus dem „Skandik“, welche über das heutige Nordseebecken weit in den mitteleuropäischen Raum vordrang, brachte einen Großteil der Fauna mit sich. So sind beispielsweise viele Fischformen des englischen Marl Slate und des kontinentaleuropäischen Kupferschiefers mit solchen aus dem ostgrönländischen *Posidonomya*-Schiefer identisch (ALDINGER 1937, HAUBOLD & SCHAUMBERG 1985). Auf die Ähnlichkeit der Invertebratenfaunen wurde bereits weiter oben eingegangen. Zusätzlich sei auf die Arbeiten von FREBOLD (1931a+b) verwiesen.

Der *Productus*-Kalk in der „Korbacher Bucht“ (Abb. 10) dokumentiert hier die allerfrüheste Phase der Zechstein 1-Ingression mit „normal“ marinen Bedingungen. Mit der darauffolgenden Kupferschiefersedimentation (T1-Niveau) verschwanden beinahe schlagartig die benthonischen Faunenassoziationen, zumindest in deren fazielltem Verbreitungsgebiet. In den flachen Küsten- und Schwellenbereichen überlebte die Fauna und war dann in der nachfolgenden, wieder „normal“ marinen Phase während der Sedimentation des tieferen Werra-Karbonates (Zechsteinkalk), weit verbreitet. Die hyperhalinen Bedingungen, die dann im oberen Zechsteinkalk einsetzten und den Beginn der Salzbildungen der Werra-Serie andeuten, töteten die stenohaline Fauna im zentraleuropäischen Zechstein-Verbreitungsgebiet vollständig ab (an dieser Stelle verschwinden z.B. alle Brachiopoden und cryptostomen Bryozoen), die danach hier während der gesamten weiterhin marinen Entwicklung im Ober-Perm nie mehr auftrat (MUNK in Vorb.).

Nachdem das mutmaßliche Vorkommen im basalen Zechstein 1 von Gera (MALZAHN, mündl. Auskunft 1991) noch einer genaueren Überprüfung bedarf, besetzte das „Kazan-Relikt“ *Horridonia timanica* in der „Korbacher Bucht“ möglicherweise einen regional begrenzten, für diese Form günstigen Biotoptypus. Diese ökologischen Bedingungen verschwanden mit Beginn der T1-Sedimentation (Kupferschiefer-Niveau). Vielleicht verschwand *Horridonia timanica* ab diesem Zeitpunkt bereits für immer aus dem gesamten südlichen Zechstein-Becken.

Was die Ableitung des germanischen Zechsteins von älterem marin entwickelten Perm, außerhalb dieser Faziesprovinz betrifft, muß an dieser Stelle auf die sogenannte „*Cancrini*-Fauna“ (MEINECKE 1910, MALZAHN 1934, FULDA 1935) eingegangen werden. Die nach dem Productiden *Cancrinella germanica* (FREBOLD) benannte kleine Faunenassoziation besteht aus einigen Lamellibranchien und Brachiopoden: *Streblochondria sericea* (D'VERNEUIL), *Panopaea mackrothi* GEINITZ, *Strophalosia leplayi* GEINITZ, *Cancrinella germanica* (FREBOLD), *Rhynchopora geinitziana* (D'VERNEUIL). Alle genannten Formen weisen

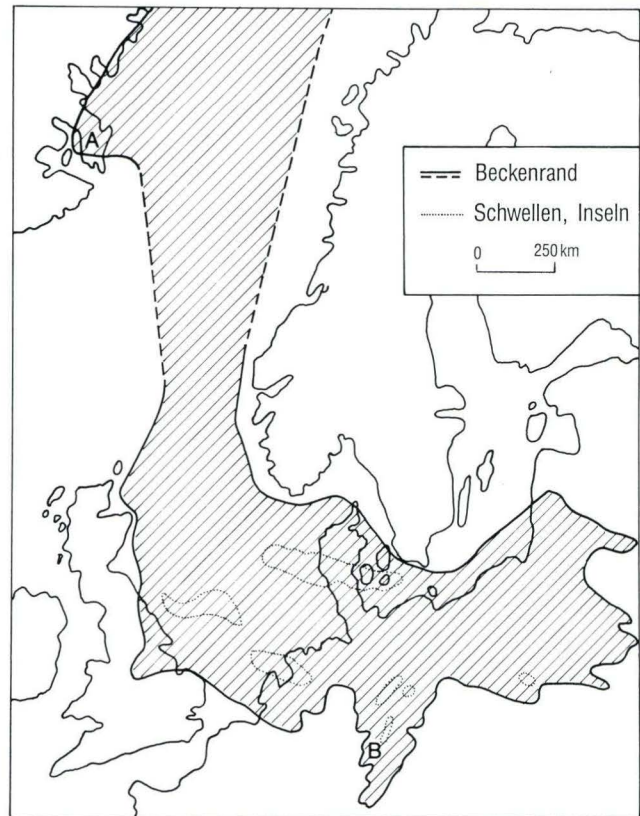


Abb. 10. Generalisierte Karte des Zechstein-Beckens und seine nördliche Ausdehnung. A: Ostgrönland, B: „Korbacher Bucht“. Basierend auf SMITH (1980).

zumindest gewisse Ähnlichkeiten mit solchen aus dem tieferen russischen Ober-Perm (Kazanium) auf und wurden zunächst, in Vergesellschaftung mit einer Reihe von Zechsteinkalk-Fossilien, im liegenden Transgressionsniveau (Weißliegendes) des Kupferschiefers gefunden. Die zwischenzeitliche Entdeckung einiger Faunenelemente der oben beschriebenen Assoziation, auch in Schichten oberhalb des Kupferschiefers, läßt allerdings nur noch eine eingeschränkte biostratigraphische Bewertung zu. MALZAHN (1957) wies *Streblochondria sericea* und *Rhynchopora geinitziana* in der Mergelfazies des Zechsteinkalkes im Niederrheingebiet nach. Vom Verfasser wurden *Strophalosia leplayi* und *Canocrinella germanica* ebenfalls in der Mergelfazies des höheren Zechsteinkalkes der Wetterau gefunden. Trotzdem kann bei dieser Formengruppe, in die hiermit auch *Horridonia timanica* eingeordnet werden kann, von einer Reliktfauna des unteren Ober-Perm gesprochen werden, welche nach der Zechstein 1-Ingression noch eine begrenzte Zeit im Tatarium überlebt hat. Der Nachweis von *Canocrinella germanica* in Ostgrönland durch FREBOLD (1931b) ist auch in diesem Zusammenhang bedeutsam.

Wegen ihrer großen stratigraphischen und paläogeographischen Verbreitung im Ober-Perm der nördlichen Hemisphäre kann *Horridonia timanica* möglicherweise das tiefere Ober-Perm (Kazanium, Guadelupium) zum höheren Ober-Perm (Tatarium: Zechsteinfazies) verbinden. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand ist eine unmittelbare biostratigraphische Ableitung zumindestens im Ober-Perm Ostgrönlands dokumentiert. Mari-

nes, höheres Ober-Perm ist bisher weder aus der nordamerikanischen Arktis noch aus den arktischen Regionen Eurasiens bekannt. Allerdings sind hier sicherlich große Kenntnislücken vorhanden, da die gesamte Arktis diesbezüglich bei weitem noch nicht ausreichend erforscht ist. Aus paläogeographischer Sicht muß der „Skandik“ zur Zeit des Ober-Perms nach wie vor mehr als ein imaginäres pelagisches Ausgangsgewässer gewertet werden, von dem sich die Zechstein-Ingressionen ableiten lassen. Jedenfalls bestätigt die Präsenz von *Horridonia timanica* in der zentraleuropäischen Zechsteinfazies einmal mehr deren direkte paläogeographische Verbindung zu Ostgrönland.

Danksagungen: Die Fotoarbeiten führte Herr VOLKER GRIENER durch, die Graphiken wurden von den Herren Dipl.-Geol. GERD THEOBALD (Abb. 1) und FRIEDHELM WEICK (Abb. 10) reingezeichnet (alle Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe), Herr Dipl.-Ing. HARTMUT KAUFMANN (Frankenberg/Eder) begleitete mich bei vielen Exkursionen ins Gelände. Die Herren Dr. ERICH MALZAHN (Isernhagen), Dr. EBERHART FREY und Prof. Dr. LASZLO TRUNKÓ (beide Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe), sowie Prof. Dr. HANS-DIETER SUES (Royal Ontario Museum Toronto) lieferten konstruktive Diskussionsbeiträge. Herr Dr. JENS KULICK (Heimatmuseum Korbach) nahm die kritische Durchsicht des Manuskriptes vor. Allen hier Genannten sei herzlichst gedankt.

4. Schriftenverzeichnis

- ALDINGER, H. (1937): Permische Ganoidfische aus Ostgrönland. - Medd. om Grönland, **102**, 393 S., 105 Abb., 44 Taf.; Kopenhagen.
- BRABB, E. E. & GRANT, R. E. (1971): Stratigraphy and Paleontology of the Revised Type Section for the Tahkandit Limestone (Permian) in East-Central Alaska. - U.S. Geol. Surv., Bull., **703**, 26 S., 11 Abb., 3 Tab. 2 Taf.; Washington, D.C.
- BUBNOFF, S. v. (1940): Oberperm und Trias der russischen Tafel. - Geol. Rundsch., **31**: 548-553, 2 Abb.; Stuttgart.
- EISEL, R. (1909): Über die Varianten des *Productus horridus* SOWERBY bei Gera. - Jber. Ges. Freuden Naturwiss., **49/50**: 33-37; Gera.
- FREBOLD, H. (1931a): Fauna, stratigraphische und paläogeographische Verhältnisse des ostgrönländischen Zechsteins. - Medd. om Grönland, **84(1)**, 55 S., 5 Taf.; Kopenhagen.
- (1931b): Unterer mariner Zechstein in Ostgrönland und das Alter der Depot Island Formation. - Medd. om Grönland, **84**, 38 S., 2 Taf.; Kopenhagen.
- (1951): Geologie des Barentsschelfes. - Abh. dt. Akad. Wiss., **1950/5**, 150 S., 77 Abb., 5 Kt.; Berlin.
- GEINITZ, H. B. (1861/62): Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende. - 342 S., div. Abb., 42 Taf.; Leipzig.
- HAUBOLD, H. & SCHAUMBERG, G. (1985): Die Fossilien des Kupferschiefers. - Neue Brehm-Bücherei, **333**, 223 S., 139 Abb., 19 Tab.; Wittenberg-Lutherstadt.
- KATSCHIRZEW, A. S. (1959): Polewoi Atlas Fauny permskich Otlotschenii Sewerowostoka. - Akad. Nauk SSSR, 85 S., 6 Abb., 44 Taf.; Moskwa.
- KULICK, J. (1968): Erl. Geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4719 Korbach. - 272 S., 32 Abb., 8 Diagr, 15 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- MALZAHN, E. (1934): Ein neues Äquivalent des Zechsteinkonglomerates im Geraer Becken. - Beitr. z. Geol. Thüringen, **IV**: 27-30; Jena.
- (1937): Die deutschen Zechsteinbrachiopoden. - Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **185**, 77 S., 6 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- (1957): Neue Fossilfunde und vertikale Verbreitung der niederrheinischen Zechsteinfauna in den Bohrungen Kamp 4 und Friedrich Heinrich 57 bei Kamp-Lintfort. - Geol. Jb., **73**: 91-126, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- MAYNC, W. (1940): Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland. - Medd. om Grönland, **114**, 32 S., 2 Abb.; Kopenhagen.
- (1942): Stratigraphie und Faziesverhältnisse der Ober-Permischen Ablagerungen Ostgrönlands. - Medd. om Grönland, **115**, 128 S., 29 Abb., 6 Taf., 1 Kt.; Kopenhagen.
- MEINECKE, F. (1910): Das Liegende des Kupferschiefers. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., **XXXI**: 253-296, 4 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- MENNING, M. (1986): Zur Dauer des Zechsteins aus magnetostratigraphischer

- Sicht. - Z. geol. Wiss., **14** (4): 395-404, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- MUIR-WOOD, H. & WILLIAMS, A. (1965): Strophomenida. - In: MOORE, R. C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt. H, Brachiopoda **1**: H361-H521, 395 Abb.; Geol. Soc. America, New York and Univ. Kansas Press, Lawrence, Kansas.
- NASSICHUK, W. W., THORSTEINSSON, R. & TOZER, E. T. (1973): Permian-Triassic Boundary in the Canadian Arctic Archipelago. In: LOGAN, A. & HILLS, L. V. (eds.): The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary. - Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **2**: 286-293, 3 Abb.; Calgary, Alberta.
- SARYZEWA, T. G. (1960): Mtschanki, Brachiopody. - In: ORLOW, J. A. (ed.): Osnowy Paleontologii, sprawoznik dlya paleontologow i geologow SSSR. - Akad. Nauk SSSR, 15. Tom., 343 S., 693 Abb., 82 Taf.; Moskwa.
- SMITH, D. B. (1980): The evolution of the English Zechstein basin. - Contr. Sedimentology, **9**: 7-34, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- STEMMERIK, L. & PIASECKI, S. (1991): The Upper Permian of East Greenland - A Review. - Zbl. Geol. Paläont., Teil I 1991: 825-837, 9 Abb.; Stuttgart.
- TEICHERT, C. & KUMMEL, B. (1973): Permian-Triassic Boundary in the Kap Stosch Area, East Greenland. - In: LOGAN, A. & HILLS, L. V. (eds.): The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary. - Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **2**: 269-285, 4 Abb. Calgary, Alberta.

Manuskript eingegangen am 6. 4. 1995, angenommen am 10. 5. 1995

EGON BACKHAUS und DIETER HEIM*

Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereichs Plattensandstein/Rötquarzit (Oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der Violetten Zone

Kurzfassung

Aus dem Schichtenabschnitt der Rötplaya in SW-Deutschland werden die ca. 20 m mächtige Gesteinsfolge eines Aufschlusses im Röt-sandstein/Rötquarzit (Röt 3/4) im mittleren Odenwald (Oberer Buntsandstein) beschrieben und die Architektur-Elemente der Abfolgen analysiert. Die Entstehung der zwei vorhandenen Violetten Zonen wird in Abhängigkeit von der fluvial-lakustrinen Fazies mit einem durch die marine Ingression veränderten hydrologischen Umfeld gesehen. Durch die damit wechselnden pH-

und Eh-Werte, schwankenden Humiditäten und Ionenkonzentrationen veränderte sich auch das Stabilitätsfeld des Eisens und förderte so die Kristallinität des die violette Farbe hervorrufenden Hämatits.

Die Violetten Zonen des Oberen Buntsandsteins sind somit als lokale Markierungen der jeweiligen allmählich von N nach S aufsteigenden Ingression zu bewerten.

Abstract

A 20 m section of the Upper Bunter (Upper Plattensandstein/Röt-

quarzit - Anis) in the middle Odenwald (Hessia, SW-Germany) is described and the sediment interpreted and examined by architecture-element-analysis.

The origin of the two present violet zones is regarded dependent of the fluvial-lacustrine facies with an altered hydrologic environment through marine ingression. On account of the consequently altered pH- and Eh-values as well as shifting humidity and ion-concentrations also the stability field of iron changed and thus favored the cristallinity of hematite, which causes violet colours.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	50
2. Aufschluß Michelstadt–Steinbach	50
2.1. Aufschlußbeschreibung	50
2.2. Architektur-Element-Analyse	55
2.2.1. Unterer Abschnitt (Sedimentations-Einheiten 1–5)	55
2.2.2. Oberer Abschnitt (Einheiten 6–8)	58
3. Violetten Zonen	59
3.1. Regionale Betrachtung	59
3.2. Violetten Farbtönungen in Rotsedimenten: Auftreten und Ursachen	59
3.3. Die Violetten Zonen und „fossile Böden“	61
4. Ergebnisse	64
4.1. Architektur-Element-Analyse	65
4.2. Bodenklassifikationen, Klima zur Zeit der Buntsandstein-Sedimentbildung	65
4.3. Sedimentpetrographie	66
4.4. Grundwasserstau durch Röt-Ingression	66
5. Schriftenverzeichnis	67

* Prof. Dr. E. BACKHAUS, Geologisch-Paläontologisches Institut der TH Darmstadt, Schnittspahnstraße 9, 64287 Darmstadt. Prof. Dr. D. HEIM, Hinterhäuser Str. 8, 79843 Löffingen 2.

1. Einleitung

In den Randbereichen des Oberen Buntsandsteins SW-Deutschlands sind seit Beginn der Kartierarbeiten zwei Horizonte bekannt, die stellenweise Karneole und Dolomitknollen enthalten (Unterer und Oberer Dolomithorizont mit überlagerndem Thüringischen resp. Fränkischen Chirotheriensandstein/Rötquarzit) und sich durch ihre vorherrschenden violetten Farben vom übrigen durch Hämatit braunrot gefärbten Buntsandstein abheben. Seit HILDEBRAND (1924) werden sie als Landoberflächen gedeutet. In den letzten Jahren hat ORTLAM (1967) vorwiegend im Schwarzwald bis zu sechs Bereiche mit violett gefärbten Sedimentationsabschnitten, teilweise noch untergliederbar, ausgeschieden, die er als horizontbeständige fossile Böden ausweist und eine stratigraphische Gliederung darauf begründet.

Zu dieser Beurteilung als fossile autochthone Bodenkomplexe zieht ORTLAM (1974) bis zu 18 Kriterien heran, zu denen neben geringen Mächtigkeiten, weite horizontale Verbreitung, kontinuierliche Übergänge aus dem Liegenden aber eine scharfe Obergrenze, die kräftige blaugraue bis rotviolette Farbe, der Nachweis von Wurzelhorizonten, Krustenbildungen, auch eine Reihe von mineralogisch, petrographisch und geochemisch nachprüfbar Befunden wie Verwitterung von Feldspäten, Vergrößerung (3-fach) des Ton-Schluff-Anteils, Verringerung des Schwermineralgehalts, das Auftreten von korrodierten Quarzkörnern, Neubildung von Mineralien (Anatas, Brookit, helle Glimmer) und die Anreicherung von einigen Elementen (Ca, Fe, Mn, Cr etc.) – zumeist allerdings in den A- und B-Horizonten – zählen.

Bei der Verteilung dieser violetten Horizonte fällt ihr Vorherrschen im Oberen Buntsandstein Süddeutsch-

lands auf. Das Herausbilden von Landoberflächen wäre aber wegen der noch geringeren Sedimentationsraten, z.B. im Mittleren Buntsandstein dieses Raumes, zumindest ebenso möglich gewesen.

Es müssen also andere Faktoren für die gehäufte Ausbildung dieser violetten Zonen und der karneol- und dolomitführenden Bereiche im Oberen Buntsandstein Süddeutschlands mit entscheidend gewesen sein.

Für die karneol- und dolomitführenden Zonen lassen sich Krustenbildungen (primäre Caliche) im Zusammenhang mit der Ingression des Rötmeeres (analog Zechstein) anführen; die Ingressionshorizonte werden im Profil nach S hin allmählich jünger. Ein mariner Einfluß wird durch Algenrelikte in Karneolen Thüringens (LANGBEIN 1974) erhärtet. Die Karneolbildungen im Perm Süddeutschlands sind immer an dolomitische Bereiche geknüpft (RÖPER 1981).

Für die nur violetten Zonen muß der marine Einfluß nicht gleichermaßen gelten. Unverkennbar ist aber, daß sie im Regelfall von einer gröberen Schüttung progradierend überlagert werden, so daß sie als Endglied eines vorhergehenden Sedimentationsabschnittes gesehen werden können. Da sie häufig an die Endglieder fluviatiler Rinnen gebunden erscheinen, darf man einen – mit dem Vordringen des Meeres zusammenhängenden – Grundwasseranstieg, der zu veränderten pH-Eh-Bedingungen geführt hat, in Erwägung ziehen.

Es werden deshalb hier mineralogisch-geochemische Untersuchungen violett gefärbter Horizonte im besonderen Zusammenhang mit ihrem Auftreten im Bereich von Ingressionshorizonten (BACKHAUS 1994) und im Bereich von Topstrata fluviatiler Zyklen zu betrachten sein.

2. Aufschluß Michelstadt-Steinbach

2.1. Aufschlußbeschreibung

Westlich Michelstadt-Steinbach, an der Straße nach Steinbuch, sind in einem aufgelassenen Steinbruch (TK 25 Bl. 6319 Erbach R 34 98 90–99 15, H 55 05 32–38) der Obere Plattensandstein und darüber die Rötquarzitschichten mit zwei Violetten Zonen (VZ) und den ihnen auflagernden festeren, teilweise eingekieselten Sandsteinen aufgeschlossen (s. Abb. 1).

Die zweifache Rötquarzit-Schichtenfolge ist an der E-W-streichenden, ca. 110 m langen Wand parallel zur Straße innerhalb eines umzäunten Lagerplatzes gut erkennbar, aber schwer zugänglich. Am besten zu beobachten ist der Schichtenbereich am Westende der Wand

(R 34 99 00), wo der untere Rötquarzitstoß und die untere der beiden violetten Zonen mit dem Plattensandstein auf rund 25 m Längserstreckung relativ leicht zu erreichen (Abb. 1 und 3) sind. Ein kleiner seitlicher Einschnitt schließt im N diesen Schichtenbereich noch einmal 15 m hoch auf (Abb. 2).

Der **Plattensandstein** unter der VZ 1 ist im nördlichen Teil des Steinbruchs noch bis zu 8 m (Abb. 2) aufgeschlossen. Im Bereich des jetzigen Lagerplatzes sind darunter ca. 3 m horizontal geschichtete schluffige Sandsteine vorhanden, die dem Bereich des Oberen vom Unteren Plattensandstein trennenden „Bröckelschiefers“ sensu BÖCKH (1957) zugerechnet werden könnten. – Über die lithofazielle Stellung dieser Zone

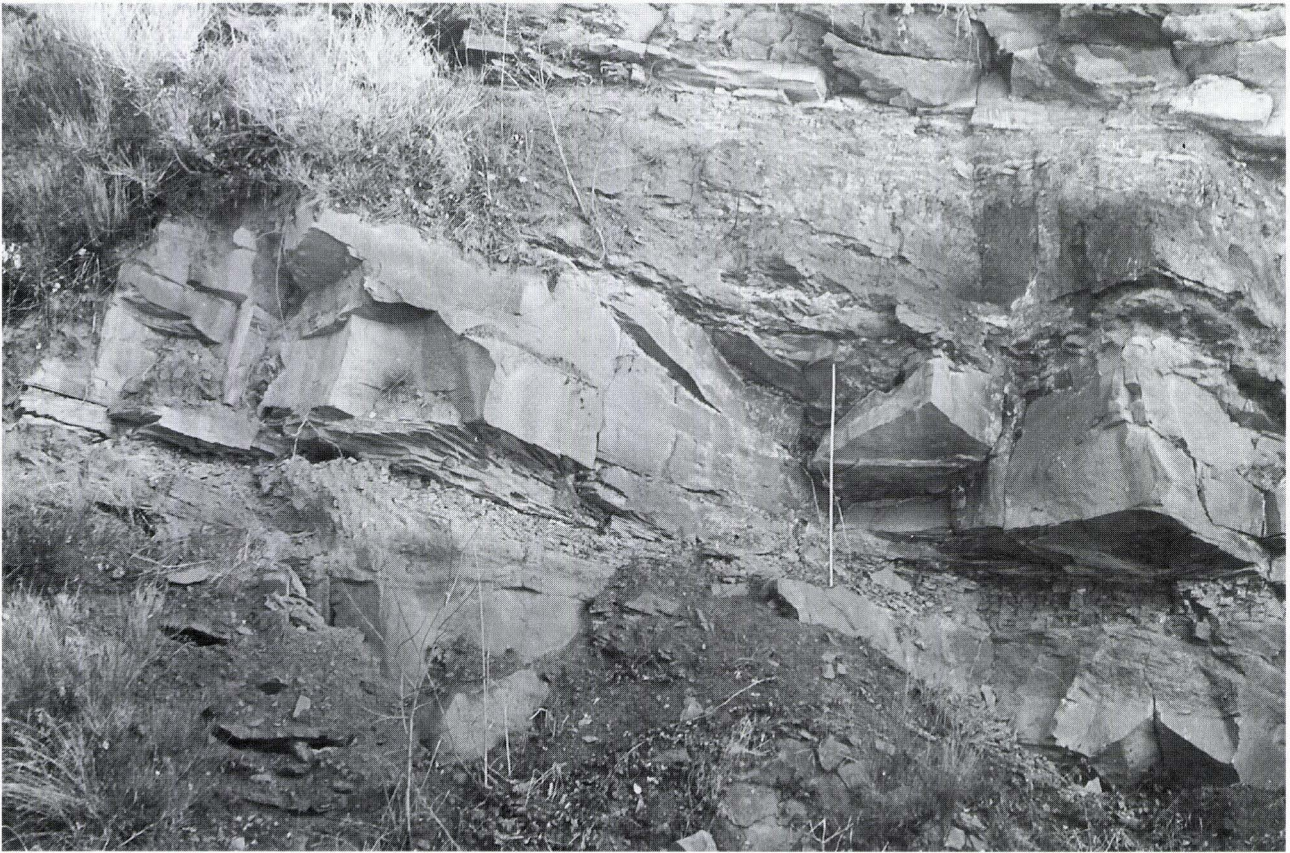


Abb. 1. W-Wand des Steinbruchs (Michelstadt-)Steinbach, TK 25, 6319 Erbach, R 34 98 92, H 55 05 36. Am Top erkennbar Rötquarzit (RQ) 1, dann VZ 1 (vgl. Abb. 4) und im Liegenden der fluviale Bereich der Sedimentationseinheiten 1 und 2 (ab Oberkante Zollstock) – s. auch Abb. 7 und 9.

siehe BACKHAUS (1994) und BINDIG & BACKHAUS (1995, in diesem Band).

Erste detaillierte Profilaufnahmen wurden von HOPPE (1925) mitgeteilt. Die von ihm angegebenen Mächtigkeiten der einzelnen Schichtenabschnitte finden in den heutigen Aufschlußverhältnissen ihre Bestätigung. Die im Profil I (S. 78, Taf. II, Fig. 3 und Taf. IV, Fig. 2) von HOPPE nahezu am E-Ende des heutigen Steinbruchs beschriebene Rinnenausbildung (Schichten 10 und 11), gleicht weitgehend dem von den Verfassern (BACKHAUS 1979, Fig. 7) veröffentlichten Profil an der W-Wand; die stratigraphische Situation ist auf die VZ bezogen ebenfalls gleich. An der Oberfläche lassen sich vielfach Trockenrisse nachweisen. Die westwärts anschließenden Profile (II-IV) müßten danach in den abgebauten, jetzt mit Haldenmaterial angefüllten Bruchteilen aufgenommen worden sein.

Der hier vorhandene Obere Plattensandstein ist als der übliche rotbraune Fein-Mittelsandstein ausgebildet, der mehrere dm mächtige Bänke aufweist, die unter-

schiedlich stark nach der Schrägschichtung und dem Belag mit hellem Glimmer in cm-starke Platten aufspalten.

Dem Sedimentationsmilieu eines flachen ruhigen Wassers (Schluffsteine) steht ein stärkeres Fließregime in rinnenartigen Gebilden gegenüber.

An der langen W-E-Wand schalten sich von der SW- bis zur SE-Ecke zwischen den Einheiten 1 und 2 und der VZ 1 (= Einheit 5) noch weitere fluviale, gut auszuhaltende Sedimentkörper (s. Abb. 8, Abschnitt 2.2.), ein.

An der NW-Ecke des Aufschlusses scheint das VZ-Profil, aus dem auch die Proben zur mineralogischen Untersuchung entnommen wurden (Abb. 3, 4 und 10a), mit 1,9 m am mächtigsten ausgebildet. Wenn der Bereich nach E hin abnimmt, so nur scheinbar, weil der tiefere Teil der fluvialen Sequenz dort nicht violett verfärbt ist.

Das Hauptprofil ist an der äußersten NW-Ecke wie folgt von oben nach unten (vgl. Abb. 3 und 10a, die an der W-Wand 5-10 m nach S aufgenommen sind) zu beschreiben:

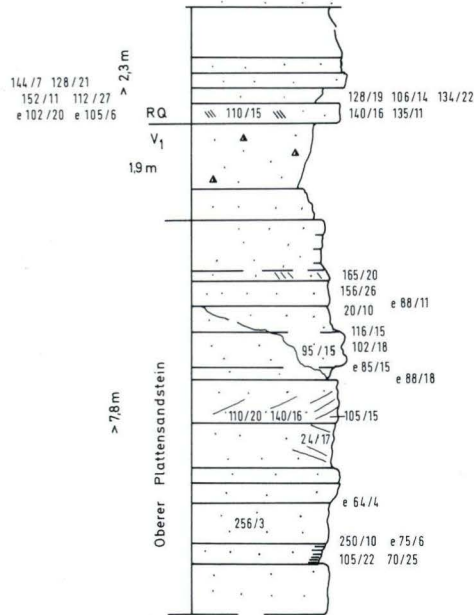


Abb. 2. Lithostratigraphisches Profil des kleinen Nordbruchs – hinter W-Wand – (vgl. Abb. 6 und 9). Aufgeschlossen Rötquarzit 1, Violette Zone (VZ) 1 und im Liegenden der Obere Plattensandstein mit beginnender rinnenartiger Eintiefung der Sedimenteinheit 2 in 1. Zahlen geben Vorschüttungsrichtungen und Neigungen der Flächen an.

Sedimentations-Einheit

- Sandstein, plattig, nach Schrägschichtung aufspaltend
- 6 50 cm Mittelsandstein, fest, löcherig bis großlöcherig, bräunlich, Einzelkörner hell
- 25 cm Mittelsandstein, feinsandig, fest (Probe 1)

RQ 1

- 5 cm Mittelsandstein, feinsandig, dünn-schichtig, bröckelig, Netzleisten

Sedimentations-Einheit

- 5 30 cm Feinsandstein, mittelsandig, stellenweise eingekieselt, grauviolett, fest, leicht fargebändert hell gegen dunkelgrau, weiße Flecken (Probe 2)
Bankung 0,5–3 cm. Lagenweise bilden sich festere girlandenartige, grauviolette Rippen zwischen braunrotem Schluffstein heraus; ebenfalls 20 cm breite und 10 cm hohe grauviolette „stromatolithen-artige“ Aufwölbungen (fS) mit Zwischenlagen von braunrotem Schluff
- VZ1

20–25 cm Feinsandstein, mittelsandig, schluffig; flaserig, deutlich geschichtet, 1–2 cm, intensiv grauviolett! Teilweise mehrere mm-Tonlagen, braunrote Farbbänderung, weißgepunktet, „marmoriert“ (Probe 3)

80 cm Feinsandstein, festere Bänke in 5–10 cm Stärke, vorwiegend braunrot, einige Glimmer. Fleckenweise blauviolett (10 cm-max. 20 cm), die Farbe dringt 2–3 cm, max. 4 cm in das Gestein ein, gelegentlich auch an Klüften etwas tiefer eindringend; stellenweise bildet sich auf der Gesteinsoberfläche eine 1–2 mm starke, blauviolett gefärbte Rinde aus (Probe 4). Helle Flecken von wenigen mm Durchmesser, nehmen nach oben hin etwas an Häufigkeit zu. 1–2 cm Löcher oder auch Nester mit braunem, mürben Schluff. Ist der Schluff fest, dann oftmals in der Mitte heller Kern oder auch mm breiter Schwundriß. Die runde bis ovale Form kann auch länglich sein, geht aber weder nach oben noch zur Seite weiter. Eine 5 cm lange und 4 mm breite Osteokolle steckt im oberen Teil einer 20 cm langen Kluft. In diesem oberen Teil ist eine mm-Schichtung erkennbar, die leicht gebogen ist, an ihrer Oberkante endet die wurzelbedingte Kluft. Die Schichtung wird durch leichte Farbbänderung sichtbar (15–20 cm breit, 5 cm hoch)

30 cm Fein-Mittelsandstein, bräunlich, mürbe, unten und oben etwas violettblau, aber nur an der Außenseite und an Klüften. 1–2 mm helle Flecken, helle Glimmer führend. 2–3 cm Bankung, kleinepipedisch brechend wie Bröckelschiefer (Probe 5 und 6)

> 40 cm Fein-Mittelsandstein, zahlreiche helle Glimmer, mürbe, braunrot, mm-cm aufblättern; 1–4 cm flache Tonflatschen. Kleine gelbliche Flecken, an der Vorderkante überwiegend schmutzig gelbbraun (Probe 7)

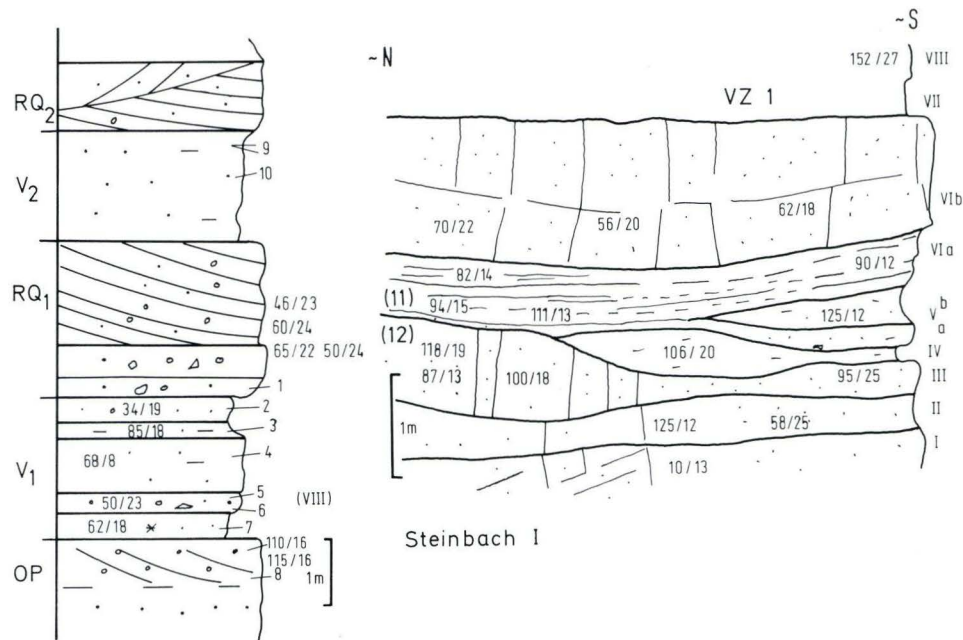


Abb. 3. Profilskizze der W-Wand (vgl. Abb. 1, 7, 9 und 10 oben) mit eingetragenen (links) Entnahmepunkten der Proben (Abb. 10 oben).

	> 70 cm	Plattensandstein, fest, rotbraun, Fein-Mittelsandstein (\varnothing 0,1-0,2 mm)
Sed.Einheit		mittelsandig, etwas feinkörniger als oben, dicht, rotbraun, kleine helle Glimmer
2		(Probe 8)
Oberer Plattensandstein		

Die Aufschlußverhältnisse an der W-Wand (Abb. 3) lassen im zentralen Teil der Rinnen ein Ausdünnen der sandigen basalen Schüttungen erkennen, die nach Berücksichtigung des Schichteinfallens von durchschnittlich 5° SE und einem Streichen des Gesamtkomplexes von 40° Vorschüttwinkel zwischen 8 und 20° bei einer im wesentlichen ostwärtigen Hauptvorschüttrichtung zeigen. (Detaillierte sedimentologische Untersuchungen im Abschnitt 2.2.) Die Folge besteht aus einer sich teilweise gegenseitig ausräumender und überlagernder Feinsandstein- und Schluffsteinserien.

Am Top der Rinnenfüllung liegen kleinbröckelige Schluffe (Abb. 3). Dieser Teil der Rinne ist mit etwas mehr als 2 m aufgeschlossen.

Im unmittelbaren Hangenden gehen 1,5 m feste, rotbraune mittelsandige Feinsandsteine oben allmählich in feinlagige mm bis cm aufblätternde Mittelsandsteine über, die noch nicht zur VZ 1 gerechnet werden müssen. Im Bereich der vorherigen Rinne wird hier die feste Sandsteinbank zugunsten dünnbankiger Lagen in ihrer Stärke reduziert.

Da auch die „Violette Zone“ in diesem Bereich (Abb. 3, links) gegenüber den Randzonen um einige dm stärker ausgebildet ist, hat die rinnenartige Grundstruktur wahrscheinlich auch für diesen Abschnitt an dieser Stelle fortbestanden.

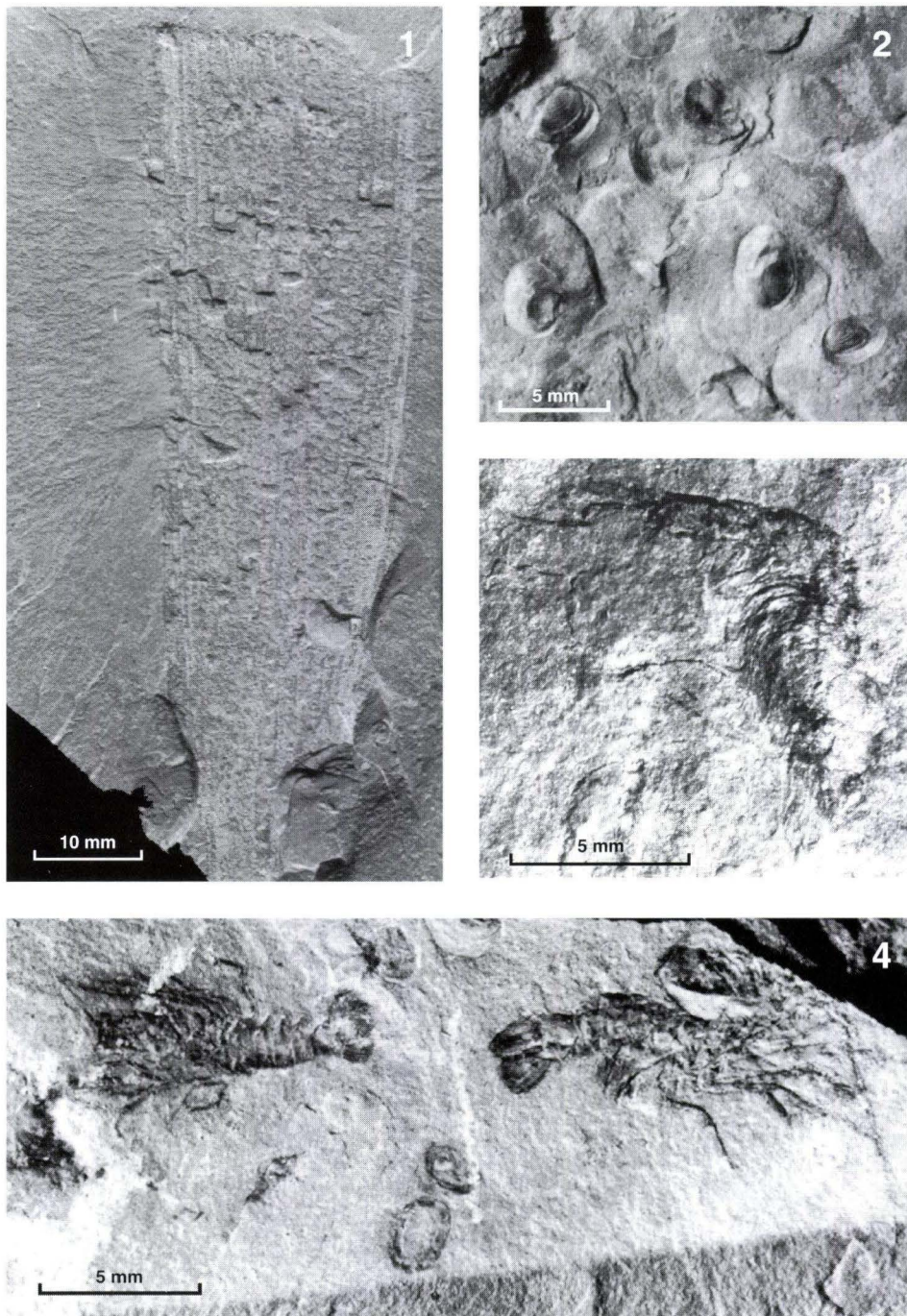
Im nördlichen Bruchteil (Abb. 2 und 6) schneidet ca. 1,5-3 m unter der VZ 1 diese Rinne über 1,5 m tief in den übergeordnet trogförmig geschichteten Plattensandstein des Liegenden ein. Eine andere Deutung ist in Abb. 6 und 9 zur Darstellung gekommen, dort schneidet sie lediglich als eine isolierte Rinne der Sedimentationseinheit 2 in die Einheit 1 ein.

Im W der langen W-E-Aufschlußwand und in den vergleichbaren Schluffzonen an der W-Wand (Abb. 3) konnten wir in den Schluffsteinen des oberen Teils der Einheit 1 b (Abb. 9) nach systematischer Suche bislang ca. 200 Estherien und ca. 12 Dekapoden finden (Taf. 1), wie sie ähnlich aus dem Kraichgau von GEHENN (1959 und 1962) und aus dem linksrheinischen Voltziensandstein von GALL (1971) beschrieben wurden.

Daneben kommen noch Pflanzenreste (*Desmiophyllum*, freundl. Bestimmung durch Frau Dr. STAMM, Strasbourg) und andere weniger gut definierbare organische Reste vor.

Die Estherien und Dekapoden hat, soweit dies wegen des Fehlens verschiedener taxonomisch wichtiger Merkmale möglich war, Herr Dr. REIBLE, Düsseldorf, einer kritischen Betrachtung unterzogen.

Von Bedeutung sind für unsere Betrachtung dabei die aus diesen Fossilien zu ziehenden ökofaziellen Rück-



Tafel 1. Blattrest, Conchostraken und Dekapoden aus dem Oberen Plattensandstein (soR), Sedimentationseinheit 1 (vgl. Abb. 5 und Abb. 8, Ausschnitt), Michelstadt–Steinbach (Odenwald) – GK 25, 6319 Erbach.

1. *Desmiophyllum*, cordaitenähnliches Blatt eines gymnospermen Baumes.
2. Mehrere Exemplare von *Cyzicus (Euestheria) cf. gutta* und *cf. minuta*.
3. *Schimperella* sp., umgebogen. Am hinteren Ende des Thorax gut erkennbare große Uropoden mit Telson.
4. *Schimperella* sp. Zwei mittelgroße Exemplare. Deutliches sechs-segmentiges Abdomen, gut ausgebildetes Telson. Beide Formen mit zahlreichen gut erkennbaren Körperanhängen (lange Antennen, kräftige Pereiopoden, deutliche Pleopoden und Uropoden).



Abb. 4. VZ 1 an der NW-Ecke. Oberkante: RQ 1. Basis: Sedimentationseinheit 2. Dazwischen die violette Zone 1 mit deutlich erkennbarer Schichtung (s. Abb. 3).



Abb. 5. Aufpressungsbereich (Grundbruch) am westlichen Ende der W-O-Aufschlußwand (vgl. Abb. 8 und 9). Bohrloch links ca. 40 cm. Unterlagernde Schluffsteine enthalten links die auf der Tafel abgebildeten Fossilreste.

schlüsse. Im Sinne von GALL (1971 und 1983) liegt hier eine autochthone Crustaceen Biozönose vor. Gemäß der artenarmen und kleinwüchsigen Fauna waren die Lebensbedingungen wohl eher schlecht. Nach unseren Faziesinterpretationen (2.2.) boten ab der Einheit 1 die mäandrierenden Flußsysteme oder auch größeren Überflutungsebenen die Möglichkeit zur Ansiedlung dieser Fauna in sehr flachen, lateral und auch zeitlich begrenzten Wasserflächen.

Im Vergleich zu der auch an marinen faunenelementreichen Fauna des Voltziensandsteines der Vogesen (GALL 1971) fällt hier deren Fehlen auf. Die Ingression des Rötmeeres war an dieser Stelle und zu dieser Zeit offenbar noch nicht so weit nach SW vorangeschritten (vgl. BACKHAUS 1981 und 1994).

Diese fossilführenden Schluffsteine müssen noch einen sehr hohen primären Wassergehalt besessen haben, als die jetzt überlagernden Sandsteine abgesetzt wurden, denn sie haben mit ihrer Auflast einen Grundbruch verursacht, so daß sich der liegende Schluffstein pilzartig nach oben durch den Sand preßte (Abb. 5 und 8). Die Achse der Verbiegung ist 20° gerichtet; die Schnittlinie mit der Schichtung verläuft 39° . Dieses Vorkommen spricht für eine sehr schnelle Überdeckung der vorher unverfestigten Einheit 1 durch die fluvatile Einheit 2.

2.2. Architektur-Element-Analyse

Die im Steinbruch Steinbach noch gut aufgeschlossene Gesteinsfolge wird zur verständnisvolleren Beschreibung in 8 Einheiten untergliedert, deren Begrenzung im wesentlichen durch Erosionshorizonte 4. und 5. Ordnung (BINDIG & BACKHAUS 1995, in diesem Band) bei der analytischen Aufnahme ausgehalten werden konnten. Dabei entsprechen die Einheiten 5 und 7 den beiden Violetten Zonen. Die Einheiten 6 und 8 werden als erkennbare Rötquarzite, wie sie der üblichen lithostratigraphischen Bezeichnung entsprechen, benannt.

Damit wird gleichzeitig eine lithostratigraphische wie auch sedimentologische Abgrenzung zwischen einem unteren (Einheiten 1-5) und einem oberen Teil (Einheiten 6-8) - getrennt durch einen Erosionshorizont 5. Ordnung - herbeigeführt (Abb. 9).

2.2.1. Unterer Abschnitt (Sedimentations-Einheiten 1-5)

In diesem Abschnitt der Schichtenfolge sind eine Reihe von sehr ausgeprägten Erosionshorizonten (z.B. in Abb. 2 und 6) vorhanden, deren Einschnittstiefe über einen Meter beträgt.

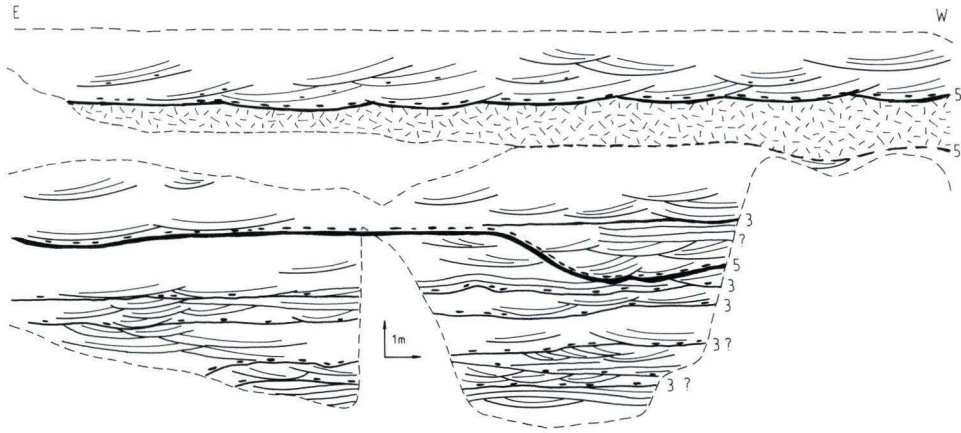


Abb. 6. Sedimentgefüge im N-Aufschluß Steinbach (vgl. Abb. 2 und 9). - Sedimentations-Einheiten s. Abb. 9.

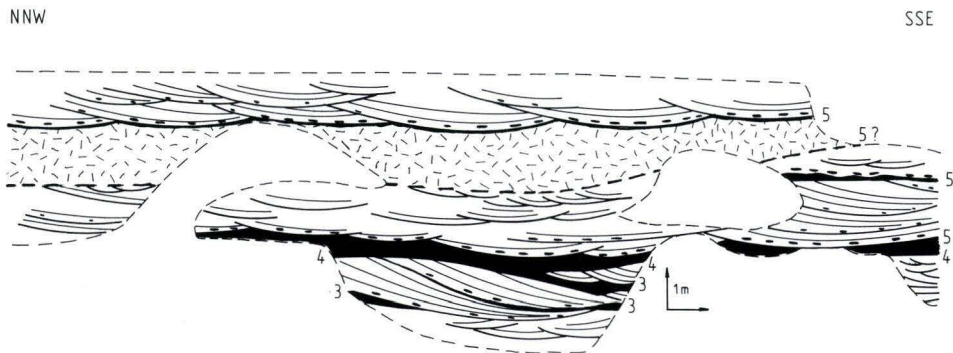
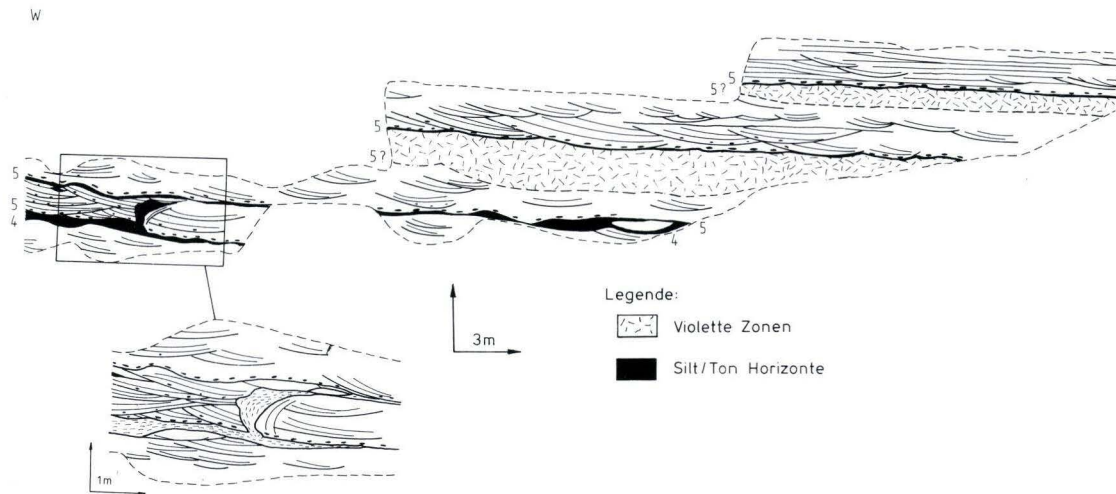


Abb. 7. Sedimentgefüge der W-Wand in Steinbach (vgl. Abb. 3 und 9). - Sedimentations-Einheiten s. Abb. 9.



Die Einheiten sind vielfach in Rinnen abgesetzt, die lateral und vertikal ineinandergreifen und seitlich auskeilen (Einheit 3 und 4) bzw. sich anlagern (Abb. 8 und 9). Die Bänke schwanken sehr stark in ihren Mächtigkeiten (0,5–2,2 m) und sind im unteren Teil auch vielfältig untergliederbar (Subeinheiten a–c). Es besteht aber eine unverkennbare Tendenz des Anstiegs der Mächtigkeiten nach oben und nach E/SE. Ebenfalls erhöht sich der Anteil an Topstrata nach oben hin.

Die Einheiten bestehen im wesentlichen aus in Gruppen auftretenden, trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen (St). Die Tröge dieses Hauptfaziestyps haben einen Durchmesser von 5–1 m, der innerhalb der Einheiten nach oben abnimmt. Vereinzelt (Subeinheit 1 b) kommen auch solitäre Formen dieses Schrägschichtungstyps vor. Selten sind Horizontal- und flachwinklige Schrägschichtung (Einheit: 1a und b und 2a). Die im E auftretende Einheit 3 ist in ihrer Subeinheit 3a als Element lateraler Akkretion anzusprechen.

Die Schüttungsblätter fallen bogig nach NW ein. Kleinere, untere trogförmige schräggeschichtete Lagen (Subeinheit 3b) treten vereinzelt auf; die Obergrenze der Subeinheit 3a ist lokal als Schlufflage erhalten geblieben. Die Topstrata setzen sich aus geringmächtigen feinclaminierten Schluffsteinen (1b und 2b) zusammen, in denen an der SW-Ecke des Aufschlusses zahlreiche Crustaceen gefunden werden konnten (Taf.).

Im Regelfall werden die Topstrata durch die im Hangenden folgenden Schüttungen erosiv gekappt. Deutlich wird dies zum ersten Mal an der Grenze 1b zu 2a. Am ausgeprägtesten ist das Topstratum der Einheit 5, das wegen der vorhandenen Wurzelrelikte und vor allem wegen der violetten Farbe allgemein als Bodenhorizont angesprochen wird (Details Abschn. 3). Seine Mächtigkeit nimmt von 0,6 m im E auf 1,3–1,9 m im W zu. Die Grenzziehung im Liegenden ist unscharf. Die Hangendgrenze ist hingegen erosiv und scharf, vorhandene

Trockenrisse mit Polyeder-Seitenlängen von bis zu 20 cm werden bis zu 3 cm tief von den Sanden des Rötquarzits ausgefüllt.

An vielen Stellen konnten in den Sedimentkörpern Schüttungsrichtungen gemessen werden:

- Einheit 1 (s. auch Abb. 2 und 3) 10° N
- 50° NE 78/2
- 1b 112° E
- 2 30° NE
- 3 58° NE 40/28, 338/13, 357/12, 13/11 (s. auch Abb. 2)
- 4 114° E 101/17, 122/22, 94/8, 68/16,

Kurz zusammengefaßt ergibt sich folgende Beschreibung und Interpretation (vgl. Abb. 6–9). Zum besseren Verständnis der Nomenklatur sei auf die Arbeit BINDIG & BACKHAUS (in diesem Band) verwiesen.

Einheit 1

Aufbau

1a LA-Körper mit internen Kontaktflächen 3. Ordnung, die schwach nach ESE–SE einfallen. Überwiegend trogförmig – aber auch epsilonschräggeschichtete Sandsteine (St, La) mit gelegentlichen Siltlagen. Richtung der Trogachsen zwischen 56° und 70° nach ENE.

Interpretation

Mehrstöckiger Gleithangkörper eines Flusses mit mäßiger bis hoher Sinuosität (mäandrierender Fluß); ein Stockwerk entspricht einer Haupthochwasserphase. Akkretionsrichtung: ESE–SE; Fließrichtung: ENE. Auf der Gleithangoberfläche bildeten sich vorwiegend 3-D-Dünen im unteren Fließregime.

Aufbau

1b OF-Einheit mit sandigen Einschaltungen

Interpretation

Feinklastisches Substratum mit sandigen crevasse-splay-Einschaltungen.

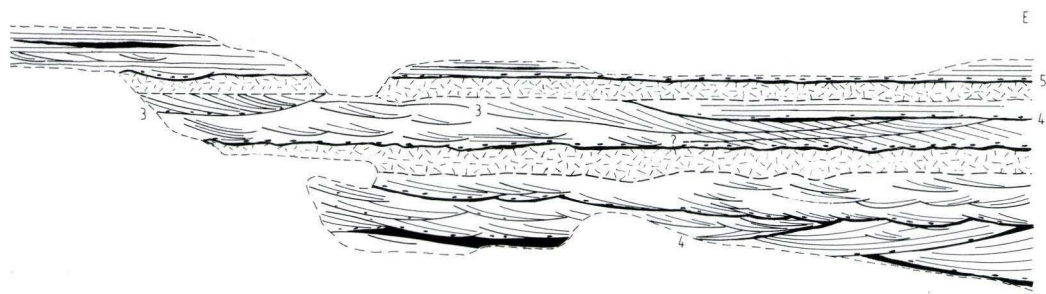


Abb. 8. Sedimentgefüge an der W–E-streichenden Wand im Steinbruch Steinbach. – Sedimentations-Einheiten s. Abb. 9.

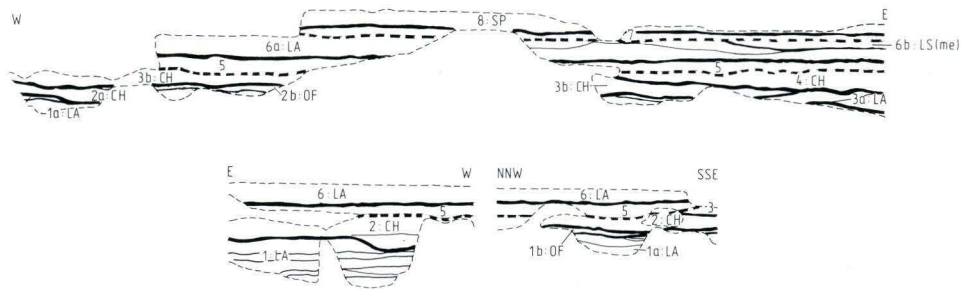


Abb. 9. Herausgearbeitete Sedimentkörper (vgl. Abb. 6–8), wie sie durch die Hierarchie der Erosionshorizonte 4. und 5. Ordnung abzugrenzen sind – Entwurf M. BINDIG. Oben; W-E-Wand (Sedimentgefüge s. Abb. 8), unten links: N-Wand (Sedimentgefüge s. Abb. 6 und vgl. Abb. 2), unten rechts: W-Wand (Sedimentgefüge Abb. 7, sonst auch Abb. 1 und 3).

Einheit 2:

Aufbau

2a Vermutlich Ausschnitt eines einstöckigen CH-Elementes; nur trogförmig schräggeschichtete Sandsteine.

Interpretation

Blattförmiger Rinnenkörper. Flußtyp unbekannt.

Aufbau

2b OF-Element

Interpretation

Feinklastisches Substratum.

Einheit 3:

Aufbau

3a Mehrstöckiges LA-Element. Einfallen der Kontaktfläche 3. Ordnung nach ± W, nur Epsilon-Schrägschichtung.

Interpretation

Mehrstöckiger Gleithangkörper, Anlagerung im oberen Fließregime, Anlagerungsrichtung nach W.

Aufbau

3b Blattförmiges CH-Element, nur trogförmige Schrägschichtung. Einfallrichtung der Trogachsen nach NE.

Interpretation

Rinnenkörper entstanden nach Ende der Gleithangmigration; Fließrichtung NE.

Einheit 4:

Aufbau

Randbereich eines CH-Elementes.

Interpretation

Rinnenkörper, der sich verhältnismäßig tief ins Unterlager eingeschnitten hat.

Einheit 5: VZ 1

2.2.2. Oberer Abschnitt (Einheiten 6–8)

Der Abschnitt beginnt mit einer nur geringen, erkennbaren Tiefenerosion bis zu max. 0,2 m. Die Bänke ziehen sich lateral wie ein Band mit gleichbleibender Mächtigkeit über die gesamte Aufschlußlänge; Großrinnenstrukturen sind nicht vorhanden.

Von der ebenfalls dem Rötquarzit zuzuordnenden Einheit 8 sind hier noch 1,5 m vorhanden. Hier dominieren horizontalgeschichtete Sedimente, trogförmig schräggeschichtete Sandsteine und laminierte Schluffsteine sind selten eingeschaltet.

Die zwischen beiden Einheiten liegende ca. 1 m mächtige Einheit 7 entspricht auch wegen ihrer violetten Farben einem „Bodenhorizont“ (VZ 2). Die Grenze zum Liegenden ist aber relativ eben; der Horizont ist in seiner Mächtigkeit recht beständig. Vielleicht deutet sich im W eine Reduzierung zugunsten des Liegenden an.

Die Vorschüttung der Einheit 6 geht nach 88° E.

Die Einheiten sind so zu charakterisieren:

Einheit 6:

Aufbau

6a Vermutlich mehrstöckiges LA-Element (sehr undeutlich), überwiegend trogförmige Schrägschichtung, aber auch mehrere Lagen planarer Schrägschichtung.

Interpretation

Vermutlich Gleithangkörper eines mäandrierenden Flusses. Planare Schrägschichtung durch Gleithangbarren (scroll- oder chute bars).

Aufbau

6b LS (me)-Element, überwiegend horizontalgeschichtet. Am Top auch laminierte Siltsteine.

Interpretation

Schichtflutartiges Überflutungselement durch heftige Niederschläge im ariden Milieu.

Einheit 7: VZ 2

Einheit 8:

Aufbau

Blattförmiges SP-Element; überwiegend Horizontal-schichtung mit eingeschalteten Feinklastikalagen.

Interpretation

Sedimente einer Sandebene mit wechselnden hydrodynamischen Bedingungen.

3. Violette Zonen

3.1. Regionale Betrachtung

Mit der Benennung Violette Zone (VZ) folgen wir dem Vorschlag von KRÄMER & KUNZ (1969), die darunter einen durch seine Farbe erkennbaren Bereich verstehen, ohne ihn genetisch zu deuten. Demhingegen gelten die Violetten Horizonte (VHs) im Sinne ORTLAMS (1967) und die VG (Violette Grenzzone, MÜLLER 1954) als autochthone fossile Böden (= Landoberflächen).

Von den beiden im Aufschluß auftretenden Violetten Zonen (lokal als VZ 1 und VZ 2 unterschieden, in der Nomenklatur ORTLAM würde die VZ 1 dem VH 5 entsprechen) ist die untere (VZ 1) am besten zugänglich und deshalb auch von HEIM intensiv sedimentpetrographisch untersucht worden (Abb. 3 und 10a), Einzelwerte sind bereits in BACKHAUS (1979, Tab. 1) publiziert. Die Entnahmepunkte der Proben sind der Abb. 3 und der Beschreibung des geologischen Profils zu entnehmen.

Da violette Zonen in den letzten Jahrzehnten weitgehend als das Ergebnis von Bodenbildungsprozessen und als Landoberflächen seit HILDEBRANDT (1924) und im süddeutschen Oberen Buntsandstein als Zeitmarken (ORTLAM 1967, 1974) bewertet wurden, werden hier sowohl die lithofazielle Situation (Absch. 2) als auch die sedimentpetrographische Ausbildung (Heim) untersucht und entsprechend bewertet. Vergleichend zu Steinbach wurden noch drei weitere violettfarbene Bereiche in anderen stratigraphischen Bereichen und Regionen sedimentpetrographisch untersucht (s. 3.3.). Dabei wird vor allem das faziesabhängige Auftreten dieser Zonen im Verlauf der nach SW allmählich voranschreitenden Ingression des Rötmeeres zu beachten sein (BINDIG & BACKHAUS 1995, in diesem Band).

3.2. Violette Farbtönungen in Rotsedimenten: Auftreten und Ursachen

Im Gegensatz zu der außerordentlich umfangreichen Literatur zur Entstehung der roten Farbtönungen in den alten Rot-Sedimenten werden violette Farbtönungen in diesen Sedimenten fast ausschließlich im Zusammenhang mit einer Bewertung und Deutung als ehemalige Landoberflächen oder sogar fossile Böden beschrieben. Eine Durchsicht von ca. 1200 Proben aus permotriassischen Rotsedimenten des Germanischen Beckens ebenso wie von Old Red- und Torridon-Sandsteinen des mittellenglischen und schottischen Raumes zeigte jedoch, daß in fast allen alten Rotsedimenten neben der rotbraunen auch eine violette oder violettbraune Farbkomponente auftritt, dies allerdings in sehr unterschiedlichen Anteilen. So findet man z.B. einen beson-

ders hohen Anteil dieser Komponente im Solling-Bausandstein der Karlshafen Schichten (Solling-Formation), dagegen scheint sie völlig zu fehlen in den rotbraunen, karbonatischen Feinsand- und Schluffsteinen der Detfurth-Folge auf Helgoland. Im übrigen läßt sie jedoch keine Bindung an eine spezielle Sediment-Fazies erkennen und kann z.B. in den fluviatilen Grobsandsteinen der Bausandstein-Zone im Schwarzwald ebenso auftreten wie in feinklastischen oder bereits mergeligen Sedimenten des höheren Buntsandsteins in Norddeutschland.

Andererseits ist das Auftreten von violetten Farbtönungen ohne Beteiligung einer Rot-Komponente abgesehen von lokal begrenzten Ausnahmen anscheinend auf die hier zur Diskussion stehenden Violetten Zonen des Buntsandsteins beschränkt. Allerdings findet man innerhalb dieser Zonen manchmal immer noch Horizonte oder Bereiche mit rotbraunen (besonders „weinrot“) Komponenten oder die violetten Farben nicht gleichmäßig verteilt, sondern etwa marmoriert oder sogar gestreift. Charakteristisch für diese Zonen sind jedoch weitgehend horizontgebundene Violetttönungen, die vom Blauviolett über unterschiedliche Violettau-Grün-Stufen bis zum farblosen Grau reichen.

Röntgendiffraktometrische und mikroskopische Untersuchungen an zahlreichen Rotsedimenten unterschiedlicher Herkunft und unterschiedlichen Alters wiesen immer wieder auf den Hämatit als verantwortlichen Farbträger sowohl für die rotbraunen wie auch für die verschiedenen violetten Farbtönungen in diesen Sedimenten, wobei der Hämatit-Anteil ebenso wie die chemisch ermittelten Fe^{3+} -Anteile zwar in genereller Korrelation zur Farbintensität standen, nicht jedoch zur Farbtönung (vgl. hierzu HEIM 1970). Daher muß es unterschiedliche Eigenschaften oder Ausbildungen des Hämatites geben, welche zu den verschiedenen Farbeindrücken Rot und Violetttönen führen. Nun sind Farben von nur schwach transparenten Partikeln i.w. das Resultat einer selektiven Absorption und Streuung des einfallenden (weißen) Lichtes. Vor allem die **Absorption** könnte durch Fremdionen im α - Fe_2O_3 -Gitter beeinflusst worden sein, wobei z. B. Ti, Al oder (OH)-Gruppen in Frage kämen. Alle obigen Untersuchungen ließen jedoch keine Hinweise auf einen derartigen Einfluß erkennen, der ja auch mit Veränderungen gewisser Gitterkonstanten korreliert sein müßte. Für die **Streuung** ist von Bedeutung, daß der Hämatit in klastischen Rotsedimenten i.a. als feindisperses Pigment auf silikatischen Mutterkörnern vorliegt. Nach HUND (1966) wird die Streuung an einem derartigen Pigment außer vom Brechungsindex vor allem von seinen Korngrößen, Kornformen und seiner Verteilung bestimmt. So fand er

bei Untersuchungen eines künstlich hergestellten α - Fe_2O_3 -Pigmentes mit steigenden Volumen-Oberflächendurchmessern von 0,108 auf 0,482 μm eine Verschiebung seines Farbtones von hellgelb bis zu einem tiefblauen Rot.

Nach HEIM (1970) stehen hiermit in Übereinstimmung mikroskopische Untersuchungen von Rotsedimenten unterschiedlicher Färbung an Streupräparaten, die eine recht eindeutige Korrelation von Größe und Verteilung der Pigmente zum Anteil der violetten Farbkomponente ergaben. Hiernach tritt der Hämatit in vorwiegend rotbraunen Sandsteinen kryptokristallin und als äußerst feinkörniges Pigment auf, in violetten dagegen in größeren opaken Aggregaten oder auch als Einzelkristalle in Korndurchmessern etwa zwischen 2 und 10 μm , wobei gewöhnlich Quarzkörner die Funktion eines Mutterkornes sowohl für feinstes Pigment wie auch für gröbere Aggregate und Kristallite übernehmen. Dieses Ergebnis wird durch entsprechende Beobachtungen anderer Autoren unterstützt. So fand bereits HINZE (1967) in violettroten Sedimenten des niedersächsischen Röt „opake Pigmentkonzentrationen“ in Durchmessern zwischen 1 und 20 μm und mit steigenden Hämatit-Durchmessern höhere Anteile der violetten Komponente. Sehr ähnliche Beobachtungen machten auch PAUL & FRANKE (1977) im Grenzbereich Röt/Muschelkalk nördlich Göttingen und DURAND (1975) in permotriassischen Rotsedimenten. So läßt sich auch die violette Komponente in klastischen Rotsedimenten durch einfaches Zerreiben im Porzellanmörser vollständig zum Verschwinden bringen und in eine rotbraune Tönung überführen; ebenso führt die granulometrische Fraktionierung dieser Sedimente stets auch zu einer farblichen Fraktionierung, wobei sich die rotbraune Komponente in der Tonfraktion, die violette in irgendeiner größeren Fraktion anreichert.

Es entsteht jetzt die Frage nach der Ursache der größeren Pigmentkörnigkeit in Sedimenten mit violetter Farbkomponente. Diese Ursache muß also im gesamten Sediment wirken können, innerhalb der Violetten Zonen jedoch zu einer besonders intensiven Wirksamkeit gelangen. Daher ergibt sich auch in diesen Zonen ein Hinweis auf diese Ursache aus der Beobachtung, daß gerade hier die violette Tönung sehr häufig als violettgrau auftritt, wobei man manchmal in der gleichen Zone alle Übergänge bis zum farblosen Grau findet. Unter dem Mikroskop beobachtet man im Zusammenhang mit solchen Entwicklungen eine stetige Verarmung an Hämatit-Pigment, die wiederum korrespondiert mit einer von HARTMANN (1963) wie auch von PAUL & FRANKE (1977) chemisch ermittelten Abnahme der Fe^{3+} -Anteile in violetten gegenüber rotbraunen Sedimenten. Bemerkenswert ist weiterhin das nicht seltene Auftreten von dünntafeligen, idiomorphen Hämatit-Kristallen ausschließlich in violetten Sandsteinen, welche ausgeprägte Ausbildungen nach (0001) mit Durchmes-

sern um einige μm zeigen, wie sie charakteristisch für Tieftemperaturbildungen von Hämatit sind (vgl. Tafel 1 in HEIM 1970). Hiernach liegt die Vermutung nahe, daß die violetten Farbtönungen einer sekundären Teilmobilisation des vielleicht bereits primär im kryptokristallinen Hämatit gebundenen Fe^{3+} entsprechen, wobei es dann zum Wachstum größerer Kristalle auf Kosten der kleineren gekommen sein könnte, in geringerem Umfang auch zu Neubildungen, in der weiteren Entwicklung aber zu Fe-Verarmung bis zur vollständigen Abführung kam. Da bei solchen Umkristallisationen wiederum Hämatit als stabiles Endprodukt auftrat, wird man annehmen dürfen, daß die klimatischen Bedingungen zur Zeit der Violettfärbung sich noch nicht grundsätzlich von denen zur Zeit der ersten Rotbraunfärbungen unterschieden. Als alternative Möglichkeit muß in Betracht gezogen werden, daß sich die grobkörnigen wie die feinkörnigen Hämatit-Ausbildungen aus Ferrihydriten als gemeinsamer Vorstufe durch Dehydratations- und Rekristallisationsprozessen oder nach DRITS et al. 1993 evtl. sogar über ein Lösungsphase bildeten. So glaubt WEBER (1993) in Violetten Zonen der Forschungsbohrung Obernsee gefundenes oxalatlösliches Eisen auf Reste von evtl. pedogen gebildeten Ferrihydrit zurückführen zu können.

Beide Möglichkeiten implizieren jedoch, daß sich das Porenmilieu innerhalb einer violetten Zone von dem anderer Sedimentbereiche mit vorwiegend rotbraunfärbenden Hämatiten zur Zeit der Violettfärbung unterschied und zwar in der Weise, daß in jenen Zonen das Porenmilieu in irgendeinem Grenzbereich des Hämatit-Stabilitätsfeldes lag oder in einen solchen hinein driftete (bei einer sekundären Violettfärbung). Bei der Suche nach den verantwortlichen Faktoren für ein Milieu, welches ja u.a. zuletzt eine Fe-Verarmung bis zur vollständigen Fortführung von allem Fe^{3+} bewirkte, wird man zunächst biogene Substanzen in Erwägung ziehen, da der Zusammenhang von violetten Farbtönen mit fossilen Böden ja ohnehin hier zur Diskussion steht. So könnte eine mikrobielle Verarmung pflanzlicher Restsubstanzen mit CO_2 -Produktion sowohl die pH- wie die Eh-Werte im Sediment soweit herabsetzen, daß das Poren-Milieu in den Grenzbereich zum Fe^{2+} -Feld gerät (vgl. z.B. das Stabilitätsdiagramm für Fe-Verbindungen in KRAUSKOPF 1979) oder das Fe^{3+} wird durch organische Substanzen komplexiert und über gewisse Distanzen mobilisiert. So wurden in den Violetten Zonen ja auch häufig Wurzelröhren gefunden. Über diese sehr generellen Zusammenhänge hinaus lassen sich allerdings keine unmittelbaren Verknüpfungen der violetten Farbtöne mit Vegetationsspuren in Rotsedimenten erkennen. Von diesen Tönungen sind ja in gleicher Weise auch ausgedehnte Horizonte oder volumenreiche, nach ihrer Ablagerung sogleich wieder überdeckte Sedi-

mente betroffen, in denen die Existenz ehemaliger Lebensspuren weitgehend oder mit Sicherheit ausgeschlossen werden muß. Umgekehrt weisen die in Rot-sedimenten auftretenden Vegetationsspuren wohl immer auf eine Total-Reduktion des im engsten Umkreis dieser Spuren aufgetretenen Fe^{3+} - und damit auf die Schärfe sowie Empfindlichkeit der Hämatit-Stabilitätsgrenze zum freien Fe^{2+} - (außer den bekannten „Wurzelröhren“ bilden hierfür ein gutes Beispiel die grünen und rotbraun-gefleckten „pflanzenführenden“ Rotliegend-Schluffsteine bei Sobernheim). Demgegenüber weist die Verbreitung und das Auftreten der violetten Farbkomponente in Rotsedimenten viel eher auf einen unabhängig von einer eventuellen ehemaligen Vegetation sehr langsam und zögernd verlaufenen Färbungsprozeß, der dafür jedoch häufig umfangreiche Sedimentkomplexe in etwa gleicher Weise erfaßte. Hiernach wird angenommen, daß die Violettfärbung auch der Violetten Horizonte in keinem kausalen Zusammenhang mit einer alten Vegetation und entsprechenden pedologischen Entwicklungen stand. Damit entfällt auch die Möglichkeit, Violette Zonen grundsätzlich als fossile Böden mit maßgebenden biogenen Anteil an ihrer Entwicklung zu deuten.

Von den verschiedenen Fe-Hydroxiden, Oxihydraten und Oxiden innerhalb des Stabilitätsfeldes für die Fe^{3+} -Verbindungen entspricht offenbar der Hämatit als $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ dem stabilen Verwitterungs-Endprodukt unter wechselfeuchten, insgesamt jedoch semiarid bis ariden und warmen Klimaten in einem etwa neutralen Porenmilieu, der Goethit als $\alpha\text{-FeOOH}$ dem stabilen Verwitterungs-Endprodukt unter kühlhumiden Klimaten und in einem eher alkalischen oder evtl. schwach sauren Milieu. Bei der Genese des einen oder anderen Mineralen i.a. aus weniger stabilen Vorstufen können allerdings auch die in Porenwässern vorhandenen Ionen gewisse Steuerfunktionen besitzen (vgl. z.B. die entsprechenden Stabilitätsdiagramme in SCHWERTMANN & MURAD 1983 und MANCEAU & DRITS 1993). Da Goethit und Hämatit nicht selten auch gemeinsam auftreten (wenn auch kaum in gleichen Anteilen) und nicht direkt ineinander überführbar sind, können die Stabilitätsgrenzen dieser Minerale nicht sehr scharf oder empfindlich sein, und bei Übergängen spielt vermutlich der Faktor Zeit eine maßgebliche Rolle. Immerhin wurde häufig beobachtet, daß der Hämatit von alten Rot-Sedimenten unter den heutigen mitteleuropäischen Klimaten lediglich durch fluktuierende Grundwässer (tief unter der Oberfläche und evtl. biogenen Einwirkungen) in hydroxidische Fe-Stufen überführt oder weitgehend bis vollständig gelöst werden kann. Auch ein vollmarines Milieu führt offenbar zur Instabilität der alten Redbed-Hämatite und zur Entfärbung der entsprechenden Sedimente (HEIM 1970).

Man wird hiernach annehmen dürfen, daß eine erhöhte Humidität etwa als wachsende Wasserdampf-

drucke in den Porenräumen oder flukturierende Porenwässer im Zusammenhang mit veränderlichen Grundwasserständen ebenso wie wachsende pH-Werte durch Änderungen der Ionenkonzentrationen und Salinität das Porenmilieu in den Grenzbereich des Hämatit-Stabilitätsfeldes etwa zu hydrolysierten Fe^{3+} -Verbindungen verschoben. Offen bleibt die Frage, wie weit bei den Kristallisationsprozessen des größeren Hämatites auch andere Faktoren wie vielleicht bestimmte Ionen noch eine Rolle spielen. Als Ursachen für Änderungen der Ionen-Konzentrationen in den Porenräumen kämen in Betracht einerseits grundlegende Wechsel der paläogeographischen Voraussetzungen wie etwa Ingressionen und Lagunenentwicklungen, andererseits aber auch Durchfeuchtungs-, Austrocknungs- und Serosemierungsprozesse.

Wenn auch immer noch viele Fragen offen bleiben, so entsprechen hiernach die Annahmen von Humiditäts- und Salinitätsänderungen als Ursache der derberen Hämatit-Ausbildungen und violetten Farbkomponente doch den wichtigsten aus dem Auftreten dieser Komponente in Rotsedimenten abgeleiteten Forderungen, nämlich einem sehr breiten und wenig ausgeprägten Instabilitätsbereich sowie einer schwachen Wirkung im tieferen Sediment und einer horizont-gebundenen (wobei diese Horizonte keine Zeitmarken zu sein brauchen), speziellen und sehr intensiven Wirkung, wenn man diese Horizonte als ehemalige Landoberflächen voraussetzt. Auf derartige durch anorganische Parameter bedingte Milieuänderungen als Ursache violetter Farben weist auch die Beobachtung von violetten „Höfen“ um postsedimentäre Karbonatausscheidungen im saarpfälzischen Rotliegenden, die aus vorwiegend Rotbraun-Tönungen hervorgingen (HEIM 1970) oder das gehäufte Auftreten violetter Horizonte im Übergangsbereich eines generellen Farbumschlages Rotbraun-Grau in dem von PAUL & FRANKE (1977) untersuchten Röt/Muschelkalk-Profil bei Sudheim, der nach diesen Autoren im Zusammenhang stand mit einem Wechsel von lagunärhyperhalin zu vollmarinen Verhältnissen mit rasch anwachsenden Karbonatanteilen im Sediment.

3.3. Die Violetten Zonen und „fossile Böden“

Wenn nach 3.2. auch ein kausaler Zusammenhang zwischen violetten Farben und ehemaligen biogenen Substanzen im Sediment ausgeschlossen werden muß, so bleibt doch die Möglichkeit bestehen, daß diese Zonen als ehemalige „Landoberflächen“ meistens oder sogar immer mit Bodenentwicklungen unter Beteiligung von Verwitterungsprozessen und mindestens teilweisen Beteiligung einer Vegetation verbunden war, wie ja auch ORTLAM (1974) eine große Anzahl von verwitter-

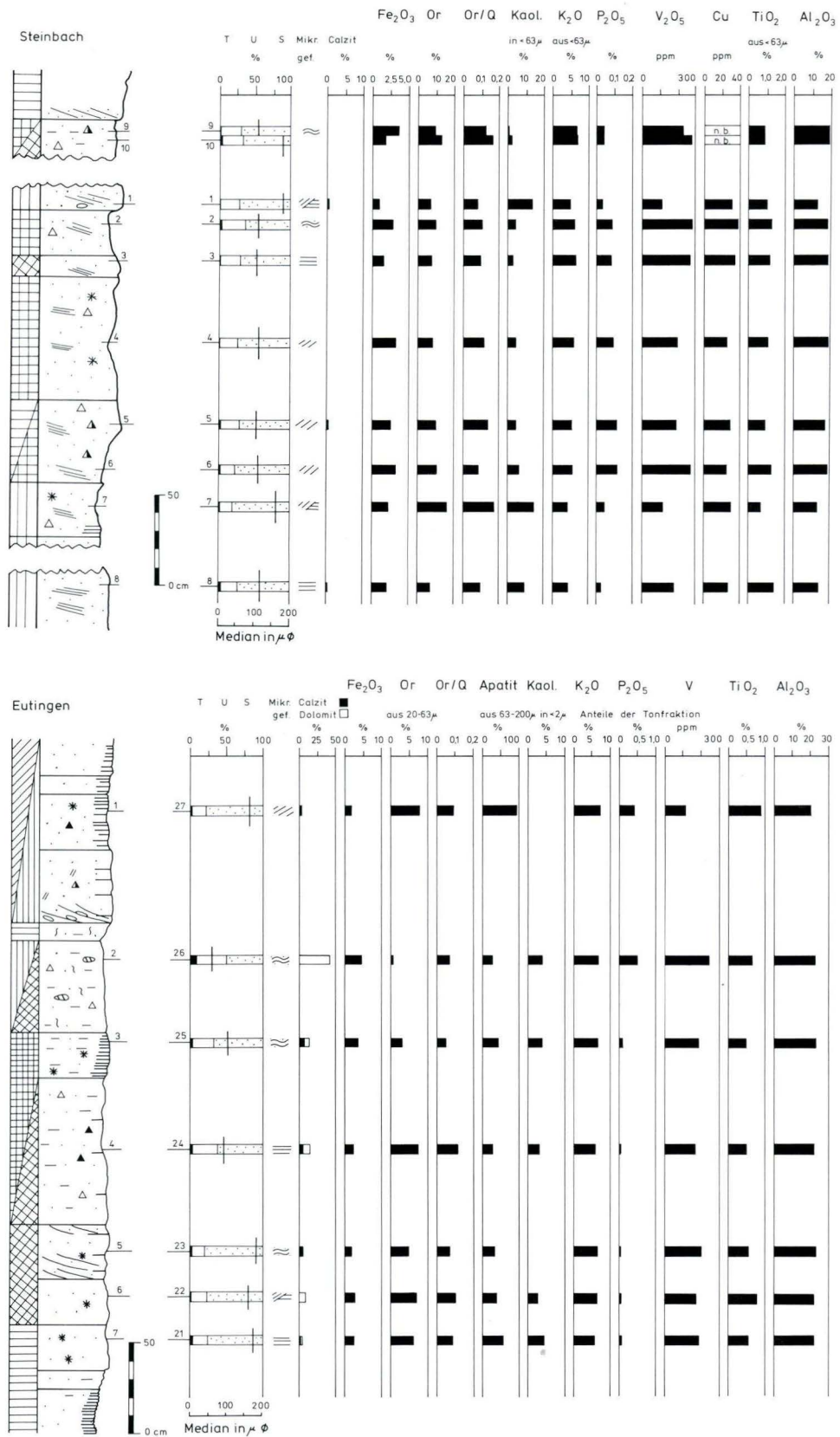


Abb. 10. Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse der VZ 1 Steinbach (oben, vgl. auch Abb. 1, 3 und 4) und aus dem Plattensandsteinbruch Eutingen (unten), Bereich des VH 3a nach ORTLAM 1968: 709, Schicht 9. Legende s. Abb. 11.

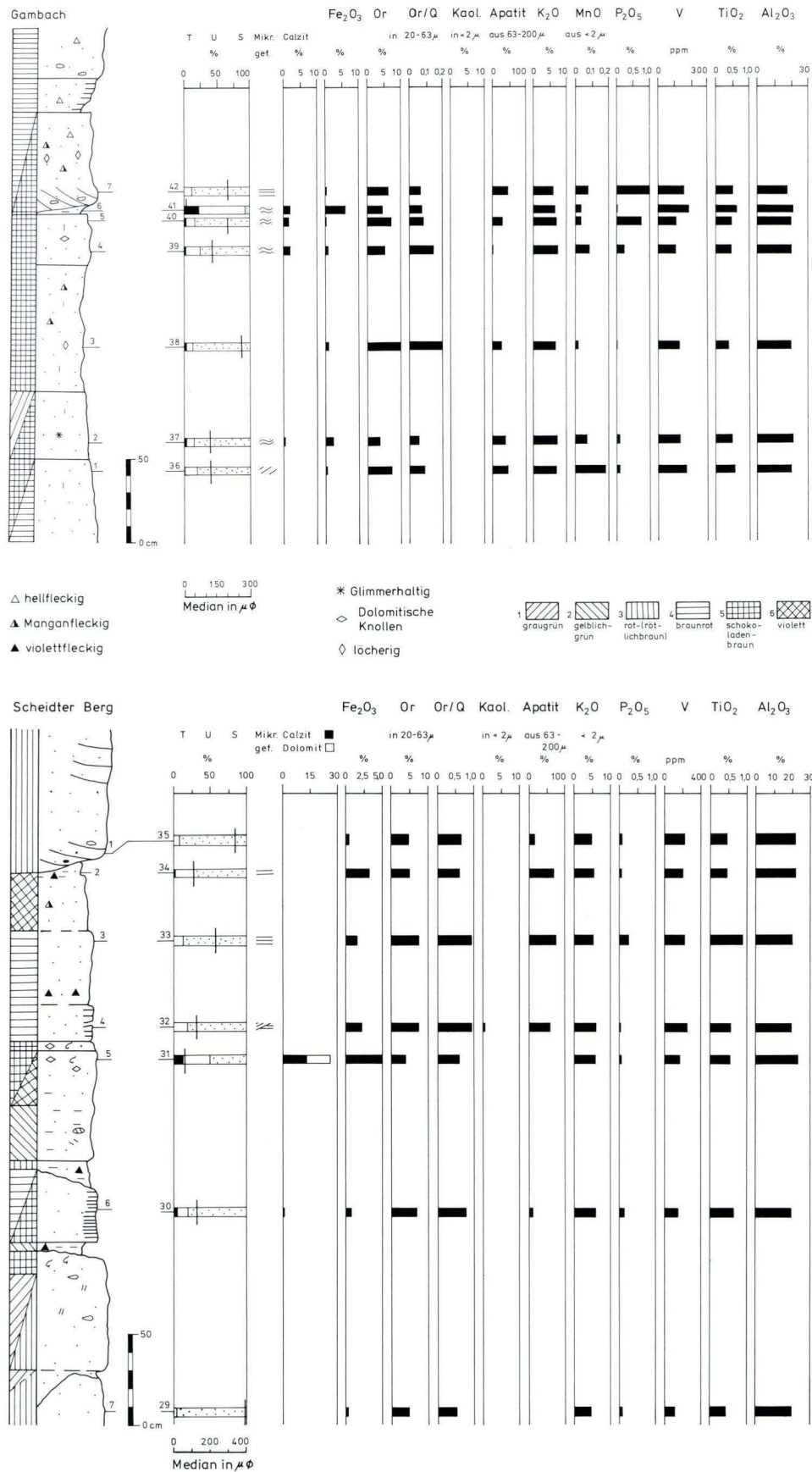


Abb. 11. Oben: Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse aus dem Grenzbereich smH (Felsandstein)/Oberer Buntsandstein Gambach/Unterfranken. Der dargestellte Bereich entspricht der Schichtenfolge 1-7 bei BACKHAUS (1968: 141) und Aufschluß 10 bei BRNDIG (1991). Unten: Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse Grenzbereich smH/so Scheidter Berg bei Saarbrücken, Profildarstellung nach DACHROTH (1972: 126-129, Abb. 3).

zungsspezifischen Kriterien für seine Violetten Horizonte anführt. Derzeitige Entwicklungen würden allerdings viel eher ein warm-feuchtes als ein warm-trockenes Bodenklima voraussetzen. Um diese Möglichkeit einmal zu überprüfen, wurden vier bekannte, doch räumlich getrennte Profile über Violette Zonen sowohl auf eventuelle Störungen des Primärgefüges durch eine eventuelle ehemalige Vegetation, auf Anreicherungen gewisser Elemente durch solche Vegetation, und auf Hinweise von Verwitterungsprozessen untersucht. Die Untersuchungen umfaßten jeweils mehrere Proben aus den Violetten Zonen sowie ein oder zwei Proben aus der liegenden und hangenden Bank. Als Profil-Aufschlüsse wurden ausgewählt:

1. (Michelstadt-)Steinbach im Odenwald (Abb. 10)
TK 25, 6319 Erbach, R 34 98 90-99 15, H 55 05 32-38
Oberer Plattensandstein, Oberer Dolomithorizont,
Rötquarzit (Röt 3-4)
2. Eutingen b. Pforzheim (Abb. 10)
(TK 25, 7018 Pforzheim-Nord, R 34 81 85, H 54 19 75
Plattensandstein, Bereich des VH 3a sensu ORTLAM
(= Basis Röt 3)
3. Gambach, Unterfranken (Abb. 11)
TK 25, 6024 Karlstadt, R 35 53 20, H 55 40 40
Grenzbereich smH (Felssandstein)/Solling-Formation
4. Scheidter Berg, bei Saarbrücken (Abb. 11)
TK 25, 6708 St. Johann, R 25 77 16, H 54 56 38
Übergang Hauptkonglomerat / Zwischenschichten
smH (Felssandstein)-Röt 2

Die Ergebnisse sind in den Diagrammen der Abb. 10 und 11 enthalten. Es geht aus ihnen folgendes hervor:

a) **Das Gefüge.** Die Mediane der VZ liegen meistens zwischen 100-150 μm und damit im Feinsandbereich, fallen jedoch in Einzelfällen auch in den Grobschluff oder Mittelsand. Im Profil Eutingen und noch deutlicher im Profil Scheidter Berg ist die VZ feinkörniger ausgebildet, als das Liegende und Hangende. Im Binokular und Dünnschliff ließen sich jedoch in fast allen Proben unterschiedliche Arten von ungestörten Feinschicht-Texturen erkennen, unter denen vor allem flaserige Laminierungen hervortraten. Lediglich bei einer Probe der VZ Gambach und zwei Proben der VZ Scheidter Berg konnten sekundäre Schichtstörungen oder sogar Entschichtungen nicht ausgeschlossen werden.

b) **Anreicherungen bestimmter Haupt- und Spurenelemente in Violetten Zonen.** Vor allem das Vanadium

und der Phosphor könnten durch eine ehemalige biogene Entwicklung im Sediment angereichert worden sein, wobei die P_2O_5 -Anteile allerdings auch durch den Apatit mitbestimmt werden, der lediglich im Profil Steinbach fehlt. Von beiden Elementen zeigten die chemischen Analysen keine Anomalien oder Bezüge zu den Violetten Zonen. Auch von anderen Haupt- und Spurenelementen wie z.B. K_2O , Na_2O , MnO , Ti , Rb , Sr konnten keine Reaktionen auf die Violetten Zonen nachgewiesen werden (eine detailliertere Zusammenstellung von Analyseergebnissen aus dem Profil Steinbach ist in BACKHAUS (1979) enthalten. Die TiO_2 -Anteile entsprechen größenordnungsmäßig den geringen Anatas-Anteilen der Schwermineralfraktion, das MnO ist vermutlich in den Tonmineralen und vor allem Karbonaten enthalten, das K_2O , Na_2O , Rb und Sr in den überall vorhandenen K-Feldspäten. Lediglich die CaO - und MgO -Anteile können manchmal 2-3% erreichen und entsprechen damit den röntgendiffraktometrisch nachweisbaren Calzit- und Dolomit-Anreicherungen der Violetten Zonen.

c) **Hinweise auf chemische Verwitterungsprozesse.** Die Feldspäte sollten sich bei Bodenentwicklungen auch unter schwach humiden Warm-Klimaten in der Feinfraktion 20-63 μm weitgehend lösen, dafür dann die Ton- bzw. Glimmeranteile (Al_2O_3), als besonders empfindlicher Indikator aber vor allem die Kaolinitanteile ansteigen. Die K-Feldspäte erreichten jedoch selbst in der Grobschluff-Fraktion immer noch Anteile von meistens 5-10% (was erfahrungsgemäß auf eine besonders schwache chemische Primär-Verwitterung weist) und zeigen keinerlei erkennbare Abreicherungen in den Violetten Zonen. Das Fehlen des Plagioklases ist regional bedingt; er tritt erst in NE-Hessen und N-Deutschland in höheren Anteilen im gesamten Buntsandstein auf. Umgekehrt ließ sich in den hier untersuchten Profilen weder eine Ton- noch eine Kaolinit-Anreicherung innerhalb der Violetten Zonen erkennen. Einen besonders empfindlichen Indikator für ein Absinken der pH-Werte unter 7,0 stellt der Apatit dar. Der Apatit trat jedoch außer im Profil Steinbach in allen hier untersuchten Proben in höheren Anteilen auf; Korrosionsformen fehlten fast vollständig. Im Profil Steinbach fehlt Apatit jedoch auch außerhalb der Violetten Zone, und so kann sein Fehlen hier nicht auf sekundäre Lösungen zurückgeführt werden.

4. Ergebnisse

Obwohl Violette Zonen (= Horizonte) in den letzten Jahrzehnten zunehmend als Zeitmarken in der germanischen Trias dargestellt werden, weil einige Kriterien auf fossile Böden hinweisen, mehren sich die Argu-

mente, sie als sekundäre Ergebnisse einer lokalen Fazies anzusehen, die im Oberen Buntsandstein häufig, aber keineswegs isochron im engeren stratigraphischen Sinne sind. Sedimentpetrographisch-geochemische Un-

tersuchungsergebnisse erbringen nicht die von einem fossilen Boden zu fordernden Ergebnisse. So ist in den von uns ausgewählten vier Beispielen kaum einer der von ORTLAM (1967, 1974) als wesentlich herausgestellten Kriterien (vgl. Abb. 10 und 11) erfüllt.

4.1. Architektur-Element-Analyse

Die Interpretationen lassen ein fluviatil-lakustrines Environment der Schichtenfolge erkennen.

Die untere Groseinheit stellt eine fining-up-Sequenz dar, die bis zur erschlossenen Einheit 4 Kanalsedimente fluviatiler Großrinnen darstellen mit einem flach einfallenden Gleithang. Innerhalb der einzelnen Rinnen wurden im hochenergetischen unteren Fließregime 3-D-Dünen gebildet. Die Großrinnen verlaufen etwa W/SW-E/SE. Die lateralen Anlagerungsgefüge der Schichten der Subeinheiten 3a-e darin sind als Relikte von Gleithängen kleinerer gekrümmter Rinnen innerhalb des Flußsystems zu sehen.

Ein jeder Großrinnenkomplex wird durch das Topstratum seiner Überflutungssedimente abgeschlossen. Daß sie auch in den Einheiten der unteren Abschnitte vorhanden waren, belegen die zahlreichen intraformationellen Tongerölle. Wenn die nach oben erkennbaren Überflutungssedimente zunehmen, so ist das entweder mit einer Zunahme der Suspensionsfracht oder mit nachlassender Erosionsleistung zu erklären. Vereinzelt sind in den Überflutungssedimenten Reste von Uferdammdurchbrüchen (crevasse splay) zu erkennen.

Möglichkeiten zur Interpretation der Einheit 5 (VZ 1) lassen sich bei zwei Environments finden. Es ist entweder Teil einer lateral weit verfolgbareren Flußebe, die den üblichen Abschluß einer fluviatilen Sequenz darstellt. Dafür scheint das Aushalten der Einheit über den gesamten Aufschluß zu sprechen. Es kann aber auch das Relikt einer inaktiv gewordenen Großrinne (Altarm) sein, in die nur noch bei Hochwasser Sediment gelangte. Dafür scheinen die vereinzelt rinnenförmigen Eintiefungen zu sprechen und die annähernde Übereinstimmung zwischen Längsachse des Aufschlusses und dem Verlauf der Großrinne.

In einem Modell würde man den unteren Teil als Großrinnen eines mittel bis stark gekrümmten (meandering river) Flußsystems darstellen, dessen Sedimentfracht nach oben hin zunehmend mischfrachtiger wird. Am Ende dieser Phase bildet sich eine Flußebe mit mehr oder weniger starkem Pflanzenwuchs.

Die Einheiten 6 und 7 bilden zusammen einen fluviatilen Zyklus mit dem Substratum der Einheit 6 und dem Topstratum der Einheit 7.

Der bandartige Aufbau des Substratums ohne nennenswerte Erosionszäsuren oder Großrinnenstrukturen deutet auf eine fehlende oder nur schwach entwickelte Morphologie des Flußkanals hin.

Die Einheit 6 läßt nicht deutlich erkennen, ob es sich um ein Element lateraler (LA) oder flußabwärtiger (DA) Accretion handelt. Die Tendenz der sehr selten vorkommenden Erosionshorizonte 3. Ordnung senkrecht zur eigentlichen Fließrichtung einzufallen, deutet eher auf ein LA-Element hin. Die planar schräggeschichteten Ablagerungen wären dann das Produkt von scroll- oder shut bars, die auf Gleithängen häufig zu finden sind.

- Die Bildung von Sandbänken führt zu einer Teilung des Flußkanals (Subeinheit 6c), dabei kann diese Makroform reaktiviert werden. Im Endstadium solcher Teilung kann ein Nebenkanal vollständig abgetrennt werden (Subeinheit 6d), es kommt zur Bildung von Stillwassersedimenten oder horizontalgeschichteten Ablagerungen, wenn bei Hochflutereignissen das Wasser im oberen Fließregime flach über den Untergrund strömt.

Einheit 7 besteht aus den Ablagerungen der Flußebe, der Bereich ist durch eine „Bodenbildung“ gekennzeichnet. Zu beachten ist, daß auch hier ein rinnenartiger Aufbau der Einheit nicht ganz ausgeschlossen werden kann.

Einheit 8 ist das Relikt eines Flußstyps, der episodisch hochenergetisch (oberes Fließregime) schichtflutenartig und nichtkanalisiert über den Untergrund hinwegströmte, wobei Schwankungen und das Aussetzen der Fließenergie zur Bildung von Dünen und Stillwassersedimenten führte.

Folgendes Modell läßt sich somit für den oberen Abschnitt entwickeln:

Mit der Sedimentation des oberen Teils beginnt eine neue anfangs fluviatile Phase. Es entsteht ein mäandrierendes Flußsystem, das sich weiträumig über die Landschaft erstreckte. Dieses fluviatile System zeichnete sich durch eine mäßige Sinuosität aus, die allerdings noch die Bildung einer großräumig angelegten Flußebe mit (starkem) Pflanzenbewuchs ermöglichte. Danach setzte eine fluviatile Phase ein, bei der der Sedimenttransport nicht mehr an räumlich definierte Fließkanäle gebunden war; periodisch ergossen sich Schichtfluten über die Landschaft.

Im einzelnen wäre 6a noch als ein Gleithang mit mehrstöckigen (LA) Lateral Akkretion-Elementen anzusehen, dessen Erosionshorizonte 3. Ordnung nach E einfallen. Die Fließrichtung geht wahrscheinlich nach SE. Die Sp-Lagen gehören chute- oder scroll bars an. Das überlagernde 6b-Element (LS me) ist eine schichtflutartige Überflutungsbildung.

4.2. Bodenklassifikationen, Klima zur Zeit der Buntsandstein-Sedimentbildung

Im Bodenklassifikationschema nach SCHRÖDER (1978) sind für unseren triassischen Zeitabschnitt die lithoge-

nen, weniger die klimatogenen und nachgeordnet die hydrogenen Merkmale als prägend anzusehen.

Für die Horizontbeschreibung (nach SCHRÖDER 1978: 97) kommen die Haupthorizonte, mit den zusätzlichen spezifischen Merkmalen wie Fe- oder Al-Anreicherungen, kaum in Betracht.

Dabei möge es dahin gestellt bleiben, ob der alleinige Nachweis von Wurzelhorizonten oder organischen Resten eine Ansprache als Boden rechtfertigt und nicht eher für Bereiche ohne höheren organischen Anteil zu gelten hätte (BUURMAN 1975). Wurzeln treten auch in Rinnensedimenten auf.

Aus der (noch) vorhandenen Horizontfolge ist kaum eine den rezenten Böden entsprechender klassifizierter Bodentyp und daraus ein möglicher Standort abzuleiten.

Aus dem morphogenetischen Klassifizierungssystem (SCHRÖDER) ist der Schwerpunkt der Reihe nach auf die lithomorphen Böden zu legen wegen der vorherrschenden Monotonie des silikatischen Ausgangsgesteins (Quarzsand und -silt, wenig Tonminerale) und der Klimaphytomorphie, die aber im ariden bis semiariden Bereich wenig ausgeprägte Böden gestaltet haben dürfte. Durch ascendierende Wässer kann es zur Ausbildung von Solonschacke oder Solonez-Böden gekommen sein mit entsprechenden pH-Werten.

Die hydromorphe Komponente dürfte, wie besonders in dem Fall Steinbach, insgesamt dominierender gewesen sein.

Da im semiariden-ariden Klimabereich, sofern es sich nicht um die Küstenzone direkt mit mehr- oder weniger konstantem Grundwasserspiegel handelt, der zur Gleybildung führt, mit starken temporären Wechseln von trockenen und nassen Phasen zu rechnen ist, käme eine Pseudogleybildung den Erwartungen am nächsten.

Zur Verbesserung der Anschauung sei auf die Abb. 3.6 bei GANSSEN (1968: 81 oben) für Trockensavannen und Halbwüsten verwiesen, wo sich am Rande grau-zeimentfarbene Böden und Seroseme bilden und am Rande zu den Solonschacken mit periodischem Grund- oder zugeströmten Wasser sich Karbonatkrusten bilden. Das Bild der Takyrierung (GANSSEN) ließ sich ebenfalls noch anwenden, wenn man von Trockenwüsten mit Flußläufen mit nur episodischem Wasser ausgeht.

4.3. Sedimentpetrographie

Die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Untersuchungen an einem über die Violette Zone 1 im Aufschluß Steinbach gelegten Profiles sowie die von Vergleichsuntersuchungen an weiteren drei weit auseinander gelegenen Profilen über Violette Zonen des süddeutschen Buntsandsteins schließen im Zusammen-

hang mit Ergebnissen früherer Untersuchungen der violetten Farbkomponente in Rotsedimenten einen kausalen Zusammenhang dieser Komponente mit organischen Substanzen und damit auch einen kausalen Zusammenhang der Violetten Zonen mit pedogenen Prozessen unter wesentlicher biogener Mitwirkung weitgehend aus. Desgleichen waren in keinem der Profile eindeutige Indizien für anorganisch-chemische Verwitterungsprozesse wie Tonanreicherungen, Verarmungen an Feldspäten oder instabilen Schwermineralen u.a. nachzuweisen, welche sich auf die jeweilige Violette Zone bezogen. Andererseits weisen häufige Karbonatanreicherungen, Fe³⁺-An- wie Abreicherungen, vor allem aber bestimmte derbere Hämatit-Ausbildungen, welche als Ursache der violetten Farbkomponente angesehen werden müssen, auf ein spezielles Porenmilieu in diesen Zonen zur Entstehungszeit der Violettfärbung, welches sich von dem des übrigen Sedimentes unterschied. Nach 3.2. liegt die Vermutung nahe, daß die Genese jener Hämatit-Ausbildungen sich unter mehr oder weniger erhöhten pH-Werten und vielleicht auch einer höheren Humidität als im übrigen Sediment vollzog. Insgesamt lassen sich nach den Untersuchungsbefunden die Violetten Zonen kaum als „fossile Böden“ im engeren Sinne, wohl aber – im Rückgriff auf den allgemeineren und ja auch zuerst angewandten Begriff – als ehemalige, kurzzeitige und regional begrenzte „Landoberflächen“ unter semiariden bis ariden Klimaten deuten. Diese alten Oberflächen konnten unter gewissen Voraussetzungen sicher regional beschränkter Standort für eine schütterere Vegetation oder – etwa bei hydromorphen Verhältnissen – lokal vielleicht sogar von chemischen Verwitterungsprozessen sein. In der Regel aber werden sich bodenartige Entwicklungen auf die Wirkungen aszendenter Lösungen, unterschiedlicher Grundwasserstände, auf Krustenbildungen und Anreicherungen von Elementen wie Na, Ca, Si u.a. beschränkt haben, die im Endeffekt meistens mit flächenhaft weitverbreiteten pH-Erhöhungen verbunden gewesen sein dürften. Als weitere für die Hämatit-Genese oder Umkristallisation in den Violetten Zonen mitverantwortliche Faktoren kommen in Frage Anreicherungen auch bestimmter Anionen im Oberflächenbereich des Sedimentes sowie Änderungen der Humidität und des Redoxpotentials durch variable Grundwasserstände, wobei die Redoxpotentiale allerdings kaum bis in negative Werte hinein abgesunken sein dürften.

4.4. Grundwasserstau durch Röt-Ingression

Aus paläogeographischen, petrographischen und stratigraphischen Gesichtspunkten und dem bevorzugten Auftreten dieser Zonen im Oberen Buntsandstein S-

Deutschlands ist eine Verknüpfung mit der Ingression des Rötmeeres (BACKHAUS 1968, 1994, BINDIG & BACKHAUS 1995, in diesem Band) zu konstatieren.

Das bedeutet, wir haben es mit Standorten im küstennahen Festlandsbereich zu tun.

Das Klima ist aufgrund der vorherrschenden, auf oxydierendes Milieu hinweisenden Rotfärbung und der paläogeographischen Breite von 20–30° N als semiarid bis arid anzusehen.

Die Deutung als autochthoner Boden wird in vielen Fällen neben der violetten Farbe durch das Vorhandensein von Wurzelrelikten gestützt. Sie sind häufig vorhanden. Da die typischen oberen Bodenhorizonte fehlen, was jederzeit durch postpedogene Prozesse aber noch eher durch erosive Vorgänge am Top der VZ erklärt werden könnte, müßte es sich (Wurzeln aus dem C-Horizont) um sehr tiefgründige Böden gehandelt haben.

Neben der Frage nach der Gleichzeitigkeit der Entstehung solcher Horizonte ist auch die Entstehungsdauer zu stellen. Nach ALLEN (1986) benötigen Paläoböden Bildungszeiträume zwischen 103 und 106 Jahren. Für den Abschnitt des Oberen Buntsandsteins (Solling/Salinar Röt/ Pelit Röt) rechnen wir heute (MENNING 1992) mit einem Zeitraum von drei Millionen Jahren. Das würde einer durchschnittlichen Sedimentationsrate von 1 cm in 100 Jahren entsprechen. Ein Wert, der schwerlich auf unsere fluviatilen Prozesse (s. 2.2.) übertragen werden kann.

Die Analyse der Sedimentationsgefüge an der W-E-Wand in Steinbach (Abb. 8 und 9) zeigt eine gleichmäßige VZ 1 über verschiedenartigen, nacheinander abgelagerten fluviatilen Einheiten in einem Großrinnensystem. Im Westen (Abb. 3 und 7) verschiebt sich die VZ scheinbar. Bei aufmerksamer Betrachtung (Abb. 2, 3 und 6) ist zwar die verfärbte Zone stärker, aber in ihrem unteren Teil sind die schräggeschichteten Sedimentflächen (Abb. 3) noch meßbar und als oberer Teil der unterlagernden Einheit zu erkennen.

Im nicht mehr aufgeschlossenen Profil nach Westen wäre ein Auskeilen des Topstratums der Einheit 5 zu erwarten oder diese Überflutungsebene hätte die liegenden Sandkörper der Einheit 4 erodiert. Im ersten Fall

wäre eine seitliches Fehlen der violetten Zone zu erwarten, wie auch andernorts (Margarethenschlucht BACKHAUS 1968) bekannt.

Die VZ 1 würde hier in Steinbach an ein typisches topstratielles Sediment gebunden sein. Für die VZ 2 würde, wenn sie auch genetisch als Flußebene im Überflutungsbereich etwas anders interpretiert wird, im Prinzip gleiches gelten.

Für das Vorhandensein der beiden Violetten Zonen in Steinbach scheint ihre lithofazielle Genese die Grundlage zu sein.

Im Gesamtkonzept der Faziesentwicklung im Oberen Buntsandstein des südwestdeutschen Raumes (BACKHAUS 1994, BINDIG & BACKHAUS 1995, in diesem Band, Abb. 31) bildet sich am Ende des Oberen Plattensandsteins im Odenwald über dem mäandrierenden Flußsystem eine Flußebene, auf der es stellenweise zu einem Pflanzenbewuchs kommt. Die Strömungsenergie wird verlangsamt, nur einzelne Schichtfluten ergießen sich vom Lande her in das über die flache Ebene allmählich ansteigende Meer. Da dieser Vorgang schrittweise erfolgt – mit Rückschlägen behaftet – wiederholen sich die violetten Zonen im Bereich des Rötquarzits mehrfach (GEHENN 1961, BACKHAUS 1974). Die Vorgänge im Bereich der (Abb. 10 unten und 11) übrigen hier sedimentpetrographisch-geochemisch untersuchten Profile sind, wenn auch zeitlich älter aber in Abhängigkeit von der Ingression des Rötmeeres (BACKHAUS 1994) gleich zu bewerten. Für das Auftreten der violetten Farben gelten dann hier nach den unter 3.2. angeführten geochemischen Grundlagen vor allem die Bedingungen, die zur Ausbildung der derben Hämatit-Ausbildungen führen.

Dank: Herrn Dr. MAQSUD, Geowiss. Inst. Mainz, danken wir für die Korngrößenanalysen der untersuchten vier Profile. Herr Dr. M. BINDIG analysierte dankenswerterweise die Architektur-Elemente in Steinbach. Frau Dr. STAMM, Strasbourg, bestätigte freundlicherweise die Bestimmung der Florenelemente und Herr Dr. REIBLE unterzog die gefundenen Crustaceen einer kritischen Betrachtung.

5. Schriftenverzeichnis

- ALLEN, J. R. L. (1986): Pedogenic calcretes in the Old Red Sandstone facies (late Silurian-early Carboniferous) of the Anglo-Welsh area, Southern Britain. – In: WRIGHT, V. P. (ed.): *Paleosoils*: 58–86, 14 Abb.; Oxford (Blackwell).
- BACKHAUS, E. (1968): Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Odenwald-Rhön und Thüringer Wald. – *Ober-rhein. Geol. Abh.*, **17**(1), 164 S., 16 Abb., 14 Taf., 4 Tab.; Karlsruhe.
- (1979): Zur Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Buntsandsteins und Unteren Muschelkalks im Odenwald. – *Fortschr. Mineral.*, **57**, Beih. 2: 3–22, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1981): Der marin-brackische Einfluß im Oberen Röt Süddeutschlands. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 361–382, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisichen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – *Z. dt. geol. Ges.*, **145**: 325–342, 6 Abb.; Hannover.
- HEIM, D. & MAQSUD, N. M. (1979): Sedimentpetrographische und geochemi-

- sche Untersuchungen an violetten Horizonten des Buntsandsteins. - *Nachr. dt. geol. Ges.*, **21**: 1-2; Hannover.
- BINDIG, M. & BACKHAUS, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandsteinfazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. - *Geol. Jb. Hessen*, **123**: 69-105, 31 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- BÖCKH, E. (1957): Sedimentation und Krustenbewegungen im Oberen Buntsandstein zwischen Neckar und Main. - Unveröff. Diss. Uni. Heidelberg, 86 S., 24 Abb.; Heidelberg.
- BUURMAN, P. (1975): Possibilities of palaeopedology. - *Sedimentology*, **22**: 289-298, 2 Abb., Oxford.
- DACHROTH, W. (1972): Der Obere Buntsandstein im Saarland. - *Oberrhein. geol. Abh.*, **21**: 117-144, 7 Abb., Taf. 2; Karlsruhe.
- DRITS, V. A., SAKHAROV, B. A., SALYN, A. L. & MANGEAU, A. (1993): *Clay Minerals*, **28**: 185-207; London.
- DURAND, M. (1975): Nature les colorations violettes et vertes le certains grès triasiques. - *Compt. Rendue Acad. Sc. Paris*, **280 D**: 2737-2740, 1 Taf.; Paris.
- DURINGER, P. & GALL, J.-C. (1987): Transgression et regression marines sur la marge occidentale du Bassin Germanique durant le Trias MOYEN: une symetrie? - *Publ. Assoc. Sédim. Français n° 4*: 57-69, 6 fig., 1 planche; Paris.
- GALL, J.-C. (1971): Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléocéologique sur le Buntsandstein supérieur. *Mém. Serv. Carte geol. Als. Lorr.*, **34**, 318 S., 39 Abb., 20 Tab., 36 Taf.; Strasbourg.
- (1983): Sedimentationsräume und Lebensbereiche der Erdgeschichte. Eine Einführung in die Paläoökologie. - 242 S., 130 Abb.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- GANSSEN, R. (1968): Trockengebiete - Böden, Bodennutzung, Bodenkultivierung, Bodengefährdung. - 186 S., zahlr. Abb. und Tab.; Mannheim-Zürich (Bibl.-Inst.).
- GEHENN, R. (1959): Bemerkenswerte und reiche Fisch- und Arthropodenfunde im Oberen Buntsandstein Süddeutschlands (rechtsrheinisch). *N. Jb. Geol., Paläont., Mh.*, 1959: 521-522; Stuttgart.
- (1962): Feinstratigraphische Untersuchungen im Oberen Buntsandstein der Kraichgau-Umgebung. - Unveröff. Diss. Uni. Heidelberg: Text: 98 S., Anhang: 123 S., 27 Abb.; Heidelberg.
- HARTMANN, M. (1967): Einige geochemische Untersuchungen an Sandsteinen aus Perm und Trias. - *Geochim cosmochim. Acta*, **27**: 459-499, 6 Abb., 24 Tab.; Oxford.
- HEIM, D. (1970): Über die Farben der Buntsedimente im saarpfälzischen Rotliegenden und im Buntsandstein. - *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **56**: 117-128, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HILDEBRAND, E. (1924): Geologie und Morphologie der Umgebung von Wertheim a. M. - 79 S., 16 Abb., 24 Prof.; Freiburg i. Br.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. - *Geol. Jb.*, **84**: 637-716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HOPPE, W. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. I. Stratigraphie und Fossilführung. - *Notizbl. Ver. Erdk. hess. geol. L.-Amt*, 5. F., **8**: 1-114, 5 Taf.; Darmstadt.
- HUND, F. (1966): Abhängigkeit der Farbe roter Eisen(III)-oxide von Teilchengröße und Teilchengrößenverteilung. - *Chemie-Ingenieur-Technik*, **38**: 423-428; Weinheim/Bergstr.
- KRAUSKOPF, K. B. (1979): Introduction to geochemistry. - 2 ed., 617 S.; New York (McGraw-Hill).
- KRÄMER, F. & KUNZ, H. (1969): Leithorizonte und Schichtausfälle im Buntsandstein Hessens und Thüringens. - *Oberrhein. geol. Abh.*, **18**: 67-76, 1 Abb., 1 Tab.; Karlsruhe.
- LANGBEIN, R. (1974): Zur Petrologie der Karneole des thüringischen Chirotherien-sandsteins (Solling-Folge). - *Chem. Erde*, **33** (4): 301-325, 7 Abb.; Jena.
- MANCEAU, A. & DRITS, V. A. (1993): Local Structure of ferrihydrite and ferroxhyite by EXAFS-Spectroscopy. - *Clay Minerals*, **28**: 165-184; London.
- MENNING, M. (1992): Numerical Time Scala for the Permian and Triassic Lithostratigraphic Units of Central Europe. - IAS 13th Reg. Meeting on Sedimentology Jena 1992: 176-177, 1 Tab.; Jena.
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. - *Ann. Univ. Sarav., Sci.*, **3** (3): 176-201, 6 Abb., 6 Taf.; Saarbrücken.
- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des Höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. - *Geol. Jb.*, **84**: 485-590, 28 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- (1968): Neue Ergebnisse aus dem höheren Buntsandstein des nördlichen Schwarzwaldes und des Kraichgaues. - *Geol. Jb.*, **86**: 693-750, 6 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. - *Geol. Rdsch.*, **63**: 850-884, 29 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- PAUL, J. & FRANKE, W. (1977): Sedimentologie einer Transgression: Die Röt-/Muschelkalk-Grenze bei Göttingen. - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1977 (3): 148-177, 7 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- RÖPER, H. P. (1981): Zur Petrographie und Genese des Karneol-Dolomit-Horizontes (Grenze Rotliegendes/Buntsandstein) im Gebiet des Mittleren Schwarzwaldes. - Unveröff. Diss. Univ. Heidelberg, 289 S. und A 1-61, 99 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Heidelberg.
- SCHROEDER, D. (1978): Bodenkunde in Stichworten. - 3. Aufl., 154 S., 57 Abb.; Kiel.
- SCHWERTMANN, U. & MURAD, E. (1983): The effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. - *Clays Clay Mineral.*, **31**: 277-284.
- WEBER, K. (1993): Paläoböden im Buntsandstein am Beispiel der Forschungsbohrung Obernsees. - *Sediment* **93**: 104; Marburg.

Manuskript eingegangen am 27. 9. 1993, angenommen am 6. 10. 1993

MICHAEL BINDIG und EGON BACKHAUS*

Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandstein-fazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands

Kurzfassung

Das Konzept der fluviatilen Makrozyklen läßt sich aus der Solling-Formation auch auf den psammitischen Teil der Röt-Untergruppe (subgroup) übertragen. Hier sind es insgesamt vier Zyklotheme, wobei der unterste identisch ist mit dem obersten der Solling-Formation (Chirotherien-Sandstein).

Mit Hilfe der Architektur-Element-Analyse ließen sich nun die Environments der Sandstein-Fazies des Röts rekonstruieren sowie in Fazies- und Landschaftsmodellen darstellen.

Allgemein zeigen die drei Makrozyklen des Röts ein sehr ähnliches Sedimentationsbild, wodurch sich die Stabilität des Ablagerungsraumes dokumentiert. Während in der Solling-Formation noch Ablagerungen verflochtener Fluviatilformen dominieren, die vorwiegend an regionale Senken gebunden sind, war die Sedimentation der Röt-Sandsteine durch mäandrierende Flußformen geprägt, die nun als Folge eines geringen Paläoreliefs weiträumig den mitteleuropäischen Ablagerungsraum beherrschten. Neben etablierten und ephemeren Mäandern spielten auch Schichtfluten eine wichtige Rolle. Da mäandrierende Flüsse in der Solling-Formation nur aus dem distalen Teil des Ablagerungsraums (Nordhessen-Südnie-

dersachsen) bekannt sind, liegt zwischen diesen und denen des Röts (Mainfranken-Odenwald) eine markante, räumliche Verschiebung der Fazies vor, die sich innerhalb der Röt-Untergruppe sukzessiv nach SW fortsetzt. Gegenüber den Mesozyklen mäandrierender Flüsse des Röts, in denen das Topstratum nur geringmächtig ausgebildet ist, sind die der Solling-Formation fast vollständig erhalten. Die Ursache dafür sind vermutlich hohe Umlagerungsprozesse aufgrund geringerer Subsidenzrate während der Ablagerung der Röt-Sedimente.

Beckenwärts gingen die Flußebenen dieser Untergruppe in Schlammebenen eines zunehmend mariner werdenden Playa-Systems über.

Die Makrozyklen entsprechen dabei Progradations-Retrogradations-Einheiten, wobei die Progradation der alluvialen Ablagerungen von der Solling-Formation bis über das Röt hinaus Schritt für Schritt räumlich nach SW zurückging. Während der Retrogradationsphasen bildeten sich zwischen Alluvial- und Schlammebenen Sandebenen (z.B. Lettenregion, Rötquarzit) aus, die mit der Transgression landeinwärts wanderten. Eine Abhängigkeit zwischen Transgressionsrate und Ausbreitung einer Sandebene scheint zu bestehen. So waren solche Formen am weitesten verbreitet,

wenn die Transgression langsam verlief.

Lithostratigraphisch lassen sich die vier Makrozyklen wie folgt definieren:

1. Makrozyklus:

im Elsaß, Pfälzer Wald und Schwarzwald nicht definierbar – Chirotherien-Sandstein (Solling-Formation) und Basistone (Röt) (Kraichgau, Odenwald, Mainfranken).

2. Makrozyklus:

Untere Zwischenschichten (Elsaß, Pfalz) – tieferer „Unterer“ Plattensandstein (Schwarzwald) – Unterer Plattensandstein (Kraichgau, Odenwald, Mainfranken).

3. Makrozyklus:

Obere Zwischenschichten (Elsaß, Pfalz) – höherer „Unterer“ Plattensandstein (Schwarzwald) – Oberer Plattensandstein, Rötquarzit und tiefere Röttone (Kraichgau, Odenwald) – Untere Röttone, Rötquarzit und tiefere Obere Röttone (Mainfranken).

4. Makrozyklus:

Voltziensandstein (Elsaß, Pfalz) – „Oberer Plattensandstein“ (Epfenbacher Sandstein) und Röttone (Schwarzwald) – höherer Obere Röttone (Kraichgau, Odenwald, Mainfranken).

* Dr. M. BINDIG, Heidelberger Zement AG, Geologie, Peter-Schuhmacher-Str. 8, 69181 Leimen, Prof. Dr. E. BACKHAUS; Geologisch-Paläontologisches Institut der TH Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, 64287 Darmstadt.

Abstract

The concept of fluvial macrocycles is useful not only for the Solling Formation, but also for the Röt Subgroup (Upper Buntsandstein). Here four cyclothems are differentiated, whereby the lowest is identical with the top of the Solling Formation (Chirotherien Sandstein).

With help of the architectural-element-analysis the environments of the sandstone facies of the Röt Subgroup were reconstructed and figured in facies and sedimentation models.

In general the three macrocycles of the Röt Subgroup show relatively similar depositional architectures, which document the stability of the sedimentation area. The sedimentation of the Solling Formation was dominated by a braided fluvial style and took place only in regional depressions. At the beginning of sedimentation of the Röt Subgroup there was a change to a more meandering fluvial style due to a lower palaeoslope, which largely controlled the whole middle european sedimentation area. Deposition took place not only in established and ephemeral meandering rivers, but also in ephemeral sheet-floods. Because deposits of meandering

rivers in the Solling Formation are known only from the distal part of the sedimentation area (Northern Hessa-Southern Lower Saxony), there is a prominent spatial displacement of facies (Mainfrancia-Odenwald) between this formation and the Röt Subgroup, which continued in SW direction during this subgroup. In opposite to the mesocycles of the Röt Subgroup, which have only thin topstrata, the mesocycles of the Solling Formation are developed more or less completely, due to higher accumulation during the sedimentation of the Röt Subgroup because of lower rates of subsidence.

Distally the alluvial plain of this formation changed into mudplains of a playa system with an increasing marine influence.

The macrocycles are progradation-retrogradation-units, whereby the progradation of the alluvial deposition returned step by step in SW direction. During the stages of retrogradation sandplains were built up between the alluvial plain and the mudplains (for example Lettenregion, Rötquarzit), which migrated landward with the transgression. There is a probable dependence between the rate of transgression and the extension of a

sandplain. So, these forms had the largest extension, when transgression was slow.

The four macrocycles can be defined lithostratigraphically:

1. Macrocycle:

not definable in Alsac, Palatinate and Black Forest – Chirotherien Sandstein (Solling Formation) and Basistone (Röt Subgroup) (Kraichgau, Odenwald, Mainfrancia).

2. Macrocycle:

Lower Zwischenschichten (Alsac, Palatinate) – lower part of the „Lower“ Plattensandstein (Black Forest) – Lower Plattensandstein (Kraichgau, Odenwald, Mainfrancia).

3. Macrocycle:

Upper Zwischenschichten (Alsac, Palatinate) – upper part of the „Lower“ Plattensandstein (Black Forest) – Lower Röttone, Rötquarzit and the lower part of the Upper Röttone (Mainfrancia).

4. Macrocycle:

Voltziensandstein (Alsace, Palatinate) – „Upper Plattensandstein“ (Epfenbacher Sandstein) and Röttone (Black Forest) – upper Part of the Upper Röttone (Kraichgau, Odenwald, Mainfrancia).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	71
2. Architektur-Element-Analyse	72
2.1. Methodik	73
2.2. Architektur-Elemente in den Röt-Sandsteinen	74
2.2.1. Element CH (Channel, Rinne)	75
2.2.2. Element SB (Sandy Bedforms; sandige Transportkörper)	75
2.2.2.1. Element SB(df) (dune fields, Dünenfelder)	76
2.2.2.2. Element SB(b) (sandbars; Sandbarren)	77
2.2.3. Element LA (Lateral Accretion; laterale Akkretion)	77
2.2.4. Element DA (Downstream Accretion; flußabwärtige Akkretion)	82
2.2.5. Element LS (Laminated Sandbody; laminiertes Sandkörper)	83
2.2.5.1. Element LS(ma) (macroform, großförmig)	83
2.2.5.2. Element LS(me) (mesoform; mittelförmig)	85
2.2.6. Element OF (Overbank-Fine; Überflutungssedimente)	85
2.2.7. Element CS (Crevasse-Splay; Uferdamm-Durchbruchsfächer)	85

2.2.8. Element PS (PaleolSol; Paläoboden)	85
2.2.9. Element SP (SandPlain; Sandebene)	86
2.2.10. Element MP (MudPlain; Schlammebene)	87
3. Regionaler Aufbau und Genese	89
3.1. Region I (Vogesen, Pfalz)	89
3.1.1. Untere (30 m) und Obere Zwischenschichten (15–25 m)	89
3.1.2. Voltziensandstein (ca. 20 m)	90
3.2. Region II (Schwarzwald)	91
3.2.1. „Unterer“ Plattensandstein [50 m (N), 30 m (S)]	91
3.2.2. „Oberer“ Plattensandstein (Epfenbacher Sandstein) [15 m (N), 2–3 m (S)] und Röttone [(5 m (N), 2 m (S)]	91
3.3. Region III (Kraichgau, Odenwald)	92
3.3.1. Unterer Plattensandstein (25–30 m)	92
3.3.2. Untere Röttone [0 m (SW), 11 m (NE)]	93
3.3.3. Oberer Plattensandstein [11–15 m (SW), 1–3 m (NE)]	93
3.3.4. Rötquarzit (2–3 m)	93
3.3.5. Obere Röttone [25 m (NE), 15 m (SW)]	94
3.4. Region IV (Mainfranken)	94
3.4.1. Basistone (1–2 m)	94
3.4.2. Plattensandstein (25–30 m)	95
3.4.3. Untere Röttone (11–17 m)	96
3.4.4. Rötquarzit (ca. 5 m) und Obere Röttone (25 m)	96
4. Cyclostratigraphische Gliederung der Röt-Formation	96
4.1. 1. Makrozyklus	97
4.2. 2. Makrozyklus	97
4.3. 3. Makrozyklus	97
4.4. 4. Makrozyklus	97
5. Entwicklung des Röts	98
5.1. 1. Makrozyklus (Abb. 27)	98
5.2. 2. Makrozyklus (Abb. 28)	98
5.3. 3. Makrozyklus (Abb. 29)	99
5.4. 4. Makrozyklus (Abb. 30)	99
6. Regionale Beziehungen der lithostratigraphischen Einheiten	100
6.1. Chirotherien-Schiefer	100
6.2. Unterer Plattensandstein	100
6.3. Untere Röttone	101
6.4. Rötquarzit	101
6.5. Obere Röttone	101
7. Schriftenverzeichnis	101
8. Aufschlußliste	104

1. Einleitung

Die für den Buntsandstein charakteristische Sandstein-Fazies findet mit der Röt-Subgroup (Oberer Buntsandstein) ihren Ausklang. In weiten Teilen Südniedersachsens und Nordhessens dominieren pelitische Sedimente und vorwiegend im unteren Teil Evaporite. Sandsteine nehmen im osthessischen Raum nach S und SW hin zu. Die für die Liegendserien des Röts charakteristische regionale Differenzierung durch Schwellen

und Senken verliert nun ihre Bedeutung. Unterlagert wird diese Untergruppe durch die überwiegend gröberklastischen Sedimentgesteine der Solling-Formation (BACKHAUS & BINDIG 1991, BINDIG 1993), überlagert wird sie durch die Karbonate des Muschelkalks.

Unter Anwendung der Architektur-Element-Analyse an insgesamt 19 Tagesaufschlüssen wurden die Röt-Sandsteinfazies in einem Gebiet zwischen den Vogesen, Pfäl-

Region IV Spessart Mainfranken	Region III südl. Odenwald Kraichgau	Region II Schwarzwald	Region I Elsaß Pfalz
Obere Röttone	Röttone Epfenbacher Sandstein Röttone	Röttone Oberer Plattensandstein	Voltziensandstein
Rötquarzit	Rötquarzit	Unterer Plattensandstein	Obere Zwischenschichten
Untere Röttone	Oberer Plattensandstein		Untere Zwischenschichten
Unterer Plattensandstein	Unterer Plattensandstein		

Abb. 1. Lithostratigraphie im Untersuchungsgebiet.

zer Wald, Schwarzwald bis in den Odenwald, Spessart untersucht (Abb. 2). Diese Untergruppe (subgroup) zeichnet sich hier durch relativ konstante Mächtigkeiten (Kap. 5) von 60 bis 70 m aus. Die regional üblichen lithostratigraphischen Gliederungen sind in Abb. 1 wiedergegeben.

Vorrangiges Ziel dieser Untersuchungen war es, die Paläoenvironments der Sandsteine zu rekonstruieren und damit die Entwicklung des fluviatilen Ablagerungsraumes und ihrerer Grenzbereiche zu erfassen. Es sollte zudem geprüft werden, ob das für die Solling-Formation (BINDIG 1993) gültige Konzept einer Untergliederung in übergeordnete fluviatile Zykloteme (Makrozyklen) auch hier ihre Anwendung finden kann und ob ein genetischer Zusammenhang zwischen der Solling-Formation und Röt-Untergruppe besteht. Diese Ergebnisse sind wiederum für die lithostratigraphische Grenzziehung des Oberen Buntsandsteins (Solling-Formation als oberster Teil des Mittlerer oder unterster Teil des Oberer Buntsandstein) von Bedeutung.

Faziesanalytische Untersuchungen an den Sandsteinen der linksrheinischen Röt-Untergruppe haben bereits GALL (1971, 1983, 1985), DACHROTH (1985, 1988) und MADER (1985) durchgeführt.

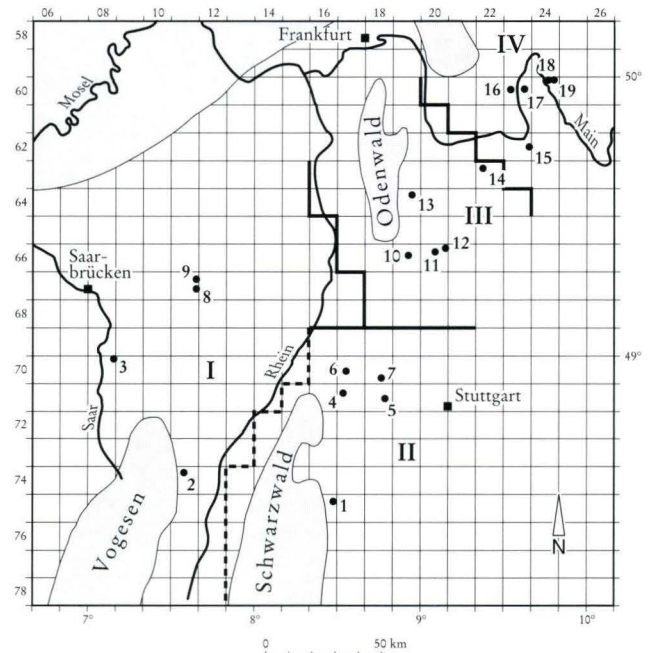


Abb. 2. Lage des Untersuchungsgebietes, der Aufschlüsse und der Regionen (s. Kapitel 3.).

2. Architektur-Element-Analyse

Für die Faziesinterpretation bei fluviatilen Sandsteinen hat sich in den letzten Jahren die Architektur-Element-Analyse bewährt (CAMPELL 1976; FRIEND et al. 1979; GALLOWAY 1981; ALLEN 1983; HASZELDINE 1983 a, b; BLAKEY & GUBITOSA 1984; MIALI 1985, 1988, 1990; OLSEN 1988, 1989; BINDIG 1991, 1993).

Im wesentlichen basiert diese Methode auf der nach JACKSON (1975) vorgenommenen Differenzierung der flu-

viatilen Transportkörper anhand der Dimension und des Bildungszeitraums:

1. Mikroformen: Sie entstehen durch kurzzeitige hydrodynamische Ereignisse. Mikroformen sind daher einzelne subaquatische Dünen (vormals Megarippeln, FLEMMING 1988), Rippeln, Strömungsmarken, Erosionshorizonte, Kolke usw.

2. Mesoformen: Diese bilden sich bei mittelfristigen Ereignissen und setzen sich aus mehreren gleichartigen oder unterschiedlichen Mikroformen zusammen. Zu ihnen gehören Dünenfelder, Sandbänke, Nebenfließrinnen, Durchbruchsfächer, einzelne Stockwerke bei mehrstöckigen Hauptfließrinnen.

3. Makroformen: Sie entstehen bei Langzeitprozessen, wobei ihre Entwicklungsperiode meist den Zeitraum zwischen Initial- und Finalstadium eines Flußsystems umfaßt. Beispiele sind Gleithänge, zusammengesetzte Sandflächen, Hauptfließrinnen, Überflutungsabsätze.

Damit lassen sich nun Architektur-Elemente in den fluviatilen Sedimenten differenzieren, die sich anhand der Geometrie, Dimension, der Hierarchie und Natur der Begrenzungsflächen und der Vergesellschaftung der Lithofaziestypen definieren lassen.

2.1. Methodik

Zur Erfassung der fluviatilen Architektur wurden von den Aufschlüssen in der Röt-Untergruppe Aufschlußzeichnungen angefertigt. Dabei wurden 5 m-Raster angelegt. Raster für Raster ließen sich die Sedimentstrukturen (häufig schematisch) und Element-Kontaktflächen abzeichnen. Basierend auf der oben erwähnten Differenzierung von Transportkörpern erstellte MIALL (1988, 1990) ein Hierarchie-Konzept, bei dem sechs verschiedene Ordnungen unterschieden werden. Dieser Hierarchie wurde mit unterschiedlichen Strichstärken und Nummern bei den Aufschlußzeichnungen Rechnung getragen. Die Kontaktflächen sind in den Sedimenten der Röt-Untergruppe wie folgt ausgebildet:

1. Ordnung: Kontaktflächen 1. Ordnung treten innerhalb einer Mesoform auf und trennen einzelne Lagen (sets) innerhalb einer Gruppe (cosets) gleichartiger Mikroformen (z.B. Abb. 16: Aufschluß 8-Einheit 2). Sie zeigen eine geringe Erosion und sind glatt oder gebogen und regelmäßig ausgebildet.

2. Ordnung: Auch solche Kontaktflächen grenzen innerhalb einer Mesoform Mikroformen voneinander ab, die hier aber unterschiedlich ausgebildet sind. Ihr Habitus entspricht denen der Kontaktflächen 1. Ordnung. Sie bilden sich bei geringer oder nicht vorhandener Erosion.

3. Ordnung: Diese Kontaktflächen befinden sich innerhalb einer Makroform zwischen zwei gleichartigen Mesoformen (z.B. Abb. 16: 8-2). Sie können nicht erosiv sein, sind aber meist schwach bis mäßig erosiv entwickelt. Kontaktflächen der 3. Ordnung sind meist glatt oder leicht unregelmäßig ausgebildet, wobei kleinere intraformationelle Tongerölle auftreten können.

4. Ordnung: Eine Kontaktfläche der 4. Ordnung grenzt zwei Makroformen innerhalb eines in sich geschlossenen Fluvialsystems voneinander ab (z.B. Abb. 6: 13-4, 5). In

Tab. 1: Lithofaziestypen der Röt-Untergruppe (modifiziert nach Miall 1977, 1985)

Fazies	Aufbau	Interpretation
Se	Erosionshorizont; grobgeschichteter Sandstein mit intraform. Geröllen	erosive Phase
Sh	horizontalgeschichteter Sandstein	ebene Sohle (oberes Fließregime)
Shu	„hummocky“ – schräg- geschichteter Sandstein	Sturmablagerungen
Sl	flachwinklig schräg- geschichteter Sandstein	Antidünen, Ufer- damm-Durchbrüche
La	longitudinal (epsilon) schräggeschichteter Sand- oder und Siltstein	laterale Akkretion
St	trogförmig schräggeschichteter Sandstein	subaquat. Dünen mit gekrümmten Kämmen
Sp	planar schräggeschichteter Sandstein	Dünen mit geraden Kämmen, linguoide Sandbarre, -welle
Sr	kleindimensional schräg- geschichteter Sandstein mit Rippelmarken	alle Arten von Rippeln
Fl	laminiertes Feinsand- und Siltstein	ebene Sohle (unteres Fließregime)
Fsc	laminiertes und massiger Silt-/Tonstein	Stillwasser
Fm	massiger Silt-/Tonstein mit Trockenrissen oder Teepees	Austrocknung
Fu	undulativ oder unregelmäßig schräggeschichteter Feinsand-/Siltstein	Adhäsionsrippeln ? Evaporation ?
Fr	Sand-, Silt- oder Tonstein mit Durchwurzelung	Vegetation

Bezug zum Habitus und zur Erosionsleistung zeigen sie keine Unterschiede zur Kontaktfläche der 3. Ordnung

5. Ordnung: Diese Kontaktfläche bildet schließlich die basale Begrenzung eines Flußsystems (z.B. Abb. 17: 9-2). Sie entwickelt sich meist bei starker Erosion und zeigt einen mehr oder weniger rinnenförmigen Aufbau, der allerdings – bedingt durch die Aufschlußdimensionen – nur selten vollständig erfaßt werden kann. Daneben kommen auch nichterosive Formen vor. Abhängig von der Fluvialform oder Lage im Flußsystem kann das Erscheinungsbild einer Kontaktfläche von glatt und eben bis hin

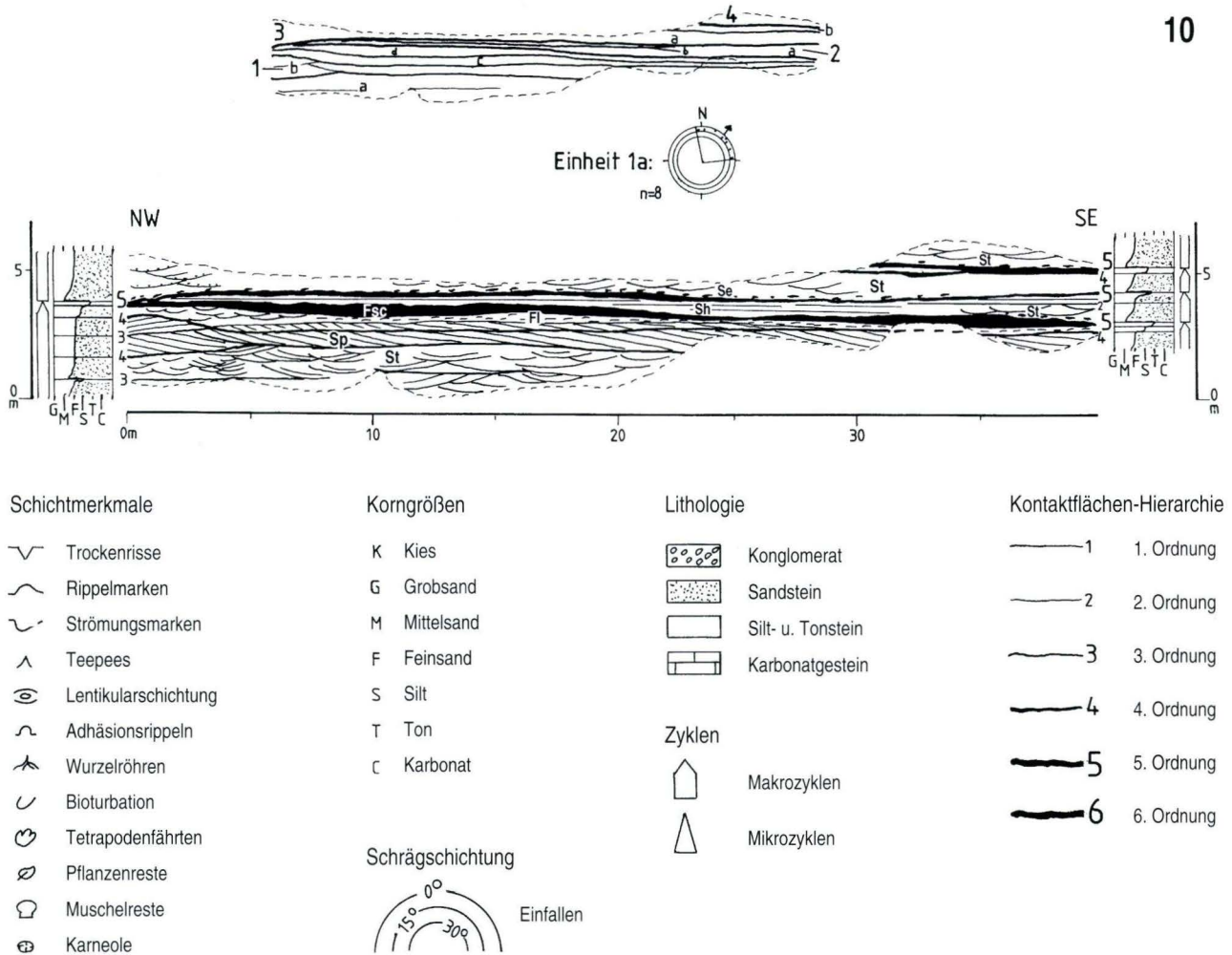


Abb. 3. Aufschluß 10: GK 25 Bl. 6619 Epfenbach R 34 53 870, H 54 89 960. Einheiten 1–4: Plattensandstein. Einheit 1: Element CH, a: SB(df), b: SB(b), c: SB, d: OF; Einheit 2a: CH, b: OF; Einheit 3a: CH, b: OF; Einheit 4: CH.

zu unregelmäßig und stark geneigt variieren. Charakteristisch sind relativ große intraformationelle Tongerölle.

6. Ordnung: Kontakthorizonte der 6. Ordnung sind regional bis überregional verfolgbare und damit stratigraphisch relevante Grenzen (z.B. Abb. 16: 8-2). Sie bilden die Basis einer Paläotalfüllung oder einer Sedimentationseinheit höherer Ordnung und können winkel- oder erosionsdiskordant ausgebildet sein.

Als Grundlage der Architektur-Element-Analyse diente ein modifiziertes Lithofazies-Konzept nach MIALL (1977, 1985) (Tab. 1).

Für die Bezeichnungen und Interpretationen der Architektur-Elemente wurden neben den eigentlichen Aufschlußzeichnungen kleinere Übersichtsskizzen gestellt, die nur die Kontaktflächen 3. bis 6. Ordnung zeigen.

Die Lithologie, Korngrößen, Schichtbesonderheiten, Fossilien sowie der vertikale Aufbau der Schichtenfolgen

werden in Schichtprofilen berücksichtigt. Sie sind an den beiden seitlichen Rändern der Aufschlußzeichnungen plaziert. Die Legende befindet sich in Abb. 3.

Zur Ermittlung der Paläoströmungsrichtung wurden ausschließlich die f/f'-Flächen (sensu STETS & WURSTER 1974) der trogförmigen Schrägschichtung gemessen. Dabei wurden die einzelnen Einheiten (Elemente) und Subeinheiten getrennt betrachtet. Die Ergebnisse wurden in Lagenkugel-Diagrammen nach WURSTER (1960, 1964) dargestellt.

2.2. Architektur-Elemente in den Röt-Sandsteinen

In diesem Kapitel werden die Architektur-Elemente der Röt-Untergruppe im Untersuchungsgebiet anhand des lithofaziellen Aufbaus und der Geometrie differenziert,

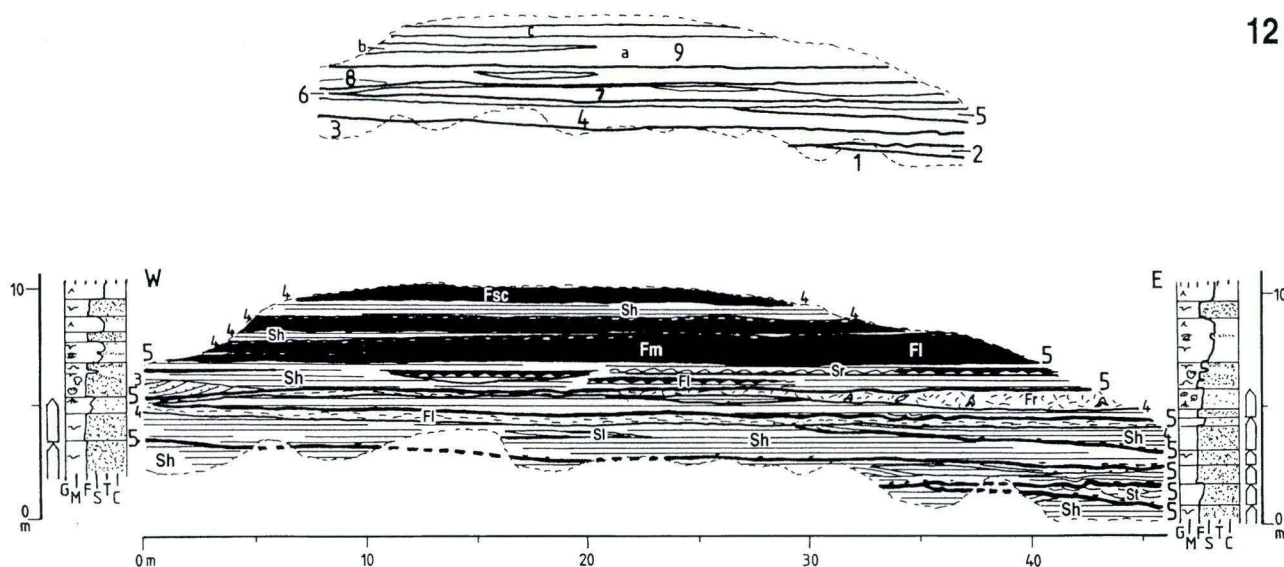


Abb. 4. Aufschluß 12: GK 25 Bl. 6620 Mosbach, R 35 12 000, H 54 71 360. Einheit 1–5: Oberer Plattensandstein, Einheit 6–8: Rötquarzit, Einheit 9: Röttone. Einheit 1: LS; Einheit 2: CH; Einheit 3: LS(ma); Einheit 4: LS(ma); Einheit 5: LS(ma); Einheit 6: OF; Einheit 7: LS(ma); Einheit 8a: SP, b: CH; Einheit 9a: MP, b+c: LS. Legende siehe Abb. 3.

beschrieben und interpretiert. Die Nomenklatur der Architektur-Elemente erfolgt weitgehend nach MIALL (1988). Alle hier vorkommenden Elemente sind in Tab. 2 am Schluß dieses Kapitels zusammengefaßt. Insgesamt konnten zehn verschiedene Bauformen differenziert werden.

2.2.1. Element CH (CHannel, Rinne)

a) Aufbau: Rinnen-Elemente stellen eine häufige Bauform in den fluviatilen Sedimenten des Röts dar. Sie sind fast ausnahmslos einstöckig (singlestoried) aufgebaut und meist von blattförmiger Architektur (sheets). Die Basis bildet ein in der Regel unregelmäßiger Erosionshorizont der 5. Ordnung mit intraformationellen Tongeröllen und Belastungsmarken (Faziestyp Se). Der Durchmesser der Gerölle schwankt zwischen 5 und 15 cm. Die Erosionsflächen keilen in der Regel zu den Rinnenrändern flach aus (Abb. 3: Aufschluß 10-Subeinheit 2a; Abb. 4: 12-2), z.T. lassen sich aber auch ungewöhnlich steile Ränder beobachten (Abb. 5: 11-3; Abb. 6: 13-5a). Die Füllungen der Rinnen bestehen im distaleren Teil nur aus SB(df)-Formen (Abschnitt 2.2.2.2.). In proximaleren Regionen kommen dagegen auch SB(b)-Formen (Abschnitt 2.2.2.1.) vor. Mit dem randlichen Auskeilen der Rinnenelemente ist eine Verkleinerung der mikroformen Transportkörper zu beobachten (Abb. 6: 13-5a), desweiteren tritt hier auch Horizontalschichtung auf (Sh) (Abb. 3: 10-2a). Charakteristisch für diese Elemente ist der mesozyklische Aufbau, der sich in einer Korngrößenverkleinerung zum Hangenden manifestiert. Lithologisch bestehen sie aus rot-violetten, seltener grauen Mittel- bis Feinsandsteinen.

b) Interpretation: Die Geometrie von Rinnenkörpern ist vorwiegend abhängig von der Festigkeit des unterlagernden Materials (MIALL 1985). So deutet die Dominanz von blattförmigen Körpern mit meist flach auskeilenden Rändern auf mäßig konsolidierte Ablagerungen hin, in die sich die Flüsse einschneiden. Mit Beginn der Rinnenbildung tieften sich hochenergetische Ströme erosiv ins Unterlagernde ein. Herausgerissene Teile älterer feinklastischer Überflutungsabsätze wurden dabei in Form der intraformationellen Tongerölle als Rückstandsbildungen abgelagert (PICARD & HIGH 1973). Nachfolgend wurde sandiges Material in strömungstransversalen Transportkörpern im unteren Fließregime sedimentiert. Während das Rinnenzentrum abgesehen vom episodischen Trockenfallen unter dem Einfluß einer höheren Wassersäule stand, herrschten in den Uferbereichen der Rinnenränder die Bedingungen einer geringeren Wasserbedeckung. Hier bildeten sich kleinere Transportkörper im unteren Fließregime oder ebene Sohlen bei sehr flachem Wasser im oberen Fließregime. Die mesozyklische Ausbildung der Rinnenkörper hat ihre Ursachen in abnehmenden Transportenergien, lateralen Verlagerungen der Fließrinnen, Auffüllung der Rinnen oder Deaktivierung durch Avulsion (ALLEN 1965; LEEDER 1973; MIALL 1978, 1983).

2.2.2. Element SB (Sandy Bedforms; sandige Transportkörper)

Die mesoformen Elemente SB sind Bestandteile von makroformen Sedimentkörpern wie CH-, LA- und anderen Elementen. Begrenzt werden sie durch eine Kon-

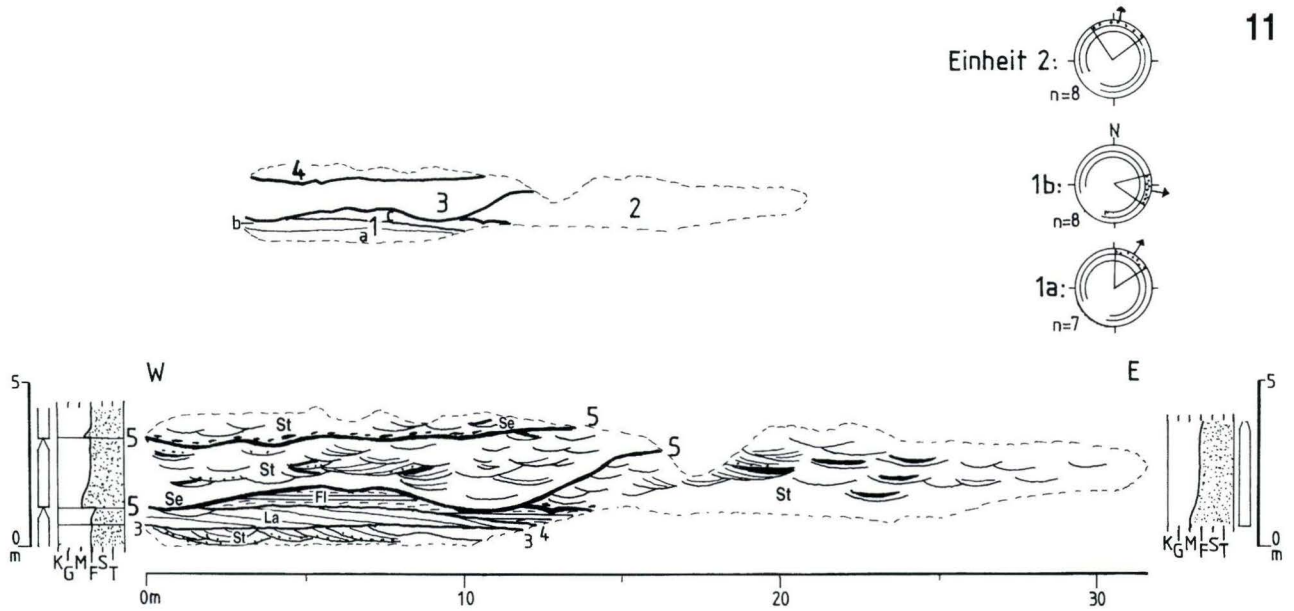


Abb 5. Aufschluß 11: GK 25 Bl. 6620 Mosbach, R 35 05 000, H 54 70 050. Einheiten 1-4: Unterer Plattensandstein. Einheit 1a: SB(df), b: SB(b), c: OF; Einheit 2: CH; Einheit 3: CH; Einheit 4: CH. Legende siehe Abb. 3.

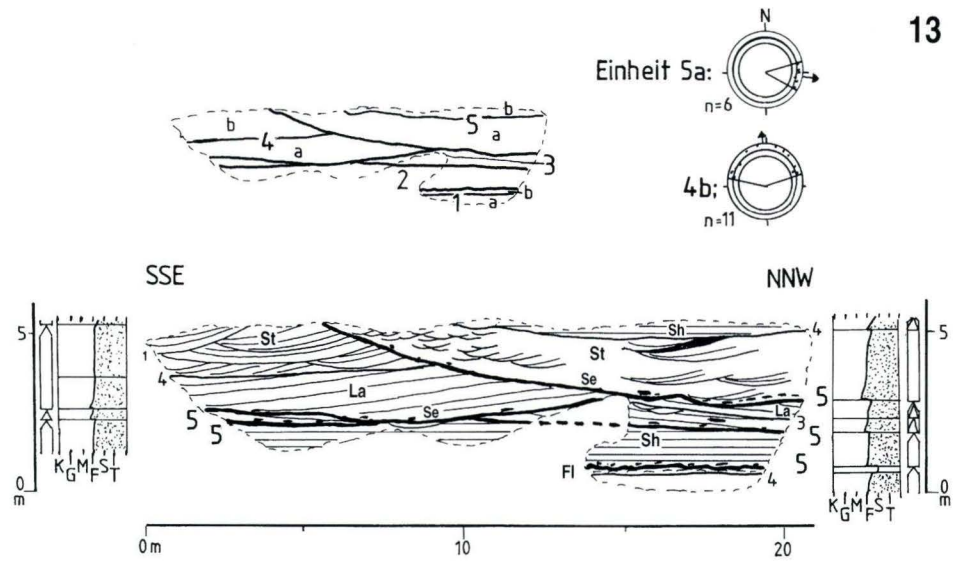


Abb 6. Aufschluß 13: GK 25 Bl. 6419 Beerfelden, R 34 99 000, H 54 95 750. Einheiten 1-5: Unterer Plattensandstein. Einheit 1a: ?, b: OF; Einheit 2: LS(ma); Einheit 3: LA(I); Einheit 4a: LA, b: SB(df); Einheit 5a: CH, b: LS(me). Legende siehe Abb. 3.

taktfläche 3. Ordnung, wobei diese Elemente z.T. fingerartig ineinandergreifen. Es lassen sich zwei Typen differenzieren:

2.2.2.1. Element SB(df) (dune fields, Dünenfelder)

a) Aufbau: Das Element SB(df) besteht vorwiegend aus in Gruppen (cosets) auftretenden, trogförmig schrägschichteten Sandsteinen (Faziestyp St) (Abb. 3: Aufschluß

10-Subeinheit 1a; Abb. 6: 13-4b; Abb. 7: 1-5). Kleinere intraformationelle Tongerölle (Ø 0,5-2 cm) können bisweilen auf der basalen Erosionsfläche (1. Ordnung) einer Lage (set) auftreten. Auffällig bei den meisten dieser Elemente der Röt-Sandsteine ist das relativ flache Einfallen der Leeblätter (5-15°) und die geringe Mächtigkeit der einzelnen Troglagen (0,2-0,5 m bei Breiten von 0,8-4 m). Häufig werden die Tröge nach oben hin durch Silt-/Tonstein-Linsen abgeschlossen, wobei der Übergang vom gröber- zum feinerklastischen Bereich ausgesprochen scharf ist (Abb. 5:

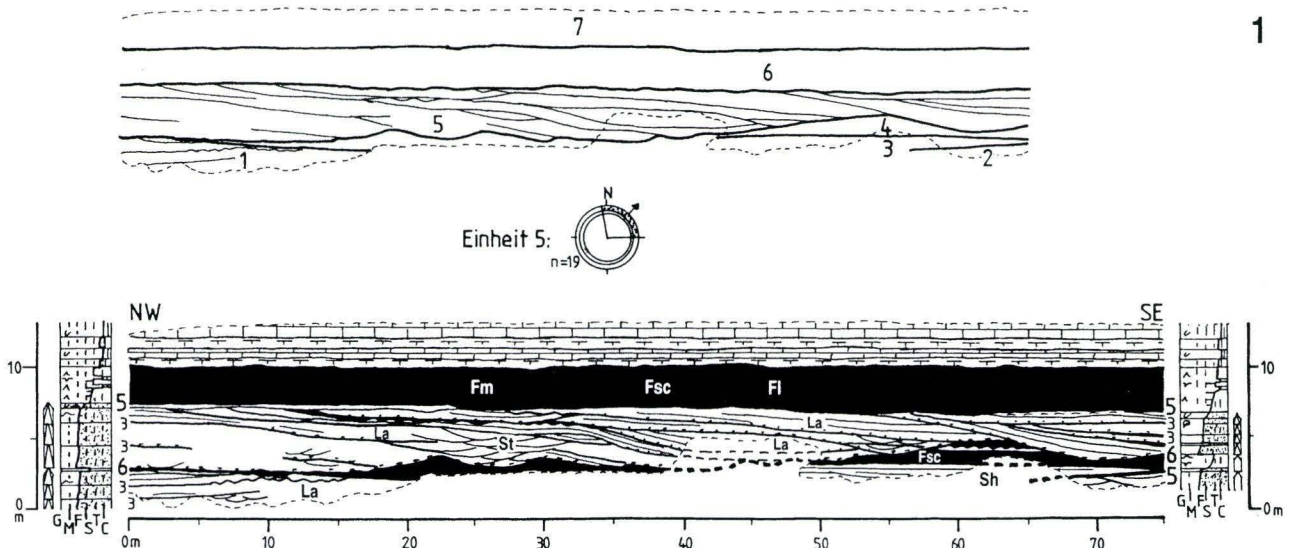


Abb. 7. Aufschluß 1: GK 25 Bl. 7516 Freudenstadt, R 34 62 200, H 53 67 650. Einheiten 1–4: Unterer Plattensandstein, Einheit 5: Oberer Plattensandstein, Einheit 6: Röttone, Einheit 7: Muschelkalk. Einheit 1: LA; Einheit 2: LA?; Einheit 3: LS(ma); Einheit 4: MP; Einheit 5: LA(I); Einheiten 6+7: MP. Legende siehe Abb. 3.

11-2, 3; Abb. 6: 13-5a). Vereinzelt sind in diesen Elementen solitäre, planar schräggeschichtete Lagen (Sp) mit geringen Mächtigkeiten (0,1 bis 0,2 m) eingeschaltet (Abb. 4; 10-1c).

b) Interpretation: Das Element SB(df) wurde in Arealen mit subaquatischen Dünen abgelagert (MIALL 1985). Diese Dünenfelder befinden sich meist in den tieferen, überwiegend aktiven Bereichen einer Flußrinne (HARMS & FAHNSTOCK 1965). Hier kommt es im hochenergetischen unteren Fließregime zur flußabwärtigen Migration von Dünen mit gekrümmten Kämmen (sinuos-crested dunes) (SIMONS et al. 1965). Die meist nur geringe Amplitude dieser Formen im Röt deutet auf eine geringe Wasserbedeckung hin (vgl. SIMONS et al. 1965). Das Auftreten von Feinklastika-Linsen läßt rapides Absinken des Wasserstandes und der Strömungsenergie in einem allgemein ephemeren Milieu vermuten (vgl. BINDIG 1991). Bei geringerer Verringerung der Fließgeschwindigkeit bildeten sich in Ausnahmefällen Dünen mit geraden Kämmen (straight-crested dunes) oder Sandwellen (vgl. SIMONS et al. 1965).

2.2.2.2. Element SB(b) (sandbars; Sandbarren)

a) Aufbau: Vorwiegend in den proximaleren Gebieten findet man das Element SB(b). Es besteht meist aus solitären oder in Gruppen auftretenden planar schräggeschichteten Sandsteinen (Faziestyp Sp) (Abb. 3: Aufschluß 10-Subeinheit 1b), wobei die einzelnen Lagen Mächtigkeiten von 0,5 bis 1,5 m besitzen. Z.T. werden diese Sedimentstrukturen horizontal durch longitudinale Schräggeschichtung (La) vertreten (Abb. 3: 10-1a; Abb. 5: 11-1a). Die Leeblätter fallen mit 10° bis 20° zum einen in Fließrichtung

zum anderen diagonal oder – im Fall der longitudinalen Schräggeschichtung – quer dazu ein. Im oberen Bereich eines solchen Elementes können in geringmächtigen Lagen horizontalgeschichtete (Sh), feinlaminierte (Fl) oder kleinförmig schräggeschichtete (Sr) Sedimente auftreten.

b) Interpretation: Das Element SB(b) stellt Ablagerungen von Barren, bzw. Sandbänken dar. Der strukturelle Aufbau und die Neigungsrichtung der Leeblätter (vgl. MIALL 1977; TODD & WENT 1991) deuten z.T. auf transversale oder quer zur Rinne orientierte (channel-cross bars) Barren hin, deren Leeblätter konstant in Fließrichtung geneigt sind. Daneben kommen auch linguoide Sandbänke in Betracht, bei denen eine mehr oder weniger diagonale bis laterale Akkretion zu beobachten ist. Bei beiden Formen handelt es sich meist um einfache, solitäre Transportkörper. Nur gelegentlich findet man bei Auftreten von mehreren schräggeschichteten Lagen Übergangsformen zu einfach zusammengesetzten Barren (simple compound bars). Sandbänke bilden sich im unteren Fließregime bei Verzweigung der Fließrinne (MIALL 1977). Während der eigentliche Barrenkörper aufgrund seiner Stellung innerhalb einer Flußrinne bei größerer Wasserbedeckung entsteht, gelten auf seiner Oberfläche meist die Bedingungen einer geringeren Wassersäule (MIALL 1977). Hier entstehen je nach Transportenergie mikroforme Transportkörper oder ebene Schichtungen.

2.2.3. Element LA (Lateral Accretion; laterale Akkretion)

a) Aufbau: Das makroforme Element LA zeigt in den Röt-Sandsteinen durchweg eine blattförmige Ausbil-

dung. Die Basis bildet ein Erosionshorizont 5. Ordnung mit Tongeröllen, der über weite Strecken relativ glatt und nur in geringem Maße unregelmäßig ausgebildet ist. Solche Körper zeigen eine asymmetrische Geometrie (Abb. 8: Auf-

schluß 15-Subeinheiten 4a, 5, 6). So ist der initiale Bereich flach keilförmig ins Unterlager eingeschnitten. Der mittlere zeichnet sich durch gleichbleibende Mächtigkeiten aus. Der finale dagegen hat eine, in diese Rich-

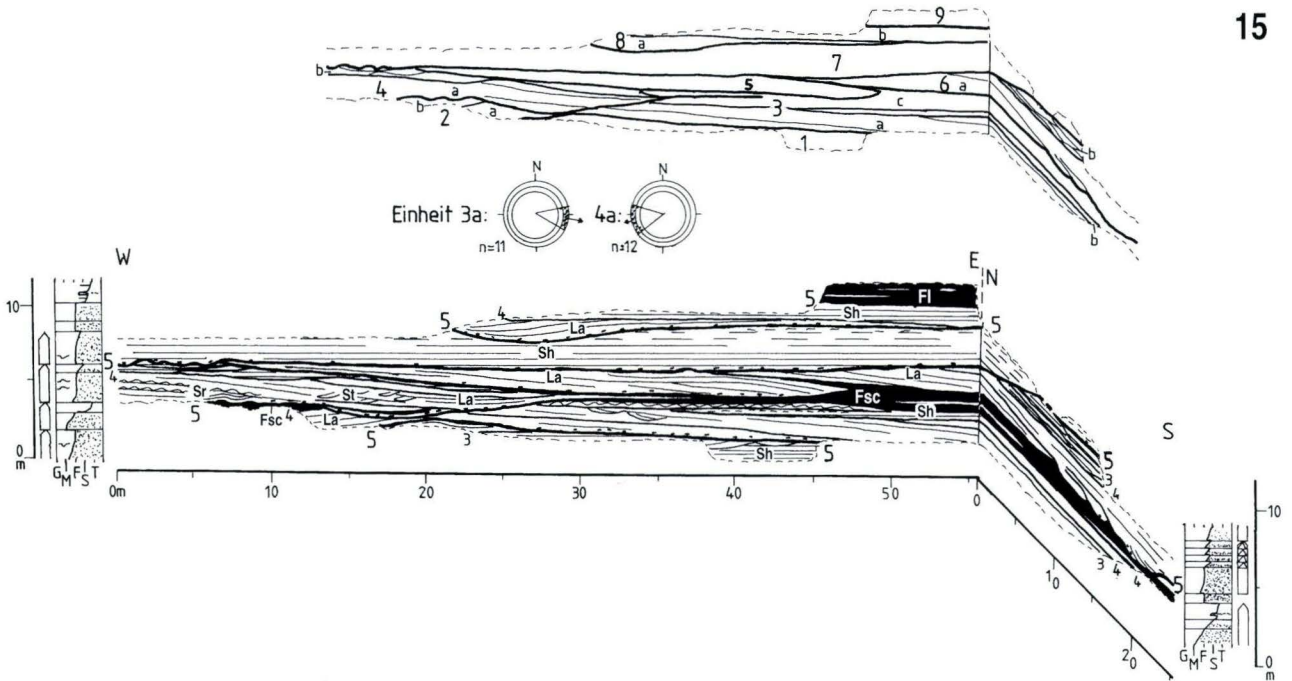


Abb. 8. Aufschluß 15: GK 25 Bl. 6223 Wertheim, R 35 41 450, H 55 15 300. Einheiten 1-8: Unter Plattensandstein, Einheit 9: Untere Rötone. Einheit 1: LS(ma); Einheit 2a: LA, b: OF; Einheit 3a: LA(II), b: LS(me), c: OF; Einheit 4a: LA(I), b: LS(me); Einheit 5: LA(II), Einheit 6a: LA(II), b: LS(me); Einheit 7: LS(ma); Einheit 8a: LA, b: SP; Einheit 9: MP. Legende siehe Abb. 3.

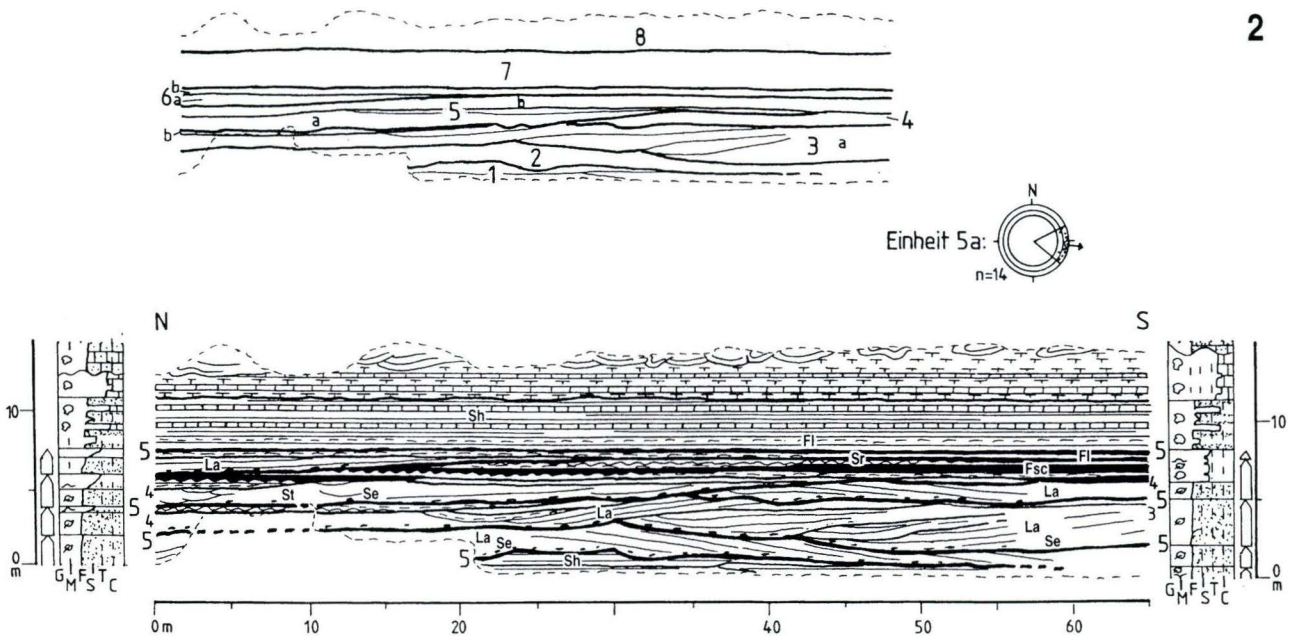


Abb. 9. Aufschluß 2: 271 Molsheim, x 980,10, y 109,80; Einheiten 1-6: Werksteinregion (Voltziensandstein), Einheit 7: Lettenregion (Voltziensandstein), Einheit 8: Muschelsandstein (Muschelkalk). Einheit 1: LS(ma); Einheit 2a: LA(II), b: OF; Einheit 3a: LA(I), b: OF; Einheit 4: LA(II); Einheit 5a: LA(I), b: OF; Einheit 6a: LA(II), b: OF; Einheit 7: SP. Legende siehe Abb. 3.

tung orientierte, konkave Form oder wird durch ein Rinnelement (CH) abgeschnitten. LA-Elemente bestehen aus rotvioletten, seltener rotbraunen oder grauen Fein- und Mittelsandsteinen mit gelegentlichen Einschaltungen von rotvioletten oder grüngrauen Siltsteinen. Hinsichtlich des internen Aufbaus und der Dimension solcher Körper lassen sich zwei Typen unterscheiden, wobei Übergangsformen möglich sind:

1) Der erste Typ (I) ist durchweg mehrstöckig aufgebaut, wobei die einzelnen Stockwerke gemäß der Natur der lateralen Akkretion nebeneinander angeordnet sind (Abb. 7: 1-5; Abb. 9: 2-3a; Abb. 10: 3-2; Abb. 11: 16-3a; Abb. 12: 17-4a; Abb. 13: 18-2b; Abb. 15: 6-4). Die Einschnittiefen der

internen Erosionshorizonte (3. Ordnung), die z.T. intraformationelle Tongerölle führen, schwanken dabei von wenigen Dezimetern bis zu Größenordnungen der Haupterosionsflächen (5. Ordnung). Die glatten oder bogigen, internen Erosionsflächen fallen senkrecht zur Fließrichtung ein. Die Maximalmächtigkeit der LA-Körper schwankt zwischen 1,5 und 4 m, die laterale Ausdehnung beträgt vermutlich mehrere hundert Meter; selbst in größeren Aufschlüssen (70 m) sind Grenzbereiche selten, vollständige Körper gar nicht zu beobachten (z.B. Abb. 7: 1-2a). In den homogenen bis heterogenen Ablagerungen kommt longitudinale Schrägschichtung (La) häufig vor. Daneben findet man Gruppen von trogförmiger Schrägschichtung (St),

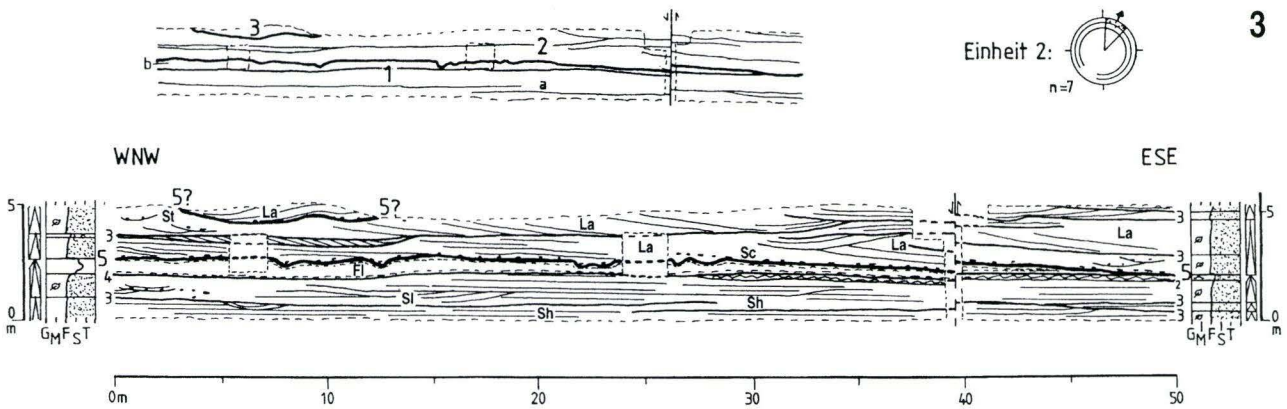


Abb. 10. Aufschluß 3: 196 Sarre-Union, x 955,25, y 147,25. Einheiten 1-3: Werksteinregion (Votziensandstein). Einheit 1a: LS(ma), b: OF; Einheit 2: LA(I); Einheit 3: LA. Legende siehe Abb. 3.

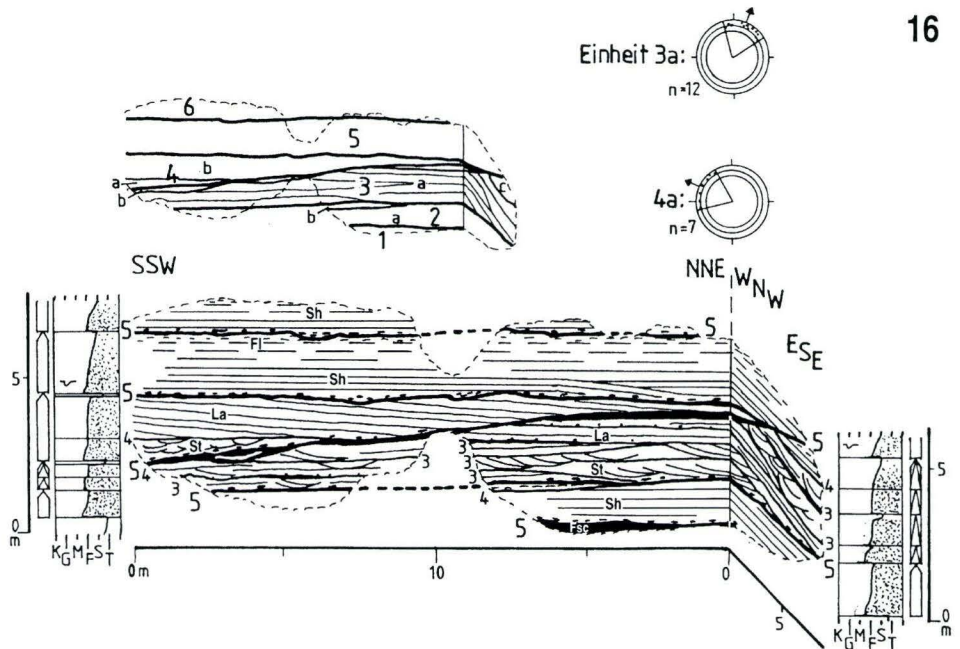


Abb. 11. Aufschluß 16: GK 25 Bl. 6023 Lohr a. Main, R 35 41 750, H 55 29 850. Einheiten 1-6: Unterer Plattensandstein. Einheit 1: OF; Einheit 2a: LS(ma), b: OF; Einheit 3a: LA(I), b: OF; Einheit 4a: SB(df), b: LA(II); Einheiten 5+6: LS(ma). Legende siehe Abb. 3.

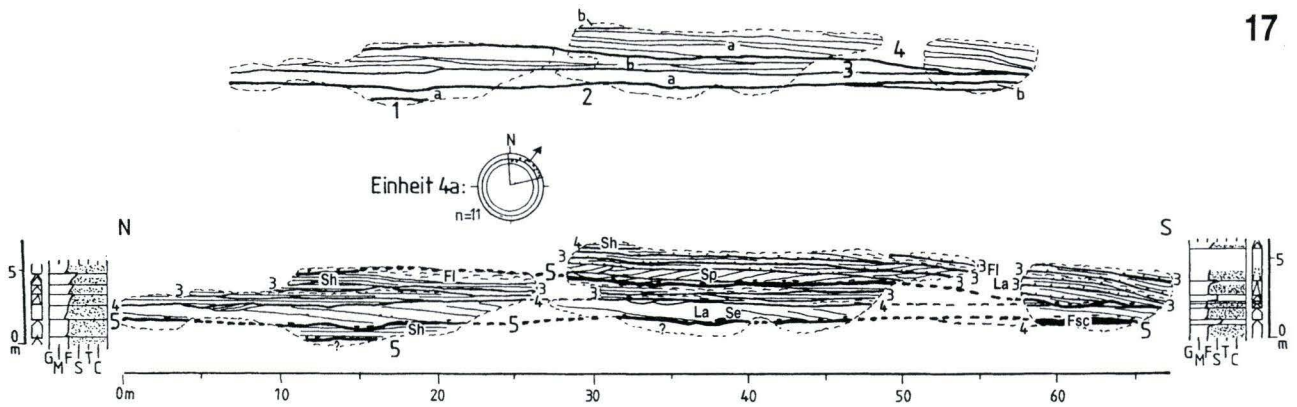


Abb. 12. Aufschluß 17: GK 25 Bl. 6023 Lohr a. Main, R 35 42 670, H 55 30 400. Einheiten 1-4: Unterer Plattensandstein. Einheit 1: ?; Einheit 2a: LS(ma), b: OF; Einheit 3a: LA(II), b: LS(me); Einheit 4a: LA(I), b: LS(me). Legende siehe Abb. 3.

Lagen mit solitär planarer Schrägschichtung (Sp), klein­förmig schrägschichtete Sandsteine (Sr) sowie lami­nierte oder massige Silt- und Tonsteine (Fl, Fsc).

2) Dieser Typ (II) ist überwiegend einstöckig aufgebaut. Die maximale Mächtigkeit liegt bei ein und zwei Meter, die laterale Ausdehnung bei 40 und vermutlich wenigen 100 m. In größeren Aufschlüssen können diese Körper daher in ihrer Vollständigkeit beobachtet werden (Abb. 8: 15-5). Der interne Aufbau ist relativ homogen; so setzen sich diese Elemente fast nur aus longitudinal schräg­geschichteten Sedimenten (Faziestyp La) zusammen (Abb. 9: 2-2a, 4; Abb. 14: 5-4; Abb. 8: 15-2a, 4a, 5; Abb. 11: 16-4; Abb. 12: 17-3a). Seltener findet man interne Erosions­flächen 3. Ordnung, solitäre trogförmige (St), planare Schrägschichtung (Sp) oder klein­förmig schrägschich-

tete Lagen mit Rippelmarken (Sr) (Abb. 14: 5-2a, 3a; Abb. 8: 15-3a, 4a). Im Anschnitt quer zur Fließrichtung fallen die longitudinal schrägschichteten Leeblätter mehr oder weniger senkrecht zu dieser Richtung ein. Im Anschnitt parallel zur Fließrichtung erscheint eine horizontale Lagerung, die zu einer Verwechslung mit der Horizontal­schichtung (Sh) führen kann (Abb. 14: 5-4; Abb. 8: 15-6a). Der Aufbau entspricht somit den LA-Elementen der Karlshafener Fazies im distalen Teil der Solling-Formation (vgl. BINDIG 1991).

b) Interpretation: Elemente lateraler Akkretion werden als Gleithang-Ablagerungen von Flüssen mit hoher Sinuosität gedeutet (ALLEN 1965; JACKSON 1978; PLINT 1983; MIALL 1985). Während Hochflutereignissen wird das Material an den Prallhängen erodiert und an den Gleit-

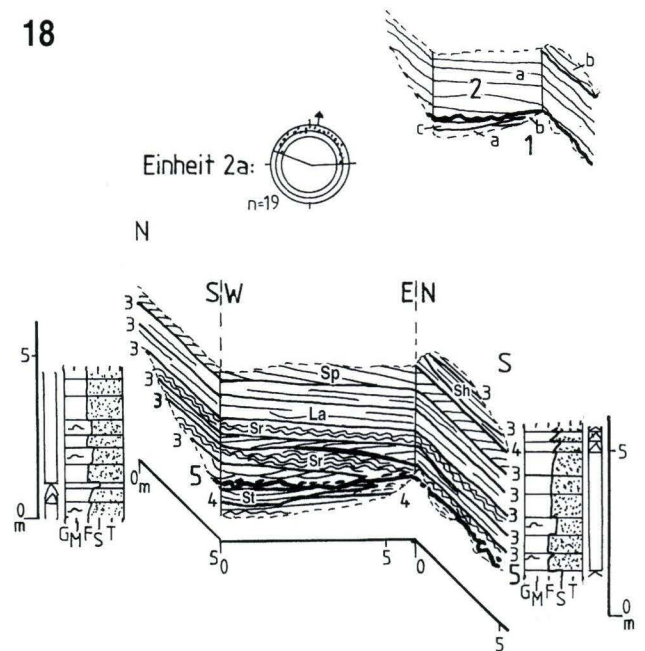


Abb. 13. Aufschluß 18: GK 25 Bl. 6024 Karlstadt, R 35 53 500, H 55 40 400. Einheiten 1-2: Unterer Plattensandstein. Einheit 1a: LA, b: OF, c: CS; Einheit 2a: LA(I), b: LS(me). Legende siehe Abb. 3.

5

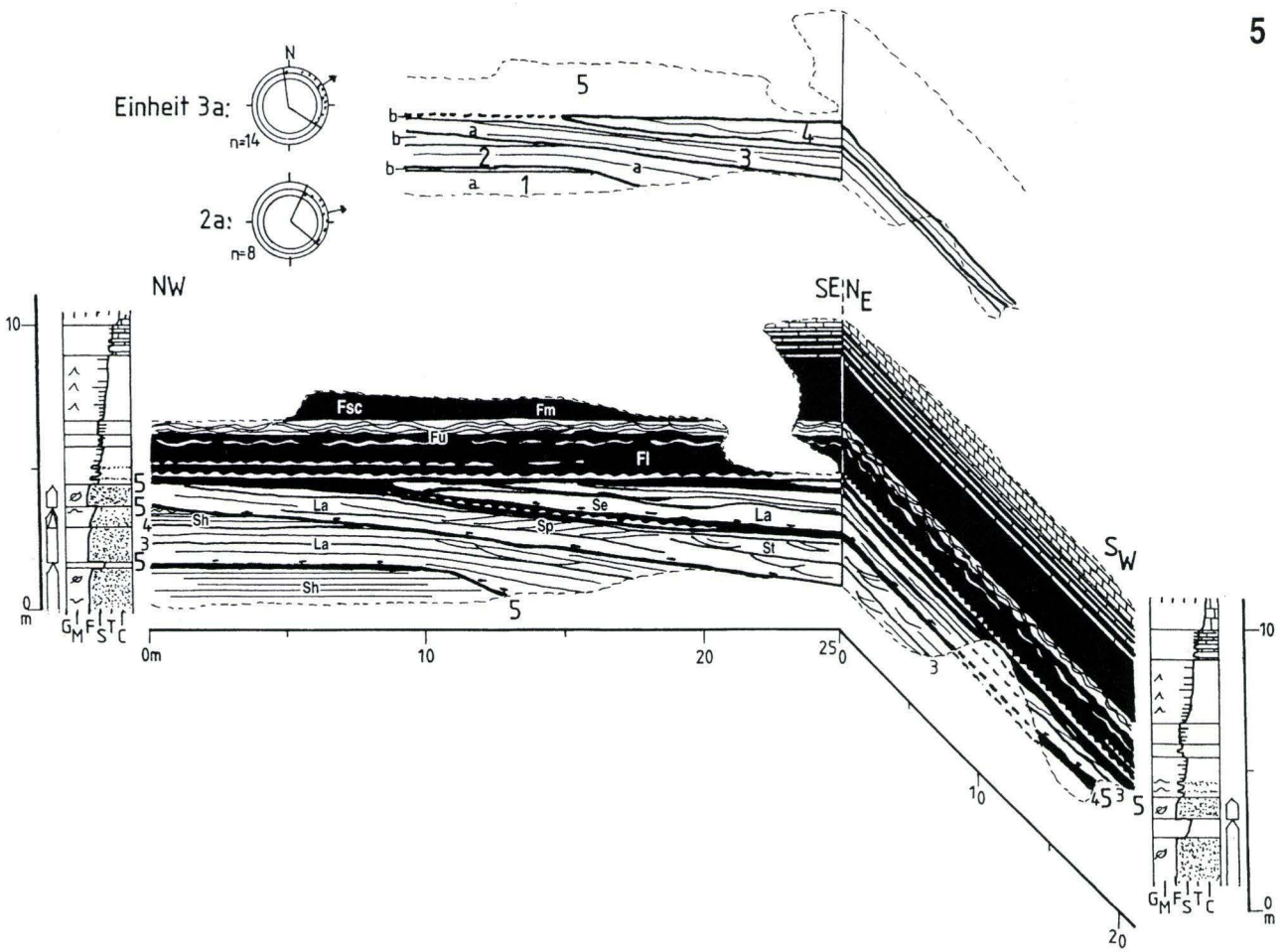


Abb. 14. Aufschluß 5: GK 25 Bl. 7118 Pforzheim-Süd, R 34 87 050, H 54 08 400. Einheiten 1-4: Oberer Plattensandstein, Einheit 5: Röt-
tone. Einheit 1a: LS(ma), b: OF; Einheit 2a: LA(I), b: LS(me); Einheit 3a: LA(I), b: OF; Einheit 4: LA(I); Einheit 5: MP. Legende siehe
Abb. 3.

6

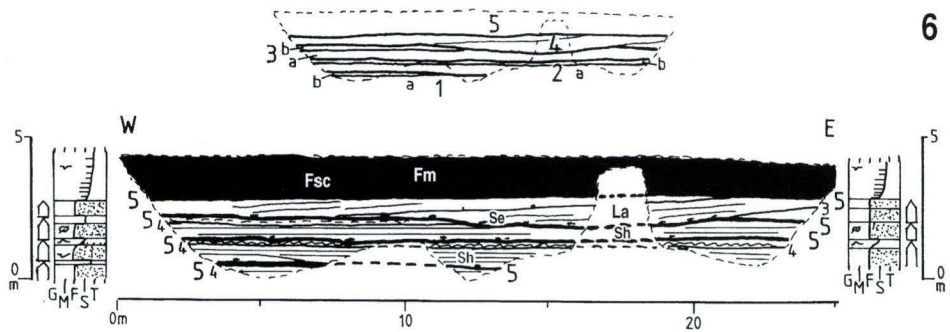
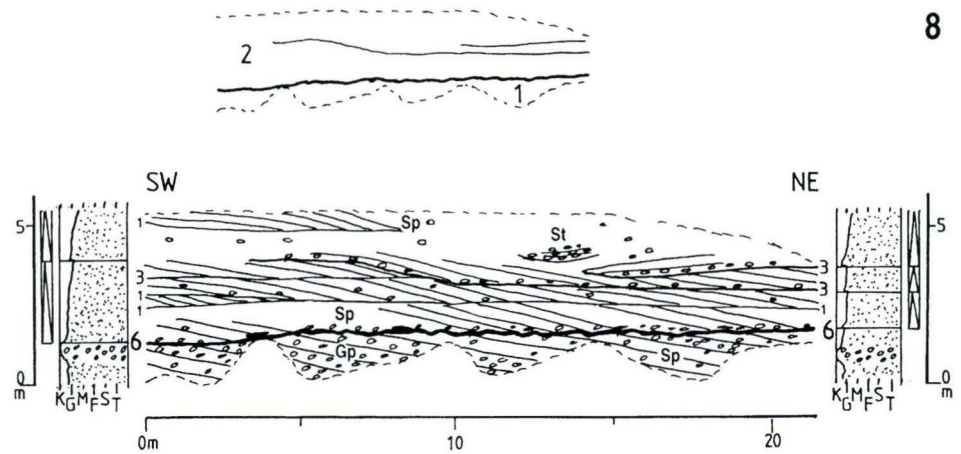


Abb. 15. Aufschluß 6: GK 25 Bl. 7017 Königsbach, R 34 66 940, H 54 19 800. Einheiten 1-6: Oberer Plattensandstein, Einheit 7: Röt-
tone. Einheit 1a: LS, b: OF; Einheit 2a: LS(ma), b: OF; Einheit 3a: LS(ma), b: OF; Einheit 4: LA(I); Einheit 5: MP. Legende siehe
Abb. 3.



8

Abb. 16. Aufschluß 8: GK 25 Bl. 6711 Pirmasens-Nord, R 33 99 700, H 54 55 700. Einheit 1: Solling-Konglomerat, Einheit 2: Untere Zwischenschichten. Einheit 1: SB(b)-GB(gravel bars); Einheit 2: DA. Legende siehe Abb. 3.

hängen senkrecht zur Fließrichtung angelagert (BARWIS 1978). Infolge des lateralen Zuwachses bei längerfristig konstanter Migration der Fließrinne kann sich ein blattförmiger Sedimentkörper bilden (FRIEND et al. 1979).

1) Die internen Erosionshorizonte 3. Ordnung mit Neigungen senkrecht zur Fließrichtung beim mehrstöckigen Typ (I) entstehen durch eine Asymmetrie in der Füllung der Rinne und durch die laterale Migration des Gleithangs (OLSEN 1989) bei hochgradig diskontinuierlichen hydrodynamischen Bedingungen (PUIGDEFABREGAS & VAN VLIET 1978). Die einzelnen Stockwerke repräsentieren dabei die einzelnen Haupthochwasser-Ereignisse (BRIDGE & DIEMER 1983; GIBLING & RUST 1990). Zu Beginn eines solchen Ereignisses fielen Teile des älteren Gleithangs der Erosion zum Opfer. Besonders in den tieferen Teilen der Fließrinnen entstanden auf den Gleithangoberflächen Dünen und Barren im unteren Fließregime. Ein Absinken des Wasserstandes führte zur Bildung der flachwinkligen Anlagerung im oberen Fließregime. Sank die Transportenergie ab, konnte sich die Suspensionsfracht ablagern. Episodische Hochflutphasen innerhalb eines Haupthochwasser-Ereignisses in einem ephemeren Milieu führten zu einem ständigen Wechsel der hydrodynamischen Bedingungen. Insgesamt bilden sich solche Sedimentkörper als Gleithänge in etablierten Fließrinnen mit hoher Sinuosität. Langfristige Bildungszeiträume und wechselhafte hydrodynamische Bedingungen führten dabei zu dem mehrstöckigen Aufbau.

2) Beim Typ II deutet die Dominanz von longitudinaler Schrägschichtung auf vorherrschende Bedingungen des oberen Fließregimes hin (vgl. PICARD & HIGH 1973). Dieses sowie die relativ geringe Dimension der Körper und das weitgehende Fehlen von internen Erosionshorizonten der 3. Ordnung läßt darauf schließen, daß bei dem Typ II

keine langlebigen Flußrinnen vorlagen. Die hydrodynamischen Bedingungen, die während des Bildungszeitraumes recht konstant gewesen sein müssen, entsprechen eher denen von ephemeren Schichtfluten. Vermutlich nach heftigen Niederschlägen bildeten sich flache aber, im Unterschied zu diesen nicht-kanalisierten Sedimentationsformen, gekrümmte Rinnen. Die Sedimentation erfolgte lateral im oberen Fließregime bei rascher Migration des Gleithangs. Nur selten stieg der Wasserstand so an, daß sich Dünen und Gleithang-Barren im hochenergetischen unteren Fließregime bilden konnten.

2.2.4. Element DA (Downstream Accretion; flußabwärtige Akkretion)

a) **Aufbau:** Die DA-Elemente sind im Untersuchungsgebiet nur spärlich aufgeschlossen; Aussagen über die laterale Ausdehnung können daher nicht getroffen werden. Die Mächtigkeit dieser Körper schwankt zwischen > 6 und 3 m. Die Basis bilden unregelmäßige Erosionshorizonte der 5. Ordnung mit intraformationellen Tongerollen. Die braunen bis rotbraunen Gesteine bestehen aus kiesführenden Grob- bis Feinsanden, die in mehreren Lagen planarer Schrägschichtung (Sp) als SB(b)-Formen angeordnet sind (Abb. 16: Aufschluß 8-Einheit 2; Abb. 17: 9-1, 2). Getrennt werden diese Lagen durch Kontaktflächen 1. Ordnung. Innerhalb eines solchen Sedimentkörpers befinden sich Erosionshorizonte 3. Ordnung, die meist parallel zu den Kontaktflächen 1. Ordnung angeordnet sind. Z.T. fallen sie auch in Fließrichtung ein (Abb. 16: 8-2). Vereinzelt treten solitär trogförmige Schrägschichtung oder SB(df)-Formen auf (Abb. 17: 9-2a). Die planar schrägschichteten Leebblätter fallen hier mehr oder weniger in Richtung der Trogachsen ein.

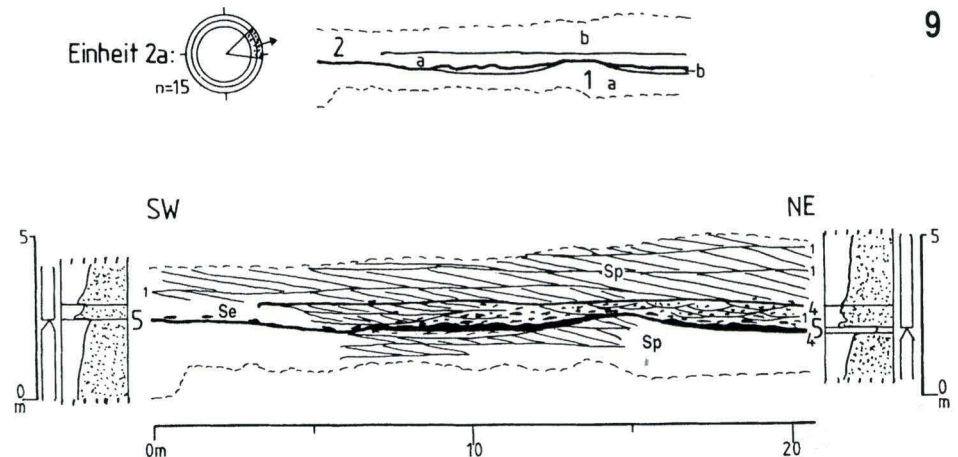


Abb. 17. Aufschluß 9: GK 25 6711 Pirmasens-Nord, R 34 00 000, H 54 55 000. Einheiten 1-2: Untere Zwischenschichten. Einheit 1a: DA, b: OF; Einheit 2a: SB, b: DA. Legende siehe Abb. 3.

b) Interpretation: Elemente flußabwärtiger Akkretion entstehen im unteren Fließregime bei der Bildung von makroformen, zusammengesetzten Barren (Sandflächen) oder bei der Migration und Verschmelzung von Sandwellen und einzelnen Barren in Fließrinnen (CANT & WALKER 1978; MIALl 1977; 1985; ALLEN 1983; KIRK 1983; HASZELDINE 1983 a, b; BHATTACHARYYA & LORENZ 1983; WELLS 1983). In beiden Fällen überlagern jüngere Barrengenerationen ältere. Da im Röt die Neigungsrichtungen der planar schräggeschichteten Vorschüttungsblätter nahezu identisch sind mit denen der Trogachsen, dürfte es sich bei den Transportkörpern weniger um linguoide Formen, sondern mehr um Sandwellen, Rinnen durchquerende oder transversale Barren handeln, in denen die Sedimentanlagerung ausschließlich in flußabwärtiger Richtung erfolgte (vgl. HASZELDINE 1983 a, b; KIRK 1983; ALLEN 1983; TODD & WENT 1991). Die Ablagerungen zwischen den Erosionsflächen 3. Ordnung entsprechen den Haupthochwasser-Ereignissen (vgl. HASZELDINE 1983b). Mit Beginn eines solchen Ereignisses wurden die obersten Bereiche älterer Barren abgetragen, wobei die distalen Endbereiche dieser Barren reaktiviert wurden (vgl. COLLINSON 1970; HASZELDINE 1983 b). Subaquatische Dünen mit gekrümmten Kämmen bildeten sich nur in den tiefer gelegenen Bereichen, z.B. am Barrenfuß oder in Nebenfließrinnen (vgl. MIALl 1977).

2.2.5. Element LS (Laminated Sandbody; laminiertes Sandkörper)

a) Aufbau: Eine weitere bedeutende Bauform ist das Element LS. Charakteristisch für diesen Typ ist die blattförmige Geometrie und die Dominanz von horizontalgeschichteten Sandsteinen (Sh) mit Einschaltungen von flachwinklig schräggeschichteten Lagen (Sl). Hinsichtlich

der Dimension und der Stellung innerhalb eines fluviatilen Zyklus lassen sich zwei Formen unterscheiden:

2.2.5.1. Element LS(ma) (macroform, großförmig)

a) Aufbau: Die Mächtigkeit des Elements LS(ma) schwankt zwischen 2 und 4 m. Die laterale Ausdehnung kann nur abgeschätzt werden (vermutlich wenige hundert Meter bis wenige Kilometer), da selbst in den größeren Aufschlüssen solche Körper nie in ihrer Vollständigkeit zu Tage treten (z.B. Abb. 8: Aufschluß 15-Einheit 7). Die basale Begrenzung bildet ein erosiver Kontakthorizont der 5. Ordnung, der meist nur wenige Tongerölle führt. Die Erosionsfläche ist relativ glatt mit meist kleineren Auskolkungen. Zu den Rändern hin keilen solche Körper flach aus (Abb. 1: 1-3; Abb. 4: 12-5, 7; Abb. 18: 14-3, 5, 6; Abb. 8: 15-7). Nur in Ausnahmen ist ein rinnenartiges Einschneiden mit markanter Erosionsleistung zu beobachten (Abb. 18: 14-2). Die LS-Körper sind mesozyklisch aufgebaut; im Idealfall gehen die horizontalgeschichteten, z.T. mittelsandigen Feinsandsteine allmählich in feinlaminierte Feinsand- bis Siltsteine über (Abb. 8: 15-7; Abb. 11: 16-5, 6). Die Ablagerungen sind rotviolett, seltener grau gefärbt. Interne Erosionsflächen (3. Ordnung) treten häufig auf (Abb. 9: 2-1; Abb. 10: 3-1a; Abb. 8: 15-1), lassen sich aber z.T. nur sehr schwer identifizieren.

Vereinzelte kommen kleinere Formen solcher Elemente isoliert in den Sedimenten der Schlammebenen (MP, Abschnitt 2.2.10.) vor (Abb. 19: 7-1b; Abb. 4: 12-9b,c).

b) Interpretation: Die Dominanz von Bildungen des oberen Fließregimes wie ebene Sohle oder Antidünen, die blattförmige Geometrie sowie die meist nur geringe erosive Leistung der basalen Erosionshorizonte deuten bei

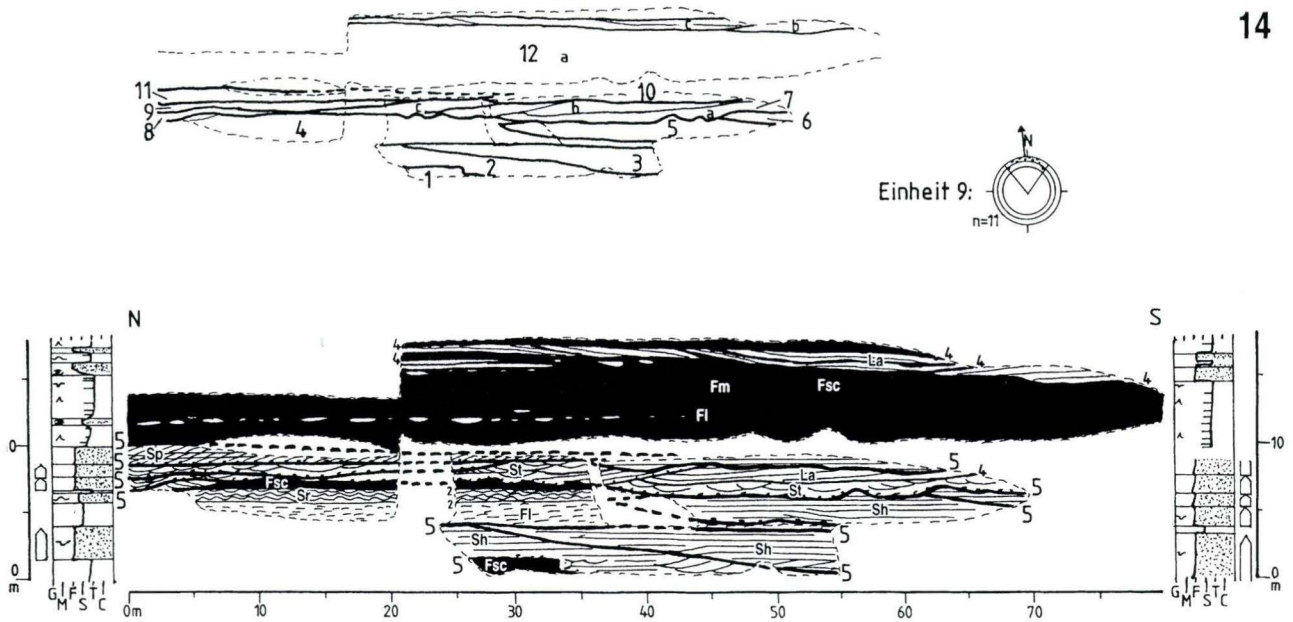


Abb. 18. Aufschluß 14: GK 25 Bl. 6322 Hardheim, R 35 25 950, H 55 06 000. Einheiten 1-11: Unterer Plattensandstein, Einheit 1: Untere Rötzone. Einheit 1: OF; Einheit 2: LS(ma); Einheit 3: LS(ma); Einheit 4: MP; Einheit 5: LS(ma); Einheit 6: LS; Einheit 7a: SB(df), b: LA, c: CH; Einheit 8: CH; Einheit 9: CH; Einheit 10: LS(ma); Einheit 11: SB(b); Einheit 12a: MP, b+c: LA. Legende siehe Abb. 3.

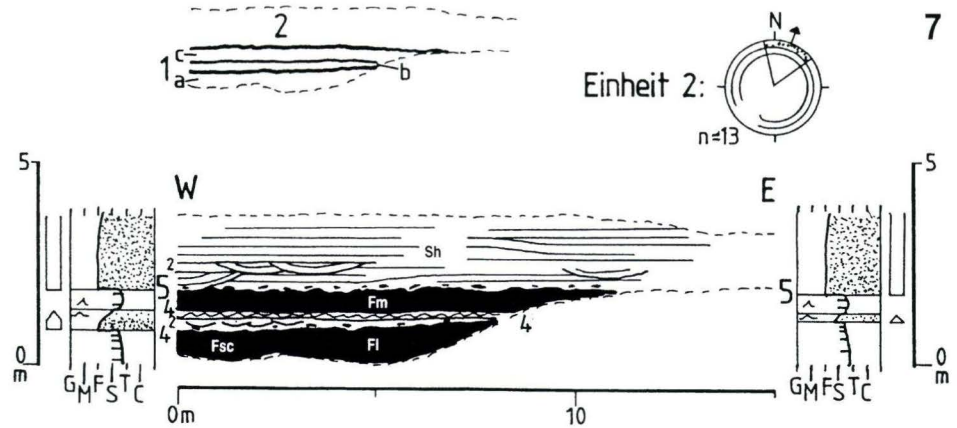


Abb. 19. Aufschluß 7: GK 25 Bl. 7018 Pforzheim-Nord, R 34 85 010, H 54 18 500. Einheit 1: Unterer Plattensandstein, Einheit 2: Oberer Plattensandstein. Einheit 1a,c: MP, b: LS; Einheit 2: LS(ma). Legende siehe Abb. 3.

den LS(ma)-Elementen auf eine Genese in ephemeren Schichtfluten hin (MIALL 1977; TUNBRIDGE 1981; DELUCA & ERIKSSON 1989; LANGFORD 1989; OLSEN 1989). Diese gering kanalisiert Fluvialformen entstehen nach heftigen Niederschlägen in ariden Gebieten. Während besonders starker Regenfälle übersteigt die anfallende Wassermenge bei weitem das Infiltrationsvermögen der oberflächennahen Sedimente. Das Wasser sammelt sich deshalb in größeren Mengen auf den Oberflächen,

wobei schon ein geringes Gefälle ausreicht, damit es bei geringer Wasserbedeckung über weite Areale schießt. Mit nachlassender Transportkraft kommt abschließend das feinklastische Material zur Ablagerung.

Für die LS-Elemente innerhalb der Schlammebene können ähnliche Bildungsbedingungen angenommen werden. Z.T. handelt es sich aber auch um marginale Bildungen der Flußsysteme als distale Schwemmfächer (vgl. TUNBRIDGE 1984; MACCARTHY 1990). Die Strömungs-

energie der Flüsse reichte hier nicht mehr zur Erosion von tieferen Fließrinnen aus. Um einen ausreichenden Abfluß zu gewährleisten, mußte der Wasserkörper sich seitlich ausdehnen und verflachen. Unter diesen Bedingungen erfolgte die Sedimentation im oberen Fließregime.

2.2.5.2. Element LS(me) (mesoform; mittelförmig)

a) Aufbau: Bei den LS(me)-Elementen handelt es sich um blattförmige Körper mit Mächtigkeiten von 0,5 bis 1,5 m und Breiten von 10 bis 30 m (Abb. 14: Aufschluß 5-Subeinheit 2b; Abb. 6: 13-5b; Abb. 8: 15-3b, 4b, 6b; Abb. 12: 17-3b, 4b; Abb. 13: 18-2c). Sie treten fast immer in Gruppen auf, so daß die einzelnen Elemente ein linsenartiges Erscheinungsbild besitzen. Die basale Begrenzung bildet eine flach rinnenförmige, glatte Kontaktfläche (3. Ordnung) aus. Diese Elemente kommen fast ausschließlich in Verbindung mit LA-Elementen vor und vervollständigen einen fluviatilen Mesozyklus nach oben hin. Intern zeigen sie einen gradierten Aufbau von rotvioletten, horizontalgeschichteten Feinsandsteinen (Sh) zu feinlaminierten oder kleinförmig schrägeschichteten Siltsteinen (Fl, Sr). Im Idealfall werden sie nach oben durch eine geringmächtige Tonsteinlage (Fsc) abgeschlossen.

b) Interpretation: Die Stellung der LS(me)-Elemente im Topstratum eines fluviatilen Mesozyklus deutet auf eine Genese auf den Überflutungsarealen hin. Vermutlich nach starken Hochwässern – infolge von heftigen Niederschlägen – schossen sohlfrachthaltige Wassermassen schichtflutenartig über diese Areale (vgl. GALLOWAY 1981). Bei geringer Wasserbedeckung herrschten dabei die Bedingungen des oberen Fließregimes. Ein allmähliches Nachlassen des Hochwassers führte nachfolgend zur gradierten Sedimentation feinerer Partikel. Vereinzelt konnten sich im niedrigerenergetischen unteren Fließregime Rippeln bilden, bis schließlich die Suspensionfracht im Stillwassermilieu zur Ablagerung kam. Diese Körper sind auch aus den Karlshafen-Schichten der Solling-Formation bekannt (BINDIG 1991).

2.2.6. Element OF (Overbank-Fine; Überflutungssedimente)

a) Aufbau: Bei dem Element OF handelt es sich um linsen- oder blattförmige Körper mit Mächtigkeiten zwischen 0,2 und 2,0 m und Längen zwischen 10 m und mehreren hundert Metern (Abb. 9: Aufschluß 2-5b, 6b; Abb. 10: 3-1b; Abb. 17: 9-1b; Abb. 3: 10-1d, 2b, 3b; Abb. 5: 11-1c; Abb. 6: 13-1b; Abb. 18: 14-1; Abb. 8: 15-2b, 3c; Abb. 11: 16-1, 3b; Abb. 12: 17-2b; Abb. 13: 18-1b). Begrenzt wird es an der Basis durch eine nichterosive Kontaktfläche der 4. Ordnung. OF-Elemente befinden sich im Topstratum eines fluviatilen Mesozyklus. Die rotvioletten, z.T. auch graugrünen

Gesteine setzen sich aus massigen oder feinlaminierten Ton-/Siltsteinen (Fsc) oder in geringerem Maße aus feinlaminierten Siltsteinen (Fl) zusammen. Einschaltungen von horizontalgeschichteten Sandsteinen (Sh) und Silt-/Sandsteinen mit Strömungs- sowie Oszillationsrippelmarken (Sr) können auftreten. In einigen Fällen zeigen solche Ablagerungen Durchwurzelungen und Wurzelröhren (Fr).

b) Interpretation: Das Element OF stellt die Ablagerungen der Überflutungsebenen dar, die sich während Hochwasserereignissen bilden (ALLEN 1965; MIALI 1985). Anders als bei den LS(me)-Elementen waren hier die obersten Bereiche der Wassersäule an Sohlfracht verarmt. Zu Beginn eines Hochwasserereignisses herrschten sicherlich höherdynamische Bedingungen, jedoch sank die Transportenergie rasch ab, so daß Suspensionfracht im Stillwassermilieu sedimentiert wurde. Vereinzelt kam es zu Sandschüttungen, wobei das Material entweder im oberen Fließregime ebenschichtig oder im unteren Fließregime in Strömungsrippeln abgelagert wurde. Während Stillwasserphasen konnten sich bei wellenbewegtem Wasser Oszillationsrippeln aufbauen. Besonders nach mehreren Hochflutphasen entwickelten sich aus den Überflutungsbereichen Feuchtgebiete, die selbst unter ariden Bedingungen den Aufbau einer Vegetationsdecke erlaubten.

2.2.7. Element CS (Crevasse-Splay; Uferdamm-Durchbruchsfächer)

a) Aufbau: Das Element CS, das nur an einer Stelle untersucht werden konnte, ist in Überflutungssedimenten (OF) eingeschaltet (Abb. 13: Aufschluß 18-Subeinheit 1c). Es besteht aus einem bandförmigen, rinnenartigen Körper mit einer Länge von ca. 8 m und einer max. Mächtigkeit von 0,8 m. Begrenzt wird er durch einen Erosionshorizont 4. Ordnung. Das CS-Element setzt sich aus Feinsandsteinen zusammen, deren Schichtung in Längsrichtung flachwinklig geneigt ist (Faziestyp Sl) und in Querrichtung die Rinnenform nachzeichnet.

b) Interpretation: Gröberkörnige Sedimente in Überflutungsbildungen entstehen in fächerartigen Durchbrüchen von Uferdämmen (GALLOWAY 1981; MIALI 1985). Die Sedimentation erfolgte im oberen Fließregime, wobei sich Antidünen bildeten (vgl. ALLEN 1965).

2.2.8. Element PS (PaleoSol; Paläoboden)

a) Aufbau: Bei den PS-Elementen handelt es sich um überprägte CH- (Abb. 20: Aufschluß 19-Einheit 2, 4) oder OF-Körper (Abb. 4: 12-6). Lithologisch beinhalten sie daher Sand- wie Silt-/Tonsteine (Fr), meist ist jedoch eine Kornverfeinerung zum Hangenden hin vorhanden. Gemeinsame Merkmale sind eine violette, blaugraue

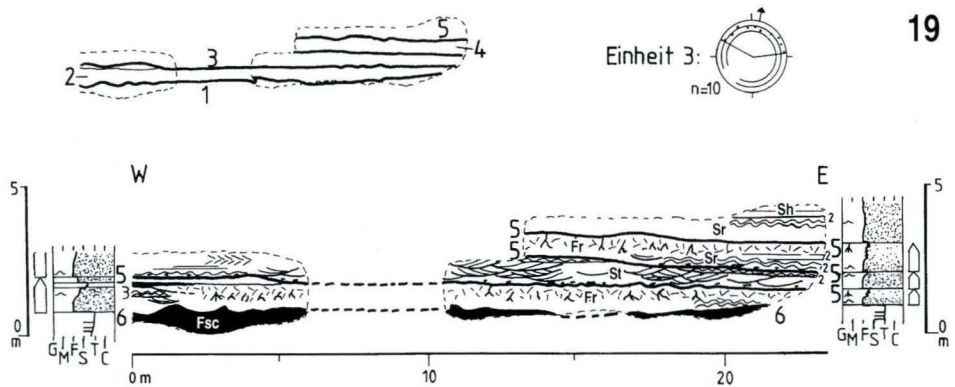


Abb. 20. Aufschluß 19: GK 25 Bl. 6024 Karlstadt, R 35 54 040, H 55 40 200. Einheit 1: Untere Röttone, Einheiten 2-5: Rötquarzit. Einheit 1: MP; Einheit 2: CH(PS); Einheit 3: CH; Einheit 4: CH(PS); Einheit 5: SP. Legende siehe Abb. 3.

chige Farbe, eine partielle bis völlige Entschichtung, die zu einem chaotisch anmutenden Gefüge führt, und das Auftreten von Wurzelröhren. Die Grenze zwischen dem entschichteten oberen Bereich eines PS-Elementes und dem unteren Bereich, in dem primäre Sedimentstrukturen meist noch vorhanden sind, läßt sich nicht exakt definieren. Fließwülste treten z.T. in den oberen Bereichen der Sedimentkörper auf. In den Sedimenten finden sich nach ORTLAM (1967) Karneol- sowie „Dolomit-“ (Hochmagnesiumkalzit)-knollen und -krusten. In den Ablagerungen der Röt-Untergruppe – besonders in den PS-Elementen – findet man Reste von *Calamites* sp., *Pleuromeia* sp., *Pinites* sp., *Equisetites* sp. und *Voltzia* sp. (ORTLAM 1967).

b) Interpretation: Die bei den PS-Elementen auftretenden Merkmale sind charakteristisch für Paläoböden (ORTLAM 1967, 1968; RETALLACK 1977; ALLEN 1986). Das Sedimentationsbild der Paläoböden in der Röt-Subgroup deutet auf eine relativ geringe Reife hin, vermutlich bedingt durch allgemein starke Umlagerungsprozesse in dem fluviatilen Environment (vgl. ATKINSON 1986). Eine Grundvoraussetzung für die Bildung solcher Böden, besonders im ariden Milieu des Oberen Buntsandsteins, war die Entwicklung von Feuchtgebieten (vgl. ATKINSON 1986). Sie bildeten sich auf den feinklastischen Überflutungsebenen genauso wie auf inaktiven Schichtfluten, Rinnen oder Altarmen. Solche Bedingungen waren während der Röt-Sedimentation natürlich zu allen Zeiten gegeben; zahlreiche Pflanzenfunde in den meist fluviatilen Sandsteinen beweisen dies. Demgegenüber kommen echte PS-Elemente relativ selten und dann meist nur in bestimmten lithostratigraphischen Positionen vor. Die Pedogenese erfolgt von oben nach unten; d.h. auf den Oberflächen der Feuchtgebiete bildete sich eine Vegetationsdecke, bei der zunächst nur die obersten Sedimente von der Bodenbildung erfaßt wurden. Die Entschichtung der primären Sedimentstrukturen war das

Resultat von Durchwurzelungen und der damit verbundenen mechanischen und biochemischen Prozesse (vgl. ALLEN 1986). Durch das hohe Erosions- und Umlagerungspotential von fluviatilen Environments wurden die geringmächtigen Böden in der Regel wieder abgetragen. Die PS-Elemente brauchten somit zu ihrer Entstehung und Erhaltung längerfristige Bildungszeiträume, in denen Erosionsphasen aussetzten, so daß auch tiefere Schichten überprägt wurden (vgl. BLAKEY & GUBITOSA 1984). Nach ALLEN (1986) benötigen Paläoböden Bildungszeiträume zwischen 10^3 und 10^6 Jahren. BLAKEY & GUBITOSA (1984) zeigten, daß diese Bedingungen besonders in Sedimentationsbecken mit hohen Subsidenzraten erfüllt sind. Anders als in den von ihnen untersuchten Schichtenfolge treten Paläoböden im Röt nur sporadisch auf. Eine mögliche Ursache könnten in diesem Fall daher allozyklische Prozesse sein, die zu einer zeitweise geringeren fluviatilen Aktivität führten (vgl. KRAUS & BROWN 1986).

2.2.9. Element SP (SandPlain, Sandebene)

a) Aufbau: SP-Elemente sind 1 bis 2 m mächtige, weit aushaltende und damit streng blattförmige Körper (Abb. 9: Aufschluß 2-Einheit 7; Abb. 21: 4-1; Abb. 4: 12-8; Abb. 20: 19-5). Eingeschaltet sind sie zwischen den fluviatilen Elementen im Liegenden und den Sedimenten der Schlammebene (MP, Abschnitt 2.2.10.) im Hangenden. Die untere Kontaktfläche (5. Ordnung) ist relativ glatt und schwach erosiv ausgebildet, intraformationelle Tongerölle fehlen oder sind nur in geringer Anzahl vorhanden. Intern zeigen solche Körper ein ausgesprochen reichhaltiges Sedimentinventar, wobei graue bis rotviolette, horizontalgeschichtete Mittel- bis Feinsandsteine (Sh) deutlich dominieren. Übergänge zu flachwinkliger Schrägschichtung (Sl) wurden beobachtet. Einschaltungen

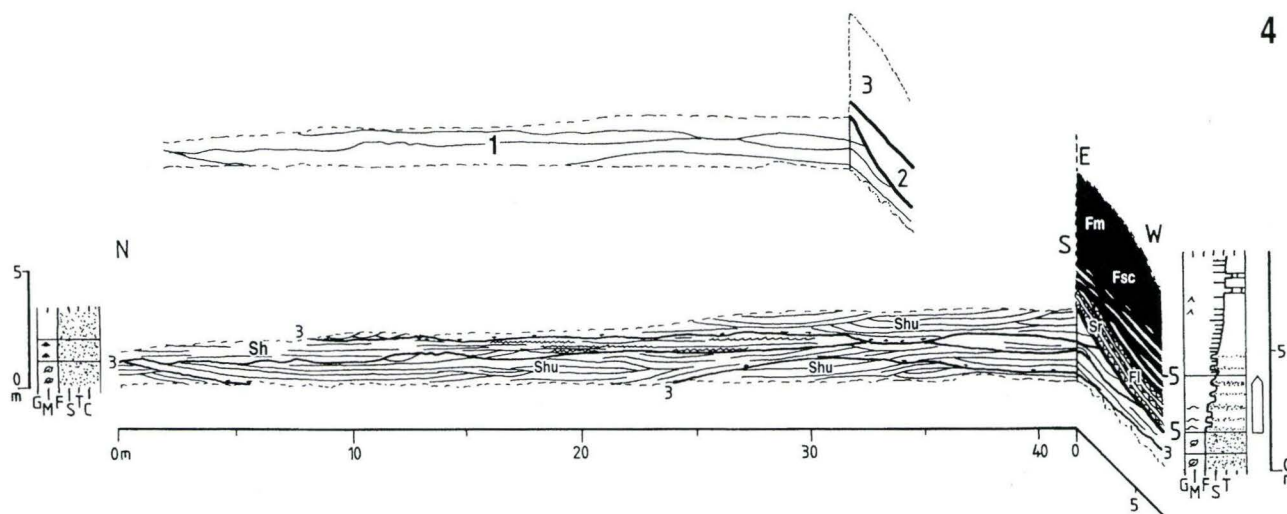


Abb. 21. Aufschluß 4: GK 25 Bl. 7117 Birkenfeld, R 34 65 500, H 54 15 900. Einheiten 1-2: Oberer Plattensandstein, Einheit 3: Röttone. Einheit 1: SP; Einheit 2: LA; Einheit 3: MP. Legende siehe Abb. 3.

von Feinsand-/Siltsteinen mit Strömungs- und Oszillationsrippelmarken (Sr), z.T. mit kletternden Formen oder laminierten, regional mergeligen Siltonsteinen (Fl, Fsc), z.T. mit Trockenrissen (Fm) sind häufig. Vereinzelt findet man kleinere Rinnenkörper (CH) oder Formen sandiger Transportkörper (SB). Lokal kommen dagegen Adhäsionsrippeln, Hummocky-Schrägschichtung und geringmächtige Dolomitbänke vor. Pflanzenreste treten häufig auf, desweiteren finden sich in diesen Sedimenten nicht selten Chirotherien-Fährten.

b) Interpretation: Die Stellung der SP-Elemente zwischen den Sedimenten einer Alluvialebene und einer Schlammebene deutet bereits auf eine Genese im fluvio-lakustrin-(marinen) Übergangsbereich hin. In dem markanten Wechsel von höherenergetisch (horizontalgeschichtete, flachwinklig- und hummocky-schrägschichtete Sandsteine) und niederenergetisch abgelagerten Sedimenten (Feinsandsteine mit Rippelmarken und tonig-siltige Lagen) sowie dem Vorkommen von Trockenrissen, Adhäsionsrippeln und Paläoböden dokumentieren sich ferner drastische Änderungen in der Hydrodynamik und Wasserbedeckung. In diesem als Sandebene (sandplain oder sandflat; HARDIE et al. 1978; HUBERT & HYDE 1982) bezeichneten flachen und relativ schmalen Übergangsbereich erfährt das fluviatil, meist in distalen Schwemmfächern herangeführte terrigene Material zahlreiche Umlagerungsprozesse. Die Dominanz von Horizontalschichtung deutet auf Ablagerung in Schichtfluten bei geringer Wasserbedeckung hin (vgl. GROVER 1984). Vereinzelt tieften sich kleinere Rinnen in die Sandebene ein. Subaquatische Dünen, Rippeln und Feinklastikalagen entstanden bei fluviatilen Niedrigwasserstän-

den, bei verminderter Fließgeschwindigkeit und Wassertiefe aufgrund des geringen Gefälles (vgl. HUBERT & HYDE 1982; TUNBRIDGE 1984) oder bei den Bedingungen des unteren Fließregimes kleinerer Tümpel (vgl. GROVER 1984). Bei geringer fluviatiler Aktivität konnten sich unter Einfluß eines zeitweise vollständig wasserbedeckten Playa-Environments Oszillationsrippeln aufbauen oder gar Sturmfluten die Ablagerungen überprägen. Während größerer Zeiträume waren weite Teile der Sandebenen allerdings ohne Wasserbedeckung. Es bildeten sich Trockenrisse oder auf den noch feuchten Oberflächen aufgrund von Sandeinwehungen Adhäsionsrippeln (vgl. HUBERT & HYDE 1982). Es konnten ausgedehnte Feuchtgebiete entstehen, die einen starken Pflanzenbewuchs erlaubten.

2.2.10. Element MP (MudPlain; Schlammebene)

a) Aufbau: Das Element MP bildet stratigraphisch überregional durchhaltende Schichtenfolgen aus (Abb. 7: Aufschluß 1-Einheit 5; Abb. 21: 4-3; Abb. 14: 5-5; Abb. 15: 6-7; Abb. 19: 7-1a,c; Abb. 4: 12-9a; Abb. 18: 14-12a; Abb. 8: 15-9). Die basale Grenze bildet ein glatter, nicht-erosiver Kontakthorizont der 5. Ordnung. In diesen Sedimenten überwiegen rote, rotviolette, lagenweise auch grüngraue, massige, siltige Tonsteine (Faziestyp Fsc) und feinlaminierte Silt-/Tonsteine (Fl), die an Mächtigkeit meist mehrere Meter überschreiten. Millimeterdünne Gips- und Siltsandsteinlagen sowie Teepee-Strukturen und Trockenrisse (Fm) konnten überall beobachtet werden. Geringmächtige Dolomitbänder sind dagegen nur lokal anzutreffen. Im

Grenzbereich zu den fluviatilen Ablagerungen kommen feinklammierte Siltsteine (FL), Linsen und kleinere Rinnen mit Sandsteinfüllungen z.T. mit starker Bioturbation, Feinsand-/Silt-/Tonstein-Wechselagerungen z.T. mit undulirender Schichtung (Fu) (Abb. 14: 5-5) sowie geringmächtige LA-Elemente (Abb. 18: 14-12b,c) vor. Lokal treten die MP-Elemente in den fluviatilen Sandsteinen auf (Abb. 18: 14-4).

b) Interpretation: Die Dominanz von feinklastischen Sedimenten des Elements MP sowie ihre Stellung unter- oder oberhalb von Ablagerungen der Alluvial- und Sandebene deutet auf eine Genese in Schlammebenen (mudplain oder mudflat; HANDFORD 1981) hin. Dabei handelt es sich um flache und weite Bereiche eines Playa- oder Inland-Sabhka-Systems, in denen vorwiegend die aus den alluvialen Gebieten herangeführte Suspensionsfracht zur Ablagerung kommt (HANDFORD 1981; HUBERT & HYDE 1982). Charakteristisch für diese Gebiete sind drastische Änderungen in der Hydrologie. Teepee-Strukturen entstehen durch Austrocknung bei Vorhan-

densein von Karbonaten oder Evaporiten (ASSERTO & KENDAL 1977). Sie dokumentieren zusammen mit Trockenrissen die Austrocknungsperioden dieser Schlammebenen. Zur Evaporation kommt es durch die Verdunstung stehender, hypersalinerer Wässer oder kapillar aufsteigende Grundwässer, wenn der Grundwasserspiegel unterhalb des Seebodens fällt (BOWLER & TELLER 1986; TELLER & LAST 1990). Die undulirende oder unregelmäßige Schichtung könnte nach CLEMMENSEN (1985) in einem genetischen Zusammenhang mit der Bildung von Salzkämmen stehen, nach GLENNIE (1970) durch Adhäsionsrippeln hervorgerufen werden. Neben Zeiten längerer Austrocknung war die Schlammebene immer wieder von einer höheren Wassersäule bedeckt, sei es durch fluviatile Hochflutphasen oder marine Ingressionen. Dieses zeigen massige Tonsteinlagen, sandige Einschaltungen aber auch Sturmflutbildungen auf der Sandebene (s. o.). Sedimente der Schlammebene in fluviatilen Serien werden als Bildungen kleinerer Seen gedeutet.

Tab. 2: Architektur-Elemente der Röt-Untergruppe im Arbeitsgebiet (modifiziert nach MIALI 1985, 1988)

Element	Geometrie	Aufbau	Interpretation
CH	meist blatt-, selten bandförmig, einstöckig	Se, SB Sh, Sl, Sr, Fm	Rinne
DA	ein- und mehrstöckig	Se, SB (b) St, Sh	flußabwärtige Sandfläche
LA	blattförmig, ein- und mehrstöckig	Se, La St, Sp, Sr, Fl	laterale Akkretion (Gleithang)
LS(ma)	blattförmig, ein- und mehrstöckig	Se, Sh Sl, St, Sp, Fl	Schichtflut
LS(me)	blatt-, band- oder linsenförmig	Sh, Fl Sr, Fsc, Fm	schichtflutenartige Überflutungsbildung
SB(df)	keil- oder linsenförmig	St Sr, Sp, Fl	Dünenfeld
SB(b)	blatt- oder keilförmig	Sp La, Sr, St	Sandbarre
CS	blatt- oder bandförmig	Sl	Uferdamm-Durchbruchsfächer
OF	blatt- oder linsenförmig	Fl, Fsc Sh, Sr, Fm, Fr, She, Ste, Spe	Überflutungsebene
PS	überprägtes CH-, LS- oder OF-Element	Fr	Paläoboden
SP	blattförmig	Sh Fl, Sr, St, Shu, Sp, S1	Sandebene
MP	blattförmig	Fl, Fm Fsc, Sr, Sh, Fu	Schlammebene

3. Regionaler Aufbau und Genese

Erwartungsgemäß lassen sich in dem fluviatilen Ablagerungsraum des Röts Faziesunterschiede in proximal-distaler Richtung beobachten. Es ist daher bei der Beschreibung und Interpretation der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten zweckmäßig, das Arbeitsgebiet in Regionen aufzuteilen (Abb. 2). So lassen sich von proximal nach distal folgende Areale differenzieren: Region I (Vogesen, Pfalz), Region II (Schwarzwald), Region III (Kraichgau, südl. Odenwald) und Region IV (Mainfranken, Spessart).

3.1. Region I (Vogesen, Pfalz)

Nach MÜLLER (1954), MÜLLER & SCHRÖDER (1960), PERIAUX (1961), DACHROTH (1972) und GALL (1971) wird die Röt-Untergruppe in den Vogesen und der Pfalz seit alters untergliedert in:

Voltziensandstein (*Gres a Voltzia*)

Lettenregion (*Gres argileux*)

Werksteinregion (*Gres a Meules*)

Zwischenschichten (*Couches intermediares*)

Obere (*superieures*)

Untere (*inferieures*)

3.1.1. Untere (30 m) und Obere Zwischenschichten (15–25 m)

Bearb. Aufschlüsse:

8: (Abb. 16) Straßenanschnitt zwischen Rodalben u. Pirmasens, GK 25 6711 Pirmasens-Nord, R 33 99 700, H 54 55 700

9: (Abb. 17) Ehem. Stbr. W Dornsieders, GK 25 6711 Pirmasens-Nord, R 34 00 000, H 54 55 000

Die Zwischenschichten sind in der Region I nur noch schlecht aufgeschlossen (s. Aufschlußliste im Anhang). So konnten für die Architektur-Element-Analyse nur zwei Aufschlüsse herangezogen werden, wovon der eine (Aufschluß 8) sich im Grenzbereich Solling-(Karneol)-Konglomerat befindet, der andere (Aufschluß 9) in den höheren Teil der Unteren Zwischenschichten einzustufen ist. In zahlreichen, kleineren Anrissen konnte zumindestens die Beständigkeit des Sedimentgefügeinventars der Architektur-Elemente überprüft werden.

a) Aufbau: In den Zwischenschichten läßt sich vom Liegenden zum Hangenden eine Korngrößenreduzierung von kiesigen Grob- bis Mittelsanden zu Feinsanden beobachten. Mit der Korngrößenverkleinerung werden die Sandsteine zunehmend violettstichiger. In diesen Sedimenten treten Pflanzen- und Wirbeltierreste auf (DACHROTH 1972). An makroformen Architektur-Elementen

in den Substrata findet man in den beiden Aufschlüssen nur Sandsteinkörper flußabwärtiger Akkretion (DA). Die Mächtigkeit dieser Elemente ließ sich nicht ermitteln. Lokal sind in der Gesamtschichtenfolge wenige Dezimeter bis Meter mächtige Paläoboden-Elemente (PS, Violette Zonen; DACHROTH 1972; GALL 1985; KONRAD 1973) und feinklastische Überflutungsbildungen (Element OF; Aufschluß 9-Subeinheit 1c) eingeschaltet.

Die Paläoströmungsrichtung ließ sich nur im Aufschluß 9 (Subeinheit 2b) ermitteln. Die dort auftretende, trogförmige Schrägschichtung zeigt eine Richtung nach ENE an. Sämtliche planar schräggeschichteten Leebblätter sind in der gleichen Richtung geneigt.

Über den basalen Erosionsflächen (5. Ordnung) der DA-Elemente befinden sich z.T. in den Sandsteinen intraformationelle Karbonat- und Tongerölle (mudpebbels) in ungewöhnlich hoher Anzahl und Größe (Bröckelbänke nach MADER 1980; 9-2a), als Aufarbeitungsprodukt der feinerklastischeren Horizonte. In einem Steinbruch bei Niderviller (Blatt Sarrebourg; x 454,85, y 212,75) wurde der Übergang von den Oberen Zwischenschichten zum Voltziensandstein untersucht. Allerdings ist dieser Aufschluß aufgrund des zu unregelmäßigen Abbaus für die graphische Darstellung der Architektur-Elemente völlig ungeeignet. Die Oberen Zwischenschichten setzen sich hier aus Elementen lateraler Akkretion (LA) und laminiertes Sandsteine (LS) zusammen. Die Grenze zum Voltziensandstein wird durch ein 1,5 m mächtiges Überflutungselement (OF) markiert. Die Frage, ob diese Kombination von Architektur-Elementen für die gesamten Oberen Zwischenschichten charakteristisch ist oder nur im höheren Teil dieser Schichtenfolge vorkommt, kann aufgrund der gegebenen Aufschlußverhältnisse nicht befriedigend geklärt werden. Geht man davon aus, daß lithostratigraphische Merkmale letztendlich ein Resultat des Ablagerungsmilieus sind, so deutet sich der erste Fall an, weil sich innerhalb der Oberen Zwischenschichten kaum lithologische und -stratigraphische Unterschiede nachweisen lassen.

b) Interpretation: Die Ausbildung von fluviatilen Mesozyklen mit basalen Erosionshorizonten und Überflutungssedimenten deutet auf fest umrissene Flußläufe hin, die in ENE-Richtung strömten. Mit dem ausnahmslosen Vorkommen von DA-Elementen und dem Fehlen von Rinnen-Elementen in den Substrata der Unteren Zwischenschichten zeigt sich, daß es bei der Entstehung dieser Körper keine isolierten Sandflächen, die innerhalb einer Hauptfließrinne wanderten, gab. Vielmehr lagen bei der Genese dieser Elemente Flußrinnen mit geringer Sinusität vor, in denen die Sedimentation hauptsächlich

durch die Migration von transversalen und Rinnen durchquerenden Barren sowie Sandwellen gesteuert wurde. Die Präsenz von feinklastischem Aufarbeitungsmaterial (Bröckelbänke) in den Rinnen läßt vermuten, daß einerseits Überflutungssedimente immer vorhanden waren, z.T. aber vollständig der fluviatilen Erosion zum Opfer fielen. Zum anderen scheint diese Erosion relativ tiefgreifend gewesen zu sein, weil die erhaltenen Überflutungselemente z.T. eine recht hohe Mächtigkeit haben. Die Überflutungsareale waren meist gut durchflutet und daher geeignet für Pflanzenbewuchs. Vereinzelt kam es dabei in Gebieten, die über einen längeren Zeitraum nicht von jüngeren fluviatilen Ereignissen überprägt wurden, zur Bodenbildung.

Insgesamt erfolgte die Sedimentation der Unteren Zwischenschichten in einer verflochtenen Fluvialform (braided fluvial style) mit ausgedehnten Hochflutebenen und Einzelrinnen, deren interner Aufbau dem der Randstrom-Fazies des Solling-Konglomerates der gleichen Region nahezu gleicht (vgl. BINDIG 1991). Rezent lassen sich solche Transportkörper im Platte-River beobachten (MIALL 1977), allerdings fehlen hier fluviatile Zyklen.

Vermutlich mit Beginn der Sedimentation der Oberen Zwischenschichten kam es zu einer Veränderung der Fluvialform. Es bildeten sich nun Flüsse mit höherer Sinuosität. Dieses Environment entspricht dem des distalen Plattensandsteins und soll an dieser Stelle näher erläutert werden (s. Abschnitt 3.4.2.).

3.1.2. Voltziensandstein (ca. 20 m)

Von den zahlreichen Steinbrüchen, die GALL (1983) aufgenommen hat, sind nur wenige im Sinne der Architektur-Element-Analyse verwendbar:

Bearb. Aufschlüsse:

- 2: (Abb. 9) Ehem. Stbr. E Soultz les Bains, F217 Molsheim, x 980,10, y 109,80
- 3: (Abb. 10) Bahneinschnitt W von Waldhambach, F196 Sarre-Union, x 955,25, y 147,25

Der Voltziensandstein setzt sich aus der Werksteinregion (15 m) und der Lettenregion (3–5 m) zusammen.

a) Aufbau: Die Ablagerungen der Werksteinregion lassen sich in 2–4 m mächtige Mesozyklen aufteilen. Die Substrata dieser Zyklen bestehen aus grauen bis rotgrauen Feinsandsteinen. Charakteristisch für diese Sedimente sind ungewöhnlich zahlreiche Pflanzenreste. Daneben findet man Wirbeltierreste und in geringerem Maße auch marine Fossilien (GALL 1971, 1983, 1985). An Bauformen kommen sowohl Elemente lateraler Akkretion (LA, Typ I und II; Aufschluß 2-Einheit 2a, 3a, 4, 5a, 6a; 3-2, 3) als auch laminierte Sandsteinkörper vor [LS(ma), 2-1; 3-1]. Die Topstrata bestehen aus 0,3 bis 1,5 m mächtigen Überflu-

tungselementen (OF; 2-3b, 5b, 6b; 3-1b). Die OF-Elemente sind z.T. völlig erodiert, allgemein nehmen sie an Anzahl und Mächtigkeit zum Hangenden hin zu. Im Grenzbereich zur Lettenregion sind geringmächtige Dolomitlagen eingeschaltet (2-5b, 6b).

Die Schrägschichtungsmessungen ergeben Werte zwischen NNE und E (2-5a; 3-2)

Mit einer scharfen Grenze setzen über dem Voltziensandstein die Ablagerungen der Lettenregion ein, die nur aus einem Sandebene-Element (SP) bestehen (2-7). Dieses setzt sich hier aus einer Wechselfolge von dolomitischen Feinsandsteinen mit horizontaler Schichtung, Dolomitbänken und mergeligen Siltlagen zusammen. Während dieses Element nach oben hin mehr oder weniger nahtlos in die Mergel und karbonatischen Sandsteine des Unteren Muschelkalkes übergeht (2-8), zeigt die lithologisch scharfe Untergrenze auch einen deutlichen Einschnitt im Vorkommen mariner Fossilien, die nun viel häufiger vorhanden sind (GALL 1985; DURINGER & GALL 1987).

b) Interpretation: Das Sedimentationsbild der Werksteinregion deutet auf eine Genese in mäandrierenden Flußformen hin (vgl. DACHROTH 1988), die sich kaum von denen des Plattensandsteins unterscheiden. Die Flüsse strömten in NE-Richtung, wobei die Mäander eine relativ breite Streuung haben. Vereinzelt bildeten sich nach heftigen Niederschlägen ephemere Schichtfluten. Auf den Hochflutebenen, die immer wieder marin überflutet wurden, entwickelten sich Marschlandschaften mit dichten Vegetationsdecken. Beckenwärts bildeten sich aus den Flüssen meist distale Schwemmfächer, die in die Küstenregion des marinen Environments mündeten (Abb. 22).

Den Küstenstreifen des fluviatilen Ablagerungsraumes markierte eine Sandebene (Lettenregion) (Abb. 22). Dolomitlagen und das dolomitische Bindemittel könnten Eindampfungsphasen dokumentieren. Dieses Environment ging allmählich über in den Offshore-Bereich des Muschelkalk-Meeres.

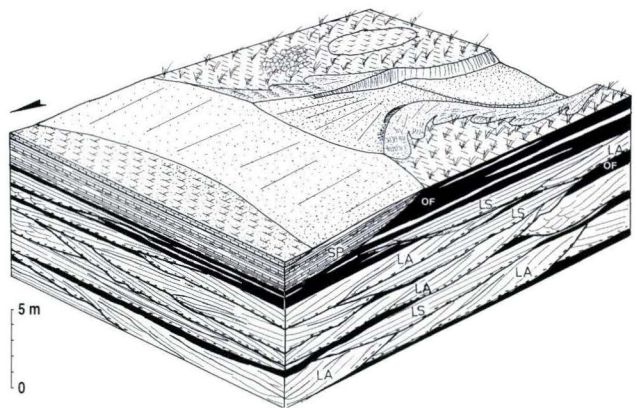


Abb. 22. Faziesmodell mit Übergangsbereich Alluvial-ebene-marines Becken für den Voltziensandstein der Region I.

Nach GALL (1983, 1985) handelt es sich bei dem Voltziensandstein um Ablagerungen eines Deltas. Deltas bilden sich bei gleichbleibendem oder absinkendem Meeresspiegel. Charakteristisch für die Ablagerungen wären Oben-grob-Sequenzen. Beides trifft für den Voltziensandstein nicht zu. In der Abfolge des obersten Buntsandsteins und untersten Muschelkalks spiegelt sich eine Transgression wider. Die Schichtenfolge des Voltziensandsteins wird nach oben hin eher feiner. Die Ablagerungen der Werksteinregion lassen sich einer „normalen“ Flussebene zuordnen, die durch die Nähe zu einem Meer zeitweilig überflutet wurde.

3.2. Region II (Schwarzwald)

Im Schwarzwald läßt sich die Röt-Formation in Röttone,

„Oberer Plattensandstein“ (Epfenbacher Sandstein) und

„Unterer“ Plattensandstein

untergliedern (ORTLAM 1967, 1968, 1969; GEYER & GWINNER 1986) (Abb. 1).

Nach der von den Kartierern (u.a. ECK 1884; SCHALCH 1894, 1898) erarbeiteten Gliederung des Oberen Buntsandsteins im Schwarzwald – zusammengefaßt bei STRIGEL (1929) – bestand die Schichtenfolge oberhalb der Karneol-Dolomit-Schichten aus einem z.B. auf Blatt 7418 Nagold (SCHMIDT 1989) rund 30 m mächtigen Plattensandstein und einer 6 m mächtigen Röttonfolge. Dabei ist dieser Plattensandstein in einen unteren, 8 m mächtigen, gefleckten Feinsandstein und eine bis 15 m mächtige Sandsteinzone mit mehrfach auftretenden, violetten Zonen zu trennen. Die verbleibenden oberen 10 m, weinroten Sandsteine wurden häufig als Werk sandsteine abgebaut und gelegentlich auch als „Obere Plattensandsteine“ (GEHENN 1962; TRUNKO 1984) oder „Untere Röttone“ (ORTLAM 1967) bezeichnet. Diese Werksandsteinzone entspricht in der faziellen Ausbildung dem Epfenbacher Sandstein des Süddodenwaldes und dem Voltziensandstein der Pfalz und der Nordvogesen.

Die strenge Numerierung der violetten Zonen (VHs bei ORTLAM) und ihre Nutzung als stratigraphische Leithorizonte mag zu Fehlinterpretationen beigetragen haben. So müßte nach unserer Erkenntnis der von ORTLAM (1967, Taf. 48) z.B. auf Blatt Nagold ausgehaltene obere Sandstein dem Epfenbacher Sandstein entsprechen. Sein VH4 würde eher dem Bereich des Fränkischen Chirotherien-Sandsteins (Rötquarzit nach GEHENN 1962) zuzuordnen sein. Diese Einstufungen können durch die von GEHENN (1962) im Nordschwarzwald und die im Süddodenwald ausgeschiedenen Leitbänke (ORTLAM 1967; BACKHAUS 1981) als abgesichert angesehen werden.

3.2.1. „Unterer“ Plattensandstein

[50 m (N), 30 m (S)]

Bearb. Aufschlüsse:

1: (Abb. 7) Ehem. Stbr. E Dietersweiler, GK 25 7516 Freudenstadt, R 34 62 200, H 53 67 650

a) **Aufbau:** Keiner der Aufschlüsse des „Unteren“ Plattensandsteins im gesamten Schwarzwald erfüllt die Bedingungen zur Architektur-Element-Analyse. Lediglich der unteren Teil des Aufschluß 1 wird dieser Schichtenfolge zugeordnet (ORTLAM 1968: Profil 31). Da die Sedimentkörper hier nur schlecht erschlossen sind, ist ihre Interpretation als lateral akkretierte Elemente (LA, Einheit 1) und laminierte Sandsteinkörper (LS(ma); Einheit 2) fast spekulativ. Überlagert werden diese Sedimente durch eine 0,1 bis 1,5 m mächtige Silt-/Tonsteinschicht, die sowohl als Überflutungselement (OF) als auch als Element der Schlammebene (MP) gedeutet werden kann.

In einigen kleineren Aufschlüssen konnten zumindestens die Sedimentstrukturen des Unteren Plattensandsteins aufgenommen werden. So findet man darin überwiegend trogförmige Schrägschichtung (Faziestyp St). Daneben aber auch planare (Sp) und lateral akkretierte (La) Schrägschichtung oder Horizontalschichtung (Sh). Über den Sandsteinen befinden sich oft wenige Meter mächtige Lagen mit feinlaminierten und massigen Feinklastika (Fl und Fsc) z.T. mit Durchwurzelungen (Fr). Bei diesen Ablagerungen handelt es sich zweifellos um Überflutungselemente (OF), die teilweise zu Paläoböden (PS) verändert wurden (Violette Zonen; vgl. ORTLAM 1967, 1969; KRÄMER & KUNZ 1969).

b) **Interpretation:** Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse lassen sich nur vage Angaben über die fluviatilen Environments machen. Vermutlich entstanden während der Sedimentation des Unteren Plattensandsteins Schichtfluten, verflochtene und mäandrierende Flüsse oder Mischformen aus den letzteren beiden. Die Ströme besaßen ausgedehnte Hochflutebenen die z.T. pedogen überprägt wurden.

3.2.2. „Oberer“ Plattensandstein (Epfenbacher Sandstein)

[15 m (N), 2–3 m (S)] und Röttone [5 m (N), 2 m (S)]

Bearb. Aufschlüsse:

1: (Abb. 7) Ehem. Stbr. E Dietersweiler, GK 25 7516 Freudenstadt, R 34 62 200, H 53 67 650

4: (Abb. 21) Stbr. N Hochmühle (SW Weiler), GK 25 7117 Birkenfeld, R 34 65 500, H 54 15 900

5: (Abb. 14) Ehem. Stbr. N Mühlhausen, GK 25 7118 Pforzheim-Süd, R 34 87 050, H 54 08 400

6: (Abb. 15) Ehem. Stbr. W Dietershausen, GK 25 7017 Königsbach, R 34 66 940, H 54 19 800

7: (Abb. 19) Ehem. Stbr. W Öschelbronn, GK 25 7018 Pforzheim-Nord, R 34 85 010, H 54 18 500

a) **Aufbau:** Charakteristisch für den „Oberen Plattensandstein“ ist das z.T. massenhafte Vorkommen von Pflanzenresten (Aufschluß 1-Einheit 5; 4-1; 5-1a, 3a, 4; 6-3a). Allgemein liegen hier erheblich bessere Aufschlußverhältnisse vor. Dabei zeigen sich deutlich lokale Unterschiede in der fluviatilen Architektur.

Im nördlichen Teil des Schwarzwaldes ist die Basis dieser Schichtenfolge aufgeschlossen (Aufschluß 7). Sie setzt hier mit einer Oben-grob-Sequenz ein. Im oberen Teil der tonigen „Grenzschichten“ des Unteren Plattensandsteins (Einheit 1a,c) ist ein kleineres laminiertes Sandsteinelement (LS; Einheit 1b) mit feinkörnigen Sandsteinen und Siltsteinen eingeschaltet. Erst mit der Einheit 2 tauchen größere laminierte Sandsteinkörper mit größeren Körnern auf. Diese Sandsteinkörper lassen sich auch andernorts beobachten (Aufschluß 5-Einheit 1). Ansonsten findet man 2 bis 3 m mächtige Mesozyklen, die meist aus einfachen, lateral akkretierten Elementen [LA(Typ I), 5-2a, 3a, 4] bestehen. Als topstratielle Formen lassen sich mittelförmige, laminierte Sandsteinkörper [LS(me), 5-2b] und geringmächtige feinklastische Überflutungssedimente (OF) nachweisen.

Auch der Übergang zu den Röttonen ist unterschiedlich entwickelt. Zum einen findet man Elemente der Sandebene (SP) (4: 1). In diesem Aufschluß treten dabei noch einige Besonderheiten auf. So findet man in den Einheiten 1 Hummocky-Schrägschichtung (Shu) und Adhäsionsrippeln. Eingeschaltet ist ein Element lateraler Akkretion mit einer ungewöhnlich heterogenen Lithologie, bestehend aus einer Sand-/Tonstein-Wechselfolge (Einheit 2). Zum anderen gehen lateral gewachsenen Sandsteinkörper (Element LA), die an Mächtigkeit abnehmen und an Feinklastikalagen zunehmen, direkt in die Röttonen über (5-3, 4; 6-4, 5).

Die Röttonen selbst bestehen aus dem Schlammebenen-Element (MP), das im unteren Teil noch sehr sandig ausgebildet ist (5-5). Die Grenze zu der Muschelkalk-Fazies ist im Nordschwarzwald nicht exakt zu definieren. Im oberen Teil der roten Röttonen sind dünne Dolomitlagen eingeschaltet, die nach oben hin an Anzahl und Mächtigkeit kontinuierlich zunehmen, bis ausschließlich Karbonatgesteine (Dolomitbänke mit Mergellagen) vorkommen.

Im Mittelschwarzwald reduziert sich der „Obere Plattensandstein“ auf einen 2 bis 4 m mächtigen Mesozyklus (1-5). Die basale Erosionsfläche ist hier mit bis zu 2 m tiefen Auskolkungen ungewöhnlich unregelmäßig ausgebildet; daraus resultiert auch die relativ starke Mächtigkeitschwankung der feinklastischen Schicht im Liegenden. Der Mesozyklus selbst besteht nur aus einem mehrstöckigen Element lateraler Akkretion [LA(Typ II)].

Mit scharfer Grenze folgt darüber ein 2,5 m mächtiges Schlammebenen-Element (MP) der Röttonen (1-6). Im Gegensatz zu dem Nordschwarzwald ist die Grenze zur Muschelkalk-Fazies ebenfalls ausgesprochen scharf (1-7).

Die Einfallrichtung der Achsen trogförmiger Schrägschichtung schwankt zwischen NNE und E (1-5; 5: 2a, 3a; 7-2).

b) **Interpretation:** Zu Beginn der Sedimentation des Epfenbacher Sandsteins erfolgte eine Progradation des fluviatilen Environments, die sich in einer Oben-grob-Sequenz manifestiert. Die fluviatile Ablagerung erfolgte überwiegend in etablierten oder ephemeren, mäandrierenden, nach NE fließende Strömen. Auf den gut durchfluteten, vegetationsreichen Überflutungsarealen bildeten sich sowohl feinklastische als auch sandige Ablagerungen. Neben diesen Fluviatilformen existierten auch ephemere Schichtfluten. Am Ende der Sedimentationsphase des „Oberen Plattensandsteins“ kam es zu einer Transgression der Röt-Playa. Im distalen Teil der Flußebene entwickelten sich nun lokal Sandebenen; in einigen Gebieten gingen die Mäander und Schichtfluten direkt in die Schlammebene der Playa über. In den Sandebenen wurde das fluviatil herangeführte Material schichtflutenartig sedimentiert. In geringem Maße überprägten Sturmfluten bei höheren Wasserständen in der Schlammebene das Material. Sank der Wasserspiegel ab, kam es zu Austrocknungsphasen auf den Schlamm- und Sandebenen.

3.3. Region III (Kraichgau, Odenwald)

Die Röt-Formation wird nach HOPPE (1925); GEHENN (1962), BÖCKH (1957) und BACKHAUS (1981) in der Region III wie folgt gegliedert (Abb. 1):

- Obere Röttonen (mit eingeschaltetem Epfenbacher Sandstein)
- Rötquarzit (Fränkischer Chirotherien-Sandstein)
- (Oberer Dolomithorizont)
- Oberer Plattensandstein (Untere Röttonen)
- Unterer Plattensandstein)
- (Karneol-Dolomit-Horizont)

3.3.1. Unterer Plattensandstein (25–30 m)

Bearb. Aufschlüsse:

- 10: (Abb. 3) Ehem. Stbr. am Potaschenbrunnen SSE Waldwimmersbach, GK 25 6619 Epfenbach, R 34 53 870, H 54 89 960
- 11: (Abb. 5) Straßenanschnitt zwischen Bienau und Diedesheim, GK 25 Mosbach, R 35 05 000, H 54 70 050
- 13: (Abb. 6) Ehem. Stbr. E Hetzbach, GK 25 6419 Beerfelden, R 34 99 000, H 54 95 750
- 14: (Abb. 18) Stbr. W Umpfenbach, GK 25 6322 Hardheim, R 35 25 950, H 55 06 000

a) Aufbau: Der Untere Plattensandstein setzt sich aus mehreren 2 bis 4 m mächtigen Mesozyklen zusammen. An Bauformen kommen Elemente lateraler Akkretion (LA(I), Aufschluß 13-Einheiten 3, 4a), blatt- und bandförmige Rinnenelemente (CH), die z.T. nur aus Megarippelfelder-Bildungen [SB(df)] bestehen (10-2a, 3a, 4; 11-2, 3, 4; 13-5a), z.T. aber auch Sandbarren-Formen [SB(b)] beinhalten (10-1b; 11-1b). Daneben finden sich – besonders im Grenzbereich zu den Unteren Röttönen – laminierte Sandsteinkörper [LS(ma), 13-2; 14-2, 3, 6, 10]. An topstratiellern Elementen lassen sich feinkörnige Überflutungskörper (OF) beobachten. Vereinzelt kommen auch mesoforme, laminierte Sandsteinformen [LS(me)] vor (13-5b). Im Grenzbereich zu den Unteren Röttönen sind Elemente der Schlammebene (MP, 14-4) eingeschaltet.

Die Schrägschichtungsmessungen ergaben Richtungen von N bis E (10-1a; 11-1a, 2; 13-4b, 5a; 14-9)

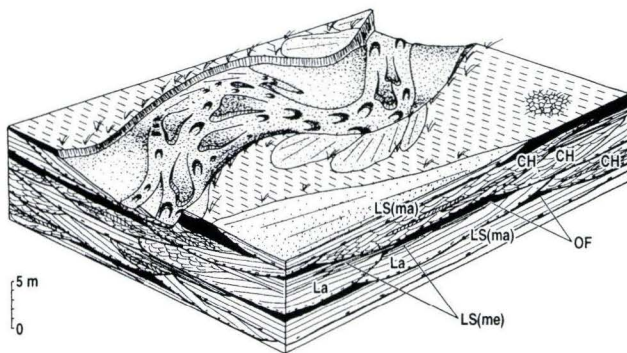


Abb. 23. Faziesmodell mit verflochten-mäandrierender Mischform und Schichtflut für den Unteren Plattensandstein der Region III.

b) Interpretation: Die Kombination von Rinnenkörpern und Elementen lateraler Akkretion deutet bei den Sedimentgesteinen des Unteren Plattensandsteins auf eine Genese in Flüssen mit mäßiger Sinusität hin. Die Flußsysteme flossen dabei nach NE. Allgemein transportierten diese Ströme relativ viel Sohlfracht; so bildeten sich aufgrund der hohen Sandakkumulation einzelne, meist einfache linguoide Sandbänke. In Krümmungsbereichen entstanden kleinere Gleithänge. Nach sehr starken Hochwässern gelangten einzelne Sandschüttungen schichtflutenartig auf die geringmächtigen, feinklastischen Überflutungsebenen. Insgesamt ergibt sich daraus ein Faziesmodell einer verflochtenen-mäandrierenden Mischfluviatilform (braided-to-meandering-river) (Abb. 23).

Im Laufe der Zeit verringerte sich die Tiefe der Flußsysteme, gleichzeitig wurden die Überflutungsabsätze mächtiger. Auf den Hochflutebenen bildeten sich kleinere Seen und verstärkt ephemere Schichtfluten (Abb. 23).

3.3.2. Untere Röttöne [0 m (SW), 11 m (NE)]

Bearb. Aufschlüsse:

14: (Abb. 18) Stbr. W Umpfenbach, GK 25 6322 Hardheim, R 35 25 950, H 55 06 000

a) Aufbau: Die aufgeschlossenen Unteren Röttöne setzen sich nur aus einem max. 11 m mächtigen Element, den Ablagerungen der Schlammebene (MP) zusammen (Aufschluß 14-Einheit 12a). Nach SW keilen diese Schichten zugunsten des Oberen Plattensandsteins völlig aus. In Annäherung zu den fluviatil-psammitischen Sedimentkörpern im Liegenden und Hangenden sind zunehmend dünne Sandsteinlagen und -linsen sowie 0,5 bis 1 m mächtige Elemente lateraler Akkretion (La) in den vorherrschend tonig-siltigen Ablagerungen zu beobachten (14-12b, c).

b) Interpretation: Die Sedimente der Unteren Röttöne wurden in der Schlammebene eines Playa-Environments abgelagert.

3.3.3. Oberer Plattensandstein [11–15 m (SW), 1–3 m (NE)]

Bearb. Aufschlüsse:

12: (Abb. 4) Ehem. Stbr. am Bahnhof Neckarburken, GK 25 6620 Mosbach, R 35 12 000, H 54 71 360

a) Aufbau: In Bereichen, in denen der Obere Plattensandstein von den Unteren Röttönen unterlagert wird, setzt die Sandstein-Fazies mit einer Oben-grob-Sequenz ein. So sind im Grenzbereich in den Ablagerungen der Schlammebene geringmächtige Körper lateraler Akkretion (La) eingeschaltet. Mit dem Auskeilen der Unteren Röttöne in dieser Region ist eine lithostratigraphische Trennung von Unterem und Oberem Plattensandstein nicht mehr nachvollziehbar, zudem der Übergangsbereich nirgends aufgeschlossen ist. In dem einzig zur Verfügung stehenden Aufschluß 12 sind die obersten Schichten des Plattensandsteins zu beobachten (Einheiten 1–5). An Architektur-Formen kommen hier überwiegend 1 bis 2 m mächtige, makroforme, laminierte Sandsteinkörper vor. Desweiteren konnte hier ein Ausschnitt eines Rinnenkörpers nachgewiesen werden.

b) Interpretation: Die Ablagerungen des Oberen Plattensandsteins entstanden durch eine nach NE und E gerichtete Progradation der Flußebene. Es bildeten sich Mäander und Schichtfluten.

3.3.4. Rötquarzit (2–3 m)

Bearb. Aufschlüsse:

12: (Abb. 4) Ehem. Stbr. am Bahnhof Neckarburken, GK 25 6620 Mosbach, R 35 12 000, H 54 71 360

a) Aufbau: Überlagert werden die Sandsteine des Oberen Plattensandsteins durch ein 0,6 bis 1,8 m mächt-

tiges, teilweise pedogen überprägtes, siltiges Überflutungselement [OF(PS), 12-6], das durch einen laminierten Sandsteinkörper (LS) aufgespalten wird (12-7). Darüber folgt ein 1,5 bis 2 m mächtiges Sandebene-Element (SP) des Rötquarzits (12-8).

Eine ähnliche Abfolge läßt sich auch in einem ehemaligen Steinbruch bei Steinbach (GK 25 6319 Erbach, R 34 98 900, H 55 05 400) beobachten.

b) Interpretation: Das Ende dieser Progradationsphase zeichnet sich durch eine Verminderung fluviatiler Aktivitäten und Umlagerungsprozesse aus, die zu Bodenbildungen führten. Mit der Sedimentation der Sandebene setzt darüber hinaus die Transgression einer Playa ein.

3.3.5. Obere Röttone [25 m (NE), 15 m (SW)]

Bearb. Aufschlüsse:

12: (Abb. 4) Ehem. Stbr. am Bahnhof Neckarburken, GK 25 6620 Mosbach, R 35 12 000, H 54 71 360

a) Aufbau: Die Oberen Röttone bestehen fast ausschließlich aus einem Schlammebenen-Element (MP, Aufschluß 12-Einheit 9a). Lediglich an der Basis sind geringmächtige laminierte Sandsteinkörper (LS) eingeschaltet (12-9b, c). Ein weiteres solches Element (Epfenbacher Sandstein) befindet sich im mittleren Teil der Oberen Röttone (Tongrube bei Steinbach, GK 25 6319 Erbach, R 34 99 050, H 55 05 780). Nach BACKHAUS (1981) wird diese Schicht mit dem Voltziensandstein der Region I korreliert.

b) Interpretation: Aufgrund der Playa-Transgression bildeten sich in der Region III Ablagerungen einer Schlammebene. Die Sandsteineinschaltungen an der Basis und in der Mitte der Schichtenfolge werden als fluviatile Randausläufer gedeutet.

3.4. Region IV (Mainfranken)

Die Röt-Untergruppe Mainfrankens gliedert sich nach SCHUSTER (1933, 1934, 1935) und SCHWARZMEIER (1978, 1979, 1980) in:

- Obere Röttone
- Rötquarzit
- Untere Röttone
- Plattensandstein
- Basistone

3.4.1. Basistone (1–2 m)

Bearb. Aufschlüsse: keine

a) Aufbau: Über dem Chirotherien-Sandstein der Solling-Formation folgen die Basistone (Graue Tone, Chirotherien-Schiefer). Sie bestehen laut SCHWARZMEIER

(1978, 1979, 1980) und BACKHAUS (1968: Tafel 10, Profil 89) überwiegend aus grauen, feinlaminierten, fast reinen Tonsteinen. Eingeschaltet sind geringmächtige Quarzitlagen mit Steinsalzpseudomorphosen (BACKHAUS 1968: Taf. 9, Fig. 2; Tafel 10, Fig. 1) und Rippelmarken.

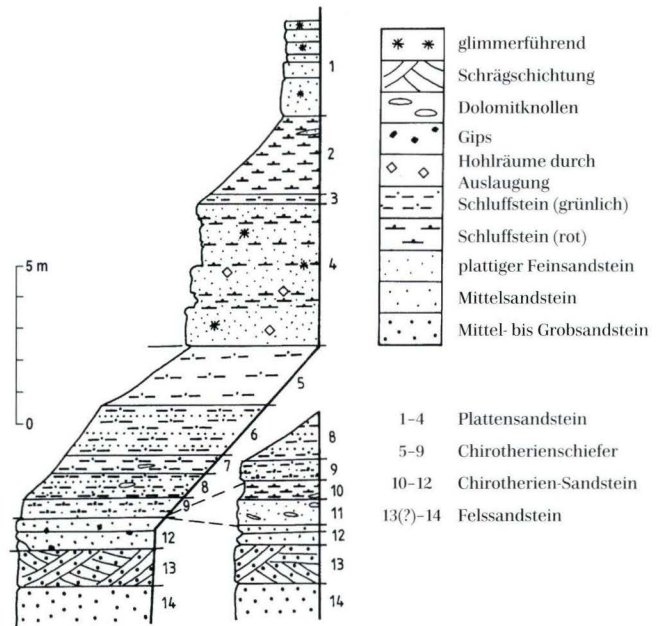


Abb. 24. Profilaufnahme des Straßenanschnitts Gemünden-Hammelburg (TK25 Bl. 5924 Hammelburg) nach Prof. TRUSHEIM. 1–4 = Plattensandstein, 5–9 = Chirotherienschiefer, 10–12 = Chirotherien-Sandstein, 13(?)–14 = Felsandstein. a = Mittel- bis Grobsandstein, b = Mittelsandstein, c = plattiger Feinsandstein, d = Schluffstein (rot), e = Schluffstein (grünlich), f = Hohlräume (durch Auslaugung), g = Gips, h = Dolomitknollen, i = Schrägschichtung, k = glimmerföhrend.

Von einem ehemaligen Straßenanschnitt zwischen Gemünden und Hammelburg existieren Aufzeichnungen von Prof. TRUSHEIM, die er uns 1972 freundlicherweise zur Verwendung überließ. Zu erkennen ist hier eine Gipsföhung im Bereich des Thüringischen Chirotherien-Sandsteins (Abb. 24), außerdem die wechselhafte Ausbildung der Basisschichten und des Röts (Abb. 24). TRUSHEIM erwähnt in einem 1937 an Dr. SCHUSTER gesandten Manuskript, daß die bis an der Unterkante des Plattensandsteins vorkommenden Gipse an der Tagesoberfläche sehr schnell ausgelaugt werden und nur Residuen übrigbleiben. Der Gips trat als „Felsengips“ und als sekundärer Fasergips im Sandstein in Nestern, Linsen, Schnüren und „unregelmäßigen Stöcken von Erbsen- bis Kubikmeter-Größe“ auf. Meist war der Gips nur als Bindemittel in den Hohlräumen des Sandsteins vorhanden. Die Gipsföhung setzt sich bis zu den tiefsten Bänken des Plattensandsteins fort.

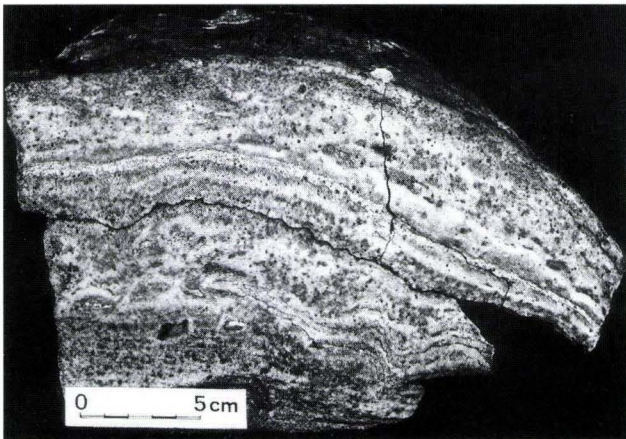


Abb. 25. Gesteinsstück mit stromatolitenartigen Teepee-Strukturen. Fundort: Mühlbach-Tal, GK 25 6023 Lohr a. M., R 35 45 20, H 55 38 50.

Beim Kartieren wurde im Tal des Mühlbachs, 1 km SE Kloster Mariabuchen (GK 25 6023 Lohr a. M., R 35 45 20, H 55 38 50) im Bereich der Übergangszone Felsandstein (Hardeggen-Formation) und Plattensandstein ein ca. 30 cm langes, 15 cm hohes Gesteinsstück gefunden, das im Anschnitt (Abb. 25) eine stromatolithenartige, aufgewölbte Struktur erkennen läßt. Frau Prof. SCHÄFFER (freundliche schriftliche Mitteilung) konnte jedoch darin keinen Nachweis einer biologischen Entstehung erkennen. Herrn Dr. HAUSCHKE, Münster (freundliche schriftliche Mitteilung) verdanken wir den Hinweis auf ähnliche teepeeartige Strukturen im lippischen Gipskeuper. Wir möchten uns einer Deutung als synsedimentär entstandene Aufwölbungsstruktur in einem salinar beeinflussten Milieu anschließen.

b) Interpretation: Die Stellung der Basistone über den Sedimenten einer fluviatilen Sandebene des Chirotherien-Sandsteins (BINDIG 1991) sowie das Sedimentinventar, das auf Stillwasserbedingungen mit Eindampfungsphasen hindeutet, läßt vermuten, daß sich diese Ablagerungen in einer Schlammebene bildeten.

3.4.2. Plattensandstein (25–30 m)

Bearb. Aufschlüsse:

15: (Abb. 8) Stbr. E Bettingen, GK 25 6223 Wertheim, R 35 41 450, H 55 15 300

16: (Abb. 11) Ehem. Stbr. SE Rotbild, GK 25 6023 Lohr a. Main, R 35 41 750, H 55 29 850

17: (Abb. 12) Ehem. Stbr. am Scheuerberg, GK 25 6023 Lohr a. Main, R 35 42 670, H 55 30 400

18: (Abb. 13) Ehem. Stbr. am Grainberg, GK 25 6024 Karlstadt, R 35 53 500, H 55 40 400

a) Aufbau: Die Schichtenfolge des Plattensandsteins wird durch drei verschiedene Mesozyklen unterschiedli-

cher Mächtigkeiten und Architektur-Element-Assoziationen aufgebaut:

Bei der ersten Variante handelt es sich um 3,5–6 m mächtige Zyklen, deren Substratum sich aus mehrstöckigen Körpern lateraler Akkretion [Element LA(Typ II), Aufschluß 15-Einheiten 3a, 4a, 5a, 6a; 16-4b; 17-3a] zusammensetzt. Im Topstratum kommen sowohl feinklastische Überflutungssedimente (OF), Ablagerungen von Durchbrüchen (CS, 18-1c) als auch mesoforme, laminierte Sandsteinkörper [LS(me), 15-3; 17-3b, 4b, 6b] vor.

Die zweite Art von Mesozyklen mit Mächtigkeiten von 1,5 bis 4 m unterscheidet sich davon, daß einstöckige Elementen lateraler Akkretion [LA(Typ I), 16-3a; 17-4b] auftreten.

Völlig anders ist dagegen die dritte Variante. Die 1,5 bis 3 m mächtigen Mesozyklen bestehen fast vollständig aus makroformen, laminierten Sandsteinkörpern [LS(ma), 15-7; 16-5, 6]. Gelegentlich werden sie durch geringmächtige Überflutungselemente (OF) überlagert.

Alle drei Element-Assoziationen kommen regellos über das gesamte Stratum verteilt vor. Am häufigsten treten die letzten beiden Assoziationen auf.

Im Grenzbereich zu den Unteren Röttonen treten vorwiegend laminierte Sandsteinkörper (LS) auf.

Insgesamt ist in den Substrata der Gesamtschichtenfolge des Plattensandsteins eine Korngrößenreduzierung von mittel- bis feinkörnigen zu feinkörnigen Sandsteinen nach oben hin zu beobachten.

Die Trogachsen sind in W- bis E-, meist in NE-Richtung geneigt (15-3a, 4a; 16-3a; 17-4a; 18-2).

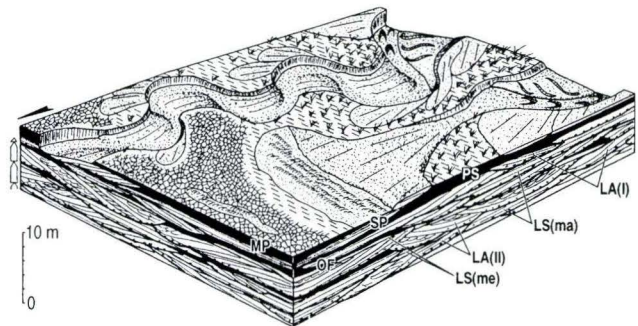


Abb. 26. Faziesmodell mit ephemeren mäandrierenden Flüssen und Übergangsbereich Sandebene-Schlammenebene für den Unteren Plattensandstein der Region IV.

b) Interpretation: Die ersten beiden Element-Assoziationen werden als Ablagerungen von mäandrierenden fluviatilen Formen interpretiert (Abb. 26). Bei den Mesozyklen mit einstöckigen Elementen lateraler Akkretion [LA(Typ I)] handelte es sich um kurzlebige, ephemere Flüsse, bei mehrstöckigen Elementen [LA(Typ II)] um längerlebige, etablierte Systeme. Beide Arten von mäan-

drierenden Flüssen transportierten überwiegend Sohlfracht. Während Hochwasser, vermutlich nach heftigen Niederschlägen, wurde Sand schichtflutenartig auf die Überflutungs-ebene abgelagert. Meist in den rinnenferneren Bereichen der Hochflutebene kam es schließlich zum Absetzen der Suspensionsfracht auf denen sich dann Vegetationsdecken bildeten.

Neben diesen mäandrierenden Flüssen erfolgte die Sedimentation auch in ephemeren Schichtfluten, die sich über weite Areale erstreckten.

Insgesamt ist die Sedimentation des Plattensandsteins durch mäandrierende Flüsse und Schichtfluten geprägt, wie es in dem Faziesmodell in Abb. 26 dargestellt ist. Die Hauptströmungsrichtung war NE, die relativ breite Streuung der Paläoströmungsrichtung einzelner fluviatiler Sedimentkörper resultierte aus der hohen Sinuosität der Flüsse. Die unterschiedlichen Fluvialformen existierten gleichzeitig und gingen z.T. ineinander über.

Mit Annäherung an den feinklastischen Ablagerungsraum der Unteren Röttone, verkleinerten sich die Rinnen und gingen in distale Schwemmfächer über. Lokal bildete sich eine Sandebene aus (Abb. 26).

3.4.3. Untere Röttone (11–17 m)

Bearb. Aufschlüsse:

19: (Abb. 20) Weganschnitt am Grainberg, GK 25 6024
Karlstadt, R 35 54 040, H 55 40 200

a) Aufbau: Die Unteren Röttone bestehen aus dem Element der Schlammebene (MP). Die Untergrenze ist, anders als die Obergrenze (Aufschluß 19-Einheit 1), unscharf (vgl. BÖCKH 1957). Im unteren Teil sind Sandsteinlinsen eingeschaltet.

b) Interpretation: Während der Ablagerung der Unteren Röttone lag eine ausgedehnte Schlammebene vor, die

nur phasenhaft überflutet wurde. Einzelne Sandsteinlinsen zu Beginn der Sedimentation der Schlammebene bildeten sich als Randausläufer der fluviatilen Schüttungen.

3.4.4. Rötquarzit (ca. 5 m) und Obere Röttone (25 m)

Bearb. Aufschlüsse:

19: (Abb. 20) Weganschnitt am Grainberg, GK 25 6024
Karlstadt, R 35 54 040, H 55 40 200

a) Aufbau: Der 4 bis 5 m mächtige Rötquarzit besteht hier im unteren Teil aus mehreren 1 bis 1,5 m mächtigen Rinnen-Elementen (CH) die z.T. in ihren höheren Bereichen zu Paläoböden (PS) verändert worden sind (Aufschluß 19-Einheiten 2, 4). Überlagert werden diese Sedimentationseinheiten durch ein ca. 2 m mächtiges Element der Sandebene (SP, 19-5). Darüber folgen die Ablagerungen der Schlammebene (MP) der Oberen Röttone.

b) Interpretation: Während der Sedimentation der unteren Schichten des Rötquarzits lag eine Flußebene mit vermutlich mäandrierenden Strömen vor. Sie stellen hier die Restausläufer einer vorwiegend in der Region III wirksamen Progradation des Oberen Plattensandsteins dar. Mit der Füllung und lateralen Migration der gekrümmten Fließrinnen wurden Rinnenteile von den Hauptströmen abgetrennt (neck cut-off oder chute cut-off; vgl. ALLEN 1965). Diese Altarme (oxbow-lakes) stellten Feuchtbiotope dar, in denen sich eine dichte Vegetation bilden konnte. Geringe Umlagerungsprozesse über einen längeren Zeitraum hinweg aufgrund einer allgemein reduzierten fluviatilen Aktivität führten vermutlich zu der Bildung und Erhaltung von Paläoböden in den Altarmen.

Der obere Teil des Rötquarzits wird von Sedimenten der Sandebene aufgebaut, die sich nachfolgend bildete. Sie markiert den „Küstenstreifen“ zu der Schlammebene.

4. Cyclostratigraphische Gliederung der Röt-Formation

Das schon für die Solling-Formation angewandte Konzept der Untergliederung in fluviatile Makrozyklen (BINDIG 1991; BACKHAUS & BINDIG 1991), bzw. Zyklen 1. Ordnung nach McLEAN & JERZYKIEWICZ (1978) läßt sich auch auf den psammitischen Teil der Röt-Untergruppe übertragen. Die wegen der stabilen Beckenkonfiguration relativ einheitliche Architektur in der gesamten Röt-Untergruppe erschwert hier die Identifikation dieser Zyklitheme. In den distalen Randgebieten der Sandschüttungen (Regionen III und IV) aber lassen sich Makrozyklen relativ gut beobachten, da hier eine Wechselfolge von sandiger und toniger Fazies vorliegt. Im medialen Teil der sandigen Fazies

(Regionen II und III) wird die Identifikation dieser Zyklen durch eine allmähliche Korngrößenabnahme und durch langfristig gleichartige Ablagerungsbedingungen erschwert. Veränderungen des Paläoenvironments und der damit verbundenen unterschiedlichen lithostratigraphischen Merkmale werden zur Definition der Makrozyklen im proximalen Teil (Region I), in der die tonige Fazies weitgehend fehlt, herangezogen. Insgesamt ergeben sich für das Röt von unten nach oben vier Makrozyklen, die wie folgt lithostratigraphisch definiert werden:

1. Makrozyklus: (4. Zyklus der Solling-Formation) in der Region I und II nicht definierbar – Chirotherien-Sand-

stein (Solling-Formation) und Basistone (Röt) (Region III und IV)

2. Makrozyklus: Untere Zwischenschichten (Region I) – tieferer „Unterer“ Plattensandstein (Region II) – Unterer Plattensandstein (Region III) – Plattensandstein (Region IV).
3. Makrozyklus: Obere Zwischenschichten (Region I) – höherer „Unterer“ Plattensandstein (Region II) – Oberer Plattensandstein, Rötquarzit und tiefere Röttone (Region III) – Untere Röttone, Rötquarzit und tiefere Obere Röttone (Region IV).
4. Makrozyklus: Voltziensandstein (Region I) – „Oberer Plattensandstein“ (Epfenbacher Sandstein) und Röttone (Region II) – höhere Obere Röttone (Regionen III und IV).

4.1. 1. Makrozyklus

Bei diesem Zyklus werden die Schwierigkeiten der lithostratigraphischen Definition von cyclostratigraphischen Einheiten sehr deutlich. Der Chirotherien-Sandstein, der in die Solling-Formation gestellt wird, zeigt in den distalen Teilen seines Ablagerungsraumes (außerhalb des Untersuchungsgebietes) gegenüber dem Liegenden eine deutliche Kornvergrößerung und stellt damit per Definition einen weiteren Makrozyklus, den 4. der Solling-Formation, dar (BINDIG 1991). Abgelagert wurde er dort in einer Sandebene (BINDIG 1991), auch LANGBEIN (1985) weist darauf hin, daß es sich bei diesen Sedimenten um fluviatilakustrin-marine Übergangsbildungen handelt. Nach S und SW hin, bis in das Untersuchungsgebiet hinein, gewinnt der Chirotherien-Sandstein einen zunehmend fluviatilen Charakter und könnte sich vermutlich in der Proximal-Region (I) mit dem nicht-zyklisch aufgebauten Solling-Konglomerat (BINDIG 1991) verzahnt haben. Überlagert wird der Chirotherien-Sandstein in der Region IV durch die pelitischen Basistone (Chirotherien-Schiefer) des Röts, die in diesem Gebiet auskeilen. Die Basistone stellen die Ablagerung einer Schlammebene dar. Sand- und Schlammebene sind zusammengehörende Teile eines Playa-Systems, folglich bilden diese beiden Schichtenfolgen eine makrozyklische Einheit.

4.2. 2. Makrozyklus

In der Region I lassen sich die Zwischenschichten deutlich lithostratigraphisch in einen unteren und oberen Teil (s. Abschnitt 4.3.) gliedern. In dieser Unterteilung manifestieren sich vermutlich Änderungen im Ablagerungsmilieu. Die geröllführenden Sandsteine der Unteren Zwischenschichten haben zwar lithologisch Ähnlichkeiten zu den Liegendserien des Solling-Konglomerats (Karneol- oder Hauptkonglomerat), weshalb sie kartier-technisch nur schwer abzugrenzen sind, zeigen aber

schlagartig einsetzende Unterschiede im architekturellen Aufbau. Der Makrozyklus stellt hier einen asymmetrischen Sohlbankzyklus dar. In der Region II und III ist die obere Begrenzung dieses Makrozyklus nicht zu erfassen. Allgemein abnehmende Korngrößen und eine relativ konstante Architektur im Plattensandstein zeigen, daß während des gesamten Sedimentationszeitraumes ähnliche Ablagerungsbedingungen vorlagen. In der Region IV läßt sich dieser Makrozyklus am deutlichsten aufgrund der überlagernden Unteren Roten Tone identifizieren. Auch hier stellt diese Sequenz einen Oben-fein-Zyklus dar.

4.3. 3. Makrozyklus

Die Untergrenze dieses Zyklus wird in der Region I mit den lithostratigraphischen Änderungen zwischen Unteren und Oberen Zwischenschichten definiert, ebenso die Obergrenze über der sich der Voltziensandstein (s. Abschnitt 4.4.) befindet. An dem oberen Grenzbereich wurden häufig Paläoböden oder ihre Residualien beobachtet (Banc de breche dolomitique superieur; PERRIAUX 1961), deren Bildung auf geringe fluviatile Umlagerungsprozesse und Aktivität hindeuten. In den Region II und III ist die Untergrenze, wie schon erwähnt, nur schwer zu fassen. Gleichbleibende Mächtigkeiten des Unteren Plattensandsteins in der Region IV zeigen, das die Unteren Röttone, die nach S hin auskeilen, fast ausschließlich mit dem Oberen Plattensandstein verzahnt sind. Der 2. Makrozyklus stellt somit in der Region IV einen symmetrischen Zyklus dar, da auch die Oberen Röttone nach S an Mächtigkeit abnehmen.

4.4. 4. Makrozyklus

Auch der 4. Makrozyklus ist von symmetrischer Natur. Der Voltziensandstein der Region I stellt dabei den mächtigsten Teil der sandigen Fazies dar. Besonderes lithostratigraphisches Merkmal des Voltziensandsteins und des Oberen Plattensandsteins im Schwarzwald ist das z.T. massenhafte Vorkommen von Pflanzenresten. In dieser Region (II) befindet sich unter dem Oberen Plattensandstein konstant ein geringmächtiger Tonsteinhorizont, damit manifestiert sich das nach SW gerichtete Auskeilen des unteren Teils der Oberen Röttone. Die Sandschüttungen setzen darüber mit einer Oben-grob-Sequenz ein. In Bereichen mit geringeren Mächtigkeiten, in denen nur noch ein Mesozyklus vorliegt, ist der basale Erosionshorizont relativ ausgeprägt entwickelt. Über dem „Oberen Plattensandstein“ folgen in der Region II die Röttone die ebenfalls nach SW hin zugunsten der sandigen Fazies auskeilen. Die sandige Fazies des 4. Makrozyklus läßt sich bis in die Region III verfolgen, so befindet sich im Odenwald mitten in den Röttonen ein ca. 1 m mächtiger Sandsteinhorizont (Epfenbacher Sandstein; BACKHAUS 1981).

5. Entwicklung des Röts

Anhand der Makrozyklen wird nun in diesem Kapitel die Entwicklung der Röt-Untergruppe im Untersuchungsgebiet in Raum und Zeit rekonstruiert.

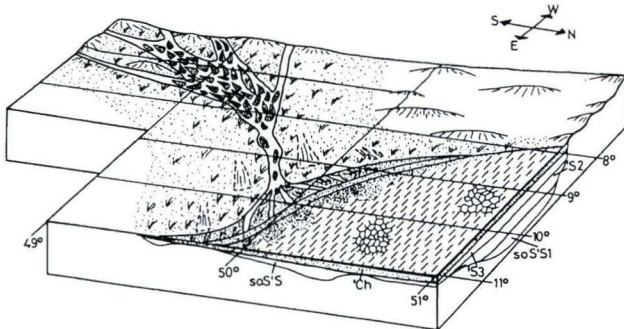


Abb. 27. Landschafts- und Sedimentationsmodell für den 1. Makrozyklus. Die Gradeinteilung bezieht sich auf die heutigen Längen- und Breitengrade. Lithostratigraphische Abkürzungen: soS = Solling-Formation, 'S' = Solling-Sandstein, 'Ch' = Chirotherien-Sandstein.

5.1. 1. Makrozyklus (Abb. 27)

Während das Sedimentationsbild der Solling-Formation noch an regionale Schwellen und Senken gebunden war, verloren diese schon bei der Ablagerung des Chirotherien-Sandsteins zunehmend an Bedeutung (BINDIG 1991).

Mit dem Ende des Chirotherien-Sandsteins hatte die marine Transgression erstmalig einen Höhepunkt erreicht. Das lakustrin-marine Playa-Environment läßt sich bis nach Mainfranken verfolgen (Chirotherien-Schiefer bzw. Grauer Basiston; SCHUSTER 1933, SCHWARZMEIER 1979). Die angrenzende Sandebene (Chirotherien-Sandstein, BINDIG 1991) wanderte mit der Transgression nach S bzw. SW. Die verflochtene Flußebene, die während der gesamten Ablagerung der Solling-Formation im proximalen Teil des Ablagerungsraumes (Vogesen, Pfalz) das Nancy-Pirmasens-Fulda-Becken füllte (Solling-Konglomerat, BINDIG 1991), verringerte sich nun und wurde dabei partiell pedogene überprägt oder abgetragen (BACKHAUS 1994).

5.2. 2. Makrozyklus (Abb. 28)

Infolgedessen konnten die Röt-Sedimente das Untersuchungsgebiet nun weiträumig überlagern (Abb. 28). Zum einen führte das nun relativ ausgeglichene Paläorelief zu einer monotonen Architektur in den fluviatilen Sedimenten. Zum anderen dominiert in dieser Formation deutlich eine mäandrierend fluviatile Archi-

tektur. Ähnliche Sedimente findet man in der Solling-Formation lediglich im höheren Teil (Karlshafen- und Stammenschichten) in einem viel weiter nördlich gelegenen, lokalen Depocenter Nordhessens und Südniedersachsens („Kasseler Loch“). Zwischen Röt-Untergruppe und Solling-Formation liegt somit eine nach S, bzw. SW gerichtete Faziesverschiebung vor. In den Ablagerungen der letztgenannten Formation sind die Mesozyklen, dabei vorwiegend die Topstrata, allerdings deutlich besser erhalten. Die Ursache dafür ist vermutlich die höhere Subsidenzrate in dem lokalen Depocenter und das damit höhere Erhaltungspotential.

Mit dem 2. Makrozyklus kam es zu einer raschen Progradation des fluviatilen Environments (Abb. 28a). Im proximalen Teil des Untersuchungsgebietes (Region I, Untere Zwischenschichten) bildeten sich verflochtene Ströme, die strukturell Ähnlichkeiten mit dem Platte River-Typ aufweisen. Nach E und NE (Regionen II und III, tieferer Plattensandstein) gingen diese Ströme von verflochtenen und mäandrierenden Mischformen zu reinen mäandrierenden Flüssen über (Region IV, Unterer Plattensandstein). Neben etablierten, breiten Strömen bildeten sich auch ephemere Mäander. Die Flüsse transportierten überwiegend Sand, der sich nach heftigen Niederschlägen auf den Hochflutebenen abgelagerte. Auf den

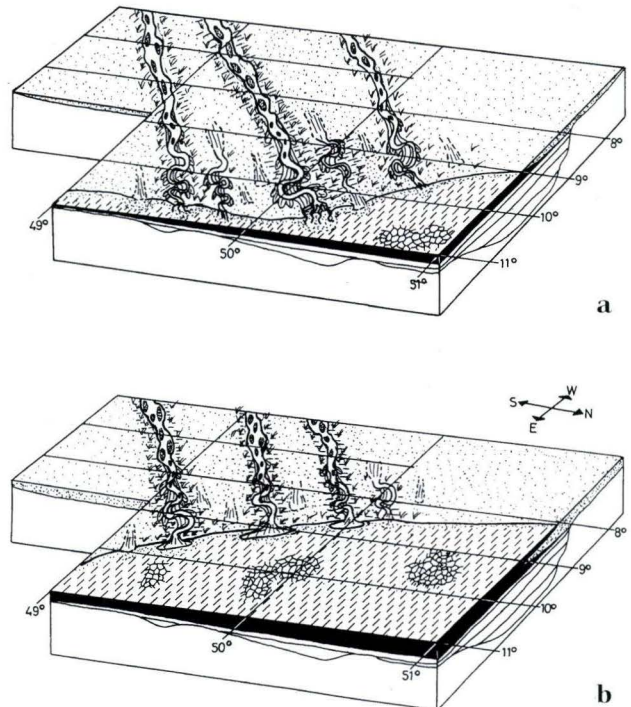


Abb. 28. Landschafts- und Sedimentationsmodell für den 2. Makrozyklus, a) Progradationsmaximum, b) Transgressionsphase. Weitere Erl. s. Abb. 27.

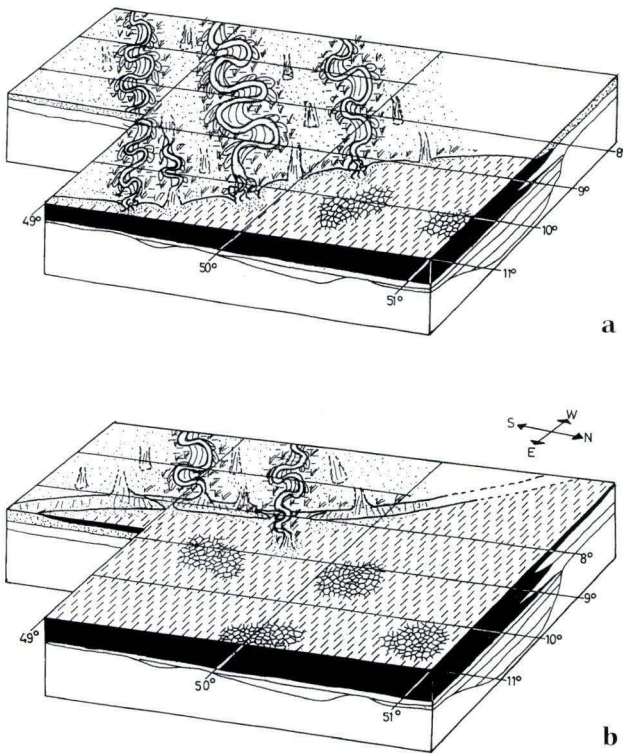


Abb. 29. Landschafts- und Sedimentationsmodell für den 3. Makrozyklus, a) Progradationsmaximum, b) Transgressionsphase. Weitere Erl. s. Abb. 27.

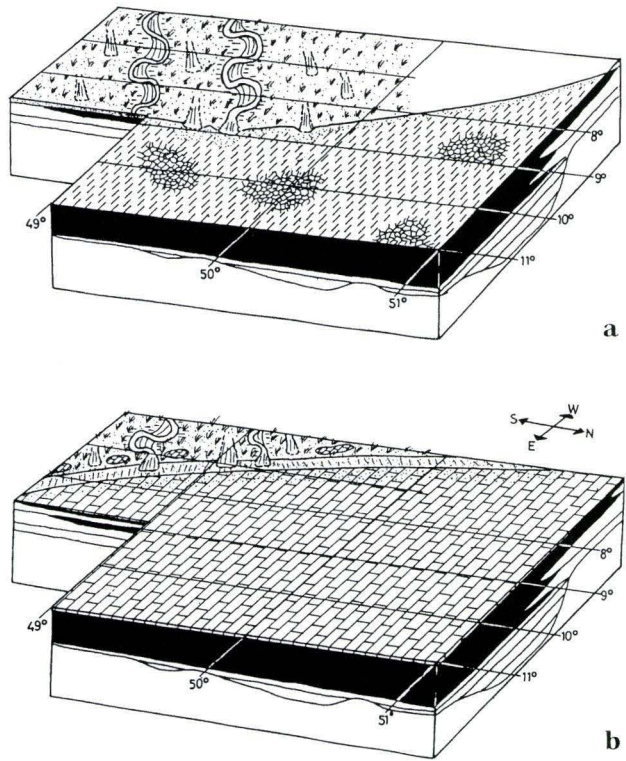


Abb. 30. Landschafts- und Sedimentationsmodell für den 4. Makrozyklus, a) Progradationsmaximum, b) Transgressionsphase. Weitere Erl. s. Abb. 27.

Überflutungsarealen entwickelte sich eine Vegetation, wobei die unterlagernden Sedimente z.T. pedogen überprägt wurden. Zwischen diesen Strömen entstanden ephemere Schichtfluten nach heftigen Niederschlägen.

Mit Ende des 2. Zyklus transgredierte das Playa-Environment sehr rasch (Abb. 28b), so daß es nur lokal zur Ausbildung einer Sandebene kam.

5.3. 3. Makrozyklus (Abb. 29)

Die Sedimentation in verflochtenen Flüssen war während des 2. Zyklus im Untersuchungsgebiet ausgeklungen. Die Alluvialebene war geprägt durch etablierte mäandrierende Ströme sowie ephemere Mäander und Schichtfluten (Region I, Obere Zwischenschichten; Region II, höherer „Unterer“ Plattensandstein; Region III, höherer Plattensandstein). Der Zyklus beginnt im distalen Teil des Untersuchungsgebiet (Region IV) mit einer Transgression des Playa-Environments (Untere Rötone), in das die Flüsse nun allmählich progradierend vordrangen (Oberer Plattensandstein) (Abb. 29a). Nachfolgend kam es zu einer Verminderung der fluviatilen Aktivität. Es formte sich eine Sandebene entlang der „Küstenlinie“ (Rötquarzit). Geringe fluviatile Umlage-

rungsprozesse führten zur Bildung von Paläoböden. Die Ablagerung in etablierten Strömen wurde reduziert; Schichtfluten war nun die vorherrschende Sedimentationsform. Gleichzeitig drang die Schlammebene der Playa allmählich nach SW vor. Damit wanderte auch die Sandebene in die gleiche Richtung (Abb. 29b).

5.4. 4. Makrozyklus (Abb. 30)

Während des 3. Makrozyklus erfolgte eine weitere Progradation der Alluvialebene (Abb. 30a). Auch hier bildeten sich mäandrierende Flüsse und Schichtfluten (Region I: Werksteinregion; Region II: „Oberer Plattensandstein“). Nachfolgend leitete ein allmähliches Vorrücken der Playa-Schlammenebene (höhere Röttone) die Muschelkalk-Transgression ein (Abb. 30b). Auch dabei bildete sich eine Sandebene, die z.T. durch einzelne Flüsse unterbrochen wurde. Dieses Environment ist zwar auch hier durch ständiges Trockenfallen charakterisiert, jedoch stand sie zumindestens zeitweilig unter größerer Wasserbedeckung, so daß die Ablagerungen der Sandebene, wenn auch in geringerem Maße, durch Sturmfluten überprägt wurden. Dabei wurden auch weite Teile der Alluvialebene überflutet; es bildete sich eine Marsch-

landschaft, die eine Vegetation auch fern von den Flußrinnen zuließ. Am Ende des 4. Zyklus kam es zu einer Veränderung der Playa, die nun mehr oder weniger permanent marin überflutet war. Während der Wechsel zur Karbonatsedimentation in den meisten Bereichen des Beckens kontinuierlich verlief, ist in den südlichen und proximalen Gebieten ein scharfer Übergang zu beobach-

ten. Das vollmarine Environment überflutete die leicht höhergelegene Alluvialebene mit einer zeitlichen Verzögerung, breitete sich dann aber sehr rasch aus. Umrandet wurde das Meer durch die z.T. karbonatischen Strandablagerungen einer Sandebene (Region I, Lettenregion), die die Sedimente der Alluvialebene in geringem Maße aufarbeitete.

6. Regionale Beziehungen der lithostratigraphischen Einheiten

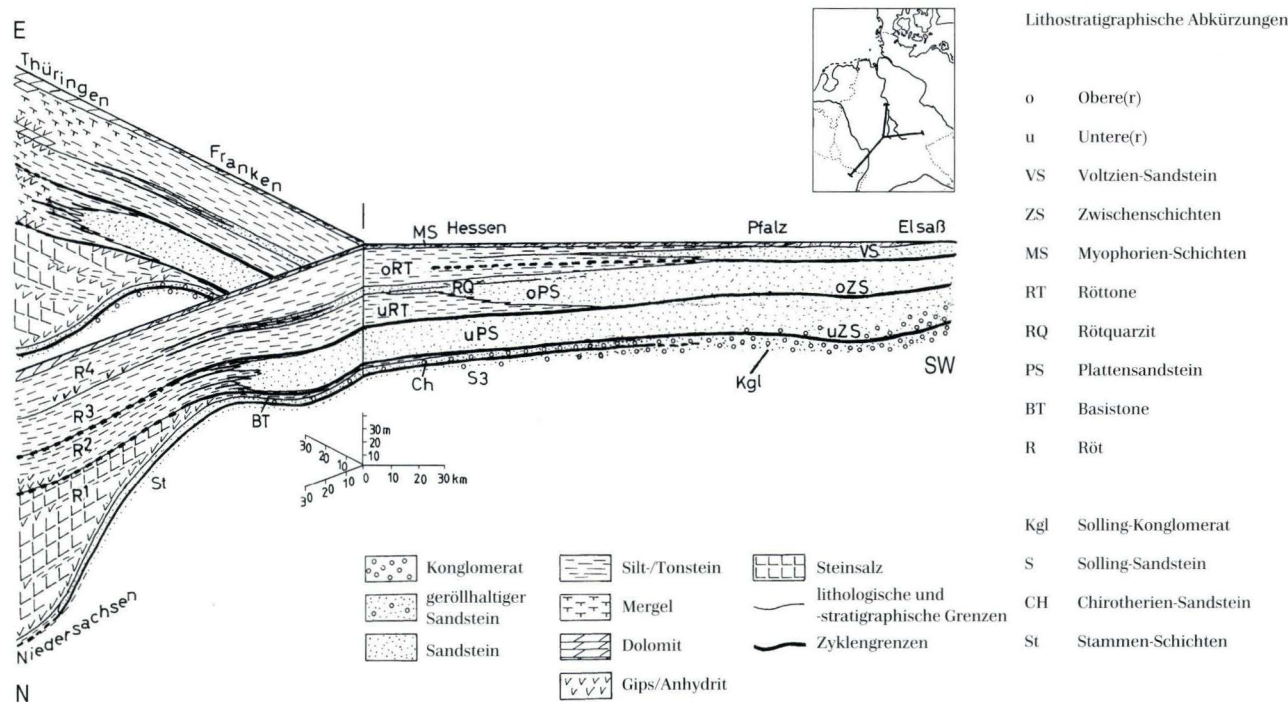


Abb. 31. Lithologischer und lithostratigraphischer Aufbau der Röt-Formation. Der SW-NE Bereich entspricht dem Untersuchungsgebiet.

Mit Hilfe der hier vorgenommenen Faziesanalysen ist es möglich, die Entwicklung der in den Kartierungen ausgehaltenen, lithostratigraphischen Einheiten über das Untersuchungsgebiet hinaus zu verfolgen (Abb. 31).

6.1. Chirotherien-Schiefer

Die Mächtigkeit des Chirotherien-Schiefer (Grauer Basiston) nimmt von Mainfranken (ca. 1 m, SCHWARZMEIER 1979), über das Hersfelder Gebiet (2 bis 4 m, LAEMMLEN 1967) bis nördlich des Knülls (GK 25 5023 Ludwigseck: 9–11 m, BECKER 1989) zu. Nach N und NE schalten sich in den fast reinen Tonsteinen (MOTZKA 1968) mit Steinsalz pseudomorphosen zunehmend Dolomit- und Gipslagen ein (RÖSING 1966). Aufgrund dieser Tendenz

parallelisiert HINZE (1967) den Chirotherien-Schiefer mit dem ca. 100 m mächtigen Röt 1 Südniedersachsens, der nördlich und östlich von Kassel überwiegend aus Evaporiten besteht. Nach E läßt sich der Chirotherien-Schiefer bis nach Südthüringen verfolgen (SCHNEIDER 1967) und hat hier eine Mächtigkeit von ca. 10 m. Weiter nach E bzw. NE treten auch hier fast nur noch Evaporite auf (KOZUR 1974).

6.2. Unterer Plattensandstein

Der Untere Plattensandstein behält bis in die Bereiche des südlichen Osthessens und Oberfrankens eine relativ gleichbleibende Mächtigkeit. Allerdings nimmt sowohl der Siltanteil in den Sandsteinbänken als auch Feinklastika-

lagen nördlich des Spessarts deutlich zu (vgl. EHRENBERG & HICKETHIER 1982). Ebenso veringert sich die Anzahl schräggeschichteter Sandsteinkörper zugunsten horizontalgeschichteter. In diesem Gebiet beginnt auch die Zweiteilung des Plattensandsteins durch eine Sand-/Tonstein-Wechselfolge im mittleren Teil der Schichtenfolge (vgl. EHRENBERG & HICKETHIER 1982). Diese Zweiteilung läßt sich bis in den Herfelder Raum verfolgen (vgl. LAEMMLEN 1967). Beide Einheiten mit sandiger Fazies keilen sowohl im Liegenden als auch im Hangenden zugunsten einer Tonstein-Fazies aus und gehen allmählich über in eine Sand-/Tonstein-Wechselfolge. Hier wird der symmetrische Charakter des 2. Makrozyklus deutlich, der im distaleren Teil des Ablagerungsraumes sich noch einmal aufspaltet. Aus den mäandrierenden Flußrinnen entwickeln sich distale Schwemmfächer und marginale, fluviatile Ausläufer. HINZE (1967) korreliert den Unteren Plattensandstein mit dem überwiegend pelitischen, evaporitführenden Röt 2 Norddeutschlands, der erst in Nordniedersachsen höhere Anteile an Salinargesteinen führt.

Nach E keilt der Plattensandstein – auch hier symmetrisch – zugunsten von Sand-/Tonstein-Wechselfolgen und Tonsteinen in Thüringen aus (SCHNEIDER 1974). In Südostbrandenburg dominieren bereits Karbonate und Evaporite (KOZUR 1974).

6.3. Untere Röttone

Die Unteren Röttone (Röt 3, HINZE 1967), die nach SW in den Oberen Plattensandstein (Region III), bzw. in die Oberen Zwischenschichten (Region I) übergehen, behalten im gesamten Ablagerungsraum eine relativ konstante Mächtigkeit. Evaporite fehlen in Norddeutschland fast vollständig. Nach E hin treten Gipse in Ostthüringen und Karbonate im Brandenburger Raum auf (KOZUR 1974).

6.4. Rötquarzit

Auch der Rötquarzit behält als lithostratigraphische Einheit weitgehend seine Mächtigkeit und läßt sich dabei bis nach Südniedersachsen und damit weiter als der Untere Plattensandstein verfolgen (HINZE 1967). Betrachtet man diese Einheit jedoch genauer, so zeigt sich, daß sie sich bereits im Nordspessart in kleinere Sandsteinbänke aufspaltet (EHRENBERG & HICKETHIER 1982) und in Nordhessen nur noch aus dünnen Quarzitlagen besteht (HORN 1976, 1982). Auch im Röt 2 (Äquivalent des Unteren Plattensandsteins) befinden sich hier in den pelitischen Sedimentgesteinen geringmächtige Feinsandsteinlagen (HORN 1976, 1982) als Randausläufer fluviatiler Schüttungen. Die Progradation des Rötquarzits ist somit auf keinen Fall stärker und weiter als beim Plattensandstein. Die stratigraphische Bedeutung des Rötquarzits wird dadurch von einigen Autoren (HINZE 1967; AIGNER & BACHMANN 1992) zu hoch bewertet. Nach HINZE (1967) befindet sich der Rötquarzit etwas oberhalb der Grenze zum Röt 4. Allerdings keilen die quarzitischen Sandsteinlagen hier fast völlig und zwar sicherlich in unterschiedlichen lokalen Positionen aus, so daß eine genaue lithostratigraphische Begrenzung kaum mehr vorzunehmen ist. Zudem berichtet LEPPER (1976), daß der Übergang Röt 3/4 unscharf ist. Demnach könnte diese Grenze durch die wenige Meter mächtige Zone des Rötquarzits markiert sein.

Auch nach E spaltet sich der Rötquarzit in mehrere Lagen auf und keilt in Thüringen völlig aus.

6.5. Obere Röttone

Die Oberen Röttone finden in den tonigen Serien des Röt 4 ihre Fortsetzung nach N (HINZE 1967). Ebenso lassen sie sich nach E bis Thüringen verfolgen, werden aber bereits in Südhüringen mergelig (KOZUR 1974).

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) danken wir für die Finanzierung des Projektes.

7. Schriftenverzeichnis

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sed. Geol.*, **80**: 115–135, 14 Abb.; Amsterdam.
- ALLEN, J. R. L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. – *Sedimentology*, **5**: 89–191, 36 Abb., 5 Tab.; Amsterdam.
- (1983): Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders. – *Sed. Geol.*, **33**: 237–293, 19 Abb.; Amsterdam.
- (1986): Pedogenic calcretes in the Old Red Sandstone facies (late Silurian-early Carboniferous) of the Anglo-Welsh area, Southern Britain. – In WRIGHT, V. P. (ed.): *Paleosols.*: 58–86, 14 Abb.; Oxford (Blackwell).
- ASSERTO, R. L. A. M. & KENDALL, C. G. S. (1977): Nature, origine and classification of peritidal tepee structures and related breccias. – *Sedimentology*, **24**: 153–210, 31 Abb., 5 Tab.; Oxford.
- ATKINSON, C. D. (1986): Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient catena in the Capella Formation (Eocene) of Northern Spain. – In WRIGHT, V. P. (ed.): *Paleosols.*: 139–179, 17 Abb.; Oxford (Blackwell).
- BACKHAUS, E. (1968): Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Odenwald-Rhön und Thüringer Wald. – *Oberrhein. Geol. Abh.*, **17**(1), 164 S., 16 Abb., 4 Tab., 14 Taf.; Karlsruhe.
- (1981): Der marin-brackische Einfluß im Oberen Röt Süddeutschlands. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 361–382, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisischen Meeresspiegelan-

- stiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. - Z. dt. geol. Ges., 14F5: 325-342, 7 Abb.; Hannover.
- & BINDIG, M. (1991): Faziesanalytische Definitionen der lithostratigraphischen Einheiten der Solling-Formation (Buntsandstein, Hessische Senke). - Zentrabl. Geol. u. Paläont., Teil I, 1990: 11, 1587-1601, 7 Abb.; Stuttgart.
- & HEIM, D. (1995): Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereichs Plattensandstein/Rötquarzit (Oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der Violetten Zone. - Geol. Jb. Hessen, 123: 49-68, 11 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BARWIS, J. H. (1978): Sedimentology of some South Carolina tidal creek point bars, and a comparison with their fluvial counterparts. - In MIALL, A. D. (ed.): Fluvial sedimentology - Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir, F: 129-160, 15 Abb., 1 Tab.; Calgary.
- BECKER, R. (1989): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5023 Ludwigseck, 237 S., 40 Abb., 21 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- BHATTACHARYYA, D. P. & LORENZ, S. C. (1983): Different depositional settings at the Nubian lithofacies in Libya and southern Egypt. - In COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.): Modern and ancient fluvial systems. - Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 6: (1/2), 435-449, 9 Abb., 3 Tab.; Keele.
- BINDIG, M. (1991): Räumliche und zeitliche Entwicklung der fluvialen Environments der Solling-Formation. - Diss. TH Darmstadt: Text: 217 S., 82 Abb., 13 Tab., Anhang: 117 Prof., 60 Aufschlußzeich., 11 Tab.; Darmstadt.
- (1993): Die Architektur der fluvialen Environments der Solling-Formation (Buntsandstein). - Zentrabl. Geol. Paläont., 1992: 1167-1187, 8 Abb. 3 Tab.; Stuttgart.
- BLAKEY, R. C. & GUBITOSA, R. (1984): Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. - Sed. Geol., 8: 51-86, 15 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- BOWLER, J. M. & TELLER, J. T. (1986): Quaternary evaporites and hydrological changes, Lake Tyrell, north-west Victoria. - Austral. J. Earth Sci., 33: 43-63, 15 Abb., 2 Tab.
- BRIDGE, J. S. & DIEMER, J. A. (1983): Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. - Sedimentology, 30: 599-623, 15 Abb.; Amsterdam.
- BÖCKH, E. (1957): Sedimentation und Krustenbewegungen im Oberen Buntsandstein zwischen Neckar und Main. - Unveröff. Diss. Univ. Heidelberg: 86 S., 24 Abb.; Heidelberg.
- CAMPELL, C. V. (1976): Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone. - AAPG Bul., 60: 7, 1009-1020, 7 Abb., Washington.
- CANT, D. J. & WALKER, R. G. (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. - Sedimentology, 25: 625-648, 15 Abb.; Amsterdam.
- CLEMMENSEN, L. B. (1985): Desert sand plain and sabkha deposits from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) at the northern margin of the German Basin. - Geol. Rdsch., 74: 3, 519-536, 10 Abb.; Stuttgart.
- COLLINSON, J. D. (1970): Bed-forms of the Tana River, Norway. - Geogr. Ann., 52A: 31-55, 27 Abb.; Oslo.
- DACHROTH, W. (1972): Der Obere Buntsandstein im Saarland. - Oberrhein. geol. Abh., 21: 117-144, 7 Abb., 2 Taf.; Karlsruhe.
- (1985): Fluvial sedimentary styles and associated depositional environments in the Buntsandstein west of river Rhine in Saar area and Pfalz (F.R. Germany) and Vosges (France). - In MADER, D. (ed.): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. - Lect. Notes Earth Sci., 4: 197-248; Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo (Springer).
- (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 70: 267-333, 17 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.
- DELUCA, J. L. & ERIKSSON, K. A. (1989): Controls on synchronous ephemeral- and perennial-river sedimentation in the middle sandstone member of the Triassic Chinle Formation, northeastern New Mexico, U.S.A. - Sed. Geol., 61: 155-175, 16 Abb.; Amsterdam.
- DURINGER, P. & GALL, J.-C. (1987): Transgression et regression marines sur la marge occidentale du Bassin Germanique durant le Trias MOYEN: une symetrie? - Publ. Assoc. Sédim. Français 4: 57-69, 6 Abb., 1 planche; Paris.
- ECK, H. v. (1884): Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwald. - Z. dt. geol. Ges., 36: 161-168; Berlin.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1982): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5622 Steinau a.d.Str., 199 S., 19 Abb., 18 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- FLEMMING, B. W. (1988): Zur Klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. - In RICHTER, D. K. (ed.): 3. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen 23.-26. Mai 1988 in Bochum. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 29: 44-47, 4 Abb.; Bochum.
- FRIEND, P. F., SLATER, M. J. & WILLIAMS, R. C. (1979): Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. - Jb. geol. Soc. Lond., 136: 39-46, 3 Abb.; London.
- GALL, J.-C. (1971): Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléocécologique sur le Buntsandstein supérieur. - Mém. Serv. Carte geol. Als. Lorr., 3, 318 S. Strassbourg.
- (1983): Das Voltziensandstein-Delta. - In Sedimentationsräume und Lebensbereiche der Erdgeschichte. Eine Einführung in die Paläoökologie. - 154-170; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).
- (1985): Fluvial depositional environment evolving into deltaic setting with marine influences in the Buntsandstein of Northern Vosges. - In MADER, D. (ed.): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. - Lect. Notes. Earth Sci., 4: 449-477, 9 Abb., 1 Tab. 3 Taf.; Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo (Springer).
- GALLOWAY, W. E. (1981): Depositional architecture of cenozoic gulf coastal plain fluvial system. - SEPM Spec. Pub., 13: 127-155, 24 Abb.; Tulsa.
- GEHENN, R. (1962): Feinstratigraphische Untersuchungen im Oberen Buntsandstein der Kraichgau-Umgebung. - Unveröff. Diss. Univ. Heidelberg: Text: 98 S., Anhang: 123 S., 27 Abb.; Heidelberg.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1986): Geologie von Baden-Württemberg. - 472 S., 254 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Nägele u. Obermiller).
- GIBLING, M. R. & RUST, B. R. (1990): Ribbon sandstones in the Pennsylvanian Waddens Cove Formation, Sydney Basin, Atlantic Canada: the influence of siliceous duricrusts on channel-body geometry. - Sedimentology, 37: 1, 45-67, 16 Abb.; Amsterdam.
- GLENNIE, K. W. (1970): Desert sedimentary environments. - Developments in Sedimentology, 14, 222 S.; Amsterdam (Elsevier).
- GROVER, J. A. (1984): Petrology, depositional environments and structural development of the Mineta Formation, Teran Basin, Cochise County, Arizona. - Sed. Geol., 38: 87-105, 13 Abb.; Amsterdam.
- HANDFORD, C. R. (1981): Coastal sabkha and salt pan deposition of the Lower Clerk Fork Formation (Permian), Texas. - J. Sed. Pet., 51/2: 761-778; Tulsa.
- HARDIE, L. A., SMOOTH, J. P. & EUGSTER, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. - Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 2: 7-41, 8 Abb.; Oxford/London/Edinburgh/Melbourne (Blackwell)
- HARMS, J. C. & FAHNESTOCK, R. K. (1965): Stratification, bedforms and flow: with an example from the Rio Grande. - In MIDDLETON, G.V. (ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. - Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 12: 84-115, 13 Abb., 6 plates; Tulsa.
- HASZELDINE, R. S. (1983a): Fluvial bars reconstructed from a deep, straight channel, Upper Carboniferous coalfield of north east England. - J. Sed. Pet., 53: 1233-1248; Tulsa.
- (1983b): Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of northeast England. - In COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.): Modern and ancient

- fluvial systems. – Spec. Publ. Int. Ass. Sed., **6**: 449–456, 10 Abb., 1 Tab.; Keele.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HOPPE, W. (1925): Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. – Notizbl. Ver. Erdk. u. Hess. Geol. L.-Anst. Darmstadt, 5: 8, 1–114, 5 Taf.; Darmstadt.
- HORN, M. (1976): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4620 Arolsen, 225 S., 35 Abb., 9 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- (1982): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4520 Warburg, 238 S. 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- HUBERT, J. F. & HYDE, M. G. (1982): Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomdion redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. – *Sedimentology*, **29**: 457–474, 16 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- JACKSON, R. G. II (1975): Hierarchical attributes and an unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by sharing flow. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**: 11, 1523–1533, 1 Abb., 6 Tab.; Penrose Place, Boulder.
- (1978): Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering fluvial streams. – In MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology*. – *Can. Soc. Pet. Geol. Memoir*, **5**: 543–576, 3 Abb., 7 Tab.; Calgary.
- JAMES, N. P. (1972): Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure. – *J. Sed. Pet.*, **42**: 4, 817–838, 12 Abb.; Tulsa.
- KIRK, M. (1983): Bar development in a fluvial sandstone (Westphalian 'A'), Scotland. – *Sedimentology*, **30**: 727–742, 9 Abb.; Oxford.
- KONRAD, H. J. (1973): Zur Gliederung des höheren Buntsandsteins der Pfalz. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **2**: 35–44, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Mainz.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – *Freiberger Forsch.*, C 280, Paläont, 56 S., 15 Tab.; Freiberg.
- KRAUS, M. J. & BROWN, T. M. (1986): Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. – In WRIGHT, V. P. (ed.): *Paleosols*. – 180–207, 10 Abb.; Oxford (Blackwell).
- KRÄMER, F. & KUNZ, H. (1969): Leithorizonte und Schichtausfälle im Buntsandstein Hessens und Thüringens. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **18**: 67–76; Karlsruhe.
- LAEMMLEN, M. (1967): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5124 Bad Hersfeld, 280 S., 16 Abb., 20 Tab., 7 Diagr., 31 Textprof., 4 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LANGBEIN, R. (1985): Fluvial-marine transitional depositional environment influencing the diagenesis in the Buntsandstein of Thuringia (German Democratic Republic). – In MADER, D. (ed.): *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*. – *Lect. Notes Earth Sci.*, **4**: 561–590, 10 Abb., 3 Taf.; Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo (Springer).
- LANGFORD, R. P. (1989): Fluvial-aeolian interactions: part I, modern systems. – *Sedimentology*, **36**: 1023–1035, 11 Abb.; Amsterdam.
- LEEDER, M. R. (1973): Fluvial fining upward cycles and the magnitude of paleo channels. – *Geol. Mag.*, **110**: 265–276, 5 Abb.; Herthford.
- LEPPER, J. (1976): Erläuterungen zu Blatt 4322 Karlshafen. – *Geol. Karte Nordrh.-Westf. 1: 25 000*, 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- MADER, D. (1980): Petrographie und Genese der Bröckelbänke im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **29**: 1/2, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Karlsruhe.
- (1985): Minor pedogenesis and local aeolian influences in sandy to pebbly braidplain deposits of the Solling-Folge (Upper Buntsandstein) in the Hessian Depression (Hessen and Lower Saxony, F.R. Germany). – In MADER, D. (ed.): *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*. – 318–350, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo (Springer).
- MCLEAN, J. R. & JERZYKIEWICZ, T. (1978): Cyclicity, tectonics and coal: some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau-Paskapoo-Formations, Coal Valley Area, Alberta, Canada. – In MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology*. – *Can. Soc. Pet. Geol. Memoir*, **5**: 441–468, 6 Abb.; Calgary.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided river environment. – *Earth Sc. Rev.*, **13**: 1–62, 16 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.
- (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial Deposits. – *Earth Sci. rev.*, **22**: 261–308, 20 Abb., 9 Tab.; Amsterdam.
- (1988): Facies architecture in clastic sedimentary basins. – In KLEINSPEHN, K. L. & PAOLA, C. (eds.): *New perspectives in basin analysis*. – 4 Abb., 1 Tab.; New York/Berlin/Heidelberg/Tokyo (Springer).
- (1990): Can there be life after facies models? The development of a framework for the quantitative description of complex, three-dimensional facies architecture. – In CROSS, T. A. (ed.): *Quantitative dynamic stratigraphy*. – 601–615, 3 Abb., 2 Tab.; Englewood-Cliffs, New Jersey (Prentice-Hall).
- MOTZKA, R. (1968): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5324 Hünfeld: 156 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. – *Ann. Univ. Sarav., Sci.*, **3**: 3, 176–201; Saarbrücken.
- & SCHRÖDER, E. (1960): Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**: 246–265, 3 Abb.; Wiesbaden.
- OLSEN, H. (1988): The architecture of a sandy braided-meandering river system: an example from the Lower Triassic Solling Formation (M. Buntsandstein) in W. Germany. – *Geol. Rdsch.*, **77**: 3, 797–814, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1989): Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, U.S.A. – *Sed. Geol.*, **61**: 207–221, 11 Abb.; Amsterdam.
- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des Höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. – *Geol. Jb.*, **84**: 485–590, 28 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- (1968): Neue Ergebnisse aus dem höheren Buntsandstein des nördlichen Schwarzwaldes und des Kraichgaues. – *Geol. Jb.*, **86**: 693–750 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1969): Paläoböden im höheren Buntsandstein des mittleren Schwarzwaldes. – *Geol. Jb.*, **87**: 61–88, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- PERRIAUX, J. (1961): Contribution a la géologie des Vosges gréseuses. – *Mém. serv. carte géol. Alsace et Lorraine*, **18**, 236 S., 27 Abb., 46 Tab., 10 Taf.; Strassbourg.
- PICARD, M. D. & HIGH, L. R. (1973): Sedimentary structures of ephemeral streams. – *Developments in sedimentology*, **17**, 239 S., 139 Abb., 15 Tab.; Amsterdam/London/New York (Elsevier).
- PLINT, A. G. (1983a): Facies, environments and sedimentary cycles in the Middle Eocene, Bracklesham Formation of the Hampshire Basin: evidence for global sea-level changes. – *Sedimentology*, **30**: 625–653, 17 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- PUIGDEFABREGAS, C. & VAN VLIET, A. (1978): Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenees. – In MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology*. – *Can. Soc. Pet. Geol. Memoir*, **5**: 469–485, 13 Abb.; Calgary.
- RETAILLACK, G. J. (1977): Triassic paleosols in the Upper Narrabeen Group New South Wales. Part II: Classification and reconstruction. – *J. Geol. Soc. Australia*, **24**: Pt. I, 19–36; Brisbane.
- RÖSING, F. (1966): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 4621 Wolfhagen, 246 S., 13 Abb., 8 Tab., 2 Diagr.; Wiesbaden.
- SCHALCH, F. (1894): Geol. Spezialkarte des Grossherzogtums Baden, Erläuterung zu Blatt Mosbach (Nr. 34), 44 S.; Heidelberg.
- SCHALCH, F. (1898): Geol. Spezialkarte des Grossherzogtums Baden, Erläuterung zu Blatt Effenbach (Nr. 33), 71 S.; Heidelberg.
- SCHMIDT, M. (1989): Erläuterungen zu Blatt 7418 Nagold. – *Geol. Karte 1: 25 000 Baden-Württ.*, Blatt 7418 Nagold, Erl., 134 S. 4 Abb., 1 Tab, 1 Beil.; Stuttgart.
- SCHNEIDER, H.-E. (1967): Stratigraphie und sedimentpetrographische Untersuchungen im Oberen Buntsandstein südlich

- des Thüringer Waldes. – Freiberg. Forschungsh., 138 S., 37 Abb., 26 Tab.; Leipzig.
- SCHUSTER, M. (1933): Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. a. Die Grenzziehung zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein. – Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 9, 58 S., München.
- (1934): Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. b. Das Untere Röt oder Die Stufe des Plattensandsteins. – Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 15, 64 S., München.
- (1935): Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. c. Das Obere Röt oder Die Stufe der Röt-Tone 1). Die Unteren Röt-Tone und der Röt-Quarzit. – Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 22, 67 S., München.
- SCHWARZMEIER, J. (1978): Erläuterung zum Blatt Nr. 6024 Karlstadt und zum Blatt Nr. 6124 Remlingen. – Geol. Kt. Bayern 1: 25 000, Erl., 6024 u. 6124, 155 S., 23 Abb., 6 Beil., 1 Kt.; München.
- (1979): Erläuterung zum Blatt 6123 Markt-Heidenfeld. – Geol. Kt. Bayern 1: 25 000, Erl. 6123, 118 S., 31 Abb., 9 Tab., 6 Beil.; München.
- (1980): Erläuterung zum Blatt Nr. 6023 Lohr a. Main. – Geol. Kt. Bayern 1: 25 000, Erl., 6023, 159 S., 23 Abb., 6 Beil., 1 Kt.; München.
- SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V. & NORDIN, C. F. (1965): Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. – In MIDDLETON, G. V. (ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. – Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ., 12: 34–52, 21 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- STETS, J. & WURSTER, P. (1974): Gefüge und Entstehung von Ringdünen in den grauen Tuffen des Laacher Vulkans. – Geol. Rdsch., 63: 1113–1132, 5 Abb.; Stuttgart.
- STRIGEL, A. (1929): Das süddeutsche Buntsandsteinbecken. – Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg, n.F. 16; Heidelberg.
- TELLER, J. T. & LAST, W. M. (1990): Paleohydrological indicators in playas and salt lakes, with examples from Canada, Australia, and Africa. – Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecon., 76: 215–240, 7 Abb.; Amsterdam.
- TODD, S. P. & WENT, D. J. (1991): Lateral migration of sand-bed rivers: examples from the Devonian Glashabeg Formation, SW Ireland and the Cambrian Alderney Sandstone Formation, Channel Islands. – Sedimentology, 38: 997–1020, 18 Abb.; Amsterdam.
- TRUNKO, L. (1984): Karlsruhe und Umgebung. – Sam. geol. Führer, 78: 227 S., 28 Abb., 3 Tab., 19 Fotos; Berlin/Stuttgart (Borntraeger)
- TUNBRIDGE, I. P. (1981): Sandy High-Energy Flood Sedimentation—some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. – Sed. Geol., 28: 79–95, 9 Abb.; Amsterdam.
- (1984): Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. – Sedimentology, 31: 697–715, 18 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- WELLS, N. A. (1983): Transient streams in sand poor redbeds; early-middle Eocene Kuldana Formation of northern Pakistan. – In COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds.): Modern and Ancient Fluvial Systems. – Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 6: 393–404, 4 Abb., 1 Tab.; Keele.
- WURSTER, P. (1960): Kreuzschichtung im Buntsandstein von Helgoland. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg., 29: 61–65; Hamburg.
- (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 33, 140 S., 57 Abb., 4 Taf.; Hamburg.

8. Aufschlußliste

Die Liste aller aufgesuchten Aufschlüsse ist nach den im Text differenzierten Regionen geordnet. Innerhalb der Regionen erfolgt die Auflistung anhand der GK 25 Blattnummern und zwar von den höheren Zahlen zu den niedrigeren. Die Beschreibung ist in folgender Reihenfolge wiedergegeben: Lage des Aufschlusses, Kartenbezeichnung, Rechts-Hoch-Werte (x-y-Werte), aufgeschlossene Schichtenfolge. Die für diese Arbeit letztendlich herangezogenen Aufschlüsse sind mit den entsprechenden Nummern gekennzeichnet.

Region I

- Neuf-Brisach; x 964,2, y 343,3; Ehem. Stbr. Osenbach; nicht aufgeschlossen.
- F217 Molsheim; 2: x 980,1, y 109,8; Ehem. Stbr. Soultz les Bains; Voltziensandstein–Unterer Muschelkalk.
- Sarrebourg; x 454,85, y 212,75; Stbr. E Niderviller; Obere Zwischenschichten–Voltziensandstein.
- F196 Sarre-Union; 3: x 955,25, y 147,25; Bahneinschnitt W Waldhambach; Voltziensandstein.

- F197 Bouxwiller; x 955,8, y 149,8; Ehem. Stbr. Waldhambach; Reste vom Voltziensandstein.
- Saverne; x 989,85, y 123,6; Ehem. Stbr. bei Marmoutier; nicht aufgeschlossen.
- Saverne; x 961,0, y 127,8; Ehem. Stbr. bei Lutzelbourg; nicht aufgeschlossen.
- Plombiers; x 888,1, y 336,0; Ehem. Stbr. Fontenoy le Chateau; Reste der Unteren Zwischenschichten.
- Bl. 6711 Pirmasens-Nord; R 33 93 100, H 54 37 000; Ehem. Stbr. E Mühlbach; Reste der Unteren Zwischenschichten.
- R 33 99 500, H 54 56 200; Ehem. Stbr. SW Rodalben; Reste der Unteren Zwischenschichten.
- 8: R 33 99 700, H 54 55 700; Straßenschnitt an der Straße zwischen Rodalben und Pirmasens; Solling-Konglomerat–Untere Zwischenschichten.
- 9: R 34 00 000, H 54 59 000; Ehem. Stbr. W Donsieders; Untere Zwischenschichten.
- Bl. 6611 Hermersberg; R 33 93 350, H 54 64 050; Ehem. Stbr. SE Konradsmühle; Reste der Zwischenschichten.
- R 33 99 500, H 54 71 300; Ehem. Stbr. E Queidersbach; Reste der Zwischenschichten.
- Bl. 6414 Grünstadt-West; R 34 34 900, H 54 89 700; Ehem. Stbr. W Tiefenthal; Reste der Zwischenschichten.

Region II

- Bl. 8315 Waldshut; R 34 38 580, H 52 76 300; Ehem. Stbr. am Talausgang des Eschbachtals; nicht mehr aufgeschlossen.
- Bl. 8115 Lenzkirchen; R 34 49 710, H 53 00 870; Felsböschung an der Schelmenhalde; Reste des Unteren Plattensandsteins.
- Bl. 7816 St. Georgen; R 34 62 500, H 53 40 300; Ehem. Stbr. bei Fischbach; nicht mehr aufgeschlossen.
- Bl. 7616 Alpirsbach; R 34 60 040, H 53 55 880; Ehem. Stbr. SW Aischfeld; nicht mehr aufgeschlossen.
- Bl. 7516 Freudenstadt; I: R 34 46 220, H 53 67 650; Ehem. Stbr. E Dietersweiler; Oberer Plattensandstein–Muschelkalk.
- Bl. 7318 Stammheim; R 34 83 120, H 53 89 330; Ehem. Stbr. S Gültigen; nicht mehr aufgeschlossen.
- Bl. 7219 Weil der Stadt; R 34 88 180, H 54 06 800; Ehem. Stbr. an der Frohmühle; N Hausen; Reste des Unteren Plattensandsteins.
- R 34 87 850, H 54 06 360; Ehem. Stbr. N Hausen; nicht mehr aufgeschlossen.
- Bl. 7117 Birkenfeld; 4: R 34 65 500, H 54 15 900; Ehem. Stbr. N Hochmühle (SW Weiler); Oberer Plattensandstein–Röttone.
- R 34 65 420, H 54 15 940; Ehem. Stbr. am Sportplatz von Weiler; Reste des Oberen Plattensandsteins–Röttone.
- R 34 69 740, H 54 15 340; Ehem. Stbr. NE Gräfenhausen; nicht mehr aufgeschlossen.

- R 34 72 100, H 54 16 340; Ehem. Stbr. SE Dietlingen; Reste des Unteren Plattensandsteins.
 - R 34 74 000, H 54 15 660; Ehem. Stbr. NE Birkenfeld; nicht mehr aufgeschlossen.
 - Bl. 7118 Pforzheim-Süd; R 34 79 150, H 54 16 800; Ehem. Stbr. S Pforzheim; nicht mehr aufgeschlossen.
 - R 34 79 400, H 54 17 150; Ehem. Stbr. E Pforzheim; nicht mehr aufgeschlossen.
 - 5: R 34 87 050, H 54 08 400; Ehem. Stbr. N Mühlhausen; Oberer Plattensandstein-Röttone.
 - Bl. 7016 Ettlingen; R 34 62 700, H 54 27 500; Ehem. Stbr. im Eisenhafengrund SE Durlach; Reste des Unteren Plattensandsteins.
 - Bl. 7017 Königsbach; 6; R 34 66 940, H 54 19 800; Ehem. Stbr. bei Dietenhausen; Oberer Plattensandstein-Röttone.
 - R 34 67 330, H 54 27 480; Ehem. Stbr. SE Söllingen; Reste des Oberen Plattensandsteins.
 - R 34 81 500, H 54 19 750; Ehem. Stbr. bei Eutingen; nicht mehr aufgeschlossen.
 - R 34 81 850, H 54 19 000; Ehem. Stbr. SE Eutingen; Reste des Unteren Plattensandsteins.
 - R 34 85 100, H 54 18 200; Ehem. Stbr. W Öschelbronn; Reste des Unteren Plattensandsteins.
 - 7: R 34 85 100, H 54 18 200; Ehem. Stbr. W Öschelbronn; Oberer Plattensandstein.
 - Bl. 6916 Karlsruhe; R 34 63 320, H 54 30 580; Ehem. Stbr. am Sportplatz Grötzingen; nicht mehr aufgeschlossen.
- Region III**
- Bl. 6618 Neckargemünd; R 34 78 660, H 54 65 100; Ehem. Stbr. am Ortsrand Nußloch; nicht mehr vorhanden.
 - Bl. 6619 Epfenbach; R 34 93 260, H 54 70 420; Ehem. Stbr. am Hummelhang SSE Waldwimmersbach; Reste vom Plattensandstein.
 - 10: R 34 93 870, H 54 89 960; Ehem. Stbr. am Potaschenbrunnen SSE Waldwimmersbach; Unterer Plattensandstein.
 - R 34 97 300, H 54 11 500; Ehem. Stbr. N Michelbach; nicht vorhanden.
 - Bl. 6620 Mosbach; R 35 06 080, H 54 12 860; Ehem. Stbr. an der Straße zwischen Neckargerach und Reichenbach; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 06 300, H 54 72 500; Magarethenschlucht bei Reichenbach; Solling-Sandstein-Obere Röttone.
 - 11: R 35 05 000, H 54 70 050; Straßenschnitt zwischen Bienau und Diedesheim; Unterer Plattensandstein.
 - 12: R 35 12 000, H 54 71 360; Ehem. Stbr. am Bahnhof Neckarburken; Oberer Plattensandstein-Obere Röttone.
 - Bl. 6419 Beerfelden; R 34 99 080, H 54 96 100; Ehem. Stbr. N Hetzbach; Reste vom Unteren Plattensandstein.
- R 34 98 800, H 54 95 100; Ehem. Stbr. W Hetzbach; nicht mehr vorhanden.
 - 13: R 34 99 000, H 54 95 700; Ehem. Stbr. N Hetzbach; Unterer Plattensandstein.
 - Bl. 6421 Buchen; R 35 22 750, H 54 87 950; Ehem. Stbr. NW Buchen; nicht mehr vorhanden.
 - Bl. 6319 Erbach; R 34 98 900, H 55 05 400; Ehem. Stbr. W Steinbach; Oberer Plattensandstein-Rötquarzit.
 - R 34 99 050, H 55 05 780; Tongrube bei Steinbach; Obere Röttone (Epfenbacher Sandstein).
 - Bl. 6322 Hardheim; R 35 25 700, H 55 06 500; Ehem. Stbr. NW Umpfenbach; Unterer Plattensandstein-Untere Röttone.
 - 14: R 35 25 950, H 55 06 000; Ehem. Stbr. W Umpfenbach; Unterer Plattensandstein-Röttone.
 - R 35 28 250, H 55 05 550; Ehem. Stbr. S Richelbach; Reste vom Unteren Plattensandstein.
 - R 35 31 900, H 54 98 900; Ehem. Stbr. E Dornberg; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 33 100, H 54 98 100; Ehem. Stbr. NW Hardheim; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 34 900, H 55 05 300; Ehem. Stbr. ENE Steinbach; nicht mehr vorhanden.
 - Bl. 6219 Brensbach; R 35 97 750, H 55 09 850; Ehem. Stbr. bei Langen-Brombach; nicht mehr vorhanden.
 - Bl. 6221 Miltenberg; R 35 22 600, H 55 10 000; Ehem. Stbr. auf dem Wummerberg; Reste vom Unteren Plattensandstein.
- Region IV**
- Bl. 6323 Tauberbischofsheim; R 35 35 800, H 55 07 000; Ehem. Stbr. am Hirschberg; Reste vom Unteren Plattensandstein.
 - Bl. 6222 Stadtprozelten; R 35 26 350, H 55 09 350; Ehem. Stbr. am Hirschberg; Reste vom Unteren Plattensandstein.
 - R 35 27 300, H 55 12 200; Ehem. Stbr. NW Rauenberg; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 29 800, H 55 10 700; Ehem. Stbr. N Wessental; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 30 200, H 55 10 000; Ehem. Stbr. E Wessental; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 33 750, H 55 14 100; Ehem. Stbr. SSW Grünenwört; nicht mehr vorhanden.
 - Bl. 6223 Wertheim; R 35 36 200, H 55 12 650; Ehem. Stbr. SW Wertheim; Reste vom Unteren Plattensandstein.
 - 15: R 35 41 450, H 55 15 300; Stbr. E Bettingen; Unterer Plattensandstein-Untere Röttone.
 - R 35 44 100, H 55 12 200; Ehem. Stbr. E Dietenhahn I; Unterer Plattensandstein-Röttone.
 - R 35 44 400, H 55 12 200; Ehem. Stbr. E Dietenhahn II; Unterer Plattensandstein-Untere Röttone.
 - R 35 45 000, H 55 11 700; Ehem. Stbr. S Kembach; Unterer Plattensandstein-Untere Röttone.
 - R 35 45 600, H 55 11 800; Ehem. Stbr. S Kembach; Unterer Plattensandstein-Untere Röttone.
 - R 35 45 700, H 55 11 500; Ehem. Stbr. SE Kembach; Unterer Plattensandstein-Untere Röttone.
 - Bl. 6123 Marktheidenfeld; R 35 36 790, H 55 19 040; Ehem. Stbr. Röttbach; Reste vom Rötquarzit.
 - R 35 40 160, H 55 24 000; Ehem. Stbr. W Glasofen; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 41 500, H 55 28 100; Ehem. Stbr. W Hölle; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 41 620, H 55 25 740; Ehem. Stbr. N Marienbrunn; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 41 830, H 55 20 080; Bachanriß beim Fischerhäusel; Reste vom Rötquarzit.
 - R 35 42 050, H 55 23 200; Ehem. Stbr. Marktheidenfeld; Reste vom Rötquarzit.
 - R 35 42 410, H 55 27 580; Ehem. Stbr. NE Windheim; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 42 450, H 55 19 480; Bachanriß am unteren Klingelsbach-Graben; Reste vom Unteren Plattensandstein-Rötquarzit.
 - R 35 42 550, H 55 27 450; Ehem. Stbr. E Windheim; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 42 670, H 55 22 250; Ehem. Stbr. am Dillberg; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 43 860, H 55 25 700; Ehem. Stbr. gegenüber Hafenlohr; nicht mehr vorhanden.
 - R 35 44 500, H 55 19 110; Fabrikhofwand des Zementwerks Lengfurt; Reste vom Rötquarzit-Obere Röttone.
 - R 35 44 750, H 55 27 810; Reste vom Bachanrisse im Hölzles Graben; Unteren Plattensandstein-Rötquarzit.
 - Bl. 6023 Lohr a. Main; R 35 40 400, H 55 36 350; Ehem. Stbr. am Karl-Neuf-Platz; Reste vom Unteren Plattensandstein.
 - R 35 41 130, H 55 29 750; Ehem. Stbr. SW Rotbild; Reste vom Unteren Plattensandstein.
 - 16: R 35 41 750, H 55 29 850; Ehem. Stbr. SE Rotbild; Unterer Plattensandstein.
 - 17: R 35 42 670, H 55 30 400; Ehem. Stbr. am Scheuerberg; Unterer Plattensandstein.
 - R 35 46 100, H 55 37 270; Ehem. Stbr. am Buchenrain E der Mittel-Mühle; nicht mehr vorhanden.
 - Bl. 6024 Karlstadt; R 35 53 360, H 55 40 390; Ehem. Stbr. am Grainberg; Reste vom Unteren Plattensandstein.
 - 18: R 35 53 500, H 55 40 400; Ehem. Stbr. am Grainberg; Unterer Plattensandstein.
 - R 35 53 600, H 55 40 400; Felswand am „Roterberg“; Reste vom Rötquarzit.
 - 19: R 35 54 040, H 55 40 200; Weganschnitt am Grainberg; Rötquarzit.
 - R 35 59 890, H 55 27 350; Ehem. Stbr. S Zellingen (Schloß); nicht vorhanden.

LUTZ SCHIRRMEISTER, TORSTEN SCHWARZ und BJÖRN BOHNÉ*

Mineralogie und Geochemie des Kaolinitis bei Ortenberg (Hessen)

Kurzfassung

Die Volpriehausen-Wechselfolge des Mittleren Buntsandsteins ist in einem ehemaligen Tagebau bei Ortenberg am SW-Rand des Vogelsberges durch eine tiefgreifende Kaolinisierung gekennzeichnet. Der Frage einer endogenen oder exogenen Alteration wurde mit Hilfe eines breiten Spektrums an mineralogischen, mikroskopischen und geochemischen Untersuchungen nachgegangen, wobei der Schwerpunkt

auf der Analyse des schwach fehlgeordneten Kaolinitis lag. Die intensive Alteration dieses Buntsandsteinmaterials wird vorrangig auf die Wirkung der tertiären tropischen Verwitterung zurückgeführt, wobei die Beteiligung vulkanogener CO₂-reicher Wässer nicht ausgeschlossen werden kann.

Abstract

Deeply kaolinized sediments of the Volpriehausen-Wechselfolge

(Middle Bunter) crop out at Ortenberg in the SW of the basaltic massiv of the Vogelsberg. It is not clear if these kaolins formed by weathering or by hydrothermal alteration. With a wide spectrum of mineralogical and geochemical methods the neoformed kaolinite is being characterized with respect to its genesis. Although a hydrothermal genesis of the slightly disordered kaolinite cannot generally be ruled out, the geochemical composition exhibits similarities with supergene kaolins.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	108
2. Geologische Situation	108
3. Material und Methoden	109
4. Korngrößenanalyse und mikroskopische Untersuchungen	110
4.1. Korngrößenanalyse	110
4.2. Dünnschliffuntersuchungen	110
4.3. Rasterelektronenmikroskopie (SEM)	111
4.4. Transmissionselektronenmikroskopie (TEM)	112
5. Phasenanalyse	114
5.1. Röntgendiffraktometrie (XRD)	114
5.2. Infrarotspektroskopie (IR)	114
5.3. Thermoanalyse (DTA, TG)	115
6. Elektronen-Paramagnetische-Resonanz-Spektroskopie (EPR), Elektronen-Spin-Resonanz (ESR)	116
7. Geochemische Untersuchungen	118
7.1. Haupt- und Spurenelemente (RFA)	118
7.2. Isotopenuntersuchungen ($\delta^{18}\text{O}$; δD)	119
8. Interpretation	120
9. Diskussion	121
10. Schriftenverzeichnis	122

* DR. L. SCHIRRMEISTER, Humboldt-Universität zu Berlin; Geographisches Institut, 10099 Berlin. DR. T. SCHWARZ, Technische Universität Berlin / BH4, FG Lagerstättenforschung, Ernst-Reuter-Platz 1; 10587 Berlin. B. BOHNÉ, Universität Bonn, Institut für Bodenkunde, Nußallee 6, 53115 Bonn.

1. Einführung

Östlich von Ortenberg stehen in einer aufgelassenen Sandgrube intensiv kaolinisierte und gebleichte, überwiegend sandige Sedimente der Volpriehausen-Wechselfolge (Mittlerer Buntsandstein) an. Nicht hinreichend geklärt ist bisher die Frage, ob es sich bei dieser Kaolinisierung um eine azzendente, also hydrothermale Alteration durch aufsteigende CO₂-reiche Lösungen oder um eine deszendente Umwandlung durch Verwitterungsprozesse handelt. Im Rahmen dieser Arbeit soll daher eine detaillierte Analyse des neugebildeten Kaolinites mit dem Ziel einer genetischen Interpretation der Alterationsprozesse durchgeführt werden.

Weltweit gibt es sowohl Kaolinlagerstätten hydrothermalen Ursprungs als auch solche, die durch Verwitterungsprozesse entstanden sind, wobei in manchen Fällen auch die Interaktion beider Prozesse postuliert wird (MURRAY 1988). Indikativ ist hierbei häufig die Mineralassoziation, wobei die Minerale Dickit, Nakrit, Alunit, Pyrophyllit und Opal-CT fast ausschließlich an hydrothermale Kaoline gebunden sind und in verwitterungsderivativen Kaolinlagerstätten fehlen. In Deutschland hat KÖSTER (1974) für den Kaolin von Tirschenreuth (Oberpfalz) dessen Entstehung durch Verwitterungsprozesse geochemisch nachgewiesen, indem er zeigte, daß es gegenüber dem Ausgangsgestein zu keinerlei Stoffzufuhr gekommen ist. Für die Kaoline von Karlsbad (Tschechien) hat KONTA (1969) unter anderem aufgrund der mit der Teufe abnehmenden Kaolinitgehalte darauf geschlossen, daß es sich dort um ein Verwitterungsprofil handelt. Beide Indizien sind nicht ohne weiteres auf die Situation im Vogelsberg übertragbar, da das sedimentäre Ausgangsgestein im Gegensatz zu den granitischen Ausgangsgesteinen von Tirschenreuth und Karlsbad sehr heterogen aufgebaut ist. Somit gibt es kein einheitliches Ausgangsgestein als

geochemisches Referenzmaterial und eventuelle geochemische Gradienten eines Verwitterungsprofils werden von den primären lithologischen Unterschieden überdeckt.

Grundsätzlich jedoch sind im Vogelsberg die Voraussetzungen für beide Alterationsprozesse gegeben. So sind autohydrothermale Umwandlungen von Basalten, sogenannte Edaphoide, bekannt, bei denen es jedoch bevorzugt zur Neubildung von Smektit- und weniger von Kaolinitmineralen kommt (JARITZ 1966). Die azzendente Alteration durch CO₂-reiche hydrothermale Lösungen entlang von Störungen könnte mit dem Vulkanismus im Vogelsberg seit Beginn des Miozäns in Verbindung stehen (EHRENBERG & HICKETHIER 1988). Ebenso ist es jedoch auch möglich, daß die Kaoline von Ortenberg Bestandteil einer in ganz Mitteleuropa verbreiteten, tertiären Verwitterungskruste sind (KUZVART & KONTA 1968, STÖRR et al. 1977). Möglich war diese tiefgründige Verwitterung durch eine langanhaltende Festlandsphase im Mesozoikum und Tertiär sowie global warmfeuchte Klimabedingungen in Oberkreide und Alttertiär (FRAKES 1979). In Hessen können zwei Phasen intensiver Verwitterung unterschieden werden, eine prämittelmiozäne Phase mit einer tiefgründigen Kaolinisierung (KUTSCHER 1954, BIRKENHAUER 1970) sowie eine jüngere Phase, in der es über die Kaolinisierung hinaus zur Bildung von Laterit auf den miozänen Basalten des Vogelsberges kam (SCHRICKE 1975, SCHWARZ 1988). Palynomorphologische Untersuchungen an Karstspalten bei Gießen belegen analog dazu zwei Verkarstungsphasen im Unter-Eozän sowie im Ober-Miozän (PFLUG & WERDING 1964).

Im folgenden soll nun am Beispiel der Kaolingrube Ortenberg geprüft werden, inwieweit die mineralogische und geochemische Zusammensetzung des neugebildeten Kaolinites Rückschlüsse auf Alterationsprozesse zuläßt.

2. Geologische Situation

Die Kaolingrube Ortenberg liegt am SW-Rand des Vogelsberges im Randbereich des hier aus Buntsandstein bestehenden Büdinger Waldes, der zu einem staffelförmig nach NE absinkenden Schollengebiet zwischen Spessart und Vogelsberg gehört.

Die Gesteine im Aufschluß werden dem Mittleren Buntsandstein, genauer der Volpriehausen-Wechselfolge zugeordnet (EHRENBERG & HICKETHIER 1978). Die Volpriehausen-Wechselfolge ist weit über das Gebiet der Grube hinaus großflächig gebleicht und kaolinisiert (vgl. GK 25

Ortenberg, EHRENBERG & HICKETHIER 1978). Darüber hinaus sind auch im SE-Blattgebiet von Ortenberg, hier vor allem in Gesteinen der Detfurth-Folge flächenhaft Kaolinisierungserscheinungen beobachtet worden. Das Vorkommen östlich Ortenberg liegt im Bereich tiefgründig kaolinisierter, nach E staffelförmig absinkender Schollen.

Die Kaolinsande der Grube wurden in den 50er und 60er Jahren als Spezialsande (EHRENBERG & HICKETHIER 1978) bzw. zur Herstellung von Feuerfestmaterial (WEYL 1980) abgebaut.

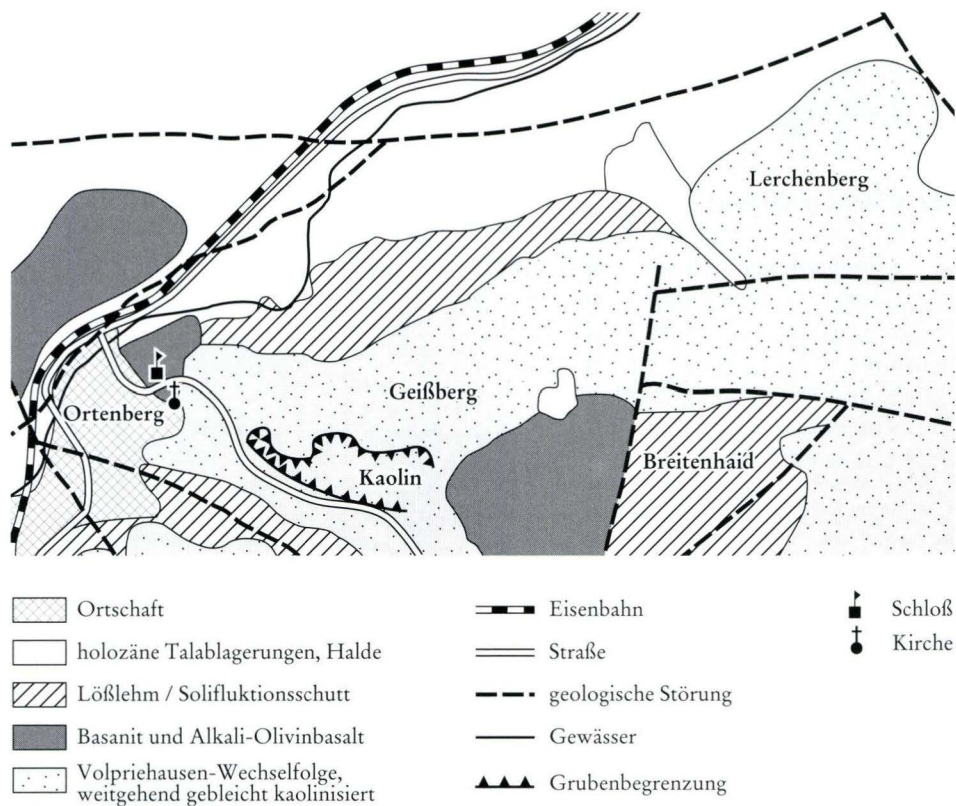


Abb. 1. Geologische Situation im Umfeld der Kaolingrube NE Ortenberg (vereinfacht nach EHRENBURG & HICKETHIER 1978).

3. Material und Methoden

Das Probenmaterial stammt aus den zugänglichen Basisbereichen an der S-Wand der Grube. Eine genauere Stratifizierung erfolgte nicht. Es handelt sich um ein weiß-graues Material, das im Stück erhalten bleibt, aber zwischen den Fingern zerrieben werden kann. Im Anstehenden ist die trogförmige Schrägschichtung zu erkennen, die aufgrund des Korngrößenwechsels trotz der Kaolinisierung sehr gut erhalten ist.

Das Gestein ist durchgehend kaolinisiert, sämtliche Kornverbindungen sind aufgehoben, lediglich im SW-Teil der Grube kommt es bankweise sowie auch von Klüften ausgehend zu Silifizierungserscheinungen.

Zur Charakterisierung des Gesteins und seiner Komponenten wurde ein breites Methodenspektrum eingesetzt. Sieb- und Schlämmanalysen geben das Bild der Kornverteilung dieses umgewandelten Sandsteins wieder und dienen der präparativen Korngrößenfraktionierung. Mikroskopische Untersuchungen (Polarisationsmikroskop, Rasterelektronenmikroskop [SEM], Transmis-

sionselektronenmikroskop [TEM]) wurden mit dem Ziel durchgeführt, die Anordnung der Primär- und Sekundärkomponenten (Sandstein, Kaolin) zu bestimmen und ihre Morphologie zu beschreiben. Die Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop erfolgten an der Originalprobe und an einzelnen Kornfraktionen. Mit dem Transmissionselektronenmikroskop wurden Durchstrahlungs-, Replica- und golddekorierte Präparate untersucht.

Grundlage für mineralogische und kristallographische Aussagen war die Röntgendiffraktometrie (XRD), die durch Infrarot- (IR) und thermoanalytische (DTA) Untersuchungen unterstützt wurden. Die Messungen der Elektronenspinresonanz (ESR/EPR) sollen Auskunft über den Einbau von Fe in das Kaolinitgitter geben. Durch Isotopenuntersuchungen ($\delta^{18}\text{O}$, δD) wird die Frage einer möglichen Temperaturbeeinflussung beantwortet. Die chemische Zusammensetzung der Gesamtprobe und der Fraktionen wurden durch Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) bestimmt.

4. Korngrößenanalysen und mikroskopische Untersuchungen

4.1. Korngrößenanalyse

Das aus den Ergebnissen der Sieb- und der Schlämmanalyse zusammengesetzte Korngrößenspektrum zeigt ein überwiegend feinsandiges Material mit deutlich erhöhten Tonanteilen (Abb. 2) und einer schlechten Sortierung nach TRASK (1932) ($So = 1,94$; $Sk = 1,21$). Das Spektrum ist mit der von MEISL (1978) für die Kaolin-grube Ortenberg vorgestellten Kornverteilung vergleichbar.

4.2. Dünnschliffuntersuchungen

Die im Dünnschliff erkennbaren Hauptkomponenten sind schwach gerundete Quarze (kantengerundet-schlecht gerundet) in zwei Größenordnungen (0,5 mm und 0,1–0,2 mm). Es treten sowohl Einzelkristalle als auch Quarzbruchstücke auf.

Um die Quarzkörner sind fast immer Kaolinitssäume ausgebildet (Abb. 3 a). Diese erscheinen unter gekreuzten Nicols gelblichbraun und löschen in Segmente einheitlich aus. Vereinzelt finden sich kleine netz- oder gerüstartige Strukturen, die als Relikte zersetzter Feldspäte zu deuten sind (Abb. 3 a).

In Zwickeln sind häufig größere feinkörnig strukturierte Flächen zu beobachten, die sich bei stärkerer Vergrößerung als Mosaik aus unregelmäßig angeordneten,

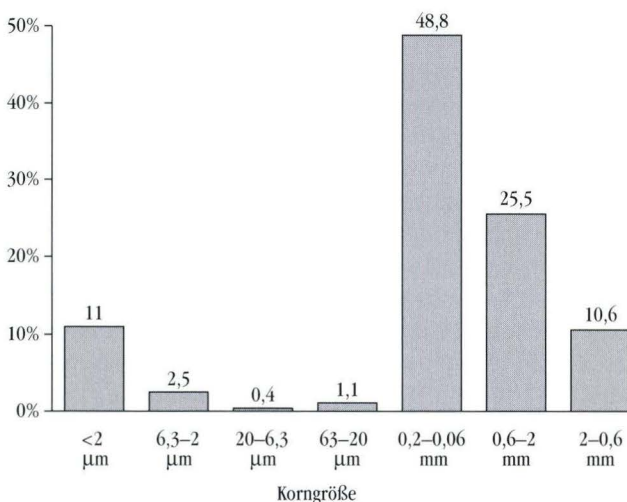


Abb. 2. Korngrößenverteilung des kaolinisierten Buntsandsteins von Ortenberg.

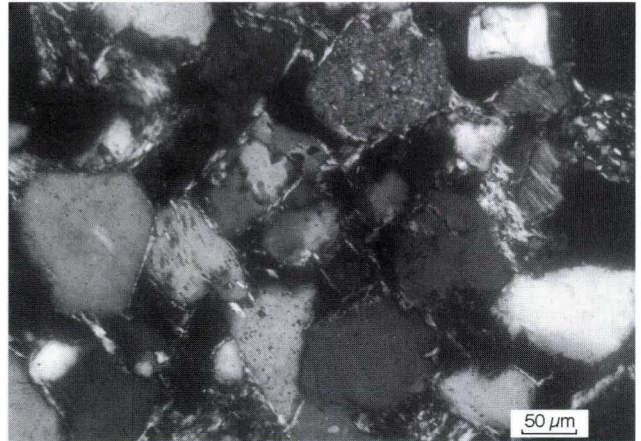


Abb. 3a. Kaolinitssäume um Sandsteinkörner (Dünnschliff).

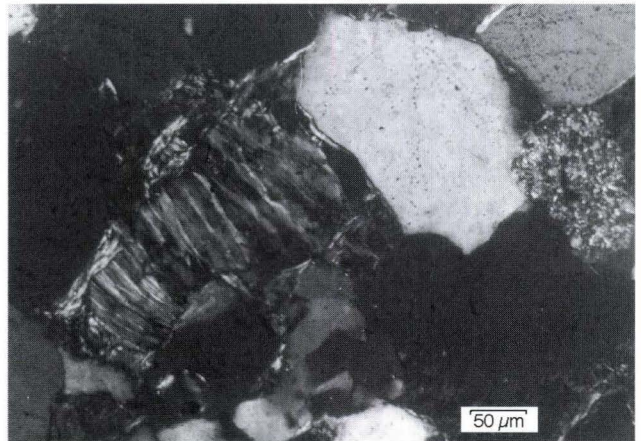


Abb. 3b. Kaolinitpakete anstelle zersetzter Feldspäte (Dünnschliff).

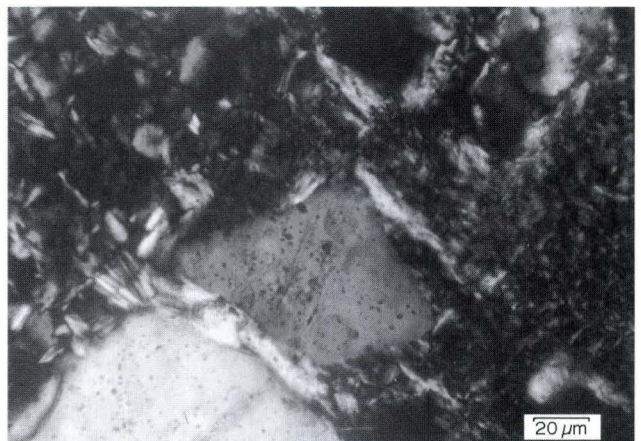


Abb. 3c. Längliche Kaolinitaggregate als Porenfüllung (Dünnschliff; mit Gipskompensator).

lamellierten, leisten- und linsenförmigen Kaolinitpaketen erweisen (Abb. 3 b). Gebogene, lamelliert und zonar aufgebaute Leisten zwischen den Quarzkörnern deuten auf größere wurmartige Kaolinitaggregate hin (Abb. 3 c), die in Residualkaolinen ein in-situ-Wachstum der Aggregate belegen (HENNING & STÖRR 1986).

Säume und Leisten sind ca. 4–10 μm stark und ca. 50 μm lang.

Stärkere lamellierte Packungen an größeren Körnern löschen orientiert aus. Es geht ein länglicher Schatten über diese Struktur. Das spricht für eine gemeinsame Orientierung der einzelnen Aggregate.

4.3. Rasterelektronenmikroskopie (SEM)

Ziel war es, die Anordnung der Kaolinitkristalle und -aggregate im Gesteinsverband zu bestimmen und durch die differenzierte Untersuchung der Fraktionen die Morphologie der Einzelkomponenten und ihrer

Oberflächen zu verdeutlichen. In der Gesamtprobe erkennt man 1–2 μm große, idiomorphe Kaolinittäfelchen, die in den Kornzwischenräumen kleine unregelmäßig angeordnete Stapel aufbauen (Abb. 4 a).

Auf Kornoberflächen befindet sich eine aus Kaolinitäbeln zusammengesetzte Hülle. Vereinzelt lassen sich wurmartige Strukturen von Kaolinitaggregaten erkennen (20 μm Länge, 10 μm \varnothing). Diese „Kaolinitwürmer“ sind relativ locker gestapelt und setzen sich aus schmalen, tafeligen Kaolinitaggregaten zusammen, die ihrerseits aus einzelnen Kaoliniten aufgebaut sind (Abb. 4 b). Häufig treten längliche Strukturen aus aneinandergereihten Kaoliniten auf.

Insgesamt lassen sich 5 verschiedene Anordnungen der Kaolinite unterscheiden:

1. separate Kaolinitäbeln
2. kleine Stapelpakete aus ca. 10 Lagen (z.T. in größeren Aggregaten zusammengeschlossen)
3. Kaolinit-books oder -würmer

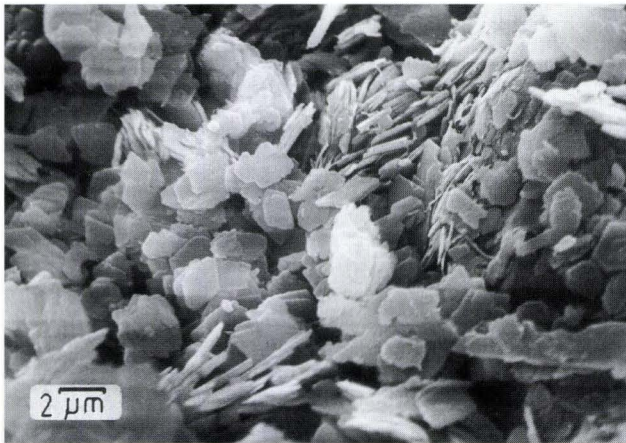


Abb. 4a. Tafelige Kaolinitaggregate und kleine Kaolinitpakete mit hexagonalen und rhomboidalen Umrissen (SEM).

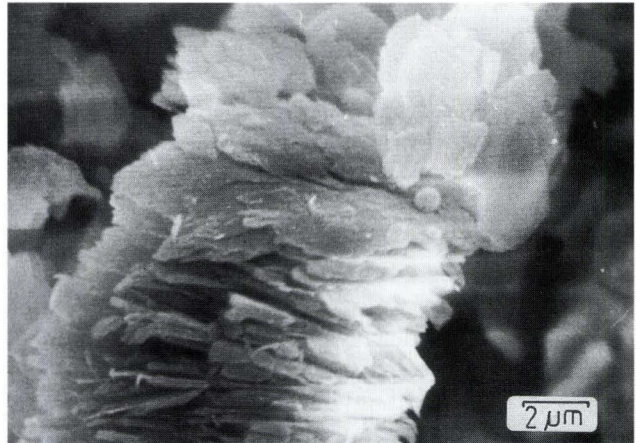


Abb. 4b. Wurmartiges Kaolinitaggregate aus locker gestapelten Kaolinitäbeln (SEM).

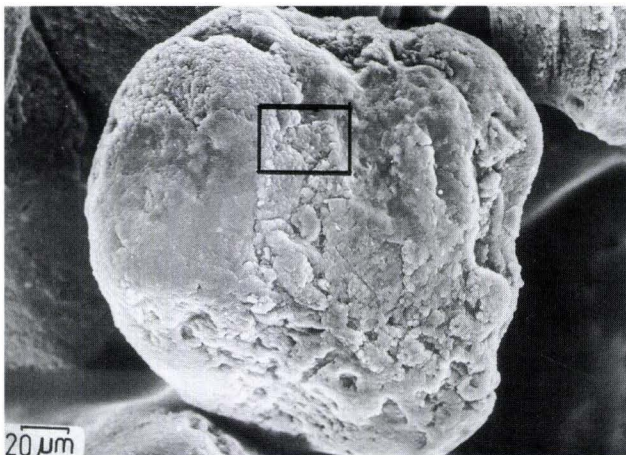


Abb. 4c. Stark korrodiertes Feldspatkorn (SEM).

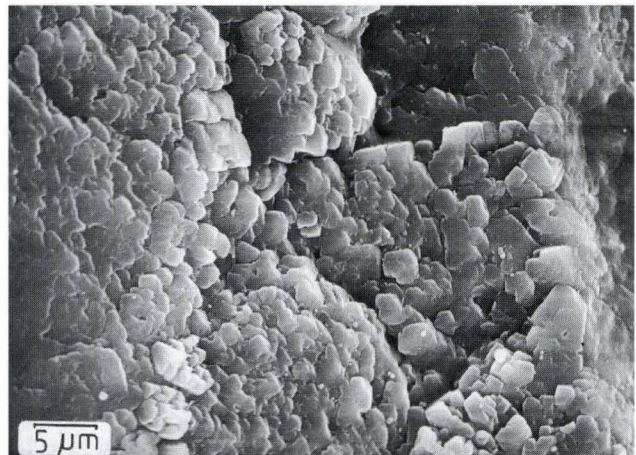


Abb. 4d. Tafelig strukturierte angelöste Kornoberfläche; Ausschnitt aus Abb. 4c (SEM).

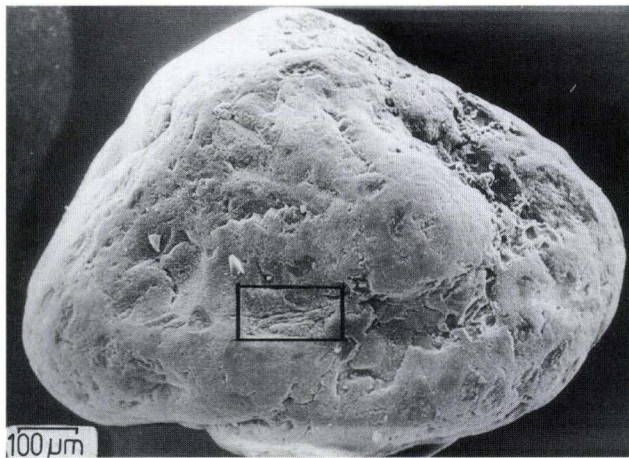


Abb. 4e. Quarzkorn mit Belastungsmarken mechanischer Beanspruchung und korrodierter Kornoberfläche (SEM).



Abb. 4f. Überprägung der Belastungsmarken durch Lösungerscheinungen; Ausschnitt aus Abb. 4e (SEM).

4. mosaikartig zusammengesetzte Hüllen um Quarzkörner

5. schmale Kaolinitgirlanden

In der Fraktion 2–0,63 mm (Grobsand) wurden zwei Kornarten getrennt untersucht (graue und durchsichtige Feldspäte und farblose durchscheinende bis glasklare Quarze). Die wenigen Feldspäte sind schwächer gerundet und haben eine deutlich rauhere Oberfläche als die Quarzkörner. Die Oberfläche eines einzelnen Feldspatkorns weist zahlreiche 50–100 µm große Vertiefungen auf, in denen die Kornoberfläche noch stärker korrodiert erscheint. Bei weiteren Vergrößerungen scheinen diese rauhen Oberflächen aus idiomorphen tafeligen Aggregaten zusammengesetzt zu sein. Die Tafeln sind 1–2 µm groß und mit Kaoliniten vergleichbar. Erkennbar wird eine linear gerichtete Anordnung der Tafeln, die vermutlich Kristallorientierungen des Feldspatkorn folgt (Abb. 4 c/d). Kaolinit wurde in dieser Fraktion röntgenographisch nicht nachgewiesen. Diese Tafelstrukturen sind die „Abdrücke“ der Kaolinitgehüllen auf den Relikten der Feldspatoberflächen als Spuren eines epitaktischen Aufwachsens.

Die Quarzkörner weisen auf ihren Oberflächen häufig Transportspuren auf (lineare Kratzspuren, bogenförmige und V-förmige Strukturen, Krähenfuß-Figuren, Zickzack-Strukturen), die auf die Sandsteingeneese zurückzuführen sind (Abb. 4 e). Bei stärkerer Vergrößerung wird deutlich, daß die Kornoberfläche an den Transportspuren intensiv korrodiert ist. Es lassen sich nur selten tafelige Formen feststellen, die jedoch keine Ähnlichkeit mit Kaoliniten haben (Abb. 4 f).

Die übrigen Sandfraktionen sind mit der Grobsandfraktion vergleichbar. Gut gerundete Quarzkörner mit deutlichen Transportspuren und schwach gerundete Feldspäte mit stark angelöster Oberfläche.

4.4. Transmissionselektronenmikroskopie (TEM)

In der Fraktion 2–6,3 µm wurden ca. 5 µm große idiomorphe häufig verzwilligte Kaolinittafeln beobachtet, die bei Durchstrahlungsaufnahmen Moiré-Strukturen aufweisen.

Replicaaufnahmen (Abdrücke der Kristalle) lassen auf den Oberflächen kleine Kaolinite (0,2 µm) und leistenförmige Kristalle (0,5 µm) erkennen, bei denen es sich um epitaktische Aufwachsungen handeln könnte (Abb. 5 a).

Die Durchstrahlungsaufnahmen der Fraktion <2 µm zeigen idiomorphe, 1–2 µm große, undurchstrahlbare (dicke) Kaolinitkristalle. Daneben treten auch Aggregate aus 0,2 µm großen Täfelchen auf. Weiterhin finden sich 2–3 µm große Aggregate aus leistenförmigen Kristallen (Abb. 5 b).

In der Fraktion < 1 µm überwiegen die ca. 0,8×0,1 µm großen Leisten. Seltener sind die kleinen idiomorphen Kaolinite (< 0,1 µm) (Abb. 5 c).

Die Replicaaufnahmen der Fraktion < 2 µm bestätigen die Annahme, daß es sich um zwei Kaolinitgrößen handelt. Die Bilder zeigen pseudo-hexagonale und rhomboidale tafelige Kristalle, häufig mit stärkerer Längserstreckung.

Leistenförmige Kristalle setzen sich zu buschigen oder rosettenartigen Aggregaten zusammen. In den Replicaaufnahmen sind einzelne 0,2–0,5 µm große Anataktkristalle zu sehen (Abb. 5 d).

Die golddekorierten Kaolinite lassen zwei Oberflächenstrukturen erkennen. Die Kristalle sind von eng gestaffelten Linien bedeckt, die als Gitterstufen bezeichnet werden (HENNING & STÖRR 1986). Diese Linien zeichnen den äußeren Kristallumriß nach. Sie treten in dichteren, aber auch weiteren Abständen (0,1 µm) auf und können auch treppenartig versetzt sein (Abb. 5 e).

Als zweite Struktur findet man spiralförmige Anordnungen der Goldkolloide auf der Kaolinitober-

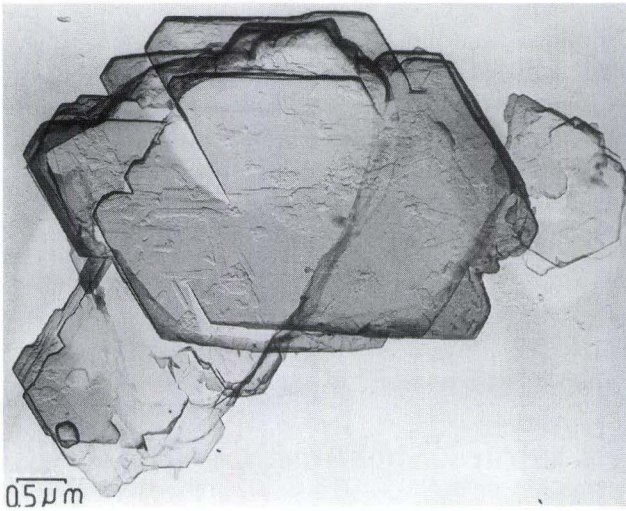


Abb. 5a. Kaolinittafeln der Fraktion 2–6,3 μm (TEM, Replica).

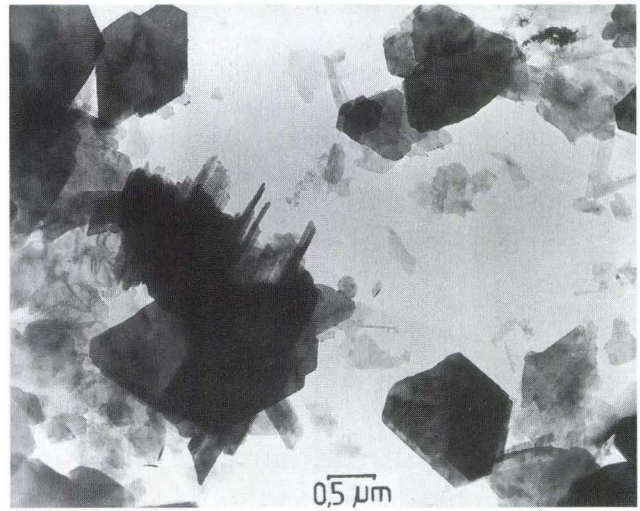


Abb. 5b. Idiomorphe Kaolinittafeln der Fraktion < 2 μm und Aggregate aus stengeligen Einzelkristallen (TEM, Durchstrahlung).

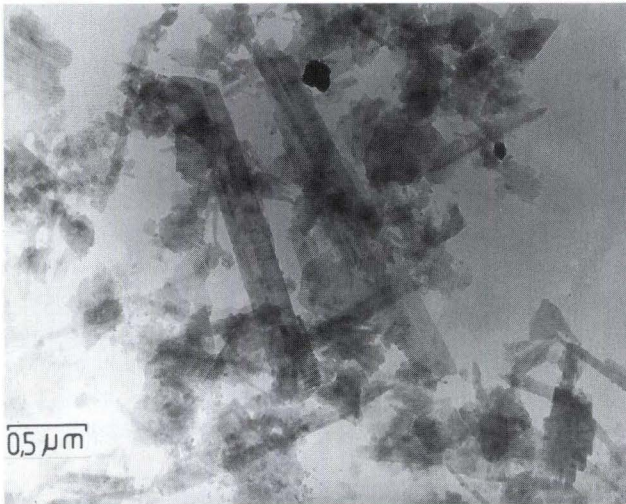


Abb. 5c. Illite und Kaolinittafeln der Fraktion < 1 μm (TEM Durchstrahlung (TEM)).



Abb. 5d. Hexagonale und rhomboidale Kaolinite, Aggregate aus leistenartigen Einzelkristallen und Anataskristalle (TEM, Replica).

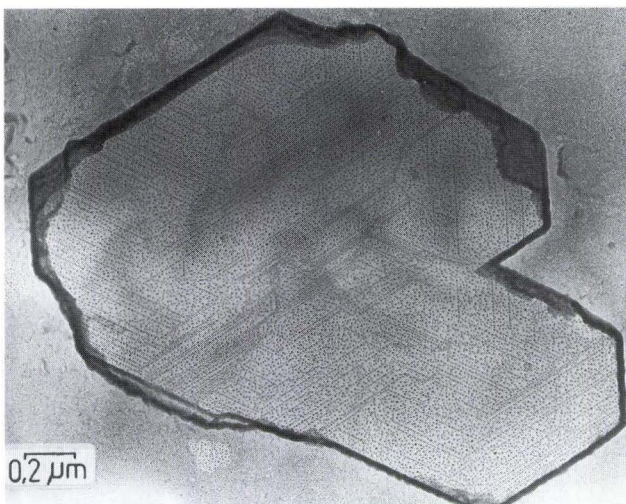


Abb. 5e. Golddekorierte Kaolinitoberfläche mit eng gestaffelten Gitterstufen (TEM).

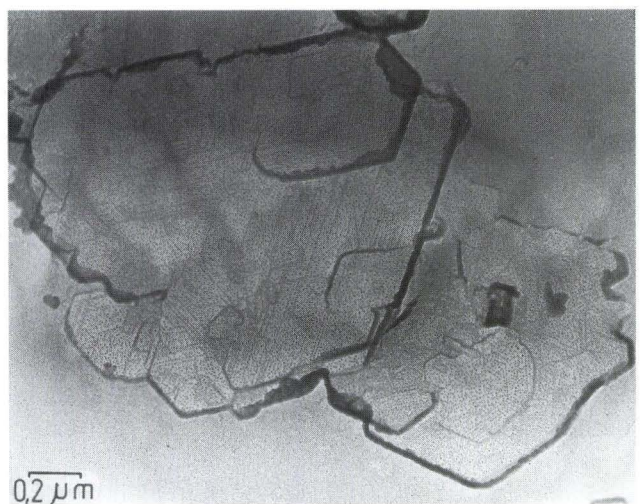


Abb. 5f. Golddekorierte Kaolinitoberfläche mit kleinen Wachstumsspiralen (TEM).

fläche. Diese als Wachstumsspiralen interpretierten Formen (SUNAGAWA & KOSHIMO 1975) haben maximale Ausmaße von 0,1 μm (Abb. 5 f). Häufig sind diese Spiralen nur in Andeutungen vorhanden. Spiralförmige Anordnungen finden sich auf den nicht von Gitterstufen gegliederten Abschnitten einer Kaolinitafel. Sie treten auch zwischen weiter auseinanderliegenden Gitterstufen auf.

5. Phasenanalyse

5.1. Röntgendiffraktometrie (XRD)

Das untersuchte Material ist grundsätzlich aus Quarz und Kaolinit zusammengesetzt. Hinzu kommen noch Anteile von Glimmer und untergeordnet von Feldspat.

Die Sandfraktion besteht röntgenographisch nur aus Quarz. Einzig in der Mittelsandfraktion treten Spuren von Feldspat auf. Die Sandfraktion ist glimmer- und kaolinitfrei.

In der Grobschlufffraktion dominiert Quarz. Hinzu kommen in deutlichen Anteilen Glimmer und Kaolinit. Der Quarzanteil geht von fast 100% in der Sandfraktion über 20–50% in der Schlufffraktion auf ca. 10% in der Tonfraktion zurück.

In der Mittelschlufffraktion erhöht sich deutlich der Kaolinit- und Glimmeranteil, wobei Kaolinit überwiegt. Diese Tendenz verstärkt sich in der Feinschluff- und der Tonfraktion. In der feinsten untersuchten Fraktion ($< 1 \mu\text{m}$) dominieren Glimmer (Illit) gegenüber Kaolinit. Die Glimmer in den Schlufffraktionen wurden als Muskovite bestimmt und in der Tonfraktion der Korngröße nach als Illit (GRIM, BRAY & BRADLEY 1937). Es scheint sich aber um ein Gemisch verschiedener Glimmer zu handeln, da die d-Werte nicht eindeutig einem Illittyp zuzuordnen sind. Wiederholte Untersuchungen an texturierten Präparaten der Fraktionen $< 2 \mu\text{m}$ und $< 1 \mu\text{m}$ ergaben Hinweise auf geringe Smektitanteile.

Die Kaolinite der drei feinsten Fraktionen ($< 1 \mu\text{m}$, $< 2 \mu\text{m}$, 2–6,3 μm) zeigen die gleichen d-Wert-Lagen ihrer Reflexe (Abb. 6). Die Bestimmung des HINCKLEY-Index für die Kaolinite ergab Werte von 1,2–1,4, was für einen gut geordneten/wenig fehlgeordneten Kaolinit spricht.

Kaolinite widerstehen in den Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ und 2–6,3 μm teilweise einer zweistündigen 550°C-Temperatur. Es treten aber starke Intensitätsverluste auf. Bei kurzzeitiger Temperung (30–60 min) bleiben auch die Kaolinitauptreflexe in den anderen kleinen Fraktionen erhalten.

Es kann von einem Wechsel der Bereiche mit Spiralstrukturen und mit Linearstrukturen gesprochen werden. Aufliegende kleine Kaolinitkristalle sind bis auf einzelne Spiralansätze nicht strukturiert.

Golddekorierte Kaolinite der Fraktion 2–6,3 μm zeichnen sich durch eng gestaffelte Gitterstufen aus. Die aufliegenden oder aufgewachsenen Leistchen zeigen eine regellose Verteilung der Goldpunkte.

5.2. Infrarot-Spektroskopie (IR)

Untersuchungen der Kaolinite im mittleren Infrarot ergeben das charakteristische Bild eines gut geordneten Kaolinit. Das läßt sich besonders durch die zwei kleine Banden im Al-O-H-Valenzschwingungsbereich verdeutlichen (Abb. 6). Diese werden nach FARMER & PALMIERI (1975) den „outer hydroxyls“ zugeordnet, d.h. Hydroxylgruppen, an äußeren Oberflächen und an Bruchflächen von Kaolinit-Mikrokristalliten (Zweischichtlagen).

Zur Charakterisierung des Ordnungsgrades eines Kaolinit mittels IR-Spektroskopie bedient man sich der Intensitäts- und Extinktionsverhältnisse im Al-O-H-Valenzschwingungsbereich (Tab. 1). So ist die Absorption der „inneren Schwingungen“ bei 3620 cm^{-1} stärker von den kristallographischen Verhältnissen abhängig, als die „inner surface“-Bande bei 3696 cm^{-1} , d.h. bei Gitterfehlordnung wird der Quotient der Intensitäten ($I_{3620} : I_{3696}$) kleiner (GOMES 1987).

VON FÖLDVARI & KOCSARDY (1982) werden die Extinktionen (dekadischer Logarithmus der Verhältnisse von Grundlinienintensität zu Bandenintensität) von „inner surface“-Schwingungen und „innerer Schwingung“ ins Verhältnis gesetzt. Diese Bandenverhältnisse belegen einen guten bis sehr guten Ordnungsgrad der Kaolinite. In der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ scheint der Kaolinit stärker geordnet zu sein. In der Fraktion $< 1 \mu\text{m}$ ist der Kaolinit als schlecht geordnet einzustufen, wobei es auch zu Überlagerungen mit den entsprechenden Illitbanden kommt.

Tab.1. Intensitäts- und Extinktionsverhältnisse im Al-O-H-Valenzschwingungsbereich zur Bestimmung des Kaolinit-Ordnungsgrades

Fraktion	$I_{3620} : I_{3696}$	$E_{3696} : E_{3620}$	Ordnungsgrad
2–6,3 μm	1,636	1,30	gut
	1,73	1,64	gut
$< 2 \mu\text{m}$	1,656	1,78	sehr gut
	2,0	2,52	sehr gut
$< 1 \mu\text{m}$	0,781	0,584	schlecht

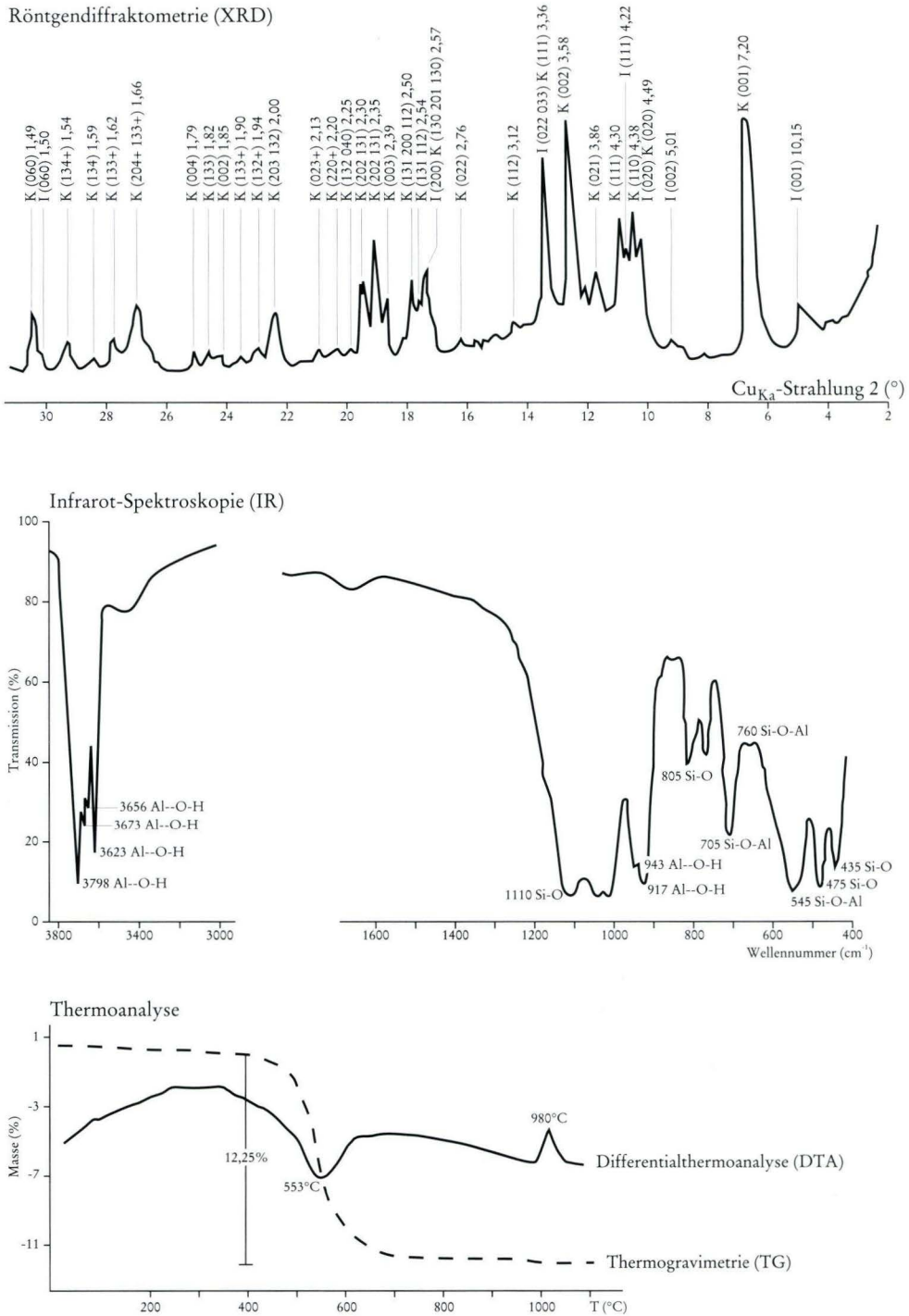


Abb. 6. Phasenanalytische Charakterisierung des Kaolinitis der Fraktion < 2 μm .

5.3. Thermoanalyse

Die DTA-Kurven haben einen für Kaolinproben charakteristischen Verlauf. Die Gesamtprobe zeigt eine endotherme Reaktion bei 550°C (Kaolinitdehydroyla-

tion) und daran anschließend eine endotherme Reaktion bei 560°C (α -Quarz \rightarrow β -Quarz).

Aus der thermogravimetrischen Kurve lässt sich anhand der Masseverluste bei 550°C ein Kaolinitgehalt von 10–15% abschätzen. Die exotherme Reaktion der Hochtemperaturphasenbildung liegt bei 970°C.

In der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ sind die Kaolinitreaktionen auf Grund der höheren Gehalte stärker ausgeprägt. Die Dehydroxylationstemperatur liegt bei 553°C , die Hochtemperaturphasenbildung bei 980°C . Aus den Gewichts-

verlusten zwischen $450\text{--}630^\circ\text{C}$ wurde ein Kaolinitgehalt von ca. 80% abgeschätzt (Abb. 6).

Der gemäß dem Röntgendiffraktogramm enthaltene Illit konnte thermisch nicht separat identifiziert werden.

6. EPR-Messungen

Die Elektronen-Paramagnetische-Resonanz-Spektroskopie (EPR) zeichnet die Absorption von Energie durch ein Spin-System ab, dessen energetische Zustände durch innere bzw. äußere Magnetfelder aufgespalten sind. Sind die Elektronenspins eines Systems gepaart, entstehen keine resultierenden magnetischen Momente. Solche als diamagnetisch bezeichneten Substanzen lassen keine EPR-Signale entstehen. Wenn aber in diesen diamagnetischen Mineralen ungepaarte Elektronen oder positive Löcher entstehen, bzw. Ionen mit ungepaarten Elektronen eingebaut sind (z.B. Fe^{3+}), werden bei Wechselwirkung zwischen dem magnetischen Moment des Spins und einem äußeren Magnetfeld und einem zeitabhängigen Feld EPR-Signalen beobachtet. Die EPR-Spektroskopie wird im allgemeinen zur Analyse paramagnetischer Zentren angewandt, die isoliert in einer diamagnetischen Matrix liegen. Häufig ist das bei natürlichen Mineralen der Fall, wenn paramagnetische Metallionen mit ungepaarten Elektronen durch isomorphe Substitution in diamagnetische Kristallgitter eingebaut werden, bzw. wenn durch eine isomorphe Substitution infolge von Ladungsausgleich solche paramagnetischen Zentren entstehen (McBRIDE 1990). So kann im Kaolinitgitter Mg^{2+} für Al^{3+} isomorph eingebaut werden, was zu einem ungepaarten Spin (Elektron bzw. positives Loch) an einem benachbarten Sauerstoffatom führt. Dadurch wird ein EPR-Signal bei $g \approx 2,0$ registriert. In einer vereinfachten Betrachtungsweise ist der g -Faktor dabei eine dimensionslose Konstante, die den Energiebetrag der Wechselwirkung Elektronenspin - äußeres Magnetfeld beschreibt und im EPR-Spektrum die Lage der Resonanzen kennzeichnet.

Wenn in das diamagnetische Kaolinitgitter Fe^{3+} -Ionen isomorph für Al^{3+} in die Oktaederschicht eingebaut sind, so bewirken diese paramagnetischen Zentren eine Resonanz im Bereich $g \approx 4,3$. Diese Signale werden Fe^{3+} -Ionen zugeordnet, die auf orthorhombisch verzerrten Gitterplätzen sitzen (MEADS & MALDEN 1975). Die Resonanz bei $g \approx 4,3$ gliedert sich bei stärkerer Ordnung des Kaolinitgitters in ein Resonanztriple.

Das EPR-Signal bei $g \approx 2$ kann auch separaten Fe^{3+} -O- Fe^{2+} -Clustern (Fe-Oxid-Phasen bzw. Vorstufen) zugeordnet werden (ANGEL & VINCENT 1978). Dann tritt eine sehr breite Resonanz auf, die häufig die strukturell verursachten Resonanzen überdeckt.

EPR-Messungen wurden an den beiden kaolinitreichen Fraktionen $2\text{--}6,3 \mu\text{m}$ und $< 2 \mu\text{m}$ vorgenommen.

Dabei entstanden Spektren, die charakteristisch für einen gut geordneten Kaolinit mit ins Kristallgitter eingebauten Fe^{3+} -Ionen sind.

Im einzelnen sind folgende Signale festzustellen:

$g' \sim 2,0$: Das EPR-Signal des O^{2+} -Radikals, das im Kristallgitter durch Bestrahlung (natürliche und künstliche) entsteht und Ladungsdefizite ausgleicht.

$g' \sim 2,3$: Dieses Signal kann durch Vorstufen von Fe^{3+} -O- Fe^{2+} -Verbindungen gebildet werden, ohne daß jedoch größere Cluster entstanden. Kollektivmagnetisches [(anti)-ferro(i)] oder austauschgekoppeltes Eisen (Fe^{3+} bzw. Fe^{2+}) belegt Al-Plätzen der Oktaederschicht.

$g' \sim 3,6$: Diese kleine Resonanz deutet auf die isomorphe Substitution von Mg auf Al-Plätzen hin. Bei stärkerem Signal ist dies ein Hinweis auf Smektitanteile.

$g' \sim 4$ (drei Resonanzen $g' \sim 3,7$ $g' \sim 4,1$ $g' \sim 4,6$): Diese Resonanzfolge ist charakteristisch für paramagnetische Fe^{3+} -Ionen, die isoliert bzw. nur mit geringer magnetischer Wechselwirkung in einer diamagnetischen Struktur eingebaut sind. Fe^{3+} besetzt hier orthorhombisch verzerrten Gitterplätzen (Al^{3+}) in der Oktaederschicht.

Bei stärkerer Fehlordnung des Kaolinitgitters gibt es bei $g' \sim 4$ nur ein EPR-Signal. Das Triplet wird bei einer höheren Symmetrie, also bei geringer struktureller Fehlordnung hervorgerufen. Damit können aus den Amplitudenverhältnissen des Triplets Rückschlüsse auf den Ordnungsgrad gezogen werden (I_1 -Intensität des gesamten Triplets; I_2 -Intensität des mittleren Signals bei $g' \sim 4,1$).

Tab. 2. Intensitätsverhältnisse der EPR-Signale bei $g' \sim 4$ als Maß der Fehlordnung des Kaolinitgitters

Fraktion	T [$^\circ\text{K}$]	I_1/I_2
2-6,3 μm	77	3,014
	300	3,950
<2 μm	77	2,456
	300	2,870

Die Doublette bei $g' \sim 4,1$ ist bei stärkerem Einbau von Fe^{3+} in die Oktaederschicht am intensivsten ausgebildet, was Untersuchungen eisendotierter synthetischer Kaolinite belegen (ERNST 1991).

$g' \sim 8,0\text{--}8,5$: Hierbei handelt es sich ebenfalls um eine paramagnetische Fe^{3+} -Resonanz, die mit der Resonanz bei $g' \sim 4$ durch die Fe^{3+} -EPR-Feinstruktur gekoppelt ist.

Aus den EPR-Spektren ist zu erkennen, daß Fe³⁺ nachweisbar, aber nur begrenzt in ein gut geordnetes Kaolinit-

gitter eingebaut wurde. Es treten nur Punktdefekte der Fe-Plätze auf und keine größeren Fe³⁺-O-Fe²⁺-Cluster.

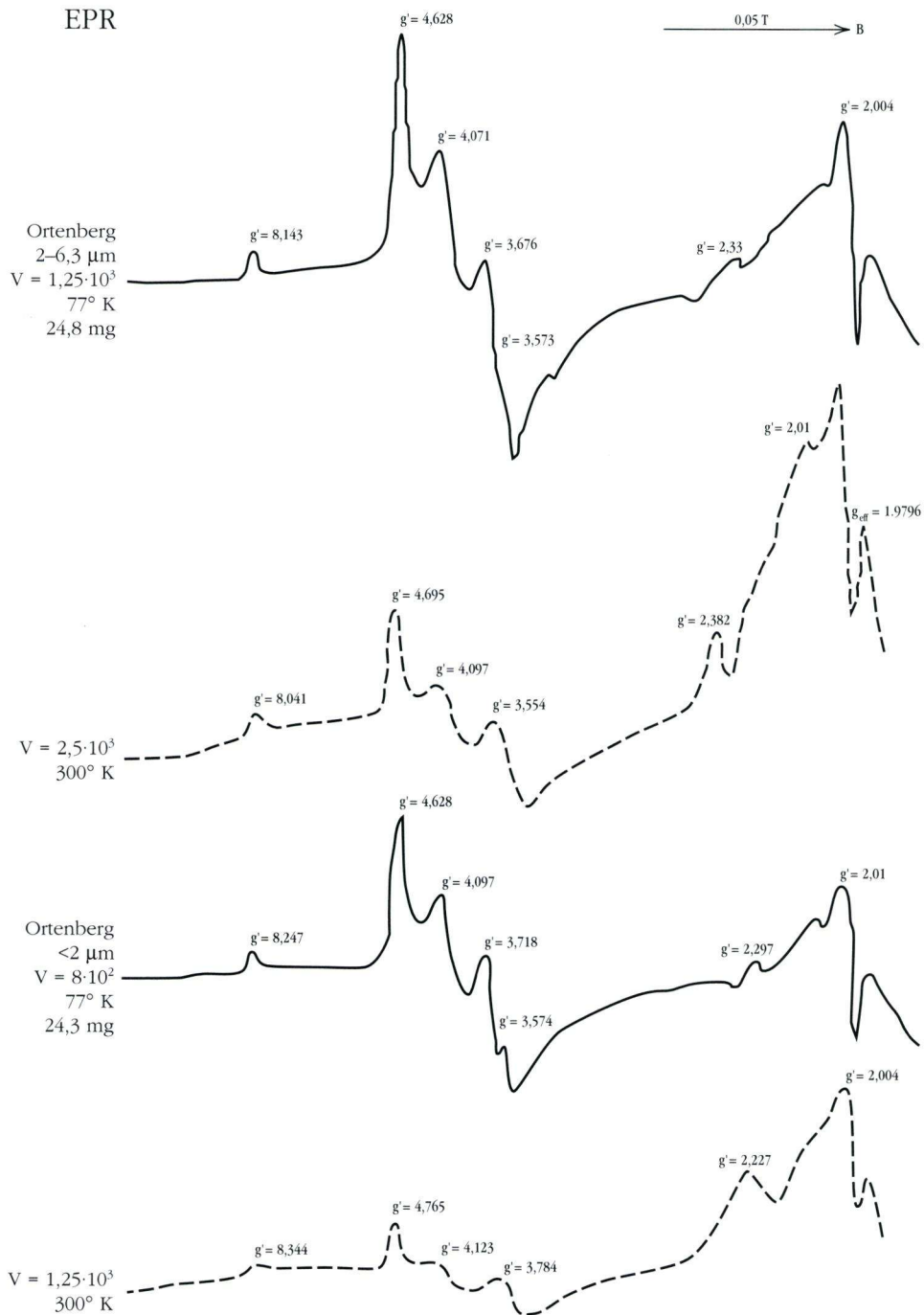


Abb. 7. EPR (ESR)-Spektren der Fraktionen 2-6,3 μm und <2 μm (Gestrichelte Kurve - Aufnahme bei Raumtemperatur, g' - EPR-Signale, B - magnetische Feldstärke, V - Verstärkung).

7. Geochemische Untersuchungen

7.1. Haupt- und Spurenelemente

Ziel der geochemischen Untersuchungen war es, anhand der Spurenelementverteilungen Rückschlüsse auf eine mögliche aszendente oder deszendente Alteration zu erhalten. Grundlage hierfür ist die Beobachtung, daß es bei lateritischen Verwitterungsprozessen infolge des hohen Durchsatzes elektrolytarmer meteorischer Wässer zu einer starken Abfuhr der mobilen Elemente kommt, während es bei einer aszendenten Alteration durch teilweise mineralisierte Tiefenwässer zur Absolutanreicherung von Elementen kommen kann.

Ein wesentliches Problem bei der Bewertung der Elementgehalte des Ortenberger Kaolins besteht in der Heterogenität des sedimentären Ausgangsgesteins, so daß es wenig sinnvoll ist, kaolinisiertes Sediment den nicht-alterierten Sand-, Silt- und Tonsteinen gegenüberzustellen, wie dies beispielsweise KÖSTER (1974) beim Nachweis der supergenen Bildung der Kaoline von Tirschenreuth durch den Vergleich mit frischem Granit tat. Statt dessen werden die Gehalte in Tab. 3 mit Kaolinen aus kontinentalen Sedimentgesteinen des Sudan verglichen, bei denen die Entstehung durch Verwitterungsprozesse als erwiesen gilt (GERMANN et al. 1994) und somit das Problem der nicht bekannten Ausgangsgesteinszusammensetzung entfällt. Zum näheren Verständnis der Verteilungsmuster der Elementgehalte wurden jeweils Analysen einzelner Kornfraktionen durchgeführt. Ausgewählte Elemente sind zusammen mit der jeweiligen mineralogischen Zusammensetzung in Abb. 8 dargestellt. Es zeigt sich zunächst, daß Spurenelemente wie zum Beispiel Barium in der Feinfraktion zunehmen, während die Grobfraktion überwiegend aus Quarz besteht und entsprechend geringere Gehalte aufweist. Eine Reihe von Elementen, wie Zr und Ti, sind an Schwerminerale gebunden, die in der Schlufffraktion angereichert werden. Die Faktorenanalyse der Gehalte (Abb. 9) zeigt deutlich die zusammen mit Zr und Ti in dieser Gruppe angereicherten Elemente Nb, La, V, Th, Zn und Mn. Anders verhält es sich mit den Elementen Sr, Pb, P, Mg, Al und Ba. Diese Elemente entstammen dem alterierten Material und wurden teilweise abgeführt. Im Kaolin sind sie im Kaolinit sowie in neugebildeten Phosphatmineralen der Crandallit-Goyazit-Gruppe eingebaut. Diese Phosphatminerale wurden auch von SZPILA & DZIERZANOWSKI (1980) und DOMBROWSKI (1991) in supergen gebildeten Kaolinen beschrieben. Aufgrund der geringen Konzentrationen konnten diese Minerale im vorliegenden Fall nicht diffraktometrisch nachgewiesen werden. Ihr Vorhandensein kann jedoch aus den geochemischen Daten infolge der kohärenten

Entwicklung der P-, Sr-, Ba- und Pb-Gehalte gefolgert werden (Abb. 8, 9).

Vergleicht man nun die Elementgehalte von Ortenberg mit Kaolinen aus nordafrikanischen Sedimenten, so fällt auf, daß in beiden Gesteinen sehr niedrige Alkali- und Erdalkaliegewichte sowie ähnliche Spurenelementgehalte (Na, P, Ni, Zn, Ba, Ce, Pb, Th) zu beobachten sind. Nur geringfügig voneinander abweichende SiO_2 - und

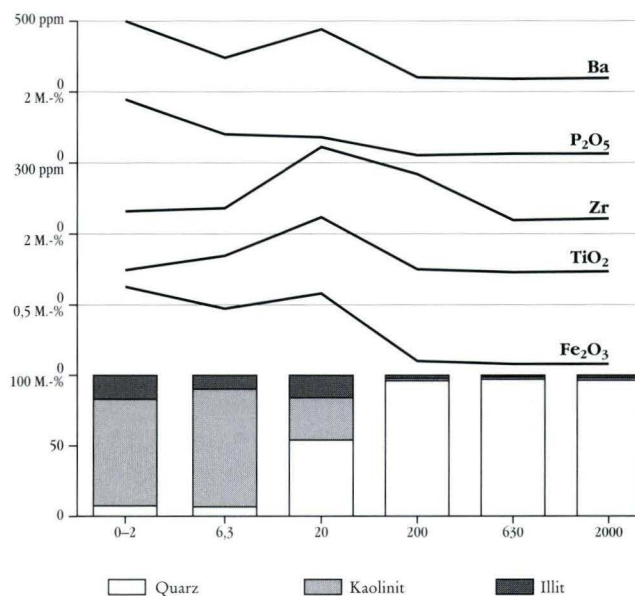


Abb. 8. Spurenelement- und Mineralverteilung in den Fraktionen des kaolinisierten Buntsandsteins.

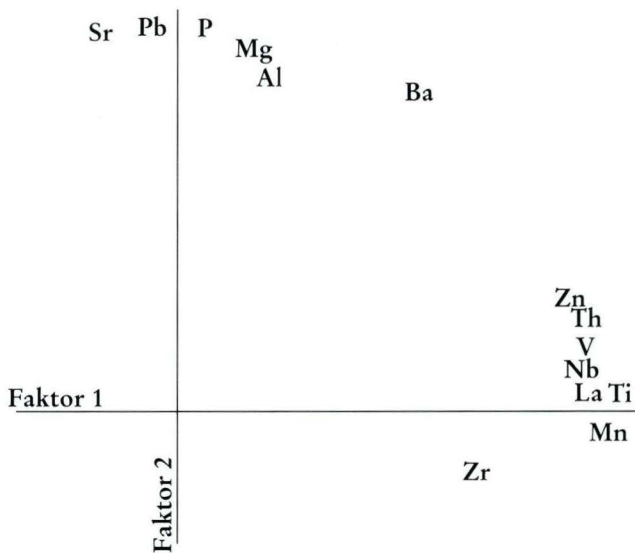


Abb. 9. Faktorenanalyse der Elemente, die an stabile (Faktor 1) sowie an neugebildete Minerale (Faktor 2) gebunden sind.

Al₂O₃-Gehalte sind auf leicht unterschiedliche Quarz und Kaolinitgehalte zurückzuführen. Unterschiede in den TiO₂-, Zr-, V- und Cr-Gehalten lassen sich mit differierendem Schwermineralanteil erklären. Am wichtigsten ist jedoch die Beobachtung, daß die Gehalte von Elementen wie Ba, das als Indikator für Zonen epithermaler Überprägung gilt (ROSE et al. 1979), oder K, Rb und Sr, die für den Kaolinisierungsbereich um disseminierte Kupfererze herum typisch sind (GOVETT 1983), im Ortenberg-Kaolin nicht bzw. nicht wesentlich höher liegen als in verwitterungsderivaten Kaolinen. Dasselbe gilt im übrigen auch für die Kaoline von Tirschenreuth (Tab. 3), wobei diese durch ihre hohen Pb- und Rb-Gehalte auffallen.

7.2. Isotopenanalyse

An zwei Tonproben wurden die Zusammensetzung der Sauerstoffisotope mit $\delta^{18}\text{O} = -18,5\text{‰}$ und der Wasserstoffisotope mit $\delta\text{D} = -58\text{‰}$ bestimmt. Bei dem untersuchten Material ist zu berücksichtigen, daß es sich um ein Gemisch zweier Phasen (Kaolinit/Illit) mit vermutlich unterschiedlicher Genese handelt, die Pha-

sen also nicht zwingend im Isotopengleichgewicht stehen müssen.

Nach den Fraktionierungsdaten der H-Isotope nach LAMBERG & EPSTEIN (1980) und der O-Isotope nach LAND & DUTON (1978) lassen sich dennoch zwei Temperaturbereiche für eine Gleichgewichtsbildung des Kaolinites mit meteorischem Wasser abschätzen. Die erste Möglichkeit liegt entsprechend den Bedingungen eines tertiären Verwitterungsmilieus zwischen 25 und 35°C. Bei der Annahme einer Gleichgewichtsbildung mit der Beteiligung eines $\delta^{18}\text{O} = -5\text{‰}$ konditioniertem meteorischen Wassers (entspricht ungefähr dem Breitengrad des Untersuchungsgebietes im Tertiär), errechnet sich nach der Fraktionierungskurve von ESLINGER & SAVIN (1973) eine Temperatur von 29°C.

Als zweite Bildungsmöglichkeit kommt ein niedrigtemperierter hydrothermaler Bereich um 100°C in Betracht. Aufgrund der begrenzten Änderungsfähigkeit des $\delta^{18}\text{O}$ in Formationswässern nach Sheppard (1986) lassen die gemessenen Werte jedoch nur eine maximale Temperatur von 150°C zu. Für die Entstehung bei noch höheren Temperaturen wäre eine Beteiligung von juvenilem Wasser erforderlich.

Tab. 3. Haupt- und Spurenelementzusammensetzung des Kaolins von Ortenberg im Vergleich mit verwitterungsderivaten Kaolinen aus Nordostafrika sowie Tirschenreuth (nach KÖSTER 1974).

		Kaolin Ortenberg		Kaolin NE-Afrika		Kaolin
		Mittel	Std.-Abw.	Mittel	Std.-Abw.	Tirschenreuth
Probenzahl		7		44		
SiO ₂	[M.-‰]	80,91	22,64	66,70	13,15	46,9
TiO ₂	[M.-‰]	0,48	0,72	1,39	1,04	0,51
Al ₂ O ₃	[M.-‰]	14,28	16,24	20,90	10,18	37,1
Fe ₂ O ₃	[M.-‰]	0,30	0,25	1,10	0,55	0,86
MnO	[M.-‰]	0,01	0,01	0,01	0,01	
MgO	[M.-‰]	0,18	0,20	0,14	0,09	
CaO	[M.-‰]	0,06	0,02	0,38	0,79	0,39
Na ₂ O	[M.-‰]	0,01	0,01	0,38	0,94	
K ₂ O	[M.-‰]	0,80	0,70	0,55	1,20	2,47
P ₂ O ₅	[M.-‰]	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07
V	[ppm]	32	32	98	80	
Cr	[ppm]	22	19	147	151	17
Ni	[ppm]	15	16	17	17	6
Co	[ppm]	2	3	9	7	
Zn	[ppm]	18	23	31	38	74
Rb	[ppm]	32	27	16	32	277
Sr	[ppm]	91	134	272	349	39
Y	[ppm]	19	14	37	36	
Zr	[ppm]	135	100	554	519	
Nb	[ppm]	8	9	23	26	
Ba	[ppm]	219	170	291	497	300
Ce	[ppm]	79	95	78	57	
Pb	[ppm]	21	32	14	11	64
Th	[ppm]	30	26	18	12	

8. Interpretation

Die zahlreichen Analysenergebnisse ergeben Mosaiksteinchen, die nun nach kritischer Betrachtung zu einem Gesamtbild zusammengefügt werden sollen.

Die bimodale Korngrößenverteilung mit einer relativ großen Tonfraktion ist nicht durch die Wechselfolgen-Sedimentation zu erklären, da im beprobten Bereich keine derartige Schichtung feststellbar war. Während die Kornverteilung im Sandspektrum den primären lokalen Sedimentationsbedingungen entspricht, ist der Tonanteil Ergebnis weiterer Alteration des Gesteins.

Diese Alterationsprozesse lassen sich durch eine starke Aggregation von Kaoliniten an Kornoberflächen und in Intergranularräumen illustrieren. Mikroskopische Untersuchungen belegen eine erste Ausbildung von Kaolinitäusen und eine anschließende Auffüllung oder Auskleidung von Kornzwischenräumen mit wurmartigen Kaolinitaggregaten. Diese Aggregate erscheinen relativ locker gestapelt. W. D. KELLER, der in zahlreichen Arbeiten versucht hat die Morphologie und das Gefüge von Kaolinitaggregaten bestimmten Bildungsmilieus zuzuordnen, sieht locker gebaute große Aggregate als ein Zeichen höherer Porosität (KELLER 1978). Dagegen beschreibt er die Aggregate hydrothermal entstandener Kaolinite als kleine dichte Pakete, deren Kristalle eine längliche Morphologie aufweisen (KELLER & HANSON 1975). Größere wurmartige Kaolinitaggregate entstehen in Residualkaolinen, wenn bei der Verwitterung große Porenräume gebildet werden, die nachfolgend ausgefüllt werden (HENNING & STÖRR 1986).

Die Oberflächenformen der Einzelkörner lassen sich zwei aufeinanderfolgenden Bildungsvorgängen zuordnen. Die gut gerundeten Körner spiegeln mit ihren Transportspuren das primäre aquatische Ablagerungsmilieu des Buntsandsteins (Rillen, V-förmige Vertiefungen, kleine Abstufungen) wider. Kleine bogenförmige Strukturen und schüsselartige Vertiefungen deuten einen teilweisen äolischen Transport an (KRINSLEY & DOORNKAMP 1973).

Die starke Zersetzung von Oberflächen und ihr häufig tafelig-schuppiges Erscheinungsbild deuten auf intensive Lösungsprozesse hin, wobei die Transportspuren in die Umwandlung einbezogen sind. Die Oberflächenstrukturen stellen die Auflösungs- oder Umwandlungszone der Primärkomponenten im Sinne von HELGESON et al. (1984) dar.

KITAGAWA et al. (1991) vergleichen die Quarzkornoberflächen von verwitterten und hydrothermal kaolinisierten Graniten und stellen tiefere und häufigere Lösungsspuren bei hydrothermal beeinflussten Quarzen fest. Ein direkter Vergleich zu unserem Material ist auf Grund des unterschiedlichen Ausgangsgesteins nicht möglich, auch ist der Zeitfaktor (Dauer der Alteration) für die Intensität der Lösungsspuren mit entscheidend.

Die im TEM bestätigten unterschiedlichen Kaolinit-Kristallitgrößen lassen sich auch hinsichtlich ihrer Morphologie differenzieren. Die 5 μm großen Kaolinite sind häufig stark verzwilligt, was sich auch in den eng gestaffelten Gitterstufen auf ihren Kristalloberflächen zeigt. Gleichzeitig bieten diese Kristalle Möglichkeiten der Epitaxie für kleinere Kaolinite und für Illitleisten. Die mittlere Kaolinitgröße (1–2 μm) zeichnet sich durch rhomboidale und längliche Tafeln aus, auf deren Oberflächen häufig kleine Wachstumsspiralen zu finden sind. Mit derartigen Wachstumsspiralen belegen SUNAGAWA & KOSHINO (1975) ein Wachstum aus wässrigen Lösungen. Eine vollständige Auskristallisation der Kaolinite aus wässrigen Lösungen erscheint unwahrscheinlich, da die entsprechenden Wachstumsspiralen relativ klein sind und mit den Gitterstufen eng vergesellschaftet sind. Die eng gestaffelten Gitterstufen großer Kaolinitafeln können sich aus dem Zusammenwachsen kleiner Kristallite zu größeren Kristallindividuen in Sinne eines „Ostwald-ripening“ (EBERL 1990) ergeben, was zu einer starken Verzwilligung führt.

Die kleinen Kaolinite weisen regelmäßige hexagonale Umrisse auf. Es läßt sich aus diesen Größenklassen eine mehrphasige oder räumlich getrennte (Kornoberflächen, Intergranularräume) Kaolinitbildung ableiten.

Mit unterschiedlichen Methoden wurde die relativ geringe Fehlordnung des Kaolinitgitters belegt. Nach BRINDLEY et al. (1986) korrelieren Ordnungsgrad und verringerter Eiseneinbau ins Kaolinitgitter miteinander. Eine hohe Eisensubstitution ist typisch für ein initiales Stadium der tropischen Verwitterung (DIDIER et al. 1985). In dem untersuchten Gestein wird, auch auf Grund der Sortierung, kein Material für eine wesentliche Eisenmobilisierung vorhanden gewesen sein, so daß Eisen nur in geringen Maßen ins Kaolinitgitter eingebaut wurde und bei fortwährender Verwitterung nur größere stärker geordnete Kaolinite entstanden.

Der höhere Ordnungsgrad und die Kristallitgröße wird auch die Ursache der teilweisen Resistenz von Kaoliniten gegenüber einer thermischen Beanspruchung sein (SMYKATZ-KLOSS 1975). Je weniger ein Kristallsystem fehlgeordnet ist, um so stärker sind die Bindungen im Kristallgitter und um so mehr Energie muß zur Aufhebung der Bindung aufgebracht werden.

Mit Hilfe der phasenanalytischen Untersuchungen konnten keine Minerale nachgewiesen werden, die eine hydrothermale Umwandlung der Volpriehausen-Wechselfolge von Ortenberg belegen. LOMBARDI et al. (1987) vergleichen den sedimentären Georgia-Kaolin (USA) mit einem hydrothermalen Kaolin von Sasso (Italien). In letzterem werden Dickit und Alunit als Indikatoren einer hydrothermalen Kaolinisierung nachgewiesen.

Dickit bestimmen auch FELIX-HENNINGSSEN & SPIES (1986) als Produkt hydrothermalen Kaolinisierung von Quarziten und Schiefen des Hunsrück bei Waldesch.

EPR-Untersuchungen von hydrothermalen Kaoliniten aus einer mexikanischen Uranlagerstätte (MULLER et al. 1990) zeigen starke Unterschiede in den Signalintensitäten. Das $g' \sim 4$ Signal ist dabei kaum identifizierbar, d.h. es ist kaum Fe^{3+} im Kaolinitgitter substituiert. Die Ausbildung des $g' \sim 4$ Triplets der Kaolinite von Ortenberg belegt zwar wenig, aber deutlich erkennbares strukturell eingebautes Eisen.

Es fehlen die z.B. für die Kaolinite der tropischen Verwitterung von Basalten typischen starken, alles überlagernden ferromagnetischen Signale reliktsicher $FeOOH$ -Phasen oder Fe^{3+} -O- Fe^{2+} -Cluster (SCHIRRMESTER et al. 1991). Eine Probe der kaolinisierten Buntsandsteinarkose von Spergau (STÖRR 1983) zeigte bei Vergleichsuntersuchungen höhere Fe-Anteile anhand der intensiven Resonanz bei $g' \sim 4,1$. Nach MULLER & CALAS (1990) können in Lateritprofilen Kaolinite aus unterschiedlichen Horizonten hinsichtlich ihrer Gehalte und Verteilung an substituiertem Fe^{3+} mittels EPR deutlich differenziert werden.

9. Diskussion

Bei den Kartierungen der Blätter Gelnhausen (DIEDERICH & EHRENBERG 1977) sowie Ortenberg und Wenings (EHRENBERG & HICKETHIER 1978 bzw. 1988) wurde versucht, die Kaolinisierung der Buntsandsteingesteine teils durch tiefgründige Verwitterungseinwirkungen („Verwitterungsrinde des Buntsandsteins“), teils durch vorwiegend an hercynische Störungen gebundene „hydrothermale Kaolinisierung“ zu erklären. Auch die großflächige, tiefgründige Kaolinisierung von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins östlich von Ortenberg wird auf die Einwirkung aszendenter hydrothermalen Lösungen zurückgeführt. Für Blatt Gelnhausen betonen DIEDERICH & EHRENBERG (1977) die scharfe Begrenzung der hydrothermalen Kaolinisierung und deren unverändertes Durchhalten bis in Teufen von beispielsweise 102 m. Hier ist die besonders tiefreichende Kaolinisierung an durch Störungen begrenzte schmale Schollen gebunden, während auf Blatt Ortenberg auch in weiterer Entfernung von Störungen tiefreichende Kaolinisierung beschrieben wird.

Da die tiefgreifende Alteration im Bereich von Störungen auch als Folge einer tieferreichenden Verwitterung in solchen Bereichen erhöhter Permeabilität interpretiert wird (Grube Zettlitz in Tschechien [KUZVART 1969, Abb. 3], Rheinisches Schiefergebirge [FELIX-HENNINGSSEN 1990, Abb. 23]), sollte geprüft werden inwieweit sich mineralogisch-geochemische Parameter finden lassen, die in Ergänzung zu Geländebefunden eine genauere genetische Deutung erlauben.

Die Volpriehausen-Wechselfolge von Ortenberg unterlag einer intensiven Alteration, deren wichtigstes Produkt ein schwach fehlgeordneter, stark aggregierter Kaolinit mit punktuell eingebautem Eisen ist. Anhand der mikroskopischen und phasenanalytischen Untersuchungen ist kein sicherer Hinweis auf eine durch Basaltvulkanismus verursachte Kaolinisierung festzustellen.

Die geochemischen Untersuchungen zeigen eine starke Ähnlichkeit zu Kaolinen, deren supergene Herkunft erwiesen ist. So gibt es keine Hinweise auf eine Elementzufuhr von außen, was für hydrothermale Bildungen zu erwarten wäre. Auffällig ist ferner das gemeinsame geochemische Verhalten von P, Sr, Ba und Pb, das charakteristisch für supergen gebildete Phosphatminerale der Crandallit-Goyazit-Reihe ist.

Aus der Sauerstoff- und Wasserstoffisotopie einer Mixprobe lassen sich die Bildungstemperaturen des Kaolinites nicht absolut bestimmen, sondern nur einengen. Bei den vorliegenden Daten ist die Entstehung in einem tertiären Verwitterungsumfeld als wahrscheinlich anzusehen, eine niedrigtemperierte hydrothermale Beteiligung kann jedoch nicht sicher ausgeschlossen werden.

Die vorliegenden Resultate führen zu einer indirekten Beantwortung der Frage einer endogenen oder exogenen Kaolinisierung der Volpriehausen-Wechselfolge von Ortenberg. Es konnten keine sicheren Indikatoren für eine hydrothermal beeinflusste Kaolinisierung gefunden werden. Die Spurenelementzusammensetzung ähnelt eher derjenigen supergener Kaoline, gleiches gilt für die indirekt nachgewiesenen Phosphatminerale. Auch konnte keines der für hydrothermal gebildete Kaoline typischen Minerale Dickit, Nakrit, Alunit oder Pyrophyllit nachgewiesen werden. Die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen ließen auch eine Alteration bei erhöhten Temperaturen zu. Der häufig als Argument für eine hydrothermale Beeinflussung angeführte geringe Fehlordnungsgang des Kaolinites kann Ergebnis einer weiteren pedogenen Überprägung sein, wodurch die primären Kaolinite Eisen freisetzen und zu größeren Kristalliten und Aggregaten zusammenwachsen. Diese mineralogisch-geochemischen Befunde lassen zwar eine supergene Kaolinisierung als wahrscheinlich erscheinen, jedoch ist eine eindeutige Aussage nicht möglich.

KELLER (1970) nennt als Geländemerkmale einer verwitterungsbedingten Kaolinisierung deren flächenhafte Verbreitung, einen mit der Teufe abnehmenden Kaolinisierungsgrad sowie die Erhaltung von Relikten solcher Verwitterungskrusten in abgesenkten Blockschollen. Von einer flächenhaften Verbreitung kaolinisierten Buntsandsteins kann im vorliegenden Fall ausgegangen werden. Ebenso treten in keinem Fall ungelochte über

gebleichten Sandsteinen auf, so daß auch der Geländebefund keine eindeutige genetische Deutung zuläßt.

Nicht auszuschließen ist die Beteiligung beider Prozesse an der Kaolinisierung: vulkanogene CO₂-reiche

Lösungen, die bevorzugt entlang von Störungen wirksam sind und eine Überprägung durch flächenhafte Verwitterungsprozesse als Folge warm-feuchter Klimabedingungen.

10. Schriftenverzeichnis

- ANGEL, B. R. & VINCENT, W. E. J. (1978): Electron spin resonance studies of iron oxides with the surface of kaolins. - *Clays Clay Miner.*, **26**(4): 263-272; New York.
- BIRKENHAUER, J. (1970): Der Klimagang im rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns. - *Erdkunde*, **24**: 268-84; Bonn.
- BRINDLEY, G. W., CHIN CHUN KAO & HARRISON, J. T. (1986): Relation between structural disorder and other characteristics of kaolinites and dickites. - *Clays and Clay Min.*, **34**: 39-249; New York.
- & BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification. - *Min. Soc. Monographs No. 5*; 495 S.; London.
- DIDIER, PH., PERRET, D., TARDY, Y. & NAHON, D. (1985): Equilibres entre kaolinite ferrières; goethites alumineuses et hématites alumineuses dans les systèmes cuirassés - rôle de l'activité de l'eau et de la taille des pores. - *Sci. Géol. Bull.*, **36**: 383-397; Strasbourg.
- DIEDERICH, G. & EHRENBERG, K. H. (1977): Erläuterung zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Blatt Nr. 5721 Gelnhausen, 2. Aufl., 256 S.; Wiesbaden.
- DOMBROWSKI, T., PRUETT, R. J., MURRAY, H. H. & GILSTRAP, M. (1991): The use of trace element geochemistry in kaolin provenance studies: Considerations for implementation. - *Proc. 7th Euroclay Conf. Dresden '91*, **1**: 289; Greifswald.
- EBERL, D. D., RODO, J., KRÁLIK, M., TAYLOR, B. E. & PETERMANN, Z. E. (1990): Ostwald Ripening of clays and Metamorphic minerals. - *Science*, **248**: 413-520.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Bl. 5620 Ortenberg, 351 S.; Wiesbaden.
- - (1988): Tertiär. - *Erl. Geol. Kt. Hessen 1: 25 000*, Bl. 5621 Wenings: 43-51; Wiesbaden.
- ERNST, R. (1990): Zur hydrothermalen Synthese von Kaolinit und seine mineralogische Charakterisierung. - *Diss. Univ. Greifswald*, 100 S.
- ESLINGER, E. V. (1971): Mineralogy and oxygen isotope ratios of hydrothermal and low-grade metamorphic argillaceous rocks. - PhD; Casewestern Reserve Univ. Cleveland.
- & SAVIN, S. M. (1973): Mineralogy and oxygen isotope geochemistry of the hydrothermally altered rock of the Broadlands, New Zealand geothermal area. - *Am. J. Sci.*, **273**: 240-267; New Haven.
- FARMER, V. C. & PALMIERI, F. (1975): The characterisation of soil minerals by infrared spectroscopy. - In: GIESE-KING, J. E. (ed.): *Soil components*. - Vol. 2 *Inorganic components*: 573-671; New York.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überdeckung. - *Relief Boden Paläoklima*, **6**, 192 S., Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- & SPIES, E. D. (1986): Soil development from Tertiary to Holocene an hydrothermal decomposition of rocks in Eastern Hunsrück Area. - *Mitt. dt. bodenkundl. Ges.*, **47**: 76-99; Göttingen.
- FÖLDVARI, M. & KOCSARDY, E. (1982): Factors influencing the IR spectrometric determination of the crystallinity state of kaolinite. - *Institutum Geologicum Publicum Hungaricum*, **27**: 417-422; Budapest.
- FRAKES, L. A. (1979): *Climates Throughout Geological Times*. - 310 S.; Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).
- GERMANN, K., SCHWARTZ, T. & WIPKI, M. (1994): Mineral deposit formation in Phanerozoic basins of NE-Africa - the contribution of weathering. - *Geol. Rdsch.*, **83**: 787-798; Berlin-Heidelberg.
- GOMES, C. S. F. (1987): X-ray diffraction and infrared absorption crystallinity indices in kaolinites. Their significance, capacities and limitations. - *Proc. Sixth Meeting of the Europ. Clay Groups, Sevilla 1987*: 265-269.
- GOVETT, G. J. S. (1983): *Rock geochemistry in mineral exploration*. - *Handbook of Exploration Geochemistry*, **3**, 461 S.; Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).
- GRIM, R. E., BRAY, R. H. & BRADLEY, W. F. (1937): The micas in argillaceous sediments. - *Am. Min.*, **22**: 813-829; Washington.
- HELGESON, R. C., MURPHY, W. M. & AAGARD, D. P. (1984): Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among mineral and aqueous solution - II. Rate constants, effective surface area and the hydrolysis of feldspar. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 2405-2432; Oxford.
- HENNING, K.-H. & STÖRR, M. (1986): Electron micrographs (TEM, SEM) of clays and clay minerals. - *Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften*, **25**, 350 S.; Berlin (Akademie Verlag).
- JARITZ, G. (1966): Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes. - *Diss. Univ. Bonn*.
- KELLER, W. D. (1970): Diskussion of J. KONTA: Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinization in two areas of Europe. - *Proc. of the Internat Clay Conf., Tokyo 1969*, **2**: 281-290; Jerusalem (Israel Univ. Press).
- (1978): Scan electron micrographs of the kaolinization process including examples from the Bohemian Massiv. - *Schriftenr. Geol. Wiss.*, **11**: 89-108; Berlin.
- & HANSON, R. F. (1975): Dissimilar fabrics by scan electron microscopy of sedimentary versus hydrothermal kaolins in Mexico. - *Clays and Clay Min.*, **23**: 201-204; New York.
- KITAGAWA, R., YASUOKA, T. & KÖSTER, H. M. (1991): Scanning electron microscope examination of quartz surface textures from kaolinized granitic rocks. - *Proc. 7th Euroclay conf. Dresden '91*, **1**: 593-598; Greifswald.
- KONTA, J. (1969): Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinization in two areas of Europe. - In: HELLER, L. (ed.): *Proc. of the Internat. Clay Conf., Tokyo 1969*, **1**: 281-290; Jerusalem (Israel Univ. Press).
- KÖSTER, H. M. (1974): Ein Beitrag zur Geochemie und Entstehung der Oberpfälzischen Kaolin-Feldspat-Lagerstätten. - *Geol. Rdsch.*, **63**: 655-689; Stuttgart.
- KRINSLEY, D. H. & DOORNKAMP, J. C. (1973): *Atlas of quartz and surface textures*. - 91 S.; Cambridge (Univ. Press).
- KUTSCHER, F. (1954): Die Verwitterungsrinde der voroligizänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **82**: 203-212; Wiesbaden.
- KUZVART, M. (1969): Kaolin deposits of Czechoslovakia. - *XXIII. Intern. Geol. Congr.*(1968), **15**, 47-73, Praha.
- & KONTA, J. (1968): Kaolin and laterite weathering crusts in Europe. - *Acta Univ. Carolinae*. - *Ser. Geol.*, **1/2**: 1-19, Praha.
- LAMBERT, S. J. & EPSTEIN, S. (1980): Stable isotope investigations an active geothermal system in Valles Caldera, Jemez Mountains, New Mexico. - *J. Vulcan. Geothermal Res.*, **8**: 111-124.

- LAND, L. S. & DUTON, S. P. (1978): Cementation of an Pennsylvanian deltaic sandstone. - *J. Sed. Petrol.*, **48**: 1167-1176; Tulsa.
- LOMBARDI, G., RUSSELL, J. D. & KELLER, W. D. (1987): Compositional and structural variations in size fraction of a sedimentary and a hydrothermal kaolin. - *Clays and Clay Min.*, **35** (5): 321-335; New York.
- MCBRIDE, M. (1990): Elektron Spin Resonance Spectroscopy. In: PERRY, D. L. (ed.): Instrumental surface analysis of geologic materials: 370 S. (233-280); Weinheim-New York (VCH Publishers Inc.).
- MEADS, R. E. & MALDEN, P. J. (1980): Electron Spin Resonance in natural kaolinites containing Fe³⁺ and other transition metal ions. - *Clay Miner.*, **10**: 313-345; Oxford.
- MEISL, S. (1978): 2. Petrographie der Buntsandsteinsedimente. - *Erl. Geol. Kt. Hessen 1*: 25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 77-82; Wiesbaden.
- MULLER, I.-P. & CALAS, G. (1990): Paramagnetic centres in kaolinite and the history of weathering crusts. - *Chem. Geol.*, **84**: 105-107; Amsterdam.
- ILDEFONSE, P. & CALAS, G. (1990): Paramagnetic defect centres in hydrothermal kaolinite from an altered tuff in the Nopal uranium deposit, Chihuahua, Mexiko. - *Clays and Clay Min.*, **38**: 600-608; New York.
- MURRAY, H. H. (1988): Kaolin minerals: their genesis and occurrences. - In: BAILEY, S. W. (ed.): *Hydrous Phyllosilicates. - Reviews in Mineralogy*, **19**: 67-89; Chelsea (Min. Soc. of America).
- PFLUG, H. D. & WERDING, L. (1964): Kalksinter und Rotlehme in Karstspalten des Massenkalkes von Pohl-Göns (Blatt 5518 Butzbach). - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 126-138; Wiesbaden.
- ROSE, A. W., HAWKES, H. E. & WEBB, J. S. (1979): *Geochemistry in Mineral Exploration*. - 657 S.; London-New York-Toronto-Sydney-San Francisco (Acad. Press).
- SCHIRRMESTER, L., STÖRR, M. & STÖSSER, R. (1991): Zur Verwitterung von Riftbasalten der Rusizi-Ebene (Nordwestburundi) unter besonderer Berücksichtigung des Kaolinites. - *Z. Geol. Wiss.*, **19**: 557-568; Berlin.
- SCHRICKE, W. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5319 Londorf, 192 S.; Wiesbaden.
- SCHWARZ, T. (1988): Eigenschaften und Entstehung von Laterit im Vogelsberg - die Bauxitgrube „Eiserne Hose“ bei Lich (Hessen). - *Unveröff. Dipl.-Arb.*, FU Berlin, 142 S.; Berlin.
- (1988): Laterit im Vogelsberg (Hessen): Bauxitkonkretionen und umgelagerte Roterde. - *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **29**: 179-183; Bochum.
- SHEPPARD, S. M. F. (1986): Characterization and isotopic variations in natural water. - *Rev. in Min.* **16**: 165-183; Washington.
- SMYKATZ-KLOSS, W. (1974): *Differential Thermal Analysis - applications and results in mineralogy*. - 185 S.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- STÖRR, M., KÖSTER, H. M., KUZVART, M., SZILA, K. & WIEDEN, P. (1977): Kaolin deposits of Central Europe - *Proc. 8th Intern. Kaolin-Symp. and Meeting on Alunite, Madrid-Rome*: 1-24; Madrid-Rome.
- & NEUZIL, J. (1978): Alter und Genese der Verwitterungskruste in der Böhmisches Masse. - In: STÖRR, M. (ed.), *V. Internat. Symp. - Genese des Kaolins, Dresden 1975 - Schriftenr. geol. Wiss.*, **11**: 265-282; Berlin (Akademie-Verlag).
- SUNAGAWA, I. & KOSHIMO, Y. (1975): Growth Spirals on Kaolin Group Minerals. - *Am. Min.*, **60**: 407-417; Washington.
- SZPILA, K. & DZIERZANOWSKI, P. (1980): Phosphate minerals with rare elements in kaolins. - *Proc. 10th Kaolin Symp., Budapest 1979*. - *Acta Miner Petrographica*, **24**: 101-110; Szeged.
- TRASK, P. D. (1932): Origin and environment of source sediments of petroleum. - 323 S.; Houston (Gulf Publ. Co.).
- VAN DER MAREL, H. W. & BEUTELSPACHER, H. (1976): *Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their Admixtures*. - 387 S.; Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).
- WEYL, R. (1980): *Geologischer Führer - Gießen und Umgebung*. - 193 S.; Gießen (Mittelhess. Druck- u. Verlagsges.).

Überarbeitetes Manuskript eingegangen am 31. 10. 1994, angenommen am 10. 11. 94

ARNO SEMMEL*

Holozäne Bodenbildungsraten und „tolerierbare Bodenerosion“ – Beispiele aus Hessen

Kurzfassung

Auf kalkhaltigen Substraten von Hügelgräbern der Hallstattzeit und bandkeramischen Kolluvien sind Parabraunerden entwickelt, die ähnliche Tongehalte, Horizontmächtigkeiten und Entwicklungstiefen wie die sonstigen Parabraunerden aus Löß aufweisen. Löss, deren Parabraunerden im frühen 17. Jahrhundert total erodiert wurden, und die seitdem unter Wald liegen, tragen dagegen nur Pararendzinen. Ähnliches gilt für entsprechend alte kalkhaltige Kolluvien. Auf gleichalten primär kalkfreien Kolluvien sind indessen schwache Parabraunerden entwickelt. Versucht man, mit Hilfe der verschieden alten Böden eine jährliche Rate der Bodenneubildung zu errechnen, so ergeben sich große

Schwierigkeiten. Auf den kalkhaltigen hallstattzeitlichen Substraten beträgt demnach die jährliche Neubildung knapp 0,3 mm, auf den frühneuzeitlichen kalkhaltigen Kolluvien 0 mm. Die Festlegung einer tolerierbaren Bodenerosion, die das Maß der Bodenneubildung nicht überschreiten soll, erscheint somit als nicht praktikabel.

Abstract

Orthic Luvisols (Parabraunerden) have developed on calcareous substrata mounds of the Hallstatt period and on colluvium from the Bandkeramik period. These soils show comparable clay contents and thicknesses of the horizons to orthic luvisols on loess. They are also characterized by similar depths of devel-

opment. Loesses with orthic luvisols, on the other hand, which had been completely eroded in the early 17th century, and which have since been under forest cover, bear only calcareous regosols (Pararendzinen). The same applies to calcareous colluvia from the same period. Colluvia, however, which had been primarily without carbonate content, show weakly developed orthic luvisols. It is therefore very difficult to figure out annual rates of soil development from these soils of different ages. A calculation for the calcareous Hallstatt substrata provides an annual rate of 0,3 mm, whereas the Early Modern calcareous colluvia provide a rate of 0 mm. Therefore, it does not seem useful to determine a tolerable rate of soil erosion, which should not exceed the rate of soil development.

Inhaltsverzeichnis

1. Zum Begriff „tolerierbare Bodenerosion“	125
2. Neuzeitliche Bodenbildungsraten auf Löß	126
3. Bodenbildungsraten auf lößhaltigen anthropogenen Sedimenten	127
4. Ergebnisse	131
5. Schriftenverzeichnis	131

1. Zum Begriff „tolerierbare Bodenerosion“

Als „tolerierbare Bodenerosion“ wird gemeinhin eine anthropogen bedingte Abtragung bezeichnet, die den Betrag der Bodenneubildung nicht überschreitet (vgl. dazu u.a. WISCHMEIER & SMITH 1978: 3; SCHWERTMANN 1989: 469). Für Löß-Parabraunerden bei Basel berechnet SCHAUB (1989) eine jährliche Neubildungsrate von 0,12 mm oder 1,5 t/ha, wobei allerdings und seltsamerweise von einer Entwicklungsdauer für die heutigen Böden von ca. 20 000 (!) Jah-

ren ausgegangen wird. Für viele beackerte Lößböden in Mitteleuropa ist mit mindestens der zehnfachen Abtragungsmenge zu rechnen (SCHWERTMANN 1989: 469). Letzteres läßt sich aus Meßreihen relativ einfach ableiten; das eigentliche Problem liegt bei der Ermittlung der Boden-neubildungsraten, was unter anderem bereits ALEXANDER (1988) erörtert. Doch selbst wenn das überzeugend gelingt, wäre es verhängnisvoll, Bodenerosion zu tolerieren, denn

* Prof. Dr. A. SEMMEL, Theodor-Körner-Str. 6, 65719 Hofheim a. Ts.

laut BORK (1988: 9) bildete sich während des Mittelalters und der Neuzeit in Mitteleuropa nur unter Wald oder Dauergrünland nennenswert neuer Boden, nicht jedoch auf beackerten Arealen. Bodenerosion, die ja im wesentlichen nur auf Äckern stattfindet, ist demnach im Normalfall nicht tolerierbar, es sei denn, man gibt sich mit wenig überzeugenden Formulierungen zufrieden, wonach Bodenerosion solange tolerierbar ist, solange sie nicht die „langjährige Erhaltung der Bodenfruchtbarkeit“ gefährdet (SCHWERTMANN 1989: 471) und der Boden nach wie vor nur als land- und forstwirtschaftlicher Produktionsstandort, jedoch nicht als gesamtökologisch außerordentlich bedeutsamer Bestandteil der Landschaft und ihres Haushalts gesehen wird.

Unbedingt zu beachten ist außerdem, daß das Ausgangsgestein der Bodenbildung in seiner Mächtigkeit begrenzte Ausmaße hat. Dieser Aspekt mag bei mehrere Meter mächtigen Lößdecken nicht so ins Gewicht fallen, ganz anders hingegen bei den Böden, die aus periglazialen Schuttdecken hervorgingen, und das ist ja der Normalfall in den deutschen Mittelgebirgen, im Gegensatz zu der Darstellung in manchen bodenkundlichen Lehrbüchern (z. B. MÜCKENHAUSEN 1993). Auf vielen Hängen sind diese meist geringmächtigen Schuttdecken durch Bodenerosion total abgetragen und die wenig oder gar nicht verwitterten Festgesteine freigelegt worden, so daß nunmehr „Grenzertragsböden“ mit völlig anderen Eigenschaften vorliegen (SEMMEL 1974: 542; 1990: 12; 1993: 49). Periglaziale Schuttdecken und Löß dürften sich wahrscheinlich frühestens in der nächsten Kaltzeit regenerieren. Schon von daher ist es bedenklich, von „tolerierbarer Bodenerosion“ zu sprechen. In diesem Zusam-

menhang erscheint auch die Bodenkundliche Kartieranleitung (1982: 306) stark verbesserungsbedürftig, die mit m. E. realitätsfernen „Toleranzgrenzen“ arbeitet. Außerdem findet dort keine Berücksichtigung, welche beträchtlichen Bodenverluste allein dadurch entstehen, daß Bodensubstrat durch Ackergeräte - ohne Einwirkung von Abspülung und Abwehung - bewegt wird. Deshalb gibt es auch im ebenen Gelände einerseits stark erodierte Profile, andererseits ansehnliche Kolluvien (Ackerberge). Entsprechende Abfolgen sind weit verbreitet und wiederholt beschrieben worden (vgl. dazu SEMMEL 1977: 58f.; 1993: 59f.).

Wenn feststeht, daß unter Acker praktisch keine Boden-neubildung in den letzten Jahrhunderten erfolgte, so bleibt die Frage, was unter quasinatürlichen Bedingungen, also unter Wald, in diesem Zeitraum ablief. Den in der Literatur zu findenden Angaben, wonach auf mittelalterlichen und frühneuzeitlichen Wüstungsfluren die ehemals vorhandenen Bodenerosionsschäden kompensiert seien (RICHTER & SPERLING 1967: 148; BORK 1988: 91f.), stehen eigene Befunde (MACHANN & SEMMEL 1970: 260f.) gegenüber, demzufolge auf vergleichbaren Standorten keine nennenswerte Bodenregenerierung erfolgte. Um diese strittige Frage zu klären, und um eine möglichst genaue Vorstellung über das Ausmaß holozäner Bodenbildungs-raten zu gewinnen, wurde eine Reihe von hessischen Standorten untersucht, die sich durch deutliche Unterschiede hinsichtlich des Beginns der Bodenbildung auszeichnen. Wegen der besseren Vergleichbarkeit sind nur Löss- oder Substrate mit lößähnlichen Eigenschaften herangezogen worden.

2. Neuzeitliche Bodenbildungsraten auf Löß

Im Übergangsbereich von der Oberrheinischen Tiefebene zu den benachbarten Mittelgebirgen findet man in großer Verbreitung in den Wäldern Flurwüstungen mit stark erodierten Parabraunerden aus Löß. Des öfteren sind sogar (Kulto-)Pararendzinen anzutreffen (SEMMEL 1970, FICKEL 1984). Als Beispiel für eine stark erodierte Parabraunerde wird ein Profil aus dem „Morastrech“ westlich Groß-Bieberau beschrieben (TK 25, Bl. 6218 Neunkirchen, R 34 85 74, H 55 17 72). Das Profil liegt unter ca. 100jährigem Buchenbestand auf einem ca. 2° nach NE geneigten Hang in 220 m ü. NN. Das jährliche Niederschlagsmittel wird auf 750 mm geschätzt, das Temperaturmittel auf 8,5°C.

L	1 cm	Buchenlaub
Of	1 cm	zersetztes Buchenlaub
Ah	0-5 cm	dunkelbrauner humoser, stark lehmiger Schluff
Bt	5-40 cm	brauner (10YR5/6) schluffig-toniger Lehm, polyedrisch, mit Tonbelägen, stark durchwurzelt

Btv	40-70 cm	brauner (10YR5/6) stark lehmiger Schluff, schwach prismatisch-säulig, Tonbeläge nur auf Klüften, mittel durchwurzelt
C	70-100 cm+	Löß, kalkhaltig (15% CaCO ₃)

Die Korngrößenverteilung (Tab. 1) zeigt die durchschnittlichen Werte entsprechender Horizonte von Löß-Parabraunerden im Rhein-Main-Gebiet. Auch die pH-Werte, FeD- und FeO-Gehalte liegen im Rahmen dessen, was für Löß-Parabraunerden unter Wald gemessen wird. Im Dünnschliff (Abb. 1) ist das für gut entwickelte Bt-Horizonte typische Bild starker Anlagerung orientierter Tonsubstanz zu erkennen. Somit wird der allein schon im Gelände ableitbare Befund bestätigt, daß es sich hier um eine ehemals komplett entwickelte Parabraunerde handelt, die durch frühere Ackernutzung erodiert wurde. Seitdem ist keine deutliche Boden-neubildung erfolgt. Eine solche müßte sich beispielsweise in der Entwicklung eines Al-Horizontes im oberen Teil des Bt-Horizontes zeigen

oder in der Tieferlegung der Entkalkungsgrenze, die nur 70 cm erreicht, während sie bei nicht erodierten Parabraunerden mindestens bei 100 cm oder tiefer liegt.

Tab. 1. Labordaten stark erodierter Böden in der Flurwüstung Morastrech bei Groß-Bieberau (Körnung und Fe in Gew.-% angegeben, pH in KCl gemessen)

	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	pH	FeD	FeO
Ah	22,6	10,9	13,4	46,4	5,2	0,8	0,7	4,8	0,79	0,14
Bt	34,4	6,4	13,3	39,3	5,2	0,7	0,5	5,9	1,59	0,08
Btv	22,0	7,2	16,1	47,1	5,9	1,0	0,9	6,1	0,83	0,07
C	16,9	8,8	10,7	56,7	5,4	0,9	0,6	7,5	0,67	0,01
Ah	13,6	5,4	19,9	49,4	9,4	1,5	0,8	7,5	0,77	0,04
C	11,7	3,7	19,1	57,1	7,4	0,6	0,4	7,6	0,99	0,01

Daß unter Wald in der Regel keine nennenswerte Bodenabspülung stattfindet, ist durch Beregnungsversuche bestätigt (SCHWARZ 1979). Die Bodenerosion im Morastrech läßt sich zwanglos mit einer historischen Acker- nützung dieses Gebietes verbinden, das belegen reliktsche Ackerraine. Die archivalischen Unterlagen erlauben den Schluß, daß das zur Diskussion stehende Gebiet bis 1634 beackert wurde, dann wüstfiel und bewaldete (RICHTER & SPERLING 1967: 163 f.; KURZ & LIZALECK 1983: 256). Seitdem ist das Gelände mit größter Wahrscheinlichkeit nicht mehr waldfrei gewesen (SEMMELE 1993a: 8). Daraus läßt sich schließen, daß in gut 350 Jahren keine erkennbare Regenerierung der erodierten Böden erfolgte. Gleiche Überlegungen gelten für viele andere Wüstungsfluren, die in der Umgebung von Groß-Bieberau, Hahn und Ober-Ramstadt liegen und auf denen vielfach sogar die gesamte Löß-Parabraunerde erodiert wurde, so daß noch heute Pararendzinen zu finden sind (SEMMELE 1993a: 7). Sieht man vom Humusgehalt ab, so unterscheidet sich der Ah-Horizont solcher Pararendzinen nur sehr bedingt vom C-Horizont (Tab. 1). Das pH ist praktisch gleich, deutlichere Unterschiede zeigt der CaCO₃-Gehalt (11,5 und 20,1%), schwache Differenzen der Tongehalt. Daß diese Unterschiede vor allem pedogenetisch in situ entstanden, ist wenig wahrscheinlich, denn im Dünnschliffbild des Ah-Horizontes, der ehemals Ap-Ho-

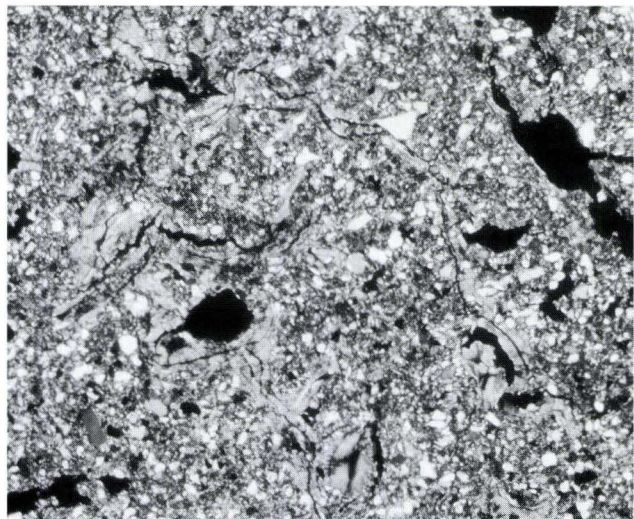


Abb. 1. Dünnschliffbild eines Bt-Horizontes einer stark erodierten Parabraunerde aus Löß auf einer frühneuzeitlichen Flurwüstung. Der Horizont zeigt 10 bis 20 cm unter Flur das für gut entwickelte Bt-Horizonte aus Löß typische Bild. Das Solum ist von orientierter Tonsubstanz (hell) durchsetzt, die vor allem auch die Porenwände auskleidet (Aufnahme bei gekreuzten Nicols). Der Bildausschnitt hat original eine Kantenhöhe von ca. 2,8 mm. Der Maßstab ist bei allen Abb. gleich. Die Dünnschliffbilder verdanke ich Herrn Dr. POETSCH, Geographisches Institut der Universität Hamburg.

rizont war, kommen abgerollte Bröckchen von orientierter Tonsubstanz vor, die aus einem Bt-Horizont stammen, dessen Substrat durch die Bodenerosion verlagert wurde. Das kann durch den Pflug, der bekanntlich auch ohne Wasser- oder Windunterstützung enorm erodieren kann, auch hangaufwärts geschehen. Das hier diskutierte Pararendzinaprofil liegt westlich des Galgenberges bei Groß-Bieberau auf einem ca. 2° nach E geneigten Hang unter 100jährigem Buchenbestand in ca. 220 m ü. NN (TK 25, Bl. 6118 Darmstadt Ost, R 34 86 28, H 55 18 83).

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß auf den ca. 350 Jahre alten Wüstungsfluren auf Löß keine nennenswerte Bodenreuebildung erfolgt ist und somit die bereits zitierten Befunde von RICHTER & SPERLING (1967) sowie von BORK (1988) nicht bestätigt werden können.

3. Bodenbildungsraten auf lößhaltigen anthropogenen Sedimenten

Im Zusammenhang mit der mittelalterlich-frühneuzeitlichen Bodenerosion sind Kolluvien entstanden, die heute häufig auf Flurwüstungen unter Wald liegen. In

kalkhaltigen Kolluvien am Taunus-Südrand, die ein Mindestalter von 200 Jahren haben, sehr wahrscheinlich aber älter als 400 Jahre sind, reicht der Kalkgehalt bis an

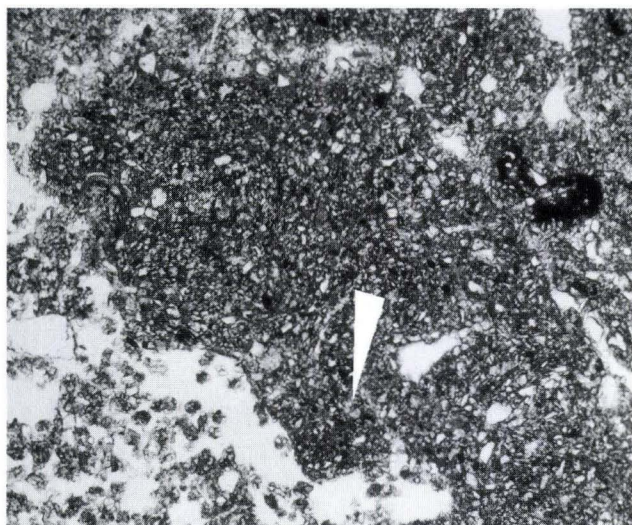


Abb. 2. Dünnschliffbild eines Al-Horizontes einer schwach entwickelten Parabraunerde aus Kolluvium einer frühneuzeitlichen Flurwüstung. Im stark biogen gestörten Substrat liegen abgerollte Reste von Bt-Material (Pfeil).

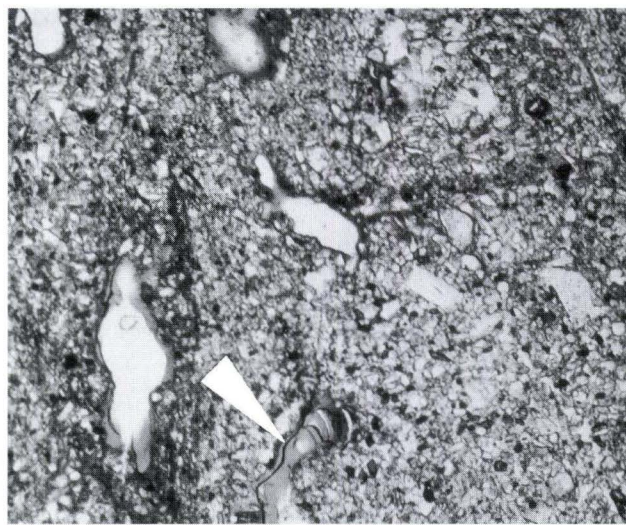


Abb. 3. Dünnschliffbild des Bt-Horizontes des Bodens von Abb. 2. Orientierte Tonsubstanz ist vor allem an manchen Porenwänden zu erkennen (nicht gekreuzte Nicols), insgesamt jedoch deutlich weniger als auf Abb. 1.

die heutige Oberfläche. Die jährlichen Niederschlagsmittel betragen hier ca. 650 mm, die Temperaturmittel ca. 8,5°C. Gut aufgeschlossene Profile (reliktische Ackerraine) liegen am Schießstand nördlich des Hofheimer Waldfriedhofes zwischen 180 und 200 m ü. NN (TK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main, R 34 59 32, H 55 50 28). Die DILLICH-Karte von 1608/09 weist diese Areale bereits als bewaldet aus. Auch auf den jüngeren Karten (z.B. Karte vom Herzogtum Nassau 1: 20 000 von 1819 und TK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main, Ausgabe 1906) ist hier jeweils Wald dargestellt. Auf primär kalkfreien Kolluvien gleichen Alters findet man dagegen eine schwache Parabraunerdebildung. So liegt beispielsweise in der Ursprungsmulde des Dellentales zwischen Vorderwald und Hinterwald (R2-System von BAUER 1993: 51 ff.) westlich Hofheim a. Ts. ein kalkfreier Kolluviallehm von mehr als zwei Meter Mächtigkeit (TK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main, R 34 58 38, H 55 49 93, Höhe ca. 225 m ü. NN). Die Basis des Kolluviums bildet der alte holozäne Boden, eine pseudovergleyte Parabraunerde aus Löß. Der untere Teil des Kolluviums ist ebenfalls pseudovergleyt. In ihm liegt eine Diskordanz, auf der von BAUER Holzkohle gefunden wurde, die ein ^{14}C -Alter von 1075 ± 85 a.B.P. (Hv 16090) hat. Das nicht pseudovergleyte hangende Kolluvium ist knapp einen Meter mächtig. Es bildet eine nahezu horizontale Oberfläche, die von Buchenwald bestanden wird. Unter der Moderauflage von 2 cm folgt das nachstehende Profil:

Ah 0–8 cm dunkelgraubrauner (10YR4/3) schwach humoser stark lehmiger Schluff

Al	8–20 cm	hellbrauner (10YR5/6) lehmiger Schluff, schwach krümelig-polyedrisch, stark durchwurzelt
Bt1	20–45 cm	etwas braunerer (10YR5/6) stark lehmiger Schluff, plattig-polyedrisch, weißer Grobschluffpuder auf den Aggregaten, wenig Tonbeläge, stark durchwurzelt
Bt2	45–80 cm	brauner (10YR5/6) stark lehmiger Schluff, blockig-polyedrisch, deutliche Tonbeläge, die nach unten schwächer werden, mittel durchwurzelt
M	80–100 cm+	braunes geschichtetes Kolluvium, schwach durchwurzelt

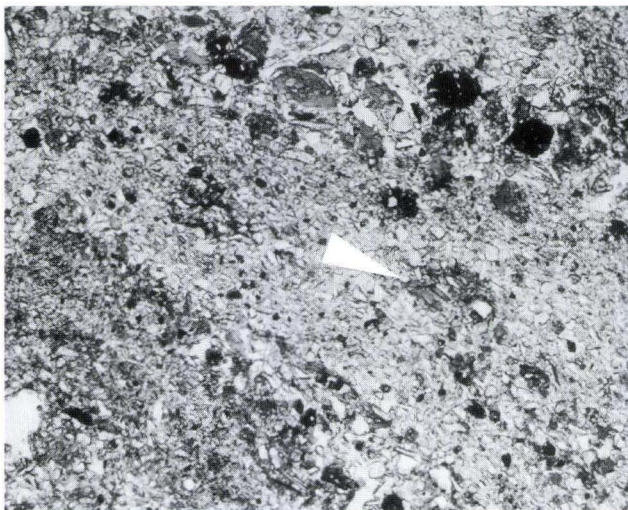
Das Profil zeigt ohne Zweifel eine Differenzierung infolge Tonverlagerung. Die Tongehaltsunterschiede zwischen dem Oberboden und dem Unterboden betragen 6,4% (Tab. 2). Die übrige Korngrößenverteilung spricht dagegen, dies als Schichtungseffekt zu erklären. Auch die Dünnschliffbilder lassen sich ohne Schwierigkeiten in diesem Sinne interpretieren. Im tonärmeren Oberboden (Abb. 2) gibt es keine orientierte Tonsubstanz, nur vereinzelt kommen abgerollte Tonbröckchen vor, die wahrscheinlich aus einem erodierten Bt-Horizont stammen. Im tonreicheren Unterboden sind dagegen häufig wandständige orientierte Tonbeläge zu erkennen (Abb. 3), also typische Bt-Merkmale. Wie schon makroskopisch nachgewiesen, hört die Bodenentwicklung im Kolluvium unterhalb 80 cm auf. Das Dünnschliffbild (Abb. 4) aus diesem Bereich zeigt geschichtetes Substrat mit abgerollten Bt-Bröckchen und keine Anlagerung von Ton in den Poren.

Tab. 2. Labordaten einer Parabraunerde aus primär kalkfreiem Kolluvium in einer Flurwüstung westlich Hofheim a. Ts.

	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	pH	FeD	FeO
Ah	21,4	7,2	27,2	41,8	2,4	0,5	0,5	3,4	0,82	0,17
Al	20,0	7,6	28,6	41,0	2,1	0,6	0,1	3,7	0,98	0,11
Bt1	23,1	6,9	27,9	39,3	1,5	0,7	0,6	3,9	1,07	0,09
Bt2	26,4	7,0	25,9	37,1	2,4	0,8	0,5	4,0	1,16	0,04
M	19,9	8,4	27,1	42,3	1,5	0,5	0,3	3,8	0,78	0,01

Gegen die Annahme einer Lessivierung im Kolluvium ließe sich dessen niedriges pH anführen, denn unterhalb von pH 5 ist nach gängiger Vorstellung eine Tonverlagerung nur noch sehr reduziert möglich (BLUME 1989: 376). Die Versauerung als Vorgang deuten zu wollen, der nach der Lessivierung stattfand, ist indessen nicht überzeugend, denn das Kolluvium weist durchgehend niedrige pH-Werte auf, muß deshalb wohl schon primär sehr sauer gewesen sein. Das gilt auch für die meisten übrigen Kolluviallehme dieses Alters, die sich außerdem durch sehr geringe Basenversorgung auszeichnen. Daß Tondurchschlammung auch im stärker sauren Milieu möglich ist, belegen die Bänder-Parabraunerden in primär sauren Sanden und die tropischen Acrisole.

Will man die jährliche Bodenneubildungsrate in diesem Profil berechnen, so stellt sich die Frage, was eigentlich als Bodenneubildung anzusehen ist. Der höhere Tongehalt im Bt-Horizont kann auf Tonneubildung zurückzuführen sein, ist aber auch problemlos als ausschließlicher Lessivierungseffekt deutbar. Eine stärkere biogene Beeinflussung und Zerstörung der Schichtung im Kolluvium ist sowohl makroskopisch als auch mi-


Abb. 4. Dünnschliffbild des Ausgangssubstrates des Bodens von Abb. 2 und 3. Es handelt sich um Kolluvium, dessen ursprüngliche Schichtung erst wenig biogen gestört und deshalb noch gut zu erkennen ist. Auf einen abgerollten Bt-Rest weist der Pfeil.

kroskopisch bis in 80 cm Tiefe nachweisbar. Betrachtet man diesen Effekt als Bodenneubildung und legt man zugrunde, daß das Kolluvium laut DILLICH-Karte seit mindestens 400 Jahren unter Wald liegt, so läßt sich eine jährliche Neubildungsrate von zwei Millimetern berechnen.

Abgesehen von der Entwicklungstiefe sind ähnliche Neubildungen auf den meisten kalkfreien Kolluvien unter Wald im Untersuchungsgebiet zu finden. Einem etwas helleren tonärmeren Oberboden, dessen Mächtigkeit zwischen 15 und 20 cm schwankt, folgt ein braunerer um drei bis sieben Prozent tonreicherer Unterboden. Dessen Untergrenze ist indessen häufig unscharf und liegt in unterschiedlicher Tiefe (40–80 cm). Nicht selten setzt auch Tonbänderung im tieferen Teil ein, wie sie von Hügelgräbern schon beschrieben wurde (SEMMEL 1977: 71f.; BECKMANN et al. 1978). Selbst Kolluvien, die maximal 200 Jahre alt sind, zeigen ähnliche Tongehaltsdifferenzierungen zwischen Ober- und Unterboden.

Die Hoffnung, auf jüngeren Kolluvien generell geringere Tongehaltsunterschiede als auf älteren anzutreffen und auf diese Weise eine relative Altersstratigraphie zu ermitteln, bestätigte sich nicht, nachdem insgesamt 26 primär kalkfreie Kolluvien untersucht wurden. Von Bedeutung für diesen Befund ist wohl, daß die Kolluvien wenig Ton enthalten, wenn nur Al-Horizonte abgetragen wurden, dagegen deutlich mehr, wenn die historische Bodenerosion bereits in größerem Umfang den Bt-Horizont der Löß-Parabraunerden erfaßt hatte. Zusätzlich kann – wie schon erörtert – die Schichtigkeit im Kolluvium natürlich auch zu Unterschieden im Tongehalt führen. Solche Phänomene werden dann besonders prekär, wenn geschichtetes kalkfreies Kolluvium über Rohlöß liegt und die Neubildung einer Parabraunerde vor-täuscht. Ein entsprechendes Profil liegt unweit der aus dem Morastrech beschriebenen stark erodierten Parabraunerde aus Löß. Die scheinbare Parabraunerde hat einen 20 cm mächtigen tonarmen „Oberboden“ und einen 25 cm starken, um 6% tonreicheren „Unterboden“. Darunter folgt Rohlöß. Den Korngrößen des Feinbodens (Tab. 3) ist nicht zu entnehmen, daß der „Oberboden“ und der Löß im Unterschied zum „Unterboden“ steinig sind und die Abfolge eindeutig schichtiges Kolluvium über Löß (14,2% CaCO₃) darstellt, dessen ursprüngliche Parabraunerde vor der kolluvialen Überdeckung erodiert wurde.

Parabraunerden, die sich von den „normalen“ Löß-Parabraunerden hinsichtlich ihrer Horizontmächtigkeiten

Tab. 3. Labordaten einer scheinbaren Parabraunerde aus Löß im Morastrech

	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	pH	FeD	FeO
„Al“	15,4	3,0	20,1	52,9	6,4	0,8	1,3	3,6	1,6	0,14
„Bt“	21,3	3,4	17,1	49,4	6,8	1,0	1,4	4,2	1,4	0,05
„C“	11,7	3,7	19,1	57,1	7,4	0,6	0,4	7,5	0,8	0,04

und ihrer Tongehaltsdifferenzierung nicht unterscheiden, sind auf bandkeramischen Kolluvien zu finden. Solche Profile liegen beispielsweise in unmittelbarer Nähe des Pararendzina-Profiles, das vom Galgenberg bei Groß-Bieberau beschrieben wurde. Dort liegt die von der späteren intensiven Tondurchschlammung miterfaßte Fundschicht in 100 cm Tiefe und enthält Holzkohlen mit einem ^{14}C -Alter von 6140 ± 114 a.B.P. (Hv 17906). Makroskopisch sind durchgehende Tonbeläge und im tieferen Teil Tonbänderungen bis in 220 cm Tiefe zu verfolgen. Bis in diesen Bereich hinein läßt sich auch im Dünnschliff noch wandständige orientierte Tonsubstanz erkennen. Allerdings ist der tatsächliche Beginn dieser Durchschlammung nicht zu erfassen, zumal das genaue Alter des Kolluviallehms über der Fundschicht nicht bekannt ist. Außerdem bleibt offen, wie oft die Parabraunerdeentwicklung unterbrochen wurde. Dies kann durch antropogene Eingriffe (u.a. Beackerung), aber auch durch klimatische Veränderungen erfolgt sein. So weisen benachbarte Parabraunerden teilweise einen Bth-Horizont auf, der ein früheres Schwarzerde-Stadium anzeigt (^{14}C -Datum eines entsprechenden Horizontes: 8645 ± 410 a.B.P., Hv 19133).

Daß bereits vorher zumindest stellenweise Parabraunerden vorlagen, ist den Bt-Trümmern im Kolluvium unter der bandkeramischen Fundschicht zu entnehmen. Eine Verwechslung mit interglazialen Bodenresten kann aufgrund der deutlich schwächeren Farbintensität ausgeschlossen werden. Zudem fehlen solche Partikel im basalen Jungwürmlöß. Es bleiben jedoch Unsicherheiten in der Geschichte der Bodenentwicklung, und deshalb erscheinen Versuche, anhand dieses Bodenprofils jährliche Neubildungsraten berechnen zu wollen, fehl am Platze.

In dieser Hinsicht günstiger gestellt sind die schon erwähnten hallstattzeitlichen Hügelgräber oder auch der römische Limes (SEMME 1977: 71 f.). Doch ist fast allen diesen älteren anthropogenen Aufschüttungen bezüglich ihrer Eignung als Diskussionsgrundlage im Zusammenhang mit der „tolerierbaren Bodenerosion“ ein Mangel mit den primär kalkfreien mittelalterlich-frühneuzeitlichen Kolluvien gemeinsam: Sie bestehen aus intensiv vorverwitterten Substraten. Anders verhält es sich mit den schon angeführten kalkhaltigen mittelalterlich-frühneuzeitlichen Kolluvien. Auf diesen sind bekanntlich nur Pararendzinen zu finden. Ein völlig anderes Bild bieten demgegenüber hallstattzeitliche Hügelgräber, die aus kalkhaltigem Hochflutlehm aufgeschüttet wurden. Solche Bildungen sind sehr selten. Das einzige mir bekannte Vorkommen liegt in der Forstabteilung 12 östlich Nauheim (TK 25, Bl. 6016 Groß-Gerau, R 34 62 64, H 55 35 55). An anderer Stelle (SEMME 1993 b) ist bereits die Bodenentwicklung als ähnlich intensiv den Böden auf den spätpleistozänen kalkhaltigen Hochflutlehm dargestellt worden. Da das Material, aus dem die Hügel aufgeschüt-

tet wurden, teilweise humos ist, konnten ^{14}C -Datierungen vorgenommen werden, die (unkalibrierte) Alter von 3025 ± 150 (Hv 18698) und 2875 ± 180 Jahre (Hv 18699) ergaben. Die Gräber waren bisher unbekannt und sind noch nicht vorgeschichtlich untersucht worden. Aus Gründen des Bodendenkmalschutzes wird wohl auch zukünftig eine solche Untersuchung unterbleiben. Mit behördlicher Genehmigung durften jedoch Bohrungen und eine kleinere Aufgrabung vorgenommen werden.

Die Hügel sind aus stark kalkhaltigem Hochflutlehm aufgeschüttet worden, dessen Sandgehalt schwankt. Hier wird die etwas sandärmere, lößreichere Variante beschrieben. Unter Buchenbestand und vereinzelt Hainsimsen (*Luzula luzoloides*) liegt das folgende Profil (vgl. auch Tab. 4):

L	1 cm	Buchenlaub
Of	1 cm	Buchenlaub in Zersetzung
Ah	0–6 cm	dunkelgraubrauner humoser sandig-lehmiger Schluff, Einzelkorngefüge, stark durchwurzelt
Al	6–26 cm	hellbrauner (10YR4/4) sandig-lehmiger Schluff, Einzelkorngefüge, stark durchwurzelt
Bt	26–56 cm	brauner (10YR4/5) schwach toniger Lehm, polyedrisch, mit Tonbelägen, stark durchwurzelt
Btv	56–80 cm	graubrauner (10YR5/6) schluffiger Lehm, schwach polyedrisch, vereinzelt Tonbeläge, mittel durchwurzelt
Cc	80–100 cm	grauer humoser kalkhaltiger (7,5%) schluffig-sandiger Lehm
Y	100–120 cm	grauer schwach humoser schluffig-sandiger Lehm
Gco	120–145 cm+	rostfleckiger „Kalkstein“ (Rheinweiß)

Tab. 4. Labordaten einer Parabraunerde auf einem hallstattzeitlichen Hügelgrab bei Nauheim nördlich Groß-Gerau

	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	pH	FeD	FeO
Ah	16,6	2,8	13,6	34,0	9,8	21,2	2,0	3,4	0,14	0,05
Al	15,9	3,2	12,5	33,1	9,9	23,6	2,9	3,8	0,11	0,03
Bt	31,1	1,4	11,1	28,1	7,4	18,4	2,3	4,1	0,17	0,03
Btv	21,9	1,8	12,3	33,1	9,3	19,6	2,0	5,2	0,12	0,03
Cc	18,2	1,8	12,6	33,9	9,6	19,9	4,0	7,6	0,11	0,01

Aus diesem Boden läßt sich eine jährliche Neubildungsrate von ca. 0,3 mm errechnen. So ist es also möglich, mit sehr unterschiedlichen Bodenbildungsraten hinsichtlich der (scheinbar) tolerierbaren Bodenerosion zu operieren. Bei den ca. 350 Jahre alten frühneuzeitlichen kalkhaltigen Kolluvien tendiert die Rate gegen 0, bei den ca. 3000 Jahre alten Hügelgräbern gegen 0,3 mm. Es bleibt offen, ob diese Unterschiede nur durch die Zeitdifferenz bedingt sind oder ob nicht auch Klimaänderungen die Intensität der Bodenbildung auf den Hügelgräbern beeinflusst haben.

4. Ergebnisse

Faßt man die Befunde zusammen, so zeigt sich, daß es möglich ist, hinsichtlich der (scheinbar) tolerierbaren Bodenerosion von sehr unterschiedlichen Bodenbildungsraten auszugehen. Auf Löß ist seit der frühen Neuzeit in den untersuchten Profilen ebensowenig wie auf frühneuzeitlichen kalkhaltigen Kolluviallehmen deutliche Bodenneubildung erfolgt. Hier tendiert also die Neubildungsrate gegen 0. Auf hallstattzeitlichen kalkhaltigen Aufschüttungen sind hingegen reife Parabraunerden entwickelt, woraus eine Neubildungsrate von jährlich mindestens 0,3 mm berechnet werden kann. Frühneuzeitliche primär kalkfreie Kolluviallehme tragen schwache Parabraunerden mit einer Entwicklungstiefe von ca. 80 cm. Eine sinnvolle Mittelwertberechnung ist auf dieser Basis nicht gut möglich. Ver-

gleicht man nur die Werte der kalkhaltigen Substrate in der Annahme, daß hier keine gravierenden Unterschiede im Ausgangsmaterial bezüglich der Bodenentwicklung gegeben waren, so bleibt doch fraglich, weshalb in den letzten 350 Jahren das Material nicht einmal entkalkt wurde, während auf ca. 3000 Jahre alten Substraten kräftige Parabraunerden entstanden. Hierin darf nicht nur eine Auswirkung des Zeitunterschieds gesehen werden, sondern unklar ist, in welchem Ausmaß Klimaveränderungen von Bedeutung für die ältere Bodenbildung waren. Diese Befunde legen nahe, von dem Versuch Abstand zu nehmen, allgemein gültige Bodenneubildungsraten zu ermitteln und diese zur Basis von Berechnungen zur tolerierbaren Bodenerosion zu machen.

5. Schriftenverzeichnis

- ALEXANDER, E. B. (1988): Rates of Soil Formation: Implications for Soil-Loss Tolerance. - *Soil Sci.*, **145**: 37-45; Baltimore.
- BAUER, A. (1933): Bodenerosion in den Waldgebieten des östlichen Taunus in historischer und in heutiger Zeit - Ausmaß, Ursachen und geökologische Auswirkungen. - *Frankf. geowiss. Arb.*, **D 14**, 194 S.; Frankfurt a. M.
- BECKMANN, H., FICKEL, W., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H. & ZAKOSEK, H. (1978): Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus. - *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 383-418; Wiesbaden.
- BLUME, H.-P. (1989): XXVII. Prozesse der Bodenentwicklung. - In: SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL: *Lehrbuch der Bodenkunde*, 12. Aufl.: 370-394; Stuttgart.
- BORK, H.-R. (1988): Bodenerosion und Umwelt. - *Landschaftsgenese u. -ökol.*, **13**, 249 S.; Braunschweig.
- FICKEL, W. (1984): Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Bl. 6118 Darmstadt Ost; Wiesbaden.
- KUNZ, R. & LIZALECK, W. (1983): Südhessische Chroniken aus der Zeit des 30jährigen Krieges. - Sonderbd. *Geschichtsbl. Kr. Bergstr.*, 325 S.; Heppenheim.
- MACHANN, R. & SEMMEL, A. (1970): Historische Bodenerosion auf Wüstungsfluren deutscher Mittelgebirge. - *Geogr. Z.*, **58**: 250-266; Heidelberg.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993): *Lehrbuch der Bodenkunde*. - 4. Aufl., 577 S.; Frankfurt a. M.
- RICHTER, G. & SPERLING, W. (1967): Anthropogen bedingte Dellen und Schluchten in der Lößlandschaft, Untersuchungen im nördlichen Odenwald. - *Mainzer nat. Arch.*, **5/6**: 136-176; Mainz.
- SCHAUB, D. (1989): Die Bodenerosion im Lößgebiet des Hochrheintales (Möhliner Feld/Schweiz) als Faktor des Landschaftshaushalts und der Landwirtschaft. - *Physiogeographica*, **13**, 228 S.; Basel.
- SCHWARZ, O. (1979): Abfluß und Bodenabtrag im Wald. - *Allgem. Forst- u. Jagdz.*, **150**: 165-179; München.
- SCHWERTMANN, U. (1989): XXXIV. Bodenerosion. - In: SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL: *Lehrbuch der Bodenkunde*, 12. Aufl.: 468-475; Stuttgart.
- SEMMEL, A. (1970): Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Bl. 5916 Hochheim a. M.; Wiesbaden.
- (1974): Geomorphologische Untersuchungen zur Umweltforschung im Rhein-Main-Gebiet. - *Verhdl. dt. Geogr. Tg. Kassel 1973*: 538-549; Wiesbaden.
- (1977): Grundzüge der Bodengeographie. - 119 S.; Stuttgart.
- (1990): Geökologische Auswirkungen der Bodenerosion im Frankfurter Umland. - *Rhein-main. Forsch.*, **107**: 9-23; Frankfurt.
- (1993): Grundzüge der Bodengeographie. - 3. Aufl., 127 S.; Stuttgart.
- (1993a): Bodenerosionsschäden unter Wald - Beispiele aus dem Kristallinen Odenwald und aus dem Taunus. - *Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkde.*, **144-145**: 5-15; Hanau.
- (1993b): Bodenregenerierung und „tolerierbare Bodenerosion“ im Rhein-Main-Gebiet. - *Frankf. Beitr. Did. Geogr.*, **12**: 234-240.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. (1978): Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. - *U.S. Agr. Handbook*, **537**, 58 S.; Washington D.C.

Manuskript eingegangen am 9. 8. 1994, angenommen am 15. 9. 1994

ARNO SEMMEL*

Die quartären Deckschichten im Dyckerhoff-Steinbruch am Kinzenberg westlich Wiesbaden-Erbenheim

Kurzfassung

Im neuen Steinbruch der Firma Dyckerhoff AG sind derzeit im Löß wichtige stratigraphische Leithorizonte aufgeschlossen: Eltviller Tuff, Rambacher Tuff, Niedereschbacher Zone, Obere, Mittlere und Untere Mosbacher Humuszone. Diese Bildungen gehören sämtlich in die letzte Kaltzeit. Außerdem kommen Reste zweier fossiler Bt-Horizonte

vor. Unter ihnen liegt eine basaltische Tephra, die dem Reinheimer Tuff entsprechen und in die drittletzte Kaltzeit gehören dürfte.

Abstract

At present, the loess of the Dyckerhoff quarry contains the following important stratigraphic mar-

ker beds: Eltviller Tuff, Rambacher Tuff, Niedereschbacher Zone, Obere, Mittlere and Untere Mosbacher Humuszone. They all belong to the last cold period. In addition, there are remnants of two fossil Bt-horizons. They are underlain by a basaltic tephra, which is most likely an equivalent of the Reinheimer Tuff and belongs to the third cold period, counted backwards from the present.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	133
2. Quartäre Sedimente unter dem Löß der letzten Kaltzeit	134
3. Altwürmlöß	134
4. Mittel- und Jungwürmlöß	135
5. Holozänes Kolluvium	136
6. Schriftenverzeichnis	137

1. Einleitung

Ein Schwerpunkt derzeitiger Quartärforschung liegt in der Entwicklung physikalischer Meßmethoden (Thermolumineszenz, Paläomagnetik etc.) und ihrer Anwendung in quartären Sedimenten. Als großer Nachteil stellt sich dabei immer wieder heraus, daß wichtige, für den Test der Methoden unerläßliche Leithorizonte nur noch selten oder gar nicht zugänglich sind und oft auch nicht bekannt ist, wo solche Horizonte im Bedarfsfalle zu erschließen wären. Der neue Steinbruch der Firma Dyckerhoff, der nördlich der A 66 im N-Hang des Wäschbachtals liegt (Abb. 1), gibt Quartärprofile frei, die mehrere wichtige stratigraphische Leithorizonte enthalten, welche ansonsten nur selten zugänglich sind. Es ist allerdings damit zu rech-

nen, daß sie dem fortschreitenden Abbau zum Opfer fallen. Erfahrungsgemäß setzen sich hier in dem flachen Gelände die Abfolgen jedoch über einige Distanz bergwärts fort. Deshalb bietet sich sehr wahrscheinlich Gelegenheit, über längere Zeit die verschiedenen Leithorizonte zwecks Anschauung und Probennahmen bei Bedarf aufzusuchen. Aus diesem Grunde werden hier die gegenwärtig aufgeschlossenen Profile beschrieben und ihre Positionen in Abb. 1 festgehalten.

Der Firma Dyckerhoff AG in Mainz-Amöneburg, insbesondere der Steinbruchsleitung, ist auch an dieser Stelle für die Genehmigung und Unterstützung der Arbeiten sehr zu danken.

* Prof. Dr. A. SEMMEL, Theodor-Körner-Str. 6, 65719 Hofheim a. Ts.

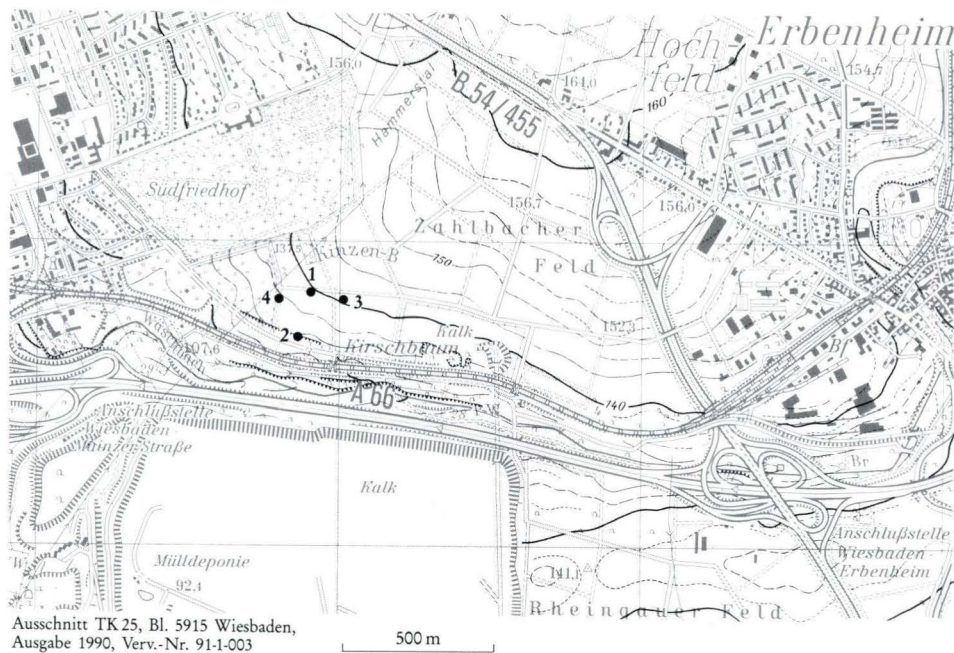


Abb. 1. Lage der Profile am Kinzenberg. Aufschlußwand (Stand Sommer 1994). 1 = Profil mit Reinheimer Tuff; 2 = Altwürmlöß mit Mosbacher Humuszonen; 3 = Sammelprofil Mittel- und Jungwürmlöß; 4 = holozänes Kolluvium.

2. Quartäre Sedimente unter dem Löß der letzten Kaltzeit

Im SW des Steinbruchs liegen über den Hydrobienkalken Sande, die zu den Mosbacher Sanden gehören. Störungen im Übergang zu den tertiären Kalken lassen erkennen, daß es sich dabei zumindest partiell um Dolinenfüllungen handelt, wie sie ähnlich bereits aus dem alten Dyckerhoff-Steinbruch S der A 66 bekannt sind. Wie dort beginnt die Abfolge auch in dem neuen Steinbruch mit „buntsandsteinfarbenen“ kalkfreien grobkiesigen Sanden mit vielen Geröllen aus dem Buntsandstein. Die Mächtigkeit der Sande überschreitet nicht ein bis zwei Meter. Darüber folgt der eigentliche graue kalkhaltige Mosbacher Sand (zur Nomenklatur vgl. BRÜNING 1974: 64) mit vier bis fünf Metern Mächtigkeit.

Im W-Teil der N-Wand des Steinbruchs liegen in einer Doline ca. zwei Meter starke geschichtete grau- und rost-

streifige Löss, die noch verstellt sind. Über sie hinweg zieht ungestört ein Löß mit einer drei Zentimeter starken basaltischen Tephra, deren Schwermineralzusammensetzung durch Augit-Dominanz bestimmt ist (Tab. 1). Darüber liegen Reste von zwei fossilen Bt-Horizonten. Die Befunde sprechen insgesamt dafür, daß hier der „Reinheimer Tuff“ (ENSLING et al. 1984: 69 ff.) vorliegt.

Tab. 1 Schwermineralzusammensetzung des Reinheimer Tuffes (Korn% vom Schwermineralgehalt des Feinsandes)

Opak	Alterit	Aug.	Epid.	Gran.	Gr.Hbl.	Rut.	Turm.	Zirk.
27	24	71	10	1	9	2	3	4

Schwermineralgehalt im Feinsand: 1,95 %. Analytiker: Dr. H. THIEMEYER.

3. Altwürmlöß

Nicht oder nicht nur auf Dolinenbildung zurückzuführen sind mit Löß aufgefüllte Dellen, von denen eine in der Südwand des Steinbruchs angeschnitten ist. Im Zentrum der Form (Abb. 2) beginnt über dem Hydrobienkalk das Quartär mit einem 60 cm mächtigen gelbbraunen tonigen Lehm, der schwach sandig und sehr glimmerreich ist. Kiesschnüre zeigen die Einmischung von fluvialem Material an. Wahrscheinlich hat der tertiäre Kalk eine Terra fusca getragen, deren toniges Material solifluidal verlagert und mit Kies vermengt wurde.

Im Hangenden folgen 30 cm graubrauner, kalkfreier Lößlehm, auf dem die 70 cm mächtige Untere Mosbacher Humuszone liegt, deren dunkelgraubraunes (10 YR 4/4), schwach kalkhaltiges und braunfleckiges Solum aus Löß besteht. Dieses überdeckt 80 cm mächtiger, grauer, schwach humoser Löß, auf dem die Mittlere Mosbacher Humuszone mit 70 cm Mächtigkeit liegt. Ihre Braunfleckung ist farblich weniger intensiv, jedoch wird diese im obersten, 25 cm starken Teil räumlich so kräftig, daß der Eindruck eines humusfleckigen Lösses entsteht (vgl.

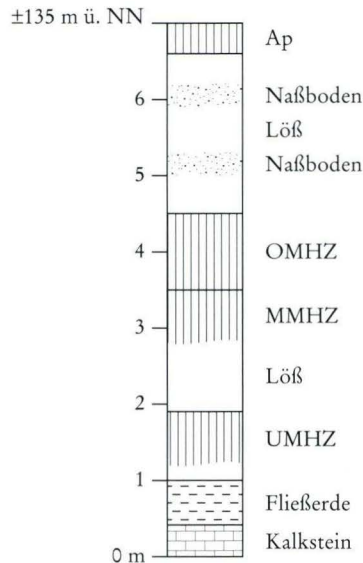


Abb. 2. Profil mit Mosbacher Humuszonen (UMHZ = Untere Mosbacher Humuszone; etc.).

hierzu die Beobachtungen von ROHDENBURG 1964: 67 f.). Darüber folgt direkt die 110 cm mächtige Obere Mosbacher Humuszone. Nur stellenweise ist etwas Löß zwischengelagert. Daß hier eine Diskordanz besteht, also nicht etwa nur eine Bodenbildung vorliegt, wird zusätzlich durch Schichtung im tieferen Teil der Oberen Humuszone angedeutet. Hier kommen auch Lagen von Holzkohlebröckchen vor. Auch das Solum dieser Humuszone ist braunfleckig. Außerdem sind lößgefüllte Krotowinen und Kryoturbationen zu finden. Die nach oben abschließende Lößdecke hat 250 cm Mächtigkeit und enthält zwei schwache Naßböden, die stratigraphisch nicht sicher einzuordnen sind. Die ursprünglich vorhandene Parabraunerde ist total erodiert und durch einen Ap-Horizont ersetzt worden.

Es ist noch anzumerken, daß auch in der Mittleren Humuszone außerhalb des hier beschriebenen Profils vereinzelt Holzkohlebröckchen liegen. In den adäquaten Humuszonen des Steinbruchs in Mainz-Weisenau (THIE-

MEYER 1993) wurden gleichfalls viele Holzkohlen gefunden, bei denen es sich sämtlich um Fichtenreste handelt (Bestimmung durch Dr. ANGELA KREUZ, Institut der KAL, Büdingen). Da in Weisenau die Holzkohlen nicht oder allenfalls sehr wenig verlagert worden sind, ist die Annahme naheliegend, daß die Entwicklung der Humuszonen mit Nadelwald- und nicht mit Steppenvegetation zu verbinden ist (vgl. auch URBAN 1984).

Die Mollusken-Fauna in der Oberen Mosbacher Humuszone im Weisenauer Steinbruch gehört laut GEISSERT (freundliche schriftliche Mitteilung vom 18. 6. 92) zur „Striatafauna“, die den holozänen Molluskenfaunen sehr nahe steht. Das Weisenauer Profil wird im Führer zur Inqua-Exursion C 8 (1995) ausführlicher beschrieben.

Profile, in denen alle drei Mosbacher Humuszonen aufgeschlossen sind, findet man sehr selten. Zur Zeit liegt meines Wissens in Deutschland außer dem hier beschriebenen Profil nur im Steinbruch der Heidelberger Portlandzementwerke in Mainz-Weisenau eine vergleichbare Abfolge vor. Bisher ist es nicht gelungen, die Mosbacher Humuszonen mit „absoluten“ Methoden hinreichend genau zu datieren. ¹⁴C-Datierungen ergeben meist zu junge Werte (SEMMELE 1974: 26 f.). Die bisher vorliegenden Thermolumineszenz-Daten zeigen erhebliche Schwankungsbreiten (FRECHEN 1991: 86 f.; JANOTTA 1991: 74; ZÖLLER et al. 1991: 408). Dem „Blake-Event“ (ca. 114 ka) zugeordnete reverse Magnetisierung ist sowohl unter dem Humuszonenkomplex (BECKER et al. 1989) als auch in der Mittleren oder Oberen Humuszone (KRUMSIEK & HAMBACH 1985) gefunden worden. Es darf jedoch damit gerechnet werden, daß es auf dem Gebiet der absoluten Datierung zu verfahrenstechnischen Fortschritten kommt.

Forschungen an den Humuszonen haben indessen nicht nur stratigraphische Bedeutung, sondern sind gleichfalls für paläoklimatische und paläoökologische Fragen von großem Interesse. Insbesondere kann dieser Lößabschnitt Auskunft geben über die Klimaentwicklung in einer beginnenden Kaltzeit und ihre Auswirkungen auf Relief, Boden, Vegetation, Fauna sowie die Entwicklung des altpaläolithischen Menschen und seiner Kulturen.

4. Mittel- und Jungwürmlöß

Der jüngere Würmlöß ist an der N-Wand des Steinbruchs am Kinzenberg wiederholt gut zu gliedern. Ein über ca. 30 Meter aufgenommenes Sammelprofil (Lage vgl. Abb. 1) beginnt mit der Geröllstreu einer alten Terrasse des Wäschbaches in ca. 135 m ü. NN, die wohl mit der t2-Terrasse des Mains (SEMMELE 1968) korrespondiert. Stellenweise sind darüber Reste eines aus Löß hervorgegangenen Bt-Horizontes erhalten. Im Hangenden an-

schließender humoser Löß mit unterschiedlicher Mächtigkeit repräsentiert wahrscheinlich umgelagertes Material der Mosbacher Humuszonen. Darüber liegt die Niedereschbacher Zone mit einem basalen, 50 cm starken, braunen, tonreicheren und einem hangenden, 90 cm starken, grauen, tonärmeren Teil. Beide Substrate enthalten reichlich CaCO₃-Pseudomyzelien, Kiese und umgelagerte Lößkindl. Nach einer Lößzwischenlage von ca.

20 cm schließt der Lohner Boden den Mittelwürmlöß i. S. von SCHÖNHALS et al. (1964) ab.

Der ca. 50 cm mächtige Lohner Boden hat das für ihn typische feinplattige Gefüge, auf dessen Aggregatflächen viel Kalk-Pseudomyzel abgeschieden wurde. Die Bodenfarbe ist insgesamt nicht so dunkel wie an anderen Standorten, jedoch auch nicht so intensiv braun wie im Falle des stratigraphisch äquivalenten Hainerberger Bodens, der in der weiteren Nachbarschaft dominiert. Wahrscheinlich liegt am Kinzenberg eine Übergangsbildung zwischen Lohner und Hainerberger Boden vor. Ähnliches dürfte gleichfalls für den von SABEL & THEWS (1986: 112) erwähnten Lohner Boden im Industriegebiet nördlich Schierstein gelten, der in der Nähe des Einschnitts der A 66 liegt, in dem noch ein Rest des Hainerberger Bodens gefunden wurde (SEMMEL 1969: 379).

Über dem Lohner Boden folgt am Kinzenberg 10 cm starker grauer Löß, in dessen unterem Teil winzige rostfarbige Fe-Konkretionen einsetzen und in den Lohner Boden hineinziehen. Der graue Löß wird von ca. 40 cm mächtigem hellbraunem Löß überlagert, der einen grauen Naßboden trägt. Dessen 25 cm starkes Solum ist dichtgelagert und mit Pseudomyzelien durchsetzt. Er müßte dem E1-Naßboden entsprechen. Im Löß darüber kommen kleine dunkle Flecken und Bandreste vor, die krypturbat gestört sind und über eine Lößschicht von 30 cm Dicke streuen. Es sollte sich dabei um den „Rambacher Tuff“ (SEMMEL 1967: 107) handeln, der in der Regel diese Ausbildung zeigt. Allerdings läßt sich eine eindeutige vulkanische Komponente mineralogisch nicht nachweisen. Der „Verdünnungseffekt“ ist offensichtlich zu groß (vgl. auch die Befunde von THIEMEYER 1993: 186).

Mit dem Rambacher Tuff verbindet sich eine stratigraphische Unsicherheit. Er wurde ursprünglich als zwischen Lohner Boden und E1-Naßboden liegend eingestuft (SEMMEL 1967: 106), weil er in der Regel dicht über dem Lohner Boden zu finden ist. Dieser Bereich zeichnet sich aber durch kräftige Graufärbung und Umlagerungen aus, so daß selten der E1-Naßboden einwandfrei erkannt werden kann. Meist ist das erst mit dem nächstjüngeren E2-Naßboden möglich. Entsprechendes gilt auch für das aus der Kiesgrube Ockenfels im unteren Mit-

telrheintal beschriebene Profil (BIBUS & SEMMEL 1977: 144 f.), in dem ein über dem Rambacher Tuff liegender grauer Löß als vermutlicher E1-Naßboden bezeichnet wurde. Dort ist die Natur des Rambacher Tuffs als vulkanische Bildung nicht zu bestreiten, dagegen die Ansprache des E1-Naßbodens unsicher. Im hier zur Diskussion stehenden Profil stellt sich die Lage umgekehrt dar. So bleibt also noch Forschungsbedarf. In jedem Fall liegt der Rambacher Tuff aber *über* und nicht unter dem Lohner Boden, wie das BRUNNACKER & TILLMANN (1978: 258 f.) für den Wallertheimer Tuff annehmen, der möglicherweise mit dem Rambacher Tuff stratigraphisch gleichzusetzen ist (ANDRES 1969: 137 f.).

Über dem Löß mit dem dunklen Bändchen des vermutlichen Rambacher Tuffes folgt der ca. 40 cm starke, graue, dichtgelagerte und mit vielen Pseudomyzelien durchsetzte E2-Naßboden. Er ist hier nicht zweigeteilt und auch nicht rostfleckig wie in anderen hessischen Lößprofilen. Der schwächer ausgeprägte E3-Naßboden folgt 30 cm darüber. In dessen hangendem Löß liegen bei ca. 150 cm unter Flur der ca. 3 cm starke Eltviller Tuff und zwischen 95 und 145 cm unter Flur der kräftig entwickelte, deutlich humose und stark sekundär aufgecalcite E4-Naßboden. Den Abschluß des Profils bildet eine sehr stark erodierte Parabraunerde aus Löß, von der unter dem Ap-Horizont nur noch ein 20 cm starker Bt-Rest erhalten blieb. Ursprünglich betrug die Solumtiefe hier wahrscheinlich 80 cm (BARGON 1964: 721). Unter dem Bt-Horizont schließt ein 10 cm mächtiger, schwach humoser Löß mit viel CaCO₃-Pseudomyzel an. Die bodengenetische Ansprache dieses Lösses ist derzeit unsicher. Der gegenüber dem Löß und dem Bt-Horizont leicht erhöhte Humusgehalt kann ein Relikt früheren Laubmischwald-Bestandes sein. Wie unter Wald häufig zu beobachten ist, bildet sich an der Grenze Solum/Löß ein Wurzelfilz aus, der wahrscheinlich höheren Humusgehalt verursacht. Als Schwarzerderelike sind die humosen Lößpartien wegen ihrer großen Tiefenlage wohl nicht zu deuten. Um einen fossilen Naßboden (E5) handelt es sich ebenfalls nicht, denn der humose Horizont folgt immer unmittelbar unter dem Bt-Horizont, bei einem fossilen Naßboden liegt zwischen beiden zumindest stellenweise unveränderter Löß.

5. Holozänes Kolluvium

In der NW-Ecke des Steinbruches ist eine Delle mit maximal zwei Meter mächtigem, stark humosem Kolluvium verfüllt, in dem Urnengräber liegen. Unter dem Kolluvium sind im zentralen und im nördlichen Teil der Delle Reste einer Parabraunerde erhalten. Sie ist aus 150 cm mächtigem, kalkhaltigem und schwach humosem Schwemmléhm hervorgegangen, der in einer Vorform

der Delle liegt, die den liegenden sandigen Löß fast bis auf den Hydrobientkalk zerschneidet. Eine Grabung des Landesamtes für Denkmalpflege ergab kein sicher datierbares Material (freundliche mündliche Mitteilung durch Herrn Dr. PACHALI). ¹⁴C-Datierungen stehen noch aus. Wenn sich bestätigen sollte, daß das stark humose Kolluvium ca. 3000 Jahre alt ist, hat es zu damaliger Zeit bereits

Parabraunerden und keine Schwarzerden mehr in diesem Areal gegeben. Gegen diese Annahme spricht die stark humose Füllung der Delle, in der zumindest makroskopisch keine Hinweise auf Parabraunerde-Sedimente zu finden sind. Ein ehemaliges Schwarzerde-Stadium der verschütteten Parabraunerde ließe sich aus den humosen Tonbelägen ihres Bt-Horizontes ableiten. Andererseits ist auch denkbar, daß diese Beläge aus dem hangenden Kolluvium kommen, das vielleicht von schwarzerdeartigen Böden stammt, die jünger als die verschüttete Parabraunerde waren.

Problematisch hinsichtlich ihrer Genese und ihres Alters ist auch die Füllung der Vorform der Delle. Ein noch pleistozänes Alter ist ebensowenig auszuschließen wie ein altholozänes. Wenn die letzte Annahme zutrifft, überrascht der geringe Humusgehalt des Sediments, denn in jener Zeit sollte der vorherrschende und von der Abtragung erfaßte Boden eine Schwarzerde gewesen sein. Wegen der bedeutsamen bodengenethischen Aspekte dieser Fundstelle ist eine eingehendere Untersuchung geplant, deren Ergebnisse zu einem späteren Zeitpunkt publiziert werden.

6. Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1969): Über vulkanisches Material unterschiedlichen Alters im Löß Rheinhessens. - Mainz. naturwiss. Arch., **8**: 134-139.
- BARGON, E. (1964): Die Bodenkartierung 1: 25 000 unter besonderer Berücksichtigung des Blattes Wiesbaden - Z. dt. geol. Ges., **114**: 719-721, Hannover.
- BECKER, U., BOENIGK, W. & HENTZSCH, B. (1989): Reverse Magnetisierung in den frühwürmzeitlichen Deckschichten am Tönchesberg/Osteifel. - Mainz. naturwiss. Arch., **27**: 1-22.
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. - Geol. Jb. Hessen, **105**: 141-147, Wiesbaden.
- BRÜNING, H. (1974): Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden. - Rheinmain. Forsch., **78**: 57-81, Frankfurt a.M.
- BRUNNACKER, K. & TILLMANN, W. (1978): Die vulkanischen Tuffe im Löß-Profil von Wallertheim/Rheinhessen. - Geol. Jb. Hessen, **106**: 255-259, Wiesbaden.
- ENSLING, J., GÜTLICH, P. & SEMMEL, A. (1984): Datierungsversuche an hessischen Lößprofilen mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie. - Geol. Jb. Hessen, **112**: 67-76, Wiesbaden.
- FRECHEN, M. (1991): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Mittelrheingebiets. - Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **79**: 137 S.
- JANOTTA, A. (1991): Thermolumineszenz-Datierungen als chronometrischer Beitrag zur stratigraphischen Beschreibung von Lößprofilen. - Düsseldorf. geogr. Schr., **30**: 116 S.
- KRUMSIEK, K. & HAMBACH, U. (1985): 5.5. Paläomagnetik, in: BOSINSKI, G. et al.: Das Frühwürm im Lößprofil von Wallertheim/Rheinhessen. - Geol. Jb. Hessen, **113**: 202-206, Wiesbaden.
- ROHDENBURG, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes“. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 66-71, Öhringen.
- SABEL, K. J. & THEWS, J.-D. (1986): Ein Würmlöß-Profil in Wiesbaden-Schierstein. - Geol. Jb. Hessen, **114**: 111-114, Wiesbaden.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199-206, Öhringen.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 104-108, Wiesbaden.
- (1968): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. - Mainz. naturwiss. Arch., **7**: 74-79.
- (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 395-399, Wiesbaden.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. - Rheinmain. Forsch., **78**: 9-56, Frankfurt a.M.
- THIEMEYER, H. (1993): Die Schwermineralführung des Würmlößprofils Mainz-Weisenau. - Geol. Jb. Hessen, **121**: 181-186, Wiesbaden.
- URBAN, B. (1984): Palynology of Central European loess-soil sequences, in: PECSI, M.: Lithology and Stratigraphy of loess and Paleosols: 229-248, Budapest.
- ZOELLER, L., CONRAD, N. J. & HAHN, J. (1991): Thermoluminescences Dating of Middle Paleolithic Open Air Sites in the Middle Rhine Valley/Germany. - Naturwiss., **78**: 408-410, Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 27. 7. 1994, angenommen am 15. 9. 1994

ARND BAUER*

Erosionsschluchten im östlichen Taunus. Ihre Beziehung zum oberflächennahen Untergrund und zur historischen Landnutzung

Kurzfassung

Kerbenförmige Schluchtsysteme („Runsen“) in den Waldgebieten des östlichen Taunus sind Resultate jungholozäner Geomorphodynamik, die durch massive anthropogene Eingriffe in den Naturhaushalt (Entwaldung) während verschiedener historischer Perioden ausgelöst wurde.

Sie erstrecken sich zumeist entlang der Tiefenlinien größer dimensionierter pleistozäner Dellentäler, wobei weitgehend nur Lockergesteine zerschnitten wurden.

Bei fast allen untersuchten Systemen liegt das Einzugsgebiet im Bereich von Flächenniveaus mit Relikten toniger Verwitterungsbildungen des Tertiär und somit geologischen Bedingungen, die einen erosionswirksamen Oberflächenabfluß begünstigen.

Abstract

Forms of gully erosion in the wooded areas of the eastern Taunus Uplands (Hesse, western Germany) are extreme forms of late Holocene

soil erosion caused by massive human impact on the ecosystem balance (clearing) during different historical periods.

The gully systems are incised only in unconsolidated rocks and mainly extend along pleistocene valley forms.

Gully erosion only occurred in those catchments with geomorphological and geological conditions which accelerate a surface runoff if cleared of vegetation (clayey soils on plains with remnants of tertiary decomposition).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Arbeitsmethodik	139
2. Verbreitung und Erscheinungsbild linearer Hohlformen im Taunus	140
3. Beziehung zum geologischen Untergrund	142
4. Beispiele	143
4.1. Bereich der randlichen Lößüberdeckung	143
4.2. Bereich der Hofheimer Kiese	144
4.3. Bereich des Rotliegenden	144
4.4. Bereich der vordevonischen Phyllit-Zone	145
5. Zusammenfassende Betrachtung der Genese der Formen	146
6. Aktuelle Geomorphodynamik und Erosionsgefährdung	147
7. Geoökologische Auswirkungen der Erosion	147
8. Schriftenverzeichnis	148

1. Einleitung und Arbeitsmethodik

Im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär“ wurden Kleinformen der linearen Erosion (Runsen, Schluchten, Hohlwege) in den Waldgebieten des östlichen Taunus hinsichtlich

Verbreitung, Ausprägung und Genese untersucht (BAUER 1993, Zusammenfassung bei SEMMEL 1993).

Ein besonderer Schwerpunkt lag dabei auf der Betrachtung des Zusammenhanges der Formenentstehung zu Relief, Gestein und Böden sowie zur Nutzungsgeschichte im

* Dipl.-Geogr., Dr. A. BAUER, Obernhainer Weg 47, 61273 Wehrheim

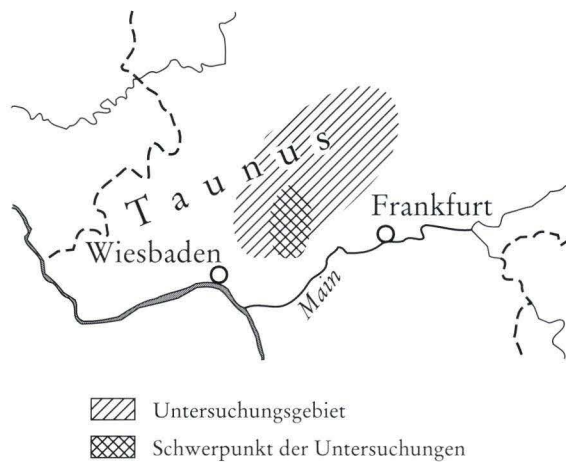


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes.

untersuchten Raum. Darüber hinaus wurden die geoökologischen Auswirkungen der Erosionsformen einschließlich möglicher rezenter Weiterentwicklungen beurteilt.

Im untersuchten Gebiet wurden solche Formen unter Wald zuerst von SEMMEL (1968: 122, in: KÜMMERLE & SEMMEL 1969: 81) beschrieben, der zeigte, daß sich jungholozäne kerbenhafte Einschneidungen an mehr muldenförmigen pleistozänen Vorformen orientieren. Auch WERNER (1977: 132 ff.) und GIESSÜBEL (1977: 114) weisen auf eindeutig holozäne, vermutlich anthropogen verursachte Formen hin. In einer anderen Arbeit aber beschreibt WERNER (1979: 177) flachere Formen am westexponierten Hang des Kapellenberges bei Hofheim am Taunus, die pleistozänen Alters sein sollen, da der jungtundrenzeitliche Deckschutt (SEMMEL 1968) sie vollständig durchzieht.

Aufgrund ähnlicher Ergebnisse jüngerer Arbeiten in angrenzenden Lößlandschaften (SCHRAMM 1989, THIE-MEYER 1988) sowie in Südniedersachsen (BORK 1983,

1988 und BORK & BORK 1987), wurde von der Arbeitshypothese ausgegangen, daß die im Taunus vorzufindenden Formen jungholozänen Alters sind und durch anthropogene Einflüsse verursacht wurden.

Eine Erfassung der für die Untersuchung interessanten Formen erfolgte durch Auswertung von topographischen Karten und Luftbildern sowie überprüfenden Geländebegehungen. Sie wurden dabei einem einfachen Klassifikationsschema zugeordnet (s. 2.).

Alle ausgewählten Formen wurden morphographisch und morphometrisch einschließlich ihres Einzugsgebietes aufgenommen und grob vermessen. Schwerpunkt der Geländearbeit waren bodenkundliche, geologische und geomorphologische Untersuchungsmethoden zur Erfassung der Geofaktorenkonstellation in den Einzugsgebieten der Runsensysteme.

Die vorliegenden Arbeiten zur tertiären und pleistozänen Relief- und Bodenentwicklung des untersuchten Gebietes (KÜMMERLE & SEMMEL 1969; SEMMEL 1964, 1968, 1974; ANDRES 1974, BIBUS 1971, 1973; GIESSÜBEL 1977, WERNER 1977) boten ein solides Fundament, um den Zustand der Relief- und Bodenverhältnisse vor der ersten anthropogenen Einflußnahme abschätzen zu können. Bei der Ansprache der pleistozänen periglazialen Schuttdecken wurde nach der Dreigliederung von SEMMEL (1964, 1968, 1974) in „Deckschutt“, „Mittelschutt“ und „Basisschutt“ verfahren. Von zusätzlicher Bedeutung für die eigene Arbeit war die feinstratigraphische Untersuchung von Profilen in den korrelierten Sedimenten der Runsensysteme (Schwemmfächer, Auenlehm) und in Kolluvien (hier als Bezeichnung für den Substrattyp verwendet). Dabei wurde besonderes Augenmerk auf die Auffindung von datierbarem Material gelegt.

Zusätzlich erfolgten eine Auswertung aller verfügbaren historischen Karten und anderer archivalischer Quellen sowie Befragungen von Forstleuten, Heimatforschern u.ä.

2. Verbreitung und Erscheinungsbild linearer Hohlformen im Taunus

Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag im Bereich des Eppsteiner Horstes (TK 25, Bl. 5916 Hochheim am Main und 5816 Königstein im Taunus, Abb. 1 und 2), da hier die meisten und ausgeprägtesten Schluchtsysteme in den Waldgebieten auftreten. Sowohl im Wiesbadener und östlichen Vor- und Hochtaunus als auch im östlichen Hintertaunus finden sich nur vereinzelt lineare Hohlformen.

Diese Schluchtsysteme oder „Runsen“, wie sie im folgenden genannt werden, sind in der Regel langgestreckte kerbenförmige Einschnitte, die sich erst in ihrem Oberlauf in mehrere Nebenarme aufgliedern. Die kerbenartigen

Formen sind absolut vorherrschend. Mitunter können sie eine schmale Sohle haben, aber kastenartige Formen wurden nicht vorgefunden. Das V-förmige Querschnittsprofil kann bei den verschiedenen Runsensystemen, aber auch innerhalb einer Runse selbst, sehr unterschiedlich sein. Die Hänge sind gerade, mit scharfer Schnittkante, konvex-konkav, aber teilweise auch gestuft (Abb. 3 und 4). Die durchschnittliche Tiefe der Formen liegt bei 5 m, die Breite bei 20 m. Die Flanken haben Hangneigungen zwischen 30° und 45°. Die Neigung der Längsprofile der Mittel- und Unterläufe liegt im Durchschnitt zwischen 2° und 5°, die der Oberläufe zwischen 5° und 10°.

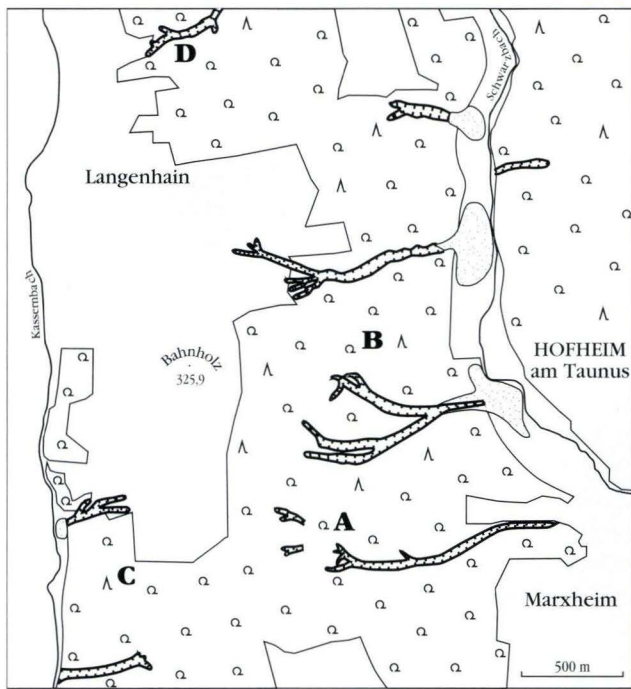


Abb. 2. Lage der Erosionsschluchten im südlichen Eppsteiner Horst (A-D: Beschreibung im Text, s. Kap. 4).

Die Runsen sind in ihrer Längserstreckung meist gerade oder leicht gekrümmt (s. Abb. 2), aber innerhalb der Formen bestehen bezüglich der Morphologie starke Unterschiede. Wenn ein Gerinne vorhanden ist, verhält es sich meist leicht schlängelnd, was zu einem Wechsel von steileren und flacheren Hängen innerhalb der Runse geführt hat. Mitunter können deshalb auch sehr flache konkave Unterhänge auftreten.

Es wurden im gesamten Untersuchungsgebiet insgesamt 60 Systeme erfasst, wovon allein 35 auf den Bereich des Eppsteiner Horstes entfallen.



Abb. 3. Erosionsschlucht im Hofheimer Kies W Hofheim a. T.

Man kann grob 3 Typen von linearen Hohlformensystemen unterscheiden:

Typ 1 – „echte“ Runsen:

Es handelt sich hierbei um Formen, deren Verlauf sich an der Tiefenlinie einer größer dimensionierten Talform orientiert. Dies sind in der Regel typische pleistozäne Dellen oder Dellentäler (SEMMELE 1968: 102), die die Hänge der Haupt-Taunustäler, wie z. B. das Schwarzbachtal, gliedern. Die sie zerschneidenden Runsensysteme sind somit oft direkt auf ein Vorfluterniveau als lokale Erosionsbasis eingestellt. Der überwiegende Teil dieser Formen wird derzeit zumindest periodisch von einem Gerinne durchflossen. Bei den nicht von Runsen zerschnittenen Dellenformen treten in der Regel keine Gerinne auf.

Im Einzugsgebiet der Runsensysteme findet man oft Relikte historischer Landnutzung. Dazu gehören Stufenraine und rinnenartige Formen, die als Relikte alter Wegsysteme gedeutet wurden. Bei einigen der Systeme stehen einzelne Arme des Oberlaufs in direkter Verbindung zu diesen Wegrinnen, die teilweise auch in Hohlwege (Tiefe > 1 m) übergehen können.

Von den untersuchten 60 Systemen sind 39 diesem Typ zuzuordnen.

Typ 2 – erosiv übertiefte Bachsysteme:

Bei diesem Typ handelt es sich um schon vorhandene Bachsysteme, die sich tiefer eingeschnitten haben. Sie orientieren sich ebenfalls an der Tiefenlinie pleistozäner Talformen, wobei diese zumeist stärker reliefiert sind als bei Typ 1 und teilweise in Kerbtäler übergehen können.

Alle diese Systeme werden von perennierenden Gerinnen durchflossen, die von Quellen gespeist werden. Sie sind ebenfalls kerbenförmig eingeschnitten, aber zumeist weniger als 5 m tief.



Abb. 4. Erosionsschlucht im Rotliegenden S Langenhain.

In den Einzugsgebieten findet man seltener augenfällige Relikte einer historischen Landnutzung, jedoch wurden hier des öfteren die Plattformen ehemaliger Köhlerplätze kartiert. Von den untersuchten Systemen sind 15 diesem Typ zuzuordnen.

Typ 3 – erosiv übertiefte Hohlwegsysteme:

Dies sind keine Runsen im eigentlichen Sinne, sondern erosiv übertiefte Formen, die als Relikte historischer Wegesysteme angesprochen wurden (Hohlwege). Sie orientieren sich nicht an der Tiefenlinie einer Talform, sondern verlaufen meist quer zum Hanggefälle oder auf flachen Höhenrücken. Kastenprofile, die aber konvex-konkave Flanken haben, sind häufig. Die durchschnittliche Tiefe liegt bei 2 m, es treten aber auch Formen auf, die bis zu 5 m tief werden können. In den meisten Systemen herrscht keine rezente morphodynamische Aktivität, nur in Ausnahmefällen werden sie periodisch durchflossen. In die Untersuchung mit aufgenommen wurden 6 dieser Systeme. Es existieren aber noch zahlreiche andere, vor allem am SE-Abfall des östlichen Taunuskammes.

Nicht alle Formen lassen sich streng diesem Schema zuordnen, so daß verschiedene Übergänge auftreten. Vor allem Typ 1 steht oft in Verbindung zu Hohlwegsystemen, wobei einzelne Seitenarme der Runsensysteme

sogar quer zur eigentlichen Gefällsrichtung verlaufen können.

Die Einzugsgebiete der Runsensysteme wurden nach den oberirdischen Wasserscheiden abgegrenzt. Zwischen ihrer Flächengröße und der Länge der Runsen besteht eine enge Beziehung: Bei ca. 80 % der Systeme liegt die Flächengröße der Einzugsgebiete zwischen 0,1 und 0,5 km² und die Länge der Runsen zwischen 200 und 800 m. Zwischen Länge und durchschnittlicher Tiefe der Formen besteht keine Korrelation. Auch bei der Exposition der Längserstreckung ließen sich keine Gesetzmäßigkeiten erkennen.

Die Neigungsverhältnisse und Wölbungen im Bereich der Einzugsgebiete sind stark differenziert und von der jeweiligen Ausprägung der pleistozänen Talformen abhängig. Es wird jedoch schon bei der Auswertung der topographischen Karte deutlich, daß das obere Wasserscheidenniveau vieler Formen im Bereich von Verebnungen liegt. Dies wurde durch die Auswertung der Geomorphologischen Karte 1 : 25 000, Bl. 5816 Königstein im Taunus (WERNER 1977) bestätigt. Dort sind für diese Bereiche tertiäre Denudationsflächen eingetragen, wobei die Hangneigungen teilweise unter 2° liegen. Dies trifft auch für die wenigen Runsensysteme im Bereich des Usinger Beckens zu, deren obere Einzugsgebiete Teile der von BIBUS (1971) auskartierten tertiären Flächenniveaus umfaßten.

3. Beziehung zum geologischen Untergrund

Bei der Auswertung der Geologischen Karten 1: 25 000 von Hessen und bei den Geländekartierungen ergab sich, daß die untersuchten Hohlformen nicht an einen bestimmten geologischen Untergrund gebunden sind, sondern vielmehr im Bereich aller Gesteine, die oberflächennah im Untersuchungsgebiet vorkommen, auftreten können.

Statistisch gesehen teilen sich die Formen vom Typ 1 und 2 (insgesamt 54) wie folgt auf:

15 im Bereich der vordevonischen Phyllit-Zone

13 in den Schiefergebieten der Unterems-Stufe.

Alle Systeme vom Typ 2 liegen in diesen Gebieten. Die restlichen Formen vom Typ 1 (mit Übergängen) verteilen sich folgendermaßen:

Hofheimer Kiese:	5
Cyrenenmergel:	1
Rotliegend-Konglomerate:	7
Grünschiefer:	3
Bunte Schiefer:	3
Hermeskeilsandstein:	2
Taunusquarzit:	5

Im südlichen Teil des Eppsteiner Horstes kommt über Hofheimer Kiesen und Rotliegend-Konglomeraten noch

eine geringmächtige Lößüberdeckung (1–2 m) hinzu. Aus den geologischen Karten von Hessen 1: 25 000 geht nur bedingt hervor, daß alle obengenannten Gesteine von pleistozänen Schuttdecken unterschiedlichster Mächtigkeit (0,3–>10 m) und Materialzusammensetzung überdeckt sind.

Wie sich bei den Geländeuntersuchungen ergab, sind die Formen in den Schiefergebieten und in den Gebieten mit Hermeskeilsandstein und Taunusquarzit fast nur in die pleistozänen Schuttdecken eingeschnitten. Das feste, anstehende Gestein ist – falls es erreicht wird – immer die Untergrenze der Einschneidung. Nur unter besonderen Bedingungen konnte eine Einschneidung erfolgen, so z. B. bei den unterdevonischen Schiefen, wenn das Fallen und Streichen der Klüftung und der Schieferung in einem günstigen Winkel zur korradierenden Geschiebefracht des Gerinnes steht. Diese besteht bei den Taunusbächen oft aus Quarzsotter, der von den verwitterten Quarzgängen stammt.

Nur eine Form konnte beobachtet werden, bei der der anstehende Phyllit mehrere Meter tief zerschnitten ist. Hier liegt jedoch wahrscheinlich eine tektonische Störung vor, die als Leitbahn für die Einschneidung gedient hat.

Die drastischsten und am tiefsten eingeschnittenen Runsen (>10 m), die hier schon als Schluchten zu bezeichnen sind, finden sich im Rotliegenden und in den Hofheimer Kiesen im südlichen Eppsteiner Horst, westlich von Hofheim am Taunus. Hier sind die Formen tief ins anstehende Gestein eingeschnitten, das auch in wechselnder Mächtigkeit von pleistozänen Schuttdecken überlagert wird. Die groben, rotvioioletten Konglomerate und Brekzien des Ober-Rotliegenden sind tonig gebunden und teilweise wenig verfestigt (s. KOWALCZYK 1983: 56; KÜMMERLE in: KÜMMERLE & SEMMEL 1969: 20ff. und MARELL 1989: 86f.). Die oligozänen Hofheimer Kiese und Sande sind von weißer bis gelblicher Farbe und haben wechselnde Schluffbeimengungen. Sie werden häufig durchzogen von stark tonigen Schichten geringer Mächtigkeit (ca. 1 m) und sind in der Regel weniger verfestigt als die Rotliegend-Konglomerate (vergleiche genaue Beschreibung bei WERNER 1978).

Die Grenze der Rotliegendschichten zu den sie überlagernden Hofheimer Kiesen konnte auch bei den eigenen Geländearbeiten an keiner Stelle genau nachgewie-

sen werden (vgl. hierzu: KÜMMERLE in: KÜMMERLE & SEMMEL 1969: 21). Wenn ein Runseneinschnitt im Bereich der vermuteten Grenze liegt, so findet man dort starke Quellaustritte, die periodisch oder sogar ständig schütten und den Abfluß an der Runsensohle speisen. Auch über den Tonlagen der Hofheimer Kiese finden periodische Quell- und Interflowaustritte statt, die teilweise Hangrutschungen an den Runsenflanken verursachen.

Bei den Geländekartierungen ergab sich, daß im Bereich der Flächenniveaus in den oberen Einzugsgebieten der Runsensysteme häufig Relikte von tertiärem Zersatzmaterial der unterschiedlichen genannten Gesteine vorkommen, in denen vorwiegend pseudovergleyte Böden oder Pseudogleye entwickelt sind. Die Schichten haben zumeist einen hohen Tonanteil (um 40%), eine hohe Lagerungsdichte und liegen entweder in situ oder als Basisschutt verlagert vor.

Die Beziehung der Formen zum oberflächennahen Untergrund wurde durch ausgewählte Detailkartierungen und Bohrcatenen erfaßt und kann an Einzelbeispielen entsprechend deutlicher dargestellt werden.

4. Beispiele

Im folgenden sollen exemplarisch schematisierte Querprofile für typische Runsensysteme und die von ihnen zerschnittenen Gesteine angegeben werden. Dabei wird von der Abfolge her von S nach N das Gebiet des Eppsteiner Horstes behandelt.

4.1. Bereich der randlichen Lößüberdeckung

Im Gebiet nördlich von Hofheim-Marxheim (Abb. 2: A) finden sich eindeutige Zeugnisse für eine historische Bodenerosion. Der Löß, der die Hofheimer Kiese teilweise

um mehrere Meter überdeckt, ist in den Dellen von mehrere Meter mächtigen, geschichteten Kolluvien aus Lößlehm überlagert. In den Einzugsgebieten finden sich entsprechende, stark erodierte Parabraunerde-Profile aus Lößlehm über Löß sowie viele Stufenraine und flache Hohlwege. Unter den Kolluvien sind vollständige Parabraunerde-Profile erhalten. In den Tiefenlinien der Dellenformen sind diese Kolluvien bis in die Hofheimer Kiese hinein von Runsen zerschnitten (Abb. 5). Die Situation läßt die Deutung zu, daß hier eine ältere flächenhafte Bodenerosion vorliegt, die zu einer mächtigen Verlagerung von Bodenmaterial in die Tiefenlinien der pleistozänen Dellenformen geführt hat. Dieses Material ist in

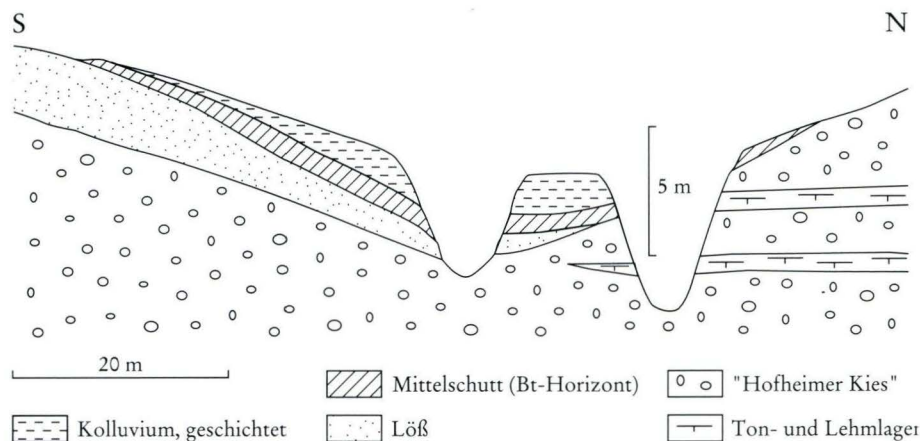


Abb. 5. Runsen im kolluvial überdeckten Löß über Hofheimer Kies.

einer jüngeren Phase durch linienhafte Erosion wieder zerschnitten worden.

Im oberen Teil der geschichteten Kolluvien konnte eine deutliche Tonverlagerung mit Bänderbildung festgestellt werden. Laboruntersuchungen ergaben einen äußerst geringen Gehalt an pflanzenverfügbaren Nährstoffen. Diese Indizien für ein relativ hohes Alter der Ablagerungen wurden durch Holzkohlenfunde im unteren Teil der Schichten bestätigt, deren ^{14}C -Datierung ein Alter von ca. 1070 B.P. ergab (Hochmittelalter). Auswertungen historischer Karten ergaben, daß die Runsenarme, die diese Schichten zerschneiden, erst gegen Ende des 18. Jh. entstanden sind. Alte Forstlagerbücher geben Indizien, daß das Gebiet zu dieser Zeit stark entwaldet war.

Das Einzugsgebiet reicht bis zur Hochfläche des „Bahnholz“ südlich Langenhain („mittlere Flächenterasse“ nach WERNER 1977), wo das anstehende Rotliegende von Solifluktionsschutt aus stark tonhaltigem tertiären Rotliegend-Zersatz überlagert wird. Sowohl dieses Material als auch die weiter hangabwärts großflächig vorkommenden erodierten Parabraunerden aus Lösslehm über Löß, bei denen der Tonanreicherungshorizont an der Geländeoberfläche liegt, haben eine sehr geringe Wasserdurchlässigkeit bei Wassersättigung (GIESSÜBEL 1977: 43ff). Unter diesen edaphischen Bedingungen ist bei einer vollständigen Entwaldung unter bestimmten Witterungsbedingungen mit einem starken Oberflächenabfluß zu rechnen, der zu entsprechenden, erosiv wirksamen Abflußkonzentrationen in den Tiefenlinien führen kann.

4.2. Bereich der Hofheimer Kiese

Im Bereich der Hofheimer Kiese nordwestlich von Hofheim a. T. (Abb. 2: B) kommen, wie schon angesprochen, die tiefsten und ausgeprägtesten Erosionsschluchten des gesamten Taunusgebietes vor. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß hier vor allem im Bereich der Unterläufe schon im Pleistozän entstandene, kerbtalartige Formen vorgelegen haben. Diese müssen aber im

Holozän tiefergelegt und verbreitert worden sein, da die pleistozänen Deckschichten an den Schluchthängen zu meist scharf angeschnitten sind (Abb. 3 und 6).

In den bewaldeten Einzugsgebieten finden sich wiederum Ackerterrassen und Hohlwege als Zeugnisse einer historischen anthropogenen Nutzung. Manche der Hohlwege führen direkt auf die Schluchten zu und streichen an ihren Hängen aus. Dies erhärtet die Vermutung, daß sie einst als Abflußleitbahnen fungiert haben müssen (was aufgrund des ausgebauten Forstwegenetzes real nicht mehr der Fall ist).

An den Schluchthängen konnten verschiedene Ton- und Lehmlagen aufgeschlossen werden (um 1 m mächtig), über denen während der feuchten Jahreszeiten in wechselnder Intensität Sickerwässer austreten. Langgestreckte jüngere Hangrutschungen (um 10 m Breite) können eindeutig mit diesen Durchfeuchtungen über wasserstauenden Schichten in Zusammenhang gebracht werden. Die Genese dieser stark eingeschnittenen Formen ist daher durch eine Kettenreaktion von Linearerosion, Hangunterschneidung, Hangabrutschung und Materialabtransport zu erklären, was nur bei großen oberflächlich abfließenden Wassermassen und starker Auffüllung der schwebenden Grundwasserstockwerke in dieser Kombination möglich ist. Da aktuelle Hangrutschungen beobachtet werden können, muß die Schlucht nicht durch ein katastrophales Ereignis entstanden sein, sondern kann sich auch allmählich weiterentwickelt haben. In der „Karte vom Herzogtum Nassau“ von 1819 ist z.B. ein Hohlweg durchgehend dargestellt, der heute durch einen Runsenarm zerschnitten ist (BAUER 1993: 156). Die aktuellen Rutschungen führen zu keiner Verfüllung der Schluchten, sondern das Material wird in der Regel periodisch durch die Gerinne unterschritten und abtransportiert (s. 6.)

4.3. Bereich des Rotliegenden

Am westexponierten Talhang des Kassernbachtals südlich von Langenhain kommen tief eingeschnittene

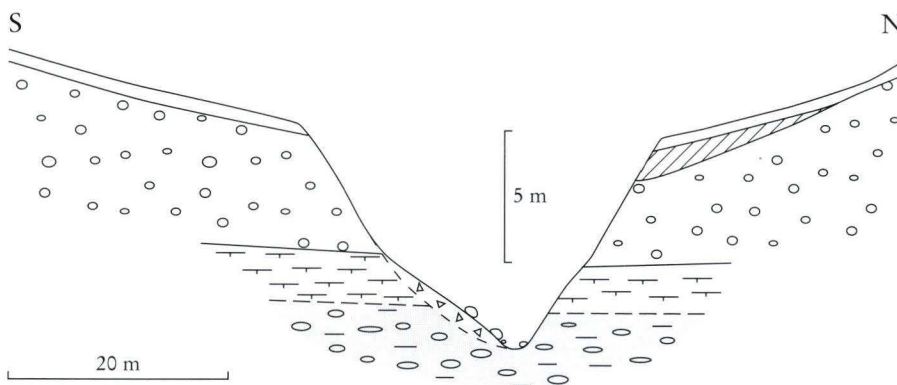


Abb. 6. Erosionsschlucht im Hofheimer Kies über Rotliegendem.

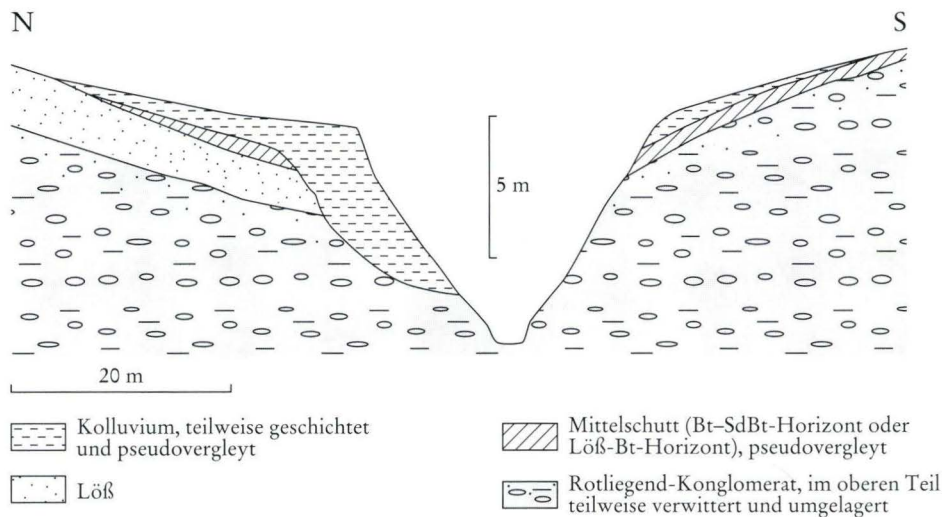


Abb. 7. Erosionsschlucht im Rotliegenden mit kolluvial verfülltem älteren Runsenarm.

Schluchtsysteme in den Rotliegend-Konglomeraten vor. Sie verlaufen entlang der Tiefenlinien pleistozäner Dellentäler und schneiden ebenfalls die pleistozänen Solifluktionsschuttdecken sowie auch geringmächtige Lößlinsen (1–3 m) (Abb. 2: C, Abb. 4 und 7).

Auch hier finden sich im Einzugsgebiet die schon genannten Relikte einer anthropogenen Geländeänderung. Unter Ackerland im Bereich des „Bahnholzes“ (Abb. 2) konnte eine kolluvial verfüllte Fortsetzung mehrerer Runsenarme erbahrt werden. Eine Besonderheit ist hier bei zwei Systemen das randliche Vorhandensein von älteren Erosionsschluchten, die ebenfalls die pleistozänen Deckschichten und die Lößprofile schneiden, aber wieder völlig mit kolluvialem Lößlehmmaterial verfüllt wurden (Abb. 7). Die jüngeren Erosionsschluchten sind jeweils tiefer als die älteren und etwas nach S versetzt. Die geschichteten Kolluvien, die hierdurch angeschnitten sind, weisen auch hier eine schwache Tonverlagerung und einen sehr geringen Nährstoffgehalt (P und K) auf. Im Bereich des Runsenkopfes des südlichen Systems (Abb. 2: C) wurden oberflächlich im Kolluvium karolingerzeitliche Scherben gefunden (BAUER 1993: 89), die aber auch sekundär verlagert sein können. Die zumindest zweiphasige Entstehung kann daher vermutlich in Zusammenhang mit der Entwicklung der angrenzenden Gebiete im Löß (s. 4.1.) gesehen werden.

In den Einzugsgebieten treten wiederum weit verbreitet Basisschutte aus umgelagertem tertiären Rotliegend-Zersatz auf. Dieses Substrat wird im Wald durchzogen von flachen ehemaligen Wegrinnen, die direkt auf die Schluchten ausgerichtet sind und somit unter anderen Nutzungsbedingungen hervorragende Leitbahnen für einen konzentrierten Oberflächenabfluß gewesen sein konnten.

4.4. Bereich der vordevonischen Phyllit-Zone

Die tief eingeschnittenen pleistozänen Nebentäler des Daisbach- und Schwarzbachtales in der vordevonischen Phyllitzone des Eppsteiner Horstes werden von perennierenden Bachläufen durchflossen. Die Mehrzahl dieser Systeme hat keine nennenswerte jungholozäne Überprägung erfahren. Nur westlich und östlich von Langenhain (Abb. 2: D) befinden sich tiefer eingeschnittene Formen in mehrere Meter mächtigen Schuttdecken wechselnder Zusammensetzung, die teilweise bis zum anstehenden Phyllit reichen (Abb. 8). Auch hier besteht ein enger Zusammenhang zu tertiären Flächenresten in den Einzugsgebieten mit entsprechenden Relikten von Phyllitzersatz.

Runsenartige Einschnitte finden sich ansonsten nur an einigen Oberläufen von Bachsystemen, die innerhalb deltenförmiger Ursprungsmulden verlaufen. Hier hat in den Quellbereichen eine rückschreitende Erosion stattgefunden, wobei der Einschnitt nur in den pleistozänen Schuttdecken erfolgte und zumeist unter 3 m tief ist.

Alle anderen Bachsysteme in den höheren Lagen um Eppstein, deren Einzugsgebiete keine Flächenniveaus umfassen, sind nicht nennenswert eingetieft. Hier ist der oberflächennahe Untergrund zumeist nur aus geringmächtigen skelettreichen Schuttdecken (Deckschutt-Basisschutt) aufgebaut.

Anzeichen für eine ehemalige ackerbauliche Nutzung in diesen sämtlich mit Hochwald bestandenen Arealen fanden sich keine. Jedoch liegen in den Einzugsgebieten vereinzelt Relikte ehemaliger Köhlerplätze (Plattformen mit Holzkohlenresten) und wiederum viele Hohlwege.

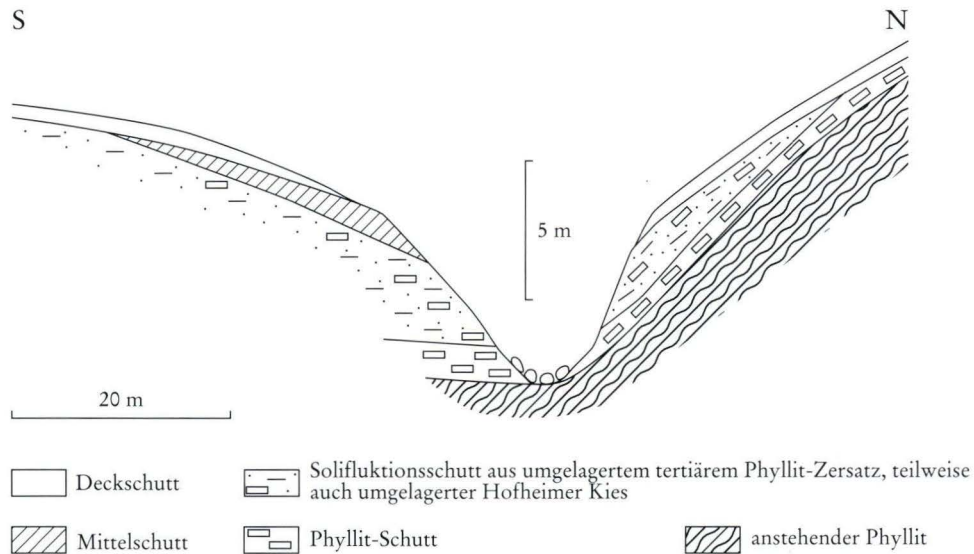


Abb. 8. Erosiv übertieftes Bachsystem in der vordevonischen Phyllit-Zone.

5. Zusammenfassende Betrachtung der Genese der Formen

Nahezu alle untersuchten Runsen sind jungholozäne Formen der Bodenerosion. Beweis hierfür ist die Zerschneidung der pleistozänen Schuttdecken mit den darin entwickelten holozänen Bodenprofilen sowie der stellenweise diese überlagernden jungholozänen Kolluvien entlang der Tiefenlinie pleistozäner Dellen und Dellentälchen. Damit wurden die Vermutungen und Hinweise von GIESSÜBEL (1977: 114), SEMMEL (1968: 122, in: KÜMMERLE & SEMMEL 1969: 81) und WERNER (1977: 132 ff.) bestätigt und detailliert belegt. Dies schließt nicht aus, daß schon vereinzelt geringer dimensionierte, kerbenförmige pleistozäne Vorformen existiert haben (vgl. WERNER 1979), die als Leitlinien für die jungholozäne Erosion gedient haben und somit weiterentwickelt wurden. Die Beurteilung der Formengeneese nach den Geländeuntersuchungen konnte durch die Auswertung historischen Materials bestätigt werden (genauere Angaben hierzu bei BAUER 1993). Demnach wurden die morphodynamischen Prozesse durch massive anthropogene Eingriffe in das natürliche Waldökosystem ausgelöst.

Ein Zusammenhang mit bestimmten katastrophalen Witterungsereignissen kann nicht ausgeschlossen werden (BORK 1988), jedoch wurde in der vorliegenden Untersuchung erneut deutlich, wie dominant die Form der historischen Landnutzung und die spezifische Geofaktorenkonstellation in einem Einzugsgebiet für die Auslösung von Erosionsprozessen ist.

Es lassen sich vor allem zwei Phasen einer gesteigerten morphodynamischen Aktivität ausgliedern:

1. Die hochmittelalterliche Rodungsperiode, die nachweislich auch in den untersuchten Gebieten zu einer in der Geschichte einmaligen Ausdehnung der Agrarfläche bis in standörtliche Grenzräume geführt hat. Diese Phase muß im Übergang zur spätmittelalterlichen Wüstungsperiode gesehen werden, bei der große Teile der marginalen Flächen wieder aufgegeben wurden.
2. Die zweite Hälfte des 18. Jh., als die Taunuswälder in einem in der Geschichte ebenfalls einmaligen Ausmaß durch Übernutzung devastiert waren. Ursache hierfür waren u.a. der mit stark steigender Bevölkerungszahl einhergehende erhöhte Brenn- und Bauholzbedarf, die Ausbreitung holzverbrauchender Industrien, die Köhlerei, die Schweinemast, die intensive Waldweide und die Streunutzung.

Die exemplarisch geschilderten Geländebefunde deuten darauf hin, daß während der ersten Phase eine relativ starke lineare und flächenhafte Bodenerosion auftrat. Unter den Nutzungsbedingungen der zweiten Phase spielte die flächenhafte Bodenerosion im untersuchten Raum kaum eine Rolle. Vielmehr kam es zu einer Reaktivierung der linearen Erosion, wobei diese ein noch gravierenderes Ausmaß erreichte als in der hoch- und spätmittelalterlichen Phase. Durch die großflächige Aufflichtung der Waldbestände und die starke Überweidung war bei den oben geschilderten Relief- und Untergrundverhältnissen im Falle von Starkregenereignissen und/oder Schneeschmelzen ein konzentrierter Ober-

flächenabfluß auch ohne ackerbauliche Nutzung möglich, da dieser Zustand vollständige Einzugsgebiete umfassen konnte. Verstärkend wirkten hierbei die Schädigung der bodendeckenden Vegetation durch Viehtritt, Verbiß und Streunutzung sowie die vielen Wegrinnensysteme, die als Abflußleitbahnen fungiert haben können. Auch unter den verschiedenartigen Nutzungs- und Klimabedingungen der anderen historischen Phasen ist eine stellenweise episodische Weiterbildung der Runsensysteme nicht auszuschließen.

Daß im südlichen Eppsteiner Horst im Bereich der Gemarkung Langenhain die tiefsten und ausgedehntesten Runsensysteme auftreten, ist durch eine komplexe Interaktion zwischen lokaler Geofaktorenkonstellation und spe-

zifischen historischen Landnutzungsformen (Langstreifenflur, Transportwege) bedingt. Die starke Eintiefung der Formen im tertiären Hofheimer Kies und in den Rotliegend-Konglomeraten ist nur durch eine Kombination von gesteigertem Oberflächenabfluß und erhöhtem Interflow- und Grundwasseraufkommen zu erklären. Durch die Anschneidung der schwebenden Grundwasserstockwerke im Hofheimer Kies oder an der Grenze Hofheimer Kies-Rotliegendes kann ein Selbstverstärkungseffekt des morphodynamischen Prozesses aufgetreten sein. Bedingungen, die zu einer Veränderung des Wasserhaushalts und damit zu einem erhöhten Grundwasseraufkommen geführt haben können, bestanden während der großflächigen Walddevastation des Taunus in der zweiten Hälfte des 18. Jh.

6. Aktuelle Geomorphodynamik und Erosionsgefährdung

Eine nennenswerte aktuelle Morphodynamik in den Runsen wird weitgehend nur durch kanalisierte Zuflüsse von versiegelten oder verdichteten Flächen, vorwiegend von Straßen und auch Feld- und Forstwegen, ausgelöst. Der Abfluß nach Niederschlagsereignissen und/oder Schneeschmelzen wird durch ausgebaute bzw. nicht ausgebaute Gräben abgeleitet und, teilweise durch die Runsen, dem Vorfluter zugeführt. Bei den nicht ausgebauten Gräben sind die Untergrundverhältnisse von entscheidender Bedeutung. Aufgrund der geringen Tiefe der Gräben ($< 0,5$ m) schneiden sie in den untersuchten Gebieten oft Schichten und Bodenhorizonte, die bei Wassersättigung eine geringe bis sehr geringe Infiltrationskapazität haben (Mittelschutt mit II BtSd-Horizont, Basisschutt aus umgelagertem, tonigen tertiären Zersatzmaterial). Unter solchen Bedingungen

kann der Abfluß konzentriert weitergeleitet und erosiv wirksam werden. Das reale Einzugsgebiet der Runsensysteme in den Waldgebieten wird somit von der jeweiligen Anlage des Forstwegenetzes und den damit verbundenen Entwässerungsgräben bestimmt. Das gesamte aktuelle Abfluß- und Erosionsgeschehen in den forstwirtschaftlich genutzten Gebieten des Taunus wird von diesem Wegenetz entscheidend beeinflusst.

In den Runsen selbst wird der aktuelle Materialaustrag meist durch Lateralerosion (Hangabbrüche, Unterspülungen) bewirkt. Eine rezente Tieferlegung der Runsen ist die Ausnahme, nur im Bereich der Oberläufe kann im Falle der beschriebenen kanalisierten Zuflüsse eine rückschreitende Grabenerosion stattfinden. Innerhalb der Runsen wird nur periodisch Geschiebefracht (im hydrologischen Sinne) durchtransportiert.

7. Geoökologische Auswirkungen der Erosion

Neben den schon beschriebenen aktuellen Erosionsprozessen und -schäden haben die Runseneinschnitte und die korrelaten Sedimentakkumulationen vor allem eine Veränderung des lokalen Wasserhaushaltes und damit der Standortverhältnisse im Einzugsgebiet und im Vorfluterbereich bewirkt. Durch die Runseneintiefung erfolgte ein Anschnitt von ständig oder periodisch Grundwasser oder Interflow führenden Schichten. Hierbei sind perennierende oder periodische Bachläufe entstanden, die wahrscheinlich unter ungestörten Bedingungen nicht vorhanden waren. In einigen der Systeme haben vermutlich vor den anthropogenen Eingriffen in den Tiefenlinien der pleistozänen Dellen vernähte Stellen mit entsprechenden natürlichen Waldbeständen (Erlen-

bruch) vorgelegen. Dies betrifft vor allem die Systeme, die im Hofheimer Kies mit seinen schwebenden Grundwasserstockwerken ausgebildet sind, und diejenigen, die im Bereich der Quellaustritte an der Grenze vom Rotliegenden zum Hofheimer Kies liegen (s. 4.2.).

Durch den Drainage-Effekt der Runseneinschnitte bei kiesig-sandigem Material mit hohem Grobporenanteil entstanden somit in den Randbereichen der Runsenhänge Trockenstandorte. Der entgegengesetzte Fall ist bei Einschnitten in lehmiges Material mit hohem Mittelporenanteil eingetreten, wobei es zu Haftnässeerscheinungen mit ausgeprägten Pseudogley-Merkmalen in den Randbereichen der Runsenhänge kam. Auch an den Runsenhängen selbst hat sich ein kleinräumig

wechselndes Muster von extremen Trocken- oder Feuchtstandorten herausgebildet.

Eine großflächige Veränderung der natürlichen Standortverhältnisse haben auch die Akkumulationen der korrelierten Sedimente bewirkt. Vor allem Schwemmfächer aus grobem, kiesigen Material stellen

heute Trockenstandorte am Auenrand dar. Die jungholozäne Auenlehmmakkumulation über dem pleistozänen Schotterbett der Talbereiche ist relativ geringmächtig (1-2 m), hat aber die Standortverhältnisse derart verändert, daß die Grünlandnutzung, die heute überwiegt, dadurch erst möglich wurde.

8. Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1974): Tertiäre Formenelemente in der Idsteiner Senke und im Eppsteiner Horst (Taunus). - *Z. f. Geomorph.*, N. F., **18**: 339-349; Berlin-Stuttgart.
- BAUER, A. (1993): Bodenerosion in den Waldgebieten des östlichen Taunus in historischer und heutiger Zeit - Ausmaß, Ursachen und geoökologische Auswirkungen. - *Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten: Ser. D, Physische Geographie*, Bd. 14; Frankfurt am Main.
- BIBUS, E. (1971): Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes. - *Rhein-Mainische Forsch.*, **74**, 279 S.; Frankfurt a. M.
- (1973): Untersuchungen zur jungtertiären Flächenbildung, Verwitterung und Klimaentwicklung im südöstlichen Taunus und in der Wetterau. - *Erdkunde*, **27**: 10-26; Bonn.
- BORK, H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lößgebieten - Beispiele aus dem südöstlichen Niedersachsen. - *Catena Suppl.*, **3**: 1-93; Braunschweig.
- (1988): Bodenerosion und Umwelt. - *Landschaftsgenese u. Landschaftsökologie*, **13**, 249 S.; Braunschweig.
- & BORK, H. (1987): Extreme jungholozäne hygrische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **37**: 109-118; Hannover.
- GIESSÜBEL, J. (1977): Nutzungsbedingte Änderungen im Naturraum, dargestellt an Beispielen aus dem Rhein-Main-Gebiet und Nordhessen. - *Rhein-Mainische Forsch.*, **85**, 203 S.; Frankfurt a. M.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. - *Geol. Abh. Hessen*, **84**, 99 S.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1969): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Blatt 5916 Hochheim am Main. - 209 S.; Wiesbaden.
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. - *Geol. Abh. Hessen*, **89**, 128 S.; Wiesbaden.
- SCHRAMM, E. (1989): Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. - *Diss., Inst. Phys. Geogr., Univ. Frankfurt; Frankfurt a. M. (Mikrof.)*.
- SEMMEL, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. - *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 275-285; Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - *Frankfurter geogr. H.*, **45**, 133 S.; Frankfurt a. M.
- (1974 b): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. - *Rhein-Mainische Forsch.*, **78**: 9-56; Frankfurt a. M.
- (1993): Bodenerosionsschäden unter Wald - Beispiele aus dem Kristallinen Odenwald und dem Taunus. - *Jber. Wetterau. Ges. ges. Naturkde.*, **144-145**: 5-15.
- THIEMEYER, H. (1988): Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in hessischen Lößgebieten. - *Rhein-Mainische Forsch.*, **105**, 174 S.; Frankfurt a. M.
- WERNER, R. (1977): Geomorphologische Kartierung 1:25 000 erläutert am Beispiel des Blattes 5816 Königstein i. T. - *Rhein-Mainische Forsch.*, **86**, 164 S.; Frankfurt a. M.
- (1978): Die tertiären Sedimente auf Blatt 5816 Königstein und ihre Beziehung zur Reliefentwicklung. - *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 217-253; Wiesbaden.
- (1979): Periglaziale Ablagerungen und Hangentwicklung am Kapellenberg bei Hofheim a. T. - *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 163-177; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 4. 11. 1994, angenommen am 23. 11. 1994

CARSTEN LORZ*

Zur Problematik geogener Schwermetallverteilungen in geologisch geschichteten Böden**

Kurzfassung

In zwei Gebieten im Hintertaunus wurden bodenkundliche Untersuchungen zur geologischen Schichtung und Schwermetallverteilungen der Bodendecke durchgeführt. In die statistische Auswertung gingen ca. 11 000 Analysedaten für die Elemente Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, und Pb aus 300 Profilen ein.

Die Interpretation folgte der Vorstellung, daß jede periglaziale Fließerde eine eigenständige Schicht mit entsprechenden Schwermetallgehalten darstellt. Es ergaben sich deutliche Abhängigkeiten zwischen Schwermetallgehalten und -verteilungen und quartärgeologischer Schichtung. Am deutlichsten wurde der Einfluß von Löß bei dem Vergleich von lößarmen und lößreichen Profilen. Die Unterscheidung zwischen Schwermetallgehalten von

Decklage, Mittellage und Basislage ergab ebenfalls ein deutlich differenziertes Bild. Da die Variationsbreite von absoluten Gehalten und Tiefenfunktionen relativ groß ist, können die aufgezeigten Verhältnisse nur mit erheblichen Einschränkungen verallgemeinert werden.

Abstract

In two areas in the southeastern Taunus – Rhenish Slate Mountains – in the Middle European Central Upland Zone the geological stratification and heavy metal dispersal in soils were studied. In the scope of this investigation about 11 000 data of heavy metal contents were statistically evaluated.

The idea of this conception is every geological layer and consequently each solifluidal layer pos-

seses its own geogenic content of metals, which is directly determined by the quality and quantity of substrate components of soils, such as loess derivatives, tertiary debris of slate and talus of slate in the concerned area.

A strong link has been observed between the distribution of heavy metals and the geological stratification in soils. This fact is particularly obvious, when soils with low and such with high influence of loess are compared.

The statistical distinction of heavy metal contents in the Decklage (active layer in late pleistocene), Mittellage and Basislage (both older active layers) shows obvious differences between them. Since the variation of contents and vertical functions is very wide results of this investigation may be generalized only with great restrictions.

Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkungen und Problemstellung	149
2. Methodik	150
3. Geologische und pedologische Ausstattung des Untersuchungsgebietes	151
4. Theoretischer Ansatz	151
5. Auswertung	152
6. Schriftenverzeichnis	157

1. Vorbemerkungen und Problemstellung

Der vorliegende Beitrag geht der Fragestellung nach, welche Zusammenhänge zwischen (quartär-)geologischer Schichtungen der Bodendecke und Tiefenfunktio-

nen von Schwermetallen bestehen. Die Untersuchungen wurden im Zusammenhang mit dem vom Umweltbundesamt in Auftrag gegebenen Projekt „Kennzeichnung

* Dipl.-Geograph C. LORZ, Universität Leipzig, Institut für Geographie, Johannisallee 16a, 04103 Leipzig.

** Der vorliegende Beitrag basiert auf einer Diplomarbeit, die am Institut für Physische Geographie, Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt/M., unter Betreuung von Prof. Dr. Dr. h.c. A. SEMMEL angefertigt wurde.

der Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen unter Berücksichtigung geogener und pedogener Grundgehalte sowie anthropogener Zusatzbelastungen“ (HINDEL & FLEIGE 1988) am Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden (HLfB) in zwei jeweils 3 km² großen Untersuchungsgebieten im Taunus durchgeführt (siehe Abb. 1).

In jüngerer Zeit gewinnt die Frage der geologischen Schichtungen der Bodendecke periglazialen Ursprungs an Aktualität (vgl. VÖLKL 1991; SPIESS 1991; HARRACH 1991; FLEIGE et al. 1989; SABEL 1989 a, b). Insbesondere im Zusammenhang mit angewandten Fragestellungen in

den Umweltwissenschaften, wie beispielsweise die der geogenen Verteilungsmuster von Schwermetallen im Boden (Hintergrundbelastungen), erscheint eine detaillierte Bearbeitung der Thematik sinnvoll.

Der Unterscheidung geogener und anthropogener Schwermetalle kommt zudem größere Bedeutung zu, da die Mobilität von Schwermetallen anthropogenen Ursprungs bedeutend höher ist als die in geogenen Bindungen (BOR & KRZYZANOWSKI 1987; SABEL 1989 a: 5). Die Trennung von anthropogenen und geogenen Gehalten läßt sich mit Hilfe von Tiefenfunktionen und verschiedenen analytischen Verfahren zumeist gut vollziehen.

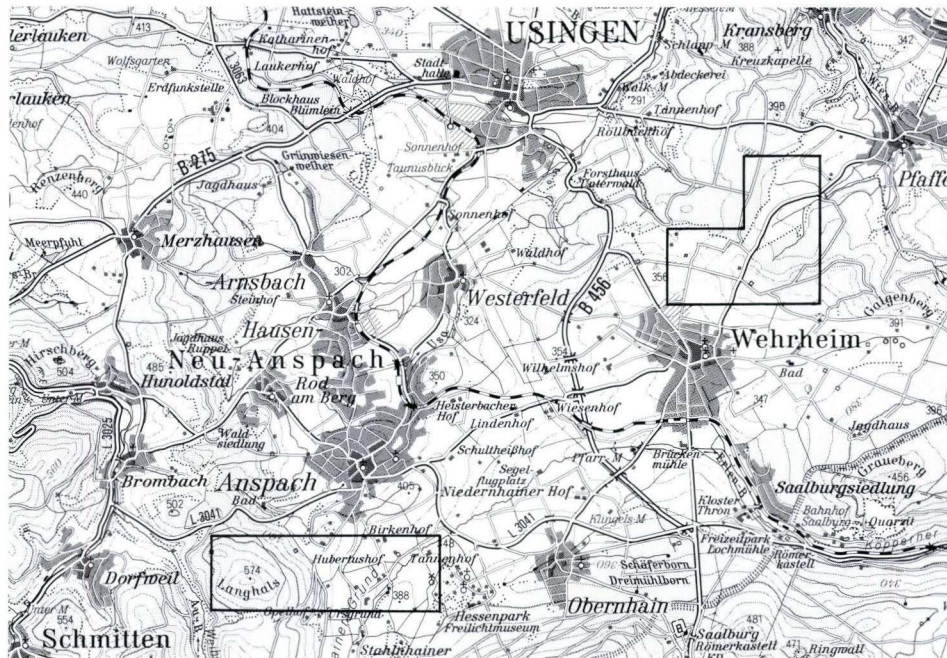


Abb. 1. Lage der Untersuchungsgebiete (Ausschnitt aus TK 100, Bl. C 5914 Wiesbaden, Verv.-Nr. 95-1-003).

2. Methodik

Probennahme

Die Beprobung wurde von Mitarbeitern des HLfB mit einer hydraulischen Rammkernsonde ($\varnothing = 36$ mm) bis zu einer Tiefe von 120 cm durchgeführt, soweit nicht Schürfe angelegt wurden. Die Probenentnahme erfolgte primär deckschichten- und sekundär horizontbezogen. Der vertikale Abstand sollte maximal 15 cm betragen. In Ap-Horizonten wurden jeweils nur eine Probe genommen. Die horizontale Beprobungsweite orientiert sich an zuvor erstellten Bodenkarten im Maßstab 1: 10 000. Es wurden ca. 50 Profile pro km² erfasst. Eine genaue Anleitung findet sich bei HINDEL & FLEIGE (1988: 12).

Analytik

Durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover, wurden die Schwermetallkonzentrationen im Druckaufschluß bestimmt. In diesem Verfahren werden 500 mg analysenfein gemahlene Probe des Feinbodens (< 2 mm) bei 550 °C ausgeglüht. Nach der Zugabe von 4 ml HF (40%) und 4 ml HCl (32%) werden die Proben bei 160 °C 15 Stunden aufgeschlossen. In dem gewonnen Extrakt werden darauf im AAS die Konzentrationen der Elemente Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn und Pb bestimmt. Eine genaue Beschreibung des Verfahrens findet sich bei HINDEL & FLEIGE (1988: 16).

Statistische Auswertung

Die Auswertung der ca. 11 000 Schwermetalldaten aus 300 Profilen erfolgte EDV-gestützt. Dazu wurden zunächst die Rohdaten mit einem Datenverwaltungsprogramm (dBase III+) entsprechend aufgearbeitet. Für die statistische Auswertung fand das Statistikprogramm *statgraphics 2.6* Verwendung.

Im Zuge der Datenaufbereitung wurden sämtliche Nullwerte eliminiert. Die Funktion des Box und Whisker

Plots innerhalb des Statistikprogramms ermöglichte es, Ausreißer zu ermitteln und ebenfalls zu eliminieren. Die ermittelten statistischen Größen sind das arithmetische Mittel (\bar{x}), die Standardabweichung (s) sowie der Variabilitätskoeffizient nach PEARSON (V) (vgl. CLAUSS & EBENER 1992).

Die Verschiedenheit der Datenpools wurde mit der Nullhypothese nach CLAUSS & EBENER (1992) geprüft.

3. Geologische und pedologische Ausstattung des Untersuchungsgebietes

Der geologische Untergrund der Untersuchungsgebiete besteht vorwiegend aus unterdevonischen Ton- bis Grauwackenschiefern. Größere Bedeutung als Ausgangsmaterialien der Bodenbildung besitzen jedoch die Mesozoisch-Tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) (FELIX-HENNINGSSEN 1990) und die Löß(derivat)-decke. In diesen Decken haben sich verschiedene periglaziale Fließerden ausgebildet. Dem AK Bodensystematik (1987) [basierend auf SEMMEL 1964, 1966, 1968] folgend läßt sich in den Untersuchungsgebieten eine Dreigliederung in Decklage, Mittellage und Basislage vollziehen. Dabei stellt jede Fließerde eine eigene geologische Schicht im bodenkundlichen Sinne dar. Die Basislage besteht aus dem tonig-schluffigen Material der MTV und/oder aus dem skelettreichem Frostschuttmaterial des Tonschiefers. Die Decklage weist neben aus dem Untergrund aufgenommenen Material eine äolische Komponente auf (Laacher Bimstuff, Fern- und Lokallöß). Zwischengeschaltet findet sich in akkumulationsbegünstigten Lagen die lößreichere Mittellage. In Bereichen mit starker holozä-

ner Dynamik fehlen zumeist alle Glieder (Auen) oder sind nur noch reliktsch vorhanden (Verzahnungsbereiche, Erosionstandorte) (SEMMEL 1968, 1983).

In bodenkundlicher Hinsicht finden sich in den steinigen zweischichtigen Profilen der Kuppen Ranker bis Braunerde-Ranker. Wird der geologische Untergrund von den Lockermaterialien der MTV gebildet, liegen an stark anthropogen überprägten Standorten Braunerde-Kultoregosole vor. Mit abnehmender Meereshöhe stellen sich größere Mächtigkeiten des Solums ein. Braunerden – teilweise mit Pseudovergleyungen, Erosionsprofilen und kolluvialen Überdeckungen – bilden die Überleitung zu den dreischichtigen Profilen der tieferen und akkumulationsbegünstigten Lagen. Hier herrschen Parabraunerden und Pseudogleye in allen Übergängen vor. Vereinzelt finden sich Sonderstandorte mit Anmoorquellgleyen und anderen hydromorphen Böden, die jedoch für die Fragestellung von geringerem Interesse sind. Ubiquitär finden sich Kolluvien, die sich bei geringen Mächtigkeiten bis 60 cm oftmals nur unzureichend von der Decklage unterscheiden lassen.

4. Theoretischer Ansatz

Im Rahmen einer bodengenetisch orientierten Betrachtungsweise der Schwermetallverteilungen wird die Bodendecke als geschichtete Lockergesteinsdecke aufgefaßt. Die petrographische Zusammensetzung dieser Umlagerungssedimente bestimmt die wichtigsten Eigenschaften dieser Bodendecke (HARRACH 1974, 322).

Bis auf wenige Arbeiten – etwa von RUPPERT (1987), HINDEL & FLEIGE (1988), ROSENBERG (1988), SABEL (1989 a, b), und FLEIGE et al. (1989) – basieren bisherige Erklärungsansätze für Verteilungsmuster von Schwermetallen vor allem auf den Vorstellungen der traditionellen Bodenkunde. Diese Vorstellungen beinhalten die Modellierung eines idealisierten A-B-C-Profiles, welches gegenüber seinem Ausgangsgestein durch Pedogenese

verändert ist (MAYER 1981: 85). Mit ROSENBERG (1988: 188) muß jedoch davon ausgegangen werden, daß die natürlichen Gegebenheiten in den Mittelgebirgsböden wesentlich komplizierter sind als es die herkömmlichen bodenkundlichen Vorstellungen erscheinen lassen, weswegen sich die Interpretation von Schwermetallverteilungen auch komplizierter gestaltet.

Folgt man der Vorstellung, daß periglaziale Fließerden eigenständige geologische Schichten darstellen ist daraus zu schließen, daß diese jeweils verschiedene Stoffzusammensetzungen, mithin auch unterschiedliche Schwermetallgehalte besitzen. Eine genaue Ermittlung des Stoffbestands und der pedologischen Überprägung dürfte allerdings sehr aufwendig sein. Die geologische

Schichtung der Bodendecke ist für die Schwermetallbilanzierung und die Interpretation von Schwermetallfunktionsfunktionen von größter Bedeutung (vgl. BOR & KRZYŻANOWSKI 1987).

Die vorliegende Untersuchung geht von der Vorstellung aus, daß holozäne Bodenbildung auf Schwermetallverteilungen sehr unterschiedlich gewirkt hat. Während Mineralverwitterung nur in einem sehr geringem Umfang rezent abläuft und damit auch nur geringe mineralisch gebundene Schwermetallmengen freigesetzt werden, können jedoch durch holozäne Schwermetallverlagerungen stärkere Umverteilungen bedingt sein – insbesondere durch Podsolierung sowie redoximorphe Prozesse in Pseudogleyen und Gleyen. Eine geringere Rolle spielt dabei die Tonverlagerung (ABO RADY 1985).

Die Entstehung der heute vorliegenden natürlichen Schwermetallverteilungen in der Bodendecke wird vor allem als Ergebnis des Wirkens von pleistozänen periglazialen Formungsprozessen (Solifluktion, Lößeinwehung, interstadiale und periglaziale Bodenbildungen) und im weniger großem Umfang von holozänen natürlichen Überprägungen aufgefaßt. Darüber hinaus ist aufgrund anthropogener Einflüsse mit einer ganzen Reihe

von schwerwiegenden neuzeitigen Veränderungen der Struktur und des Chemismus der Böden zu rechnen.

In Anlehnung an ROSENBERG (1988, 188; vgl. RUPPERT 1987: 7) sind zusammenfassend folgende Aspekte zu berücksichtigen, die einen direkten Einfluß auf die Schwermetallverteilungen in Schuttdecken haben können:

- Als Folge von periglazialen Solimixtions- und Solifluktionsprozessen haben sich Gemenge (Schuttdecken) aus verschiedenen Substraten gebildet.
- Durch die Einarbeitung allochthonen Materials kann die Beziehung zu dem Schwermetallmilieu des Untergrundes stark gestört sein.
- Ältere Verwitterungsbildungen, die das anstehende Festgestein überdecken, können ihrem Überprägungsgrad entsprechend ebenfalls vom Ausgangsgestein abweichen.

Eine exakte Vorhersage der Schwermetallkonzentrationen aufgrund der Substratzusammensetzungen erfordert eine qualitative und quantitative Analyse. Diese dürfte jedoch nur mit hohem Aufwand durchführbar sein. Zudem muß mit petrographischen Schwankungen der einzelnen Substratanteile gerechnet werden, wie am Beispiel der regionalen Varianten des Löß leicht gezeigt werden kann (s. Tab. 1) (MAYER 1981, 86; SABEL 1989 a).

5. Auswertung

Schwermetalle finden sich in den Gesteinen, die im Untersuchungsgebiet vorkommen, in unterschiedlichen Konzentrationen (s. Tab. 1). So weisen die Tonschiefer mit die höchsten Konzentrationen auf, während nach FELIX-HENNINGSSEN (1990: 124) der Tonschieferzersatz der MTV eine deutliche Elementanreicherung aufweist. Löß tritt im Untersuchungsgebiet (UG) als Substrat mit geringeren Gehalten als der geologische Untergrund in Erscheinung. Jedoch zeigen Tab. 1 und die Beobachtungen in den UG, daß die Gehaltsunterschiede zwischen Löß und Zersatz (MTV) relativ gering sind; die Werte teilweise im Löß sogar höher liegen. Die vergleichsweise hohen Mn- und Zn-Gehalte des (Laacher) Bimstoffes können zur Erklärung erhöhter Gehalte in der Decklage herangezogen werden.

Die Differenzierung der Deckschichten erfolgt nach Parametern, für die ein direkter Einfluß auf die Schwermetallgehalte der verschiedenen Deckschichten unterstellt wird (Tongehalte und Liegendes). Der Skelettgehalt der Deckschichten wird als Hilfsparameter verwendet, der für die Einarbeitung von steinreicherem Frostzersatzmaterial aus dem Untergrund steht, welches weniger stark verwittert ist als das stärker zersetzte Material der MTV.

Tab. 1. Schwermetallgehalte verschiedener Substrate

Substrat	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	Zn	Pb
	g/kg				mg/kg		
Tonschiefer ¹	48	850	68	19	45	95	22
Tonschiefer ²	44	620	60	18	22	98	39
Tonschiefer ³	31	1200	63	21	43	125	57
Zersatz (MTV) ⁴	31	470	50	12	14	72	22
Löß ⁴	23	760	42	12	19	61	35
Löß ²	19	470	42	12	19	61	35
Löß ⁵	38	600	27	–	18	60	20
Löß ⁶	23	560	22	15	35	75	13
Bimstoff ²	25	1350	19	7	10	133	27
Bimstoff ⁷	23	1254	21	10	17	103	21

¹nach WEDEPOHL 1984, ²nach HINDEL & FLEIGE 1988, ³aus UG Neu-Anspach, ⁴aus UG Wehrheim, ⁵aus RUPPERT 1987, 38; typische Gehalte südbayerischer Löss, ⁶nach MAYER 1981, 73, ⁷aus ABO RADY 1985, 236, Laacher Bimstoff aus Finthen bei Mainz

In beiden Untersuchungsgebieten ergibt sich für die einzelnen Deckschichten ein deutlich differenziertes Bild der Schwermetallkonzentrationen. So unterscheiden sich alle drei Deckschichten untereinander statistisch signifikant in ihren Schwermetallgehalten (Tab. 2

a-c, g-i). Diese recht deutlichen Unterscheidungen können im Kontext mit der weiteren Aufgliederung der Deckschichten (s.u.) und den oben geschilderten quartärgeologischen Modellvorstellungen als Beweis für eine deckschichtenabhängige Schwermetallverteilung angesehen werden.

Tab. 2. Prüfung von Ho zwischen Schwermetallgehalten verschiedener Deckschichten in den UG Neu-Anspach und Wehrheim; - = nicht signifikant ($\alpha > 0.05$), + = signifikant ($\alpha \leq 0.05$), ++ = sehr signifikant ($\alpha \leq 0.01$), +++ = hochsignifikant ($\alpha \leq 0.001$)

	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	Zn	Pb
UG Neu-Anspach							
(a) DLüBL/BL	+++	+++	+++	+++	+++	+	+
(b) DLüML/ML	+	+++	++	+++	+++	+++	+++
(c) ML/BL	+++	-	+++	-	+++	+++	+++
(d) DLüML/DLüBL	+++	+	+++	-	+++	+++	+++
(e) MLf/MLs	+++	+++	+++	++	-	+++	-
(f) MLton+/MLton-	-	+++	-	+++	+++	+++	+++
UG Wehrheim							
(g) DLüBL/BL	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
(h) DLüML/ML	+++	+++	+++	++	+++	-	+
(i) ML/BL	++	-	+++	-	+++	+++	-
(k) DLüBL/DLüML	-	-	-	+	-	++	-
(l) MLf/MLs	+++	+	+++	++	++	+++	-
(m) MLton+/MLton-	+	+	-	-	+++	-	-

DL = Decklage, ML = Mittellage, BL = Basislage, üBL = über Basislage, üML = über Mittellage, f = feinerreich (<10% Skelett), s = skelettreich (>10% Skelett), ton+ / - = tonreich (>37% Ton) / -arm (<37% Ton)

UG Neu-Anspach

Eine prinzipielle Gliederung der Deckschichten läßt sich im UG Neu-Anspach für die Decklage nach dem jeweiligen Liegenden (Tab. 2 d) vollziehen. Wie Abb. 2 zeigt, liegen die mittleren Schwermetallgehalte in Decklagen über Basislagen im Vergleich zu Decklagen über Mittellagen generell höher. Dies dürfte auf den Einfluß der lößreichen Mittellage zurückzuführen sein, da Lößeintrag im UG eine verdünnende Wirkung gegenüber frostzerstaltungshaltigem Basislagenmaterial besitzt, also zu einer geringeren Schwermetallkonzentration geführt hat. Die abweichenden Werte für Mn und Co können nicht interpretiert werden, da zwischen den Datenpools kein statistisch signifikanter Unterschied besteht. Die hohen Variabilitätskoeffizienten lassen auf eine hohe Mobilität dieser Elemente im Boden schließen (vgl. MARTIN et al. 1991; RUPPERT 1987).

Der Vergleich von Mittellage und Basislage ergänzt diese Beobachtungen. Die höheren Lößgehalte der Mittellage führen zu geringeren Konzentrationen, die sich

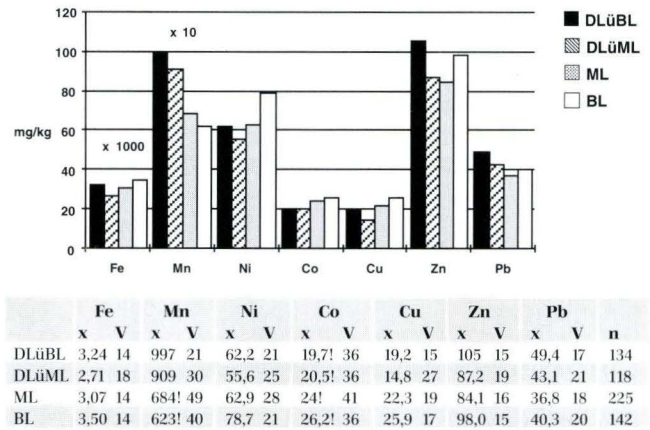


Abb 2. Mittlere Schwermetallgehalte (x) in Decklage über Basislage (DLüBL), Decklage über Mittellage (DLüML), Mittellage (ML) und Basislage (BL) im UG Neu-Anspach (mg/kg außer bei Fe in %, V = Variabilitätskoeffizient (in %) und Probenzahl (n), ! = keine statistisch signifikante Unterscheidung).

auch in den jeweiligen hangenden Decklagen widerspiegeln. Die Elemente Co und Mn fallen auch hier wegen der fehlenden statistischen Signifikanz und hoher Variabilitätskoeffizienten aus der Betrachtung.

Für die Mittellage ergibt sich eine Differenzierung nach dem Feinerde/Skelett-Anteil sowie aufgrund der Tongehalte (Tab. 2 e, f), der allerdings nicht so deutlich ausfällt wie erwartet (vgl. SCHLICHTING & EGALA 1975; ABO RADY 1985). Zur Erklärung kann hier einerseits eine geringe Abhängigkeit der Metallgehalte vom Tonanteil abgeleitet werden - beruhend auf dem relativ schwachen Adsorptionsvermögen des kaolinitischen Tonanteils -, oder andererseits angenommen werden, daß aufgrund

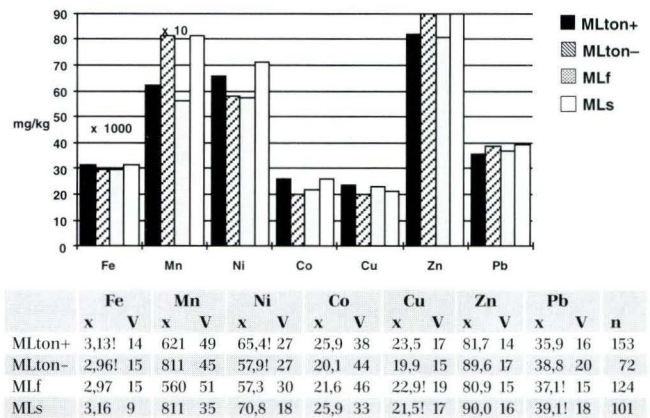


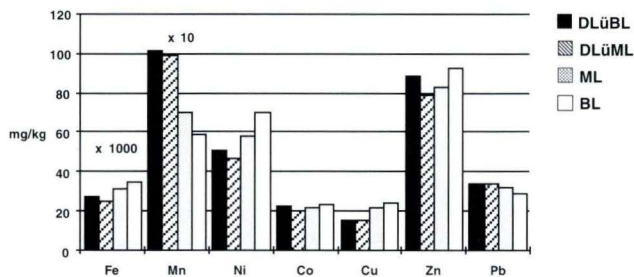
Abb. 3. Mittlere Schwermetallgehalte (x) in tonreichen Mittellagen (MLton+), tonarmen Mittellagen (MLton-), skelettarmer Mittellagen (MLf) und skelettreichen Mittellagen (MLs) im UG Neu-Anspach (mg/kg außer bei Fe in %, V = Variabilitätskoeffizient (in %) und Probenzahl (n), ! = keine statistisch signifikante Unterscheidung).

der nicht sehr großen Variationsbreite der Tongehalte und der willkürlichen Unterteilung andere unberücksichtigte Einflußgrößen, wie Liegendes oder Lößanteil, größere Bedeutung haben.

Dagegen ergeben sich beim Vergleich von feinerde-reichen und skelettreichen Mittellagen für letztere – bis auf Cu – deutlich höhere Elementkonzentrationen. Dies dürfte unter Annahme eines geringeren Überprägungs-grades des skelettreichen Frostzersatzes erklärbar sein.

UG Wehrheim

Im UG Wehrheim lassen sich insgesamt keine deutlichen Gliederungsmerkmale in den Decklagen nach dem Liegenden beobachten. Auch wenn Abb. 4 vorgeblich einen geringen Unterschied zeigt, ist dieser (s. Tab. 2 k) nur für Co und Zn statistisch signifikant. Für diese beiden Elemente läßt sich der Unterschied auf die höheren Ausgangsgehalte der Basislagen bzw. niedrigeren Gehalte in den Mittellagen zurückführen.



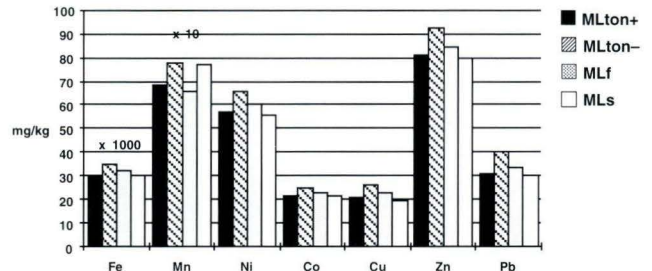
	Fe		Mn		Ni		Co		Cu		Zn		Pb		N
	x	V	x	V	x	V	x	V	x	V	x	V	x	V	n
DLüBL	2,72!	24	1010!	42	51,1!	28	23,1	31	15,7!	35	88,7	19	34,0!	35	76
DLüML	2,49!	28	985!	30	46,7!	35	20,6	32	15,3!	39	79,1	23	34,2!	33	105
ML	3,14	16	696!	47	58,1	27	22,2!	33	22,0	27	83,2!	20	32,1	40	233
BL	3,44	32	591!	75	69,9	36	23,4!	42	24,6	28	92,2!	25	28,9	47	210

Abb. 4. Mittlere Schwermetallgehalte in Decklage über Basislage (DLüBL), Decklage über Mittellage (DLüML), Mittellage (ML) und Basislage (BL) im UG Wehrheim (mg/kg außer bei Fe in %), x = Standardabweichung, V = Variabilitätskoeffizient (in %) und Probenzahl (n), ! = keine statistisch signifikante Unterscheidung.

Die geringen Unterschiede, die sich beim Vergleich von Mittellage und Basislage ergeben, die im UG Wehrheim den größten Teil des näheren geologischen Untergrundes einnehmen, sind als Grund für die insgesamt wenig deutlichen Unterscheidungen im jeweiligen Hangenden anzunehmen.

Dagegen lassen sich die Mittellagen nach Feinerde/Skelett-Anteil differenzieren (Tab. 2 l). Die höheren Konzentrationen in den skelettreichen Mittellagen ist auf die Einmischung von wenig chemisch verwitter-

tem Material (Frostzersatz) aus dem Untergrund zurückzuführen. Die Löß- und MTV-Anteile in den Decklagen treten zurück. Hingegen kann für die Mittellagen mit geringen Skelettgehalt ein höherer Lößanteil und/oder Anteil an MTV-Material angenommen werden, der die geringeren Gehalte bedingt.



	Fe		Mn		Ni		Co		Cu		Zn		Pb		N
	x	V	x	V	x	V	x	V	x	V	x	V	x	V	n
MLton+	3,21	21	660	48	60,2!	28	22,7!	33	22,9	25	84,5!	19	33,5!	32	156
MLton-	3,06	22	767	39	55,9!	23	21,3!	31	19,8	22	79,6!	17	30,5!	17	77
MLf	3,06	20	682	47	57,3	25	21,6	31	20,9	21	80,8	15	30,7!	30	193
MLs	3,51	19	780	41	65,5	27	25,2	34	26,3	28	92,5	27	40,1!	59	40

Abb. 5. Mittlere Schwermetallgehalte (x) in tonreicher Mittellage (MLton+), tonarmer Mittellage (MLton-), skelettarmer Mittellage (MLf) und skelettreicher Mittellage (MLs) im UG Wehrheim (mg/kg außer bei Fe in %), V = Variabilitätskoeffizient (in %) und Probenzahl (n), ! = keine statistisch signifikante Unterscheidung.

Nur undeutlich sind Unterschiede nach Tongehalten in den Mittellagen erkennbar (Tab. 2 m). Entgegen den Erwartungen (s.o.) zeigt sich ein statistisch signifikanter Unterschied nur bei den Elementen Fe und Cu mit höheren Gehalten in den tonreichen Mittellagen (vgl. SCHWERTMANN et al. 1982b). Für die Abweichung der Mn-Werte konnte keine Erklärung gefunden werden. Die hohe Variabilität der Werte (= große Streuung) läßt vermuten, daß jüngere Prozesse – bei hoher Mobilität von Mn – ältere quartärgeologische Muster überprägen.

Für die Basislagen waren in beiden UG keine deutlichen Differenzierungen nach den Feinerde/Skelett-Anteil festzustellen.

Einzelprofile

Die horizontale Differenzierung der Deckschichtenabfolgen (Profile) ergab eine Unterscheidung in lößarme Standorte und Standorte mit mittlerer bis starker Lößbeeinflussung. Für jeden Typ wird ein möglichst repräsentatives Profil vorgestellt.

Die Interpretation der Elementtiefenfunktionen von Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn und Pb erfolgt im Hinblick auf quartärgeologische Schichtungen der Profile.

Tab. 3. Verteilung der Schwermetallkonzentrationen in Profil W 121, **UG Wehrheim**; R: 34 70 94, H: 55 75 40, Höhe: 372 m ü. NN, Braunerde aus lößlehmhaltiger Decklage über Basislage aus Tonschieferschutt unter Laubwald, N-exponiert

Horizont	Deckschicht	Tiefe (cm)	Bodenart	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	Zn	Pb
				%	mg/kg					
Ah	Decklage	0- 1	Ul4, gr3- 4	1,30	1580	31	15	12	82	51
Bv	Decklage	1-15	Ul4, gr3-4	2,05	620	48	17	15	100	21
Bv	Decklage	15-30	Ul4, gr3-4	2,48	550	52	15	18	97	16
II BvCv	Basislage	30-45	Tu4, X, Gr	2,56	490	54	15	19	98	14
II Cv	Basislage	45-60	Tu4, X, Gr	2,83	410	63	17	20	107	13

Lößarme Profile

Lößarme Profile mit der Deckschichtenkombination Decklage/Basislage finden sich in beiden Untersuchungsgebieten in den höhergelegenen Bereichen. Dabei handelt es sich in der Regel um Profile, die eine Zweiteilung in eine lößlehmbestimmte obere Schicht (Decklage) und eine aus Material des geologischen Untergrundes bestehende Schicht (Basislage) aufweisen.

In Tab. 3 ist ein typisches Profil mit geringem Lößeinfluß dargestellt

Es ist besonders auffällig, daß die Elemente Fe, Ni und Cu einen deutlichen tiefenabhängigen Gradienten aufweisen, wie er auch für Fe und Ni in Lockerbraunerden aus dem Taunus (ABO RADY 1985), in Braunerden aus dem Solling (MAYER 1981: 100, 103) und dem Schwarzwald (KEILEN 1978) vorliegt. In Böden des Vogelsbergs wurde für Ni eine pedogene Tiefenfunktion ermittelt, während nur relativ geringe pedogene An- und Abreicherungen von Fe, Zn und Cu auftraten (ROSENBERG 1988: 203). Die Tiefenfunktion von Fe wird von SCHWERTMANN et al. (1982 a, 183) als Maß der Pedogenese in den von ihnen untersuchten Podsolen und Braunerden aus Tonschieferschutt angesehen. Im vorliegenden Profil belegt die kontinuierliche Zunahme der Gehalte von Fe, Ni und Cu mit der Tiefe eine pedogenetische Überprägung zumindest der Decklage. Eine verdünnende Wirkung des Löß (vgl. SABEL 1989 a, b und RUPPERT 1987: 30) wird damit jedoch nicht ausgeschlossen, da die höchsten Elementkonzentrationen in der Decklage (Ausnahme Pb und Mn) gegenüber denen der Basislage niedriger sind. Für die Tiefenfunktionen der Elemente Mn, Zn, Co und Pb fehlt der pedogene Gradient. Die Abnahme im Verlauf der Tiefenfunktionen von Mn und Pb sprechen gegen eine starke pedogenetische Überprägung. Die mit der Tiefe abnehmenden Pb- und Mn-Gehalte legen den Schluß nahe, daß der Einfluß des atmogenen Eintrages bis in den Unterboden reicht, mindestens aber bis in die Decklage.

Die Tiefenfunktionen von Zn und Co in der Decklage zeigen insgesamt keine eindeutige Tendenz. In den Tiefenfunktionen dieser Elemente sind sowohl schwache Zu- als auch Abnahmen der Gehalte zu finden.

Die im UG vorgefundenen Schwankungsbreiten für Mn werden von RUPPERT (1987) und MARTIN et al. (1991) ebenfalls beobachtet, wobei letzterer nur undeutliche Unterschiede in den Mn-Konzentrationen zwischen Ober- und Unterböden in Bayern mitteilt. Zurückgeführt wird dies auf die hohe Elementmobilität, die wiederum im Zusammenhang mit der geringen pedogenen Stabilität (SCHLICHTING & EGALA 1975).

Sehr deutlich fällt die Grenze zwischen Lößlehm und Basislage für Zn und Ni aus. Für die Elemente Fe, Co und Cu deutet sich diese Grenze ebenfalls an. Die geologische Schichtgrenze zwischen Tonschieferschutt und Lößlehm stellt eine Zäsur zwischen äolischem Eintrag, der „verdünnend“ wirkt, und dem geologischen Untergrund mit höheren Gehalten dar.

Die hohen Elementkonzentrationen von Pb und Mn in der Humusaufgabe deuten auf eine anthropogene Immission und/oder biogene Anreicherungen hin. Die geogenen Verteilungen von Pb und Mn werden von einer anthropogenen Komponente maskiert, wobei sich der geogene Verlauf der Tiefenfunktion für Pb im Unterboden nachvollziehen läßt.

Insgesamt fallen die Ausprägungen der Schwermetallverteilungen in den Zweischichtprofilen in der Einzelfallbetrachtung hinsichtlich einer deckschichtenorientierten Interpretation nur mäßig günstig aus. Obwohl die Gehaltsunterschiede der in die Deckschichten eingearbeiteten Substrate nicht besonders hoch sind, besitzt der Löß gegenüber dem autochthonen Material des geologischen Untergrundes dennoch eine verdünnende Wirkung in der Decklage. Jedoch werden die lithogenen Verteilungsmuster durch jüngere pedogenetische Überprägungen nur verstärkt und sind nicht gegenläufig, wie beispielsweise in den von SABEL (1989b) beschriebenen Profilen.

Tab. 4. Verteilung der Schwermetallkonzentrationen in Profil W 10, **UG Wehrheim** R: 34 70 01, H: 55 76 93, Höhe: 353 m ü. NN, Pseudogley aus lößlehmhaltiger Decklage über Mittellage aus Lößlehm über Basislage aus Tonschieferzersatz unter Grünland, SW-exponiert

Horizont	Deckschicht	Tiefe (cm)	Bodenart	Fe %	Mn	Ni	Co	Cu	Zn	Pb
				mg/kg						
Ah	Decklage	0- 1	Ul 3, gr 2	1,00	667	20	10	14	41	83
Sw	Decklage	1-15	Ul 3, gr 2	1,50	939	12	25	14	48	48
Sw	Decklage	15-25	Ul 3, gr 2	2,10	1690	29	26	22	54	41
II Sd	Mittellage	25-40	Ltu, gr 3	3,00	1220	47	28	60	72	40
II Sd	Mittellage	40-60	Ltu, gr 3	3,10	551	56	18	55	70	41
III	Basislage	60-80	Tu4, gr 4	2,80	539	47	16	59	53	76

ICjvSd

Profile mit mittlerer bis starker Lößbeeinflussung

Profile mit stärkerer Lößbeeinflussung mit der Deckschichtenkombination Deck-/Mittel-/Basislage finden sich an Standorten mit besonderer Akkumulationsgunst (UG Neu-Anspach: langgestreckte SE-Hänge, Riedelflächen; UG Wehrheim: exponierte Rücken- und Oberhangstandorte). Dabei unterschreitet die Mächtigkeit der Lößlehmauflage in der Regel nicht 0,7 Meter.

In Tab. 4 sind die Schwermetallverteilungen eines typischen Profils mit mittlerer Lößbeeinflussung dargestellt.

Auffälligste Erscheinung in diesen Profilen ist die Akkumulation der Elemente Fe, Ni, Co, Cu, Zn und Mn in der Mittellage. Nach SCHWERTMANN et al. (1982b: 181) findet sich in Lößprofilen nur ein schwacher Einfluß der Pedogenese auf die Tiefenfunktionen im Vergleich zu lößarmen Profilen. Die pedogene Tiefenfunktion wird durch die Tonanreicherung in der Mittellage gestört (ABO RADY 1985). Auch wenn, wie in den statistischen Auswertungen gezeigt wurde, die Ton-Schwermetallbeziehungen eher undeutlich in Erscheinung treten, scheint für einige Elemente in dem vorliegenden Profil ein sehr deutlicher Anreicherungseffekt vorzuliegen. Von ABO RADY (1985: 235) werden für Fe und Zn hohe Gehalte in Tonanreicherungshorizonten sowie niedrigere Gehalte im Tonverarmungshorizont beschrieben. Nach Untersuchungen von BLUME (1981) weisen Al-Horizonte von Parabraunerden aus Geschiebelehm eine generelle Elementverarmung auf, die dazugehörigen Bt-Horizonte zeigen jedoch nur Anreicherungen für einige Elemente. So zeigt sich in allen untersuchten Bt-Horizonten für Pb und Zn Konzentrationsmaxima, für Fe und Cu nur in einigen Fällen höhere Konzentrationen (BLUME 1981: 160). Stärker entwickelte Bt-Horizonte weisen eine Anreicherung aller Elemente außer Pb auf. SCHWERTMANN et al. (1982 b: 193) können keine Anreicherungen von Pb,

sondern von Fe und Cu im Bt-Horizont feststellen. SCHLICHTING & EGALA (1975) finden in Bt-Horizonten Anreicherungen von Fe, Mn, Co, Cu und Zn.

In der Decklage kann für die Elemente Fe, Co, Cu und Zn ein pedogenetischer Gradient beobachtet werden, wie er auch teilweise in den lößarmen Profilen beobachtet wurde. Trotz des hydromorphen Einflusses in der Decklage und allgemein niedrigerer Gehalte in den Tonverarmungshorizonten weist die Decklage hohe Mn- und Zn-Werte auf, die eventuell aus einer verstärkten Einmischung von Laacher Bimstuff in einer akkumulationsbegünstigten Lage (SW-Exposition) resultieren.

Für Cu, Ni und Pb sind Anreicherungen im Ah-Horizont zu verzeichnen, die als anthropogen interpretiert werden. Für Pb scheint der Einfluß der anthropogenen Komponente sogar bis in die Decklage hinein zu reichen.

Der Übergang von Lößlehm/Basislage bedeutet für die meisten Elemente eine Zäsur in der Tiefenfunktion. Am prägnantesten ist der Verlauf der Pb-Tiefenfunktion, der eine beträchtliche Konzentrationsabnahme unterhalb der atmogenen Anreicherungen – auch im Bereich des Bt-Horizontes (vgl. BLUME 1981: 160; SCHWERTMANN et al. 1982b: 193) – und eine starke Zunahme der Konzentrationen in der Basislage aufweist. Dieses Phänomen ist in abgeschwächter Form auch für die Elemente Fe, Ni, Co und Cu zu beobachten. Es zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen dem relativ „schwermetallarmen“ Löß und dem geologischen Untergrund (Tonschieferzersatz) mit höheren Gehalten. Dies steht im Widerspruch zu den Ergebnissen der statistischen Auswertungen, in denen kein deutlicher Unterschied zwischen Lößlehm und Zersatz zu erkennen war.

In dem vorliegenden Profil zeigt sich die Ton-Schwermetall-Beziehung in der Mittellage, wie diese auch von anderen Autoren beobachtet wurde. Der Konzentrationsprung an der Grenze Lößlehmauflage/Tonschieferzersatz fällt ebenfalls deutlich aus. Der Gradient in der Decklage wird als pedogen – wie auch in dem lößarmen Profil – interpretiert.

6. Schriftenverzeichnis

- ABO RADY, M. D. K. (1985): Schwermetalle in Lockerbraunerden im Vogelsberg und Taunus. - Geol. Jb. Hessen, **113**: 229-250, 10 Abb. 5 Tab.; Wiesbaden
- AK Bodensystematik (1987): Zusammensetzung, Eigenschaften, Gliederung und Benennung periglazialer Deckschichten. - Unveröff. Protokoll der Sitzung des AK Bodensystematik, 6 S.
- BLUME, H.-P. (1981): Schwermetallverteilung und -bilanzen typischer Waldböden aus nordischen Geschiebelehm. - Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., **144**: 156-163; Weinheim.
- BOR, J. & KRZYZANOWSKI, J. (1987): Rechenmodelle zur Schwermetallbilanzierung in Böden. - Mainzer Geowiss. Mitt., **16**: 307-326; Mainz.
- CLAUSS & EBENER (1992): Statistik. - 530 S.; Thun, Frankfurt/M. (Harri Deutsch).
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. - Relief, Boden, Paläoklima **6**, 192 S., 50 Abb., 53 Tab., 27 Photogr.; Berlin, Stuttgart.
- FLEIGE, H. & HINDEL, R. (1987): Auswirkungen pedogenetischer Prozesse auf die Schwermetallverteilung im Bodenprofil. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **55** (II): 313-319; Göttingen.
- & WEIDNER, E. (1989): Der Einfluß der Deckschichtenzusammensetzung auf die Schwermetallverteilung in ausgewählten Bodenprofilen. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **59** (I): 329-335; Göttingen.
- HARRACH, T. (1974): Kritische Bemerkung zur Genese und Systematik der Verwitterungsböden. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **18**: 320-326; Göttingen.
- (1991): Thesen des Vortrages „Allgemeiner Kenntnisstand“ auf der Tagung „Böden in Hessen - Kenntnisstand und Forderungen an ein Bodenschutzgesetz“ - Unveröff. Manuskript des Vortrages vom 8. 10. 1991 in Wiesbaden.
- HINDEL, R. & FLEIGE, H. (1988): Schwermetallverteilungen in Bodenprofilen aus verschiedenen Ausgangsgesteinen und Unterscheidungskriterien zur Abgrenzung lithogener, pedogener und anthropogener Anteile. - Forschungsbericht 107 01 001 Endbericht, Arbeitsblock I, 137 S.; Berlin (UBA).
- (1989): Verfahren zur Unterscheidung lithogener und anthropogener Schwermetallanreicherungen in Böden. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **59** (I): 389-395; Göttingen.
- KEILEN, J. (1978): Spurenelementverteilungen und Bodenentwicklung im Bärhaldegranit (Südschwarzwald). - Freiburger bodenkdl. Abh. **8**, 279 S.; Freiburg.
- MARTIN, W., RUPPERT, H. & FRIED, G. (1991): Veränderung von Elementgehalten, pH-Wert und potentieller Kationenaustauschkapazität in ausgewählten Böden Bayerns. - GLA Fachberichte **6**: 3-37; München.
- MAYER, R. (1981): Natürliche und anthropogene Komponenten des Schwermetallhaushaltes von Waldökosystemen. - Gött. bodenkdl. Ber., 70: 292 S.; Göttingen.
- ROSENBERG, F. (1988): Geochemie. - Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5621 Weonings, 186-209; Wiesbaden.
- RUPPERT, H. (1987): Natürliche Grundgehalte und anthropogene Anreicherungen von Schwermetallen in Böden Bayerns. - GLA Fachberichte, **2**, 97 S.; München.
- SABEL, K.-J. (1989a): Schwermetallgehalte der Böden zwischen Rhein-Main-Gebiet und Vogelsberg. - Jber. Wetterau. Ges. f. Naturkd., **140-141**: 5-13; Hanau.
- (1989 b): Zur Renaissance der Gliederung periglazialer Deckschichten in der deutschen Bodenkunde. - Frankfurter geowissenschaftl. Arbeiten, Serie D, **10**: 9-16; Frankfurt.
- SCHLICHTING, E. & EGALA, A. M. (1975): Schwermetallverteilung und Tongehalte in Böden. - Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., **6**: 563-571; Weinheim.
- SCHWERTMANN, U., FISCHER, W. R. & FECHTER, H. (1982a): Spurenelemente in Bodensequenzen I. Zwei Braunerde-Podsol-Sequenzen aus Tonschieferschutt. - Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., **145**: 161-180; Weinheim.
- (1982b): Spurenelemente in Bodensequenzen II. Zwei Pararendzina-Pseudogley-Sequenzen aus Löß. - Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., **145**: 181-196; Weinheim.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. - Notizbl. Hess. Landesamt f. Bodenforsch., **92**: 275-285; Wiesbaden.
- (1966): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Bl. 5224 Eiterfeld. - 89 S.; Wiesbaden
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter Geogr. Hefte, **45**, 133 S.; Frankfurt.
- (1983): Grundzüge der Bodengeographie. - 2. überarbeitete Aufl., 123 S.; Stuttgart (Teubner).
- (1991): Relief, Gestein, Boden, Grundlagen der Physischen Geographie I., 148 S.; Darmstadt (Wiss. Buchges.)
- SPIESS, E. D. (1991): Böden und Deckschichten der Münchberger Hochfläche und des Frankenwaldes. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **64**: 139-210; Göttingen.
- VÖLKL, J. (1991): Bodentypen und -genese auf jungpleistozänen Deckschichten im Bayerischen Wald. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **66** (I): 877-880; Göttingen.
- WEDEPOHL, K. H. (1984): Die Zusammensetzung der oberen Erdkruste und der natürliche Kreislauf ausgewählter Metalle. Ressourcen. - In. MERIAN, E. (Hrsg): Metalle in der Umwelt, 3-21; Weinheim (VCH).

Manuskript eingegangen am 18. 7. 1995, angenommen am 1. 8. 1995

FRANK ASCHENBRENNER*

Zur Berechnung der geohydraulischen Parameter aus der Absenkungs- und Wiederanstiegskurve des Förderbrunnens

Kurzfassung

Die Ermittlung der Transmissivität T und der Speichervariablen S bzw. n_e aus der Absenkungs- und Wiederanstiegskurve eines Einzelbrunnens kann mit dem Geradlinienverfahren durchgeführt werden. Sofern der Beharrungszustand erreicht wird, ist auch eine Anwendung der DUPUIT-THIEM'schen Formel möglich. Oftmals treten aber Störeinflüsse wie z.B. Unvollkommenheit des Brunnens, Vor- und Nachproduktion, Skineffekt, Nachsickerung oder Leakage auf, die Modifikationen des Geradlinienverfahrens und der DUPUIT-THIEM'schen Formel notwendig machen, da ansonsten völlig falsche Parame-

terwerte erhalten werden. Das Geradlinienverfahren stellt dann gegenüber speziellen Typkurvenverfahren eine echte Alternative dar, weil der Rechenaufwand wesentlich geringer ist. Sofern mehrere Störeinflüsse sich überlagern, ist eine Auswertung des Pumpversuches allerdings grundsätzlich schwierig.

Abstract

The evaluation of transmissivity T and storage coefficient S or specific yield S_y , resp., from drawdown and recovery data of a single pumping well can be accomplished with the straight-line method. In case of a

steady-state drawdown, the DUPUIT-THIEM formula can be used as well. Modifications of the straight-line method and the DUPUIT-THIEM formula are necessary in cases, where effects like partial penetration, wellbore storage, skinzone, delayed gravity response or leakage influence the drawdown or recovery. Otherwise, the values for T and S or S_y , resp., are prone to large errors. When modified according to the specific hydraulic conditions, the straight-line method is a real alternative to type-curve methods because of its computational expediency. Only in cases where several effects take place simultaneously a proper interpretation of a pumping test becomes difficult.

Inhalt

1. Einleitung	159
2. Auswertung eines Pumpversuches mit Standardverfahren	160
3. Voraussetzungen für die Anwendung der Auswerteverfahren	162
4. Auswirkung von Störfaktoren auf Absenkung und Wiederanstieg	162
5. Zusammenfassung	167
6. Definitionen	168
7. Schriftenverzeichnis	168

1. Einleitung

Die Erfassung von Grundwasser-Resourcen und die Eingrenzung bzw. Sanierung von Grundwasserkontaminationen erfordern die Kenntnis hydrogeologischer Parameter wie z.B. Durchlässigkeit, Transmissivität und Porosität. Zur Bestimmung dieser Parameter werden im allgemeinen Pumpversuche eingesetzt, die

je nach Aquifertyp und Problemstellung ausgelegt werden sollten. Oftmals führen jedoch eine falsche Wahl der Förderrate bzw. Förderdauer oder ein den geologischen Verhältnissen nicht angepaßter Ausbau des Brunnens zu Schwierigkeiten bei der Interpretation der Pumpversuchsergebnisse. Dies gilt besonders für den

* Dr. F. ASCHENBRENNER, Institut für Angewandte Geowissenschaften der Universität Gießen, Diezstraße 15, 35390 Gießen

Fall eines Einzelbrunnens, da hierbei die Information auf die Absenkung im Förderbrunnen beschränkt ist und Störfaktoren das Ergebnis stark beeinflussen können.

Im folgenden werden einige in der hydrogeologischen Praxis häufig vorkommende Probleme dargelegt, die sich durch den Einfluß von Störfaktoren bei der Auswertung der Absenkungs- bzw. Wiederanstiegskurve eines Einzelbrunnens ergeben. Es wird hierbei bewußt nicht auf spezielle, rechnerisch aufwendige Verfahren eingegangen, die die Bestimmung meist mehrerer Parameter erfordern und dadurch auch mehrdeutige Schlußfolgerungen erlauben. Als Beispiel hierfür sei das Verfahren von

MOENCH (1984) angeführt, welches eine Anpassung der Absenkungskurve an die Typkurve mittels 6 frei zu variierender Parameter erlaubt, was zwar in jedem Fall zu einer sehr guten Anpassung führt, aber im Fall eines Einzelbrunnens gleichzeitig auch zu zweifelhaften Parameterwerten. Es scheint auch auf dem Hintergrund der vielen Unwägbarkeiten, die durch oftmals im Detail nicht zu erforschende geologische Verhältnisse bedingt sind, sinnvoller zu sein, die Pumpversuchsauswertung mit einfachen Standardverfahren durchzuführen, die bei Berücksichtigung bestimmter Einschränkungen ausreichend zuverlässige Ergebnisse bei geringem Rechenaufwand erbringen können.

2. Auswertung eines Pumpversuches mit Standardverfahren

Die Auswertung von Pumpversuchen zur Erfassung der hydraulischen Parameter, insbesondere der Transmissivität, erfolgt üblicherweise durch Formeln, die auf analytischem Wege aus der strömungsmechanischen Grundgleichung für radialsymmetrischen Grundwasserfluß hergeleitet sind. Die beiden wichtigsten Formeln sind die DUPUIT-THIEM'sche Gleichung für den Beharrungszustand (THIEM 1906) und die COOPER-JACOB-Gleichung für instationäre Verhältnisse (COOPER & JACOB 1946). Für die Absenkung am Brunnen erhält man unter Vernachlässigung von Brunneneintrittsverlusten:

$$\text{DUPUIT-THIEM: } s = \frac{2,3 Q \log R/r_w}{2 \pi T} \quad [1]$$

$$\text{COOPER-JACOB: } s = \frac{2,3 Q}{4 \pi T} \log \frac{2,25 T t}{r_w^2 S} \quad [2]$$

Hierbei ist s die Absenkung, Q die Förderrate, T die Transmissivität, S der Speicherkoefizient, r_w der wirksame Brunnenradius (entspricht in erster Näherung dem Bohrlochradius) und R die Reichweite des Absenkungstrichters. Letztere kann bei Fehlen von Beobachtungspegeln nur geschätzt werden. Da der Quotient R/r_w in Gl. 1 als Logarithmus berechnet wird, sind Fehler bei der Abschätzung von R allerdings nicht gravierend. Nach LOGAN (1964) liegt das Verhältnis von $\log R/r_w$ in den meisten Fällen bei 2,7–3,9 bei einem Mittelwert von 3,3. Danach errechnet sich die Transmissivität im Beharrungszustand näherungsweise aus:

$$T = a Q/s \quad [3]$$

mit $a = 1,22$. Einen ähnlichen a -Wert geben auch BANKS (1992) und CARLSSON & CARLSTEDT (1977) für Pumpversuche in Kluftaquiferen an ($a = 1,1$ bzw. $a = 1,19$).

Da die Absenkung in der instationären Phase auch vom Speichervermögen des Aquifers abhängt, muß bei der Berechnung gemäß Gl. 2 auch der Speicherkoefizient S bzw. bei ungespanntem Aquifer die Nutzporosität n_e bekannt sein.

Eine einfache Lösung für die Transmissivität erhält man jedoch bei halblogarithmischer Auftragung der

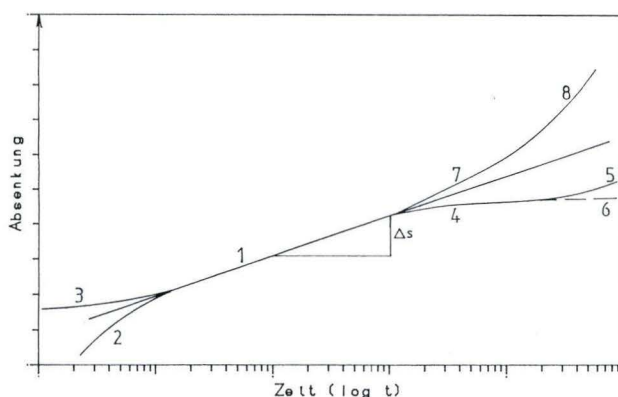


Abb. 1a. Typische Kurvenverläufe der Absenkungsgeraden unter Störeinflüssen; 1: theoretisch anzunehmende Gerade; 2: Vorproduktion; 3: pos. Skineffekt (Gerade nach oben verschoben); 4: Zustrom infolge Leakage, ernährender Randbedingung (z.B. Fluß) oder Nachsickerung; 5: erneuter Wiederanstieg durch Versiegen der Nachsickerung oder des Leakage; 6: konstanter Zufluß aus Leakage oder Randbedingung; 7: undurchlässige Grenze; 8: zweite undurchlässige Grenze bzw. allseitig geschlossener Rand.

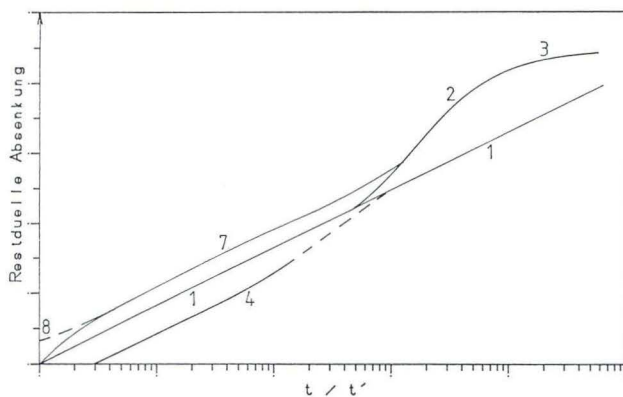


Abb. 1b. Typische Kurvenverläufe der Wiederanstiegsgeraden unter Störeinflüssen; Bedeutung der Zahlen s. Abb. 1a.

Absenkung s gegen die Zeit t wie in Abb. 1a dargestellt (Geradlinienverfahren). Verbindet man die Datenpunkte zu einer Ausgleichsgeraden und trägt man Δs graphisch für eine logarithmische Dekade ab, erhält man die Transmissivität aus (COOPER & JACOB 1946):

$$T = \frac{2,3 Q}{4 \pi \Delta s} \quad [4]$$

Da Gl. 2 eine Approximation der genauen Lösung (THEIS'sche Brunnenfunktion) ist, muß für die Anwendung von Gl. 4 die folgende Bedingung erfüllt sein:

$$t \geq \frac{r_w^2 S}{0,25 T} \quad [5]$$

Diese Grenze entspricht einem Fehler hinsichtlich der Absenkung s von etwa 3%. Die häufig verwendete Grenze von $t \geq r_w^2 S / (0,04 T)$ (die einem Fehler von 1% entspricht) ist dagegen unrealistisch groß. Gl. 5 ist bei der Auswertung der Absenkung am Pumpbrunnen normalerweise auch für kleine Werte von t erfüllt, da der (meist sehr kleine) Brunnenradius mit dem Quadrat in die Ungleichung eingeht.

Verlängert man die Gerade bis zum Schnittpunkt t_0 der Zeit-Achse, kann der Speicherkoeffizient (oder die Nutzporosität) nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$S = \frac{2,25 t_0 T}{r_w^2} \quad [6]$$

Da die Zeit-Achse logarithmisch eingeteilt ist, führen hierbei jedoch schon geringe Fehler hinsichtlich der Geradengleichung, die durch Streuung der Einzelwerte oder Verschiebung der Geraden durch Störeinflüsse verursacht sind, zu völlig falschen Werten des Speicherkoeffizienten. Außerdem ist die Absenkung nur in geringem Maße vom Speicherkoeffizienten abhängig, da die

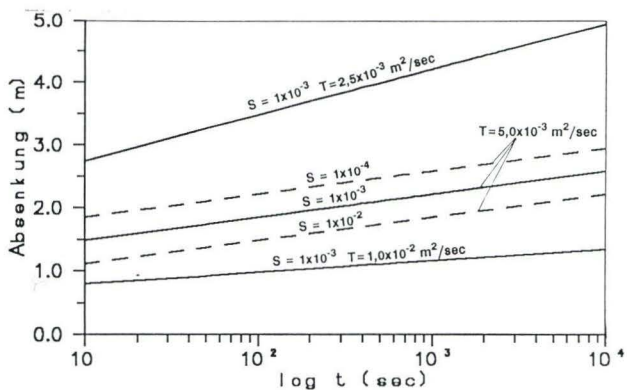


Abb. 2. Absenkung in einem Förderbrunnen in Abhängigkeit von T und S ; $Q = 10$ l/sec, $r_w = 0,1$ m.

ser nur mit dem Logarithmus in die Gleichung eingeht. Dagegen hat die Transmissivität einen wesentlich größeren Einfluß, was in Abb. 2 an einem Beispiel dargestellt ist. Der Speicherkoeffizient wurde um den Faktor 1/10 bzw. 10 gegenüber der Ausgangslage ($S = 0,001$) verändert, und die Transmissivität um den Faktor 1/2 und 2. Während sich bei geändertem Speicherkoeffizienten nur eine geringe Verschiebung der Absenkungsgeraden ergibt, führt die relativ kleine Änderung der Transmissivität zu wesentlich größeren bzw. kleineren Absenkungen im Förderbrunnen.

Demzufolge sind die Transmissivitätswerte, die man mittels Geradlinienverfahren ermittelt, im Gegensatz zu Werten des Speicherkoeffizienten recht zuverlässig, sofern einige wichtige Voraussetzungen zumindest in erster Näherung erfüllt sind, die weiter unten beschrieben werden.

Die Transmissivität kann auch aus den Werten der Wiederanstiegskurve mit einem Geradlinienverfahren berechnet werden (JACOB 1963b). Die nach Abschalten der Pumpe noch verbleibende oder residuelle Absenkung s_r wird hierbei jedoch nicht gegen $\log t$, sondern gegen $\log t/t'$ aufgetragen. t' ist hierbei die seit Pumpenstop vergangene Zeit. Die Auswertung erfolgt in analoger Weise wie beim Geradlinienverfahren für die Absenkung während der Pumpzeit nach Gl. 4. Die Bedingung nach Gl. 5 gilt auch hier für t' . Zusätzliche Informationen über den Aquifer erhält man aus dem Schnittpunkt der Geraden mit der s_r -Achse. Bei einem ungestörten Wiederanstieg müßte die Gerade durch den Punkt mit den Koordinaten ($s_r=0$; $t/t'=1$) laufen. Sofern die Gerade die s_r -Achse bei einem Wert >0 schneidet, ist der Wiederanstieg unvollständig, was auf einen räumlich begrenzten Aquifer hindeutet. Im anderen Fall ist die Wiederanstiegskurve durch Grundwasserneubildung oder eine Kompaktion des Korngerüsts beeinflusst (Abb. 1b).

3. Voraussetzungen für die Anwendung der Auswerteverfahren

Die oben beschriebenen Methoden zur Auswertung eines Pumpversuches basieren auf einer Reihe von Annahmen hinsichtlich der Geometrie und der Materialeigenschaften des Aquifers. Im einzelnen werden folgende Bedingungen vorausgesetzt:

a) geologische und hydraulische Voraussetzungen

- 1) der Aquifer ist homogen und isotrop, d.h. er besitzt überall die gleiche richtungsunabhängige Transmissivität und den gleichen Speicherkoeffizienten
- 2) der Aquifer hat eine theoretisch unbegrenzte Ausdehnung
- 3) zu Beginn des Pumpversuches ist der Strömungsgradient null
- 4) der Aquifer ist im Hangenden und Liegenden von undurchlässigen Schichten begrenzt und dadurch gespannt, so daß die durchflossene Querschnittsfläche konstant bleibt, kein Zu- oder Abfluß in den oder aus dem Aquifer existiert und die Strömungslinien horizontal verlaufen
- 5) mit Absenken des Wasserspiegels fließt Wasser ohne Verzögerung aus dem Speicher

b) technische Voraussetzungen

- 1) die Pumprate ist konstant (Abweichungen von $\pm 3\%$ sind tolerierbar)
- 2) der Brunnen ist vollkommen und durchteuft den ganzen Aquifer

3) Druckverluste am Brunnenrand sind vernachlässigbar

4) der Brunnen hat einen kleinen Durchmesser (theoretisch muß r_w gegen 0 gehen).

Es liegt auf der Hand, daß die meisten der o.g. Bedingungen in der Praxis nicht erfüllt sind, was sich bei der Auswertung in unterschiedlichen Abweichungen von der theoretisch zu erwartenden Absenkungskurve äußert. Der Vorteil des Geradlinienverfahrens liegt darin, daß diese Abweichungen deutlicher hervortreten als bei einer doppeltlogarithmischen Auftragung $\log s$ vs. $\log t$, die für die meisten Typkurvenverfahren üblich ist. Eine Auftragung der ersten Ableitung der Absenkung nach der Zeit ($\log [ds/dt]$), welche für doppeltlogarithmische Typkurvenverfahren zur besseren Identifizierung von Störeinflüssen zusätzlich verwendet wird (BOURDET et al. 1989), ist bei der halblogarithmischen Darstellung nicht notwendig.

Die sich aus Störeinflüssen ergebenden Abweichungen zeigen jeweils einen charakteristischen Verlauf, so daß eine Auswertung des Pumpversuches unter Beachtung bestimmter, sich aus diesen Abweichungen ergebender Einschränkungen möglich ist. Voraussetzung ist hierfür aber eine entsprechende, den spezifischen geologischen Bedingungen angepaßte Auslegung des Pumpversuches.

4. Auswirkung von Störfaktoren auf Absenkung und Wiederanstieg

In der Regel wird ein Aquifer inhomogen und räumlich begrenzt sein. Kleinere Inhomogenitäten äußern sich in einer zufälligen Streuung der Einzelwerte von der theoretisch anzunehmenden Absenkungsgeraden. Sofern jedoch, z.B. durch geologische Störungen bedingt, ein Gestein mit völlig anderer Durchlässigkeit vom Absenkungstrichter erreicht wird, knickt die Gerade nach unten oder oben ab, je nachdem, ob der Aquifer eine wesentlich größere oder kleinere Transmissivität in diesem Randbereich besitzt. Ähnlich verläuft die Absenkungskurve bei Erreichen eines hydraulisch angeschlossenen Flusses oder Sees.

Für die Berechnung der Transmissivität darf dann nur der Teil der Geraden vor dem charakteristischen Knick verwendet werden. Andernfalls muß die Auswertung unter Einbeziehung sog. „imaginärer Brunnen“

(image wells) erfolgen, was den Gebrauch eines speziellen Typkurvenverfahrens erfordert (STALLMAN 1963). Sofern der Absenkungstrichter mehrere undurchlässige oder ernährende Grenzen trifft, ist eine analytische Lösung nicht mehr sinnvoll. In diesem Fall sollte eine numerische Simulation erfolgen, wenn die Ergebnisse aus dem mittels Geradlinienverfahren auswertbaren Anfangsteil nicht ausreichen.

Die Anwendung der DUPUIT-THIEM'schen Formel für den Beharrungszustand im Fall eines undurchlässigen oder ernährenden Randes führt zu falschen Ergebnissen, da die Absenkung im Brunnen dann wesentlich von den Randbedingungen beeinflusst wird. Die Berücksichtigung einer Randbedingung mittels Superposition setzt eine genaue Kenntnis des Absenkungstrichters voraus, was im Fall eines Einzelbrunnens nicht gegeben ist.

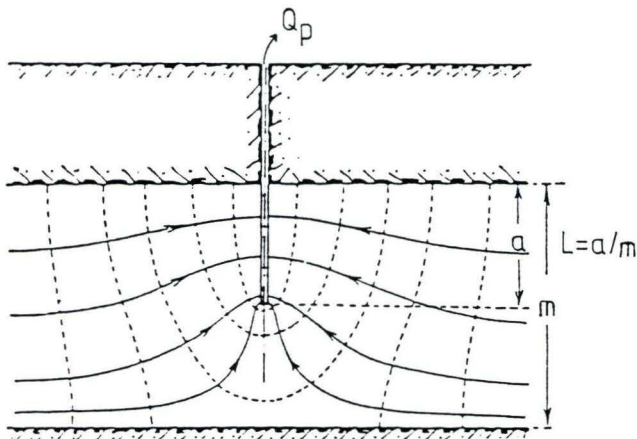


Abb. 3. Auswirkung eines unvollkommenen Brunnens auf die Stromlinien.

Eine Auswertung mit Gl. 1 oder 3 ist deshalb nicht möglich.

Eine nennenswerte Auswirkung des natürlichen Grundwasserfließgefälles auf die Pumpversuchsauswertung ist erst ab einem Gradienten von etwa 0,01 gegeben (DÜRBAUM 1988). D.h., daß für die meisten Grundwasserleiter eine Beeinflussung dieser Art nicht gegeben ist.

Sofern der Aquifer eine Anisotropie hinsichtlich der horizontalen und vertikalen Durchlässigkeit aufweist, ist ein vollkommener Brunnenausbau von besonderer Bedeutung. Grundsätzlich wird die Absenkung durch einen unvollkommen ausgebauten Brunnen vergrößert, was seine Ursache in längeren Fließwegen zum Brunnen hat (s. Abb. 3). Nach KOZENY (1933) kann die durch den unvollkommenen Ausbau des Brunnens bedingte geringere Förderate Q_p gegenüber einem vollkommenen Brunnen durch folgende halbempirische Formel berechnet werden:

$$Q_p/Q = L \left[1 + 7 \left[\sqrt{r_w/(2Lm)} \cos \left[\frac{1}{2} \pi L \right] \right] \right] \quad [7]$$

Hierbei ist M die Länge der Eintauchtiefe des Brunnens bezogen auf die Mächtigkeit m des Aquifers. Die Formel, welche eine Vereinfachung einer von MUSKAT (1932) analytisch abgeleiteten Gleichung darstellt, gilt nur für einen Förderbrunnen in einem homogenen Aquifer im Beharrungszustand und nur für einen unvollkommenen Ausbau wie in Abb. 3 dargestellt. Bei der Anwendung von Gl. 1 oder 3 muß die tatsächliche Förderrate Q_p mit dem Quotienten aus Q/Q_p bzw. dem reziproken Wert der rechten Seite der Gl. 7 multipliziert werden.

Sofern der Aquifer eine anisotrope Durchlässigkeit besitzt, kann Gl. 7 durch Einsetzen eines Korrekturfaktors $\sqrt{k_f/k_r}$ modifiziert werden (ARMBRUSTER et al. 1976). Zur Auswertung eines Pumpversuches muß aber

das Verhältnis k_f/k_r bekannt sein. Da dies bestenfalls abgeschätzt werden kann, eignet sich dieses Verfahren nur zur Berechnung eines „worst case“.

Eine Auswertung des instationären Teils der Absenkungskurve bei einem unvollkommenen Brunnen ist mittels Geradenverfahren ebenfalls möglich. Die rechte Seite der Gl. 2 wird um einen additiven Term erweitert, der den zusätzlichen Druckverlust durch die partielle Einbindung ausdrückt (HANTUSH 1961 u. 1964):

$$s = \frac{2,3 Q}{4 \pi T} \left[\log \frac{2,25 T t}{r_w^2 S} + f_s \right] \quad [8]$$

Der Parameters f_s wird auch Pseudo-Skin Faktor (für partielle Einbindung) genannt. Eine explizite Berechnung von f_s (die relativ aufwendig ist) ist zur Auswertung nicht erforderlich, da die halblogarithmisch aufgetragene Absenkungskurve durch den unvollkommenen Brunnen ab einer Zeit t_p nur um den Betrag des zusätzlichen Druckverlustes nach oben verschoben ist.

Ist der Brunnen entweder im oberen oder im unteren Teil des Aquifers verfiltert, wird die Steigung der Absenkungskurve s vs. $\log t$ nach einer Zeit:

$$t_p \geq \frac{m S}{4 k_f} \quad [9]$$

nicht mehr von der partiellen Einbindung beeinflusst sein, so daß für die Bestimmung der Transmissivität Gl. 4 verwendet werden kann; im Fall einer mittig im Aquifer angeordneten Filterstrecke verringert sich dieser Wert um den Faktor 0,25 (STRELTSOVA-ADAMS & MCKINLEY 1981).

In vielen Fällen besitzt der Aquifer eine freie Oberfläche, ist also ungespannt, wodurch einige Unterschiede zur Absenkung bei gespannten Verhältnissen entstehen. Entgegen einer weitverbreiteten Ansicht darf für die Berechnung der Transmissivität bei freiem Wasserspiegel die Absenkung s im Brunnen nicht mit der sog. Sickerstrecke korrigiert werden. Die Sickerstrecke entsteht durch den abrupten Wechsel der Durchlässigkeit vom Aquifer zum relativ gut durchlässigen Brunnenfilter und ist keine Folge eines Brunneneintrittswiderstandes (BEAR 1979, BUSCH et al. 1993). Die tatsächliche freie Oberfläche liegt am Brunnenrand um den Betrag der Sickerstrecke höher als die rechnerische DUPUIT-Oberfläche, die in Gl. 1 und 2 unter Verwendung der korrigierten Absenkung s' (s. Gl. 10) berechnet wird, weshalb eine Korrektur nicht notwendig ist.

Mit zunehmender Absenkung wird bei ungespannten Verhältnissen die durchflossene Fläche kleiner und damit das Gefälle größer. Bei zu großer Pumprate entstehen vertikale Strömungskomponenten, die einen erhöhten Druckverlust verursachen. Die aus Gl. 3 oder 4

berechnete Transmissivität wird dadurch zu klein. Bei Absenkungen, die kleiner als etwa 25% der anfänglichen Aquifermächtigkeit betragen, ist der Fehler bei isotroper Durchlässigkeit noch tolerierbar. Um den Einfluß der während des Pumpversuches geringer werdenden Mächtigkeit auf den Wert der Transmissivität zu kompensieren, muß diese aber mit einer korrigierten Absenkung s' anstelle der in Gl. 3 und Gl. 4 enthaltenen Absenkung s berechnet werden, die aus folgender Gleichung erhalten wird (JACOB 1963a):

$$s' = s - \frac{s^2}{2m} \quad [10]$$

Eine weitere Auswirkung eines freien Wasserspiegels ist die Nachsickerung von Kapillarwasser aus dem ungesättigten Bereich des Absenkungstrichters, was besonders bei Aquiferen aus einer Wechselfolge von grobem und feinem Material, also z.B. kiesige Grobsande und schluffige Fein- und Mittelsande, auftritt. Die Nachsickerung äußert sich in einer verlangsamten Absenkung, d.h. die halblogarithmische Gerade s' gegen $\log t$ knickt leicht nach unten ab (s. Abb. 1). Einen ähnlichen Effekt beobachtet man auch bei Kluftgrundwasserleitern insbesondere aus Sandstein, bei denen auch unter gespannten Verhältnissen eine Entwässerung der porösen Gesteinsmatrix verspätet einsetzt und dadurch die Absenkung im Aquifer verlangsamt (sog. dual-porosity-effect).

Im Falle einer verzögerten Entleerung aus dem ungesättigten Kapillarbereich oder der Gesteinsmatrix ist ein Beharrungszustand anzustreben, da die Nachsickerung auf den mittleren Teil der Absenkungskurve beschränkt ist und somit beim Beharrungszustand keinen Einfluß auf die Absenkung hat. Alternativ kann auch der frühzeitige Verlauf der Absenkung mittels Geradlinienverfahren ausgewertet werden, sofern die Bedingung nach Gl. 5 erfüllt ist, oder es findet ein spezielles Auswerteverfahren nach BOULTON (1963) oder NEUMAN (1975) Verwendung.

Der frühzeitige Verlauf der Absenkung ist jedoch häufig durch andere Einflüsse gestört. Bei einem großen Brunnenradius und kleiner Transmissivität wird bei Pumpbeginn zuerst nur Wasser aus dem Brunnen und erst mit einer zeitlichen Verzögerung aus dem Aquifer gefördert (Vorproduktion nach VOIGT & HÄFNER 1982). Nach Abschalten der Pumpe strömt weiterhin Wasser aus dem Aquifer in den Brunnen, wodurch die Aufspiegelung im Brunnen verzögert einsetzt (Nachproduktion). Dies äußert sich in einem gestörten Anstieg der Wiederanstiegsgeraden in der halblogarithmischen Darstellung (Abb. 1b). Bei einer doppeltlogarithmischen Auftragung ($\log s$ gegen $\log t$) wird die Absenkungs- und Wiederanstiegsgerade durch den Einfluß der Vor- und

Nachproduktion zu einer Geraden mit der Steigung 1 (PAPADOPULOS & COOPER 1967).

Eine entgegengesetzte Wirkung hat der positive Skin- oder Pseudoskinneffekt, der den zusätzlichen, mit der Förderrate linear ansteigenden Druckverlust durch eine kolmatisierte Filterschicht oder eine Zone geringerer Durchlässigkeit um den Brunnen ausdrückt. Letzteres ist eine häufige Erscheinung in geklüfteten Aquiferen, wenn der Brunnen nur einen unvollkommenen Anschluß an eine gut durchlässige Kluft besitzt. Ein negativer Skineffekt liegt im Falle einer erhöhten Durchlässigkeit im Nahbereich des Brunnens vor. Der Skinfaktor wird durch die folgende Gleichung definiert (HAWKINS 1956):

$$S_F = (T/T_{wb} - 1) \ln(r_{wb}/r_w) \quad [11]$$

mit T_{wb} als Transmissivität der Skinzone und r_{wb} als deren Durchmesser. Der Skinfaktor reicht von $S_F = \infty$ für vollständig dichte Bohrungen bis $S_F = -5$ für stimulierte Brunnen. Der durch den Skineffekt verursachte zusätzliche Druckverlust berechnet sich nach (VAN EVERDINGEN 1953):

$$s(S_F) = S_F Q / (2 \pi T) \quad [12]$$

Die Vorproduktion hat im Gegensatz zum Skineffekt keinen Einfluß auf die Absenkung im Beharrungszustand, so daß eine Auswertung mittels Gl. 1 oder 3 erfolgen kann. Wertet man den instationären Teil aus, darf die Berechnung von s nur mit dem Kurvenast erfolgen, auf den die Vorproduktion keinen Einfluß mehr hat.

Aus den Typkurven von PAPADOPULOS & COOPER (1967) kann der Zeitpunkt, ab dem die halblogarithmisch aufgetragene, durch Vorproduktion gestörte Absenkungskurve mittels Geradlinienverfahren ausgewertet werden kann, berechnet werden. Dieser beträgt in ausreichender Näherung:

$$t > \frac{25 r_w^2}{T} \quad [13]$$

Zur sicheren Identifizierung der Vor- und Nachproduktion bedarf es sehr frühzeitiger und häufiger Messungen des Wasserspiegels direkt nach Ein- bzw. Abschalten der Pumpe. Das gilt auch für die Erfassung der Skineffekt-bedingten zusätzlichen Absenkung, da diese ebenfalls den Anfangsteil der Absenkungsgeraden beeinflusst. Eine Auswertung für den Beharrungszustand mit Gl. 3 ist bei Vorliegen eines Skineffektes nicht möglich, sofern man nicht den zusätzlichen Druckverlust von der Gesamtabenkung subtrahiert.

Die Berechnung des Skinfaktors bzw. des Skineffekt-bedingten Druckverlustes kann mit einem modifizier-

ten Geradenverfahren erfolgen. Um den zusätzlichen Druckverlust durch die Skinzone zu berücksichtigen, wird Gl. 2 um Gl. 12 erweitert (STRELTSOVA 1988):

$$s = \frac{2,3 Q}{4 \pi T} \left[\log \frac{2,25 T t}{r_w^2 S} + 0,87 S_F \right] \quad [14]$$

Bei der halblogarithmischen Auftragung von s gegen $\log t$ macht sich der positive Skineffekt durch eine Verteilung der Absenkungskurve bzw. eine Verflachung der Wiederanstiegskurve im Anfangsteil bemerkbar (s. Abb. 1 und 2). Die Absenkungsgerade wird dadurch um den Betrag von $s(S_F)$ aus Gl. 12 parallel verschoben. Für die Auswertung nach Gl. 4 dürfen demnach nur die Absenkungsbeträge nach rel. langer Pumpzeit bzw. langem Wiederanstieg verwendet werden, was in Abb. 4 an einer Wiederanstiegskurve für einen geringergiebigem Buntsandsteinaquifer gezeigt ist. Die Kurve ist zusätzlich noch durch den Effekt der Nachproduktion beeinflusst.

Für die Bestimmung des Skinfaktors S_F mittels Geradenverfahren muß der Speicherkoeffizient S (oder n_p) geschätzt werden. Der Skinfaktor wird aus Gl. 14 berechnet, indem Werte für s und t aus der Absenkungsgeraden abgelesen und in Gl. 14 eingesetzt werden. Ist die Absenkungskurve zusätzlich zum Skineffekt noch durch den Einfluß der Vorproduktion beeinflusst, können spezielle Typkurvenverfahren verwendet werden wie z. B. das von AGARWAL et al. (1970) oder das von GRINGARTEN et al. (1979), bei denen eine dimensionslose Absenkung $s_D = (2 \pi T s)/Q$ gegen eine dimensionslose Zeit $t_D = T t / (r_w^2 S)$ abgetragen wird. In Abb. 5 ist die Auswertung eines Pumpversuches in geklüfteten Gneisen, bei dem die Absenkungskurve durch Vorproduktion und Skineffekt gestört ist, exemplarisch nach dem Verfahren von GRINGARTEN et al. (1979) dargestellt. Bei diesem Beispiel erfolgte die erste Messung 2 Minuten nach Beginn der

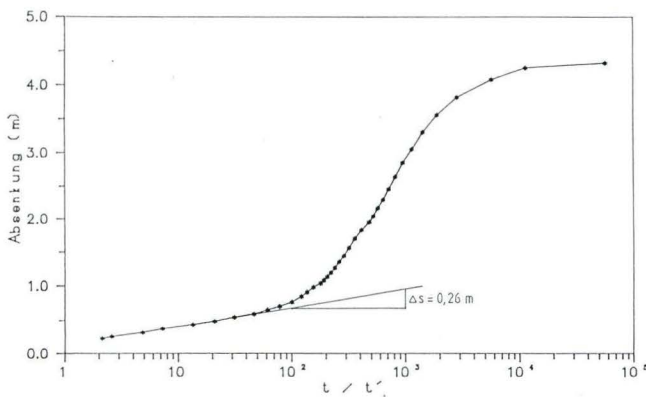


Abb. 4. Wiederanstiegskurve eines Pumpversuches in geklüftetem Buntsandstein (sm,V,st, Wächtersbach) gestört durch Nachproduktion und positiven Skineffekt.

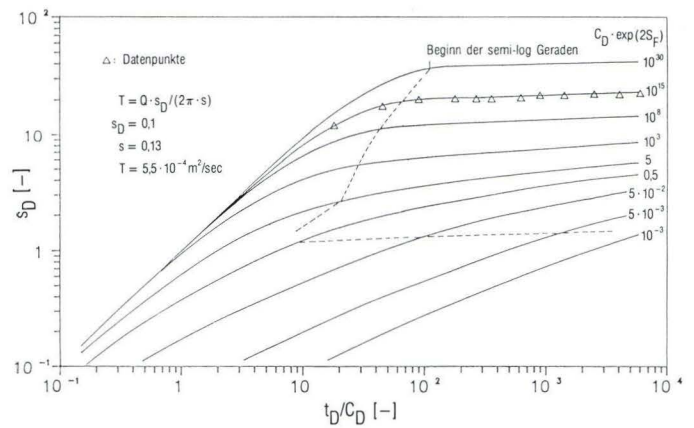


Abb. 5. Auswertung der Datenpunkte eines Pumpversuches in kristallinem Gebirge des Vorspessarts mittels Typkurvenverfahren von GRINGARTEN et al. (1979); s = Absenkung am „match point“.

Förderung, wodurch eine eindeutige Anpassung erschwert wurde, da die meisten Datenpunkte auf dem geraden Kurvenast liegen. Das Beispiel verdeutlicht die Bedeutung der frühzeitigen Messung der Absenkung, sofern man den Skinfaktor berechnen will.

Ein besonderes Problem stellen Druckverluste durch turbulente Strömung dar, die mit dem Skineffekt bedingten Druckverlust verwechselt werden können (sie können natürlich auch gemeinsam auftreten). Eine Abweichung von der linearen Beziehung zwischen Förderrate und Grundwassergradient erfolgt dabei bereits vor Einsetzen der Turbulenz, da Trägheitskräfte beim Durchströmen der gewundenen Fließkanäle im Aquifer schon bei relativ geringen Geschwindigkeiten wirksam werden. Eine kritische Geschwindigkeit für das Auftreten zusätzlicher Druckverluste kann nicht angegeben werden, da der Übergang fließend ist (im Gegensatz zum Umschlag von laminarer zu turbulenter Strömung in Rohrleitungen) und letztlich vom tolerierbaren Fehler abhängt. Mathematisch kann der Druckverlust durch Turbulenz proportional zum Quadrat der Förderrate ausgedrückt werden (JACOB (1946), RAMEY (1982)):

$$s = \frac{2,3}{4 \pi T} \left[\log \frac{2,25 T t}{r_w^2 S} \right] Q + CQ^2 \quad [15]$$

bzw.

$$s = BQ + CQ^2 \quad [16]$$

Eine sichere Identifizierung und Unterscheidung vom Skineffekt bedingten Druckverlust ist nur durch eine stufenweise Erhöhung der Pumpleistung möglich. Sofern ein positiver Skineffekt vorliegt, erhält man unabhängig von der Förderrate eine charakteristische Verteilung der Absenkungskurve im Anfangsteil,

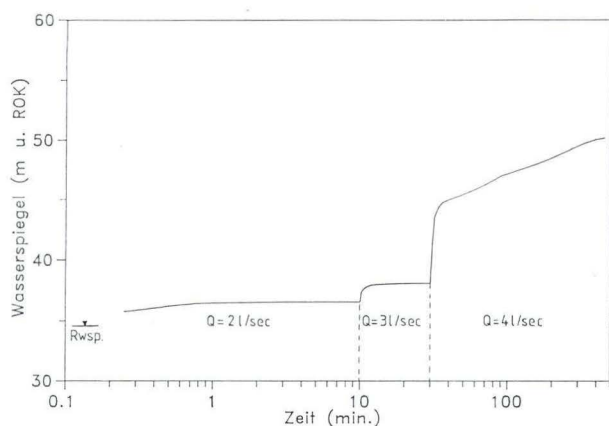


Abb. 6. Absenkungskurve eines Leistungspumpversuches in geklüftetem Buntsandstein (so1 und so2, Wertheim).

während der turbulenzbedingte Druckverlust sich erst mit Ansteigen der Förderrate einstellt, wie dies in Abb. 6 am Beispiel eines Pumpversuches in einem Kluffgrundwasserleiter dargestellt ist.

Im allgemeinen wird der Pumpversuch mit 3 sukzessiv ansteigenden Förderraten durchgeführt. Bei Kluffgrundwasserleitern kann es günstiger sein, mit der größten Förderrate zu beginnen, um den Einfluß freigespülter Klüfte auch bei den geringeren Förderraten zu berücksichtigen. Wird bei mindestens 3 Leistungsstufen ein Beharrungszustand erreicht, kann der Wert des Koeffizienten C aus der Gleichung $s/Q = B + CQ$ graphisch oder durch Regression ermittelt werden. Bei instationärer Strömung kann ein Verfahren nach HANTUSH (1964) zur Bestimmung von C verwendet werden. Der Nachteil des Stufenpumpversuches liegt darin, daß nur die Absenkungskurve des 1. Teils für das normale Geradenverfahren verwendet werden kann und für die anderen Pumpstufen und die Wiederanstiegsphase spezielle Auswerteverfahren wie z.B. von VAN DER KAMP (1989) und KAWECKI (1993) notwendig sind. Diese Schwierigkeit umgeht man, indem nach jeder Pumpstufe die Förderung bis zum Wiederanstieg auf den Ruhewasserspiegel unterbrochen wird. Dies bietet zusätzlich die Möglichkeit, die Wiederanstiegskurven auszuwerten.

Ein weiterer Störfaktor bei geschichteten Aquiferen ist der Zufluß (Leakage) aus zumeist hangenden, seltener liegenden Grundwasserstockwerken, die durch Aquitarden vom produzierenden Aquifer getrennt sind. Die begrenzenden Schichten sind hierbei halbdurchlässig, d.h. sie weisen k_f -Werte von 10^{-5} - 10^{-8} m/sec auf. Ist die Durchlässigkeit kleiner, ist der vertikale Zufluß während des Pumpversuches meist vernachlässigbar. Ein besonderes Augenmerk muß auf hydraulische Fenster in den Aquitarden gelegt werden, da diese zu Strö-

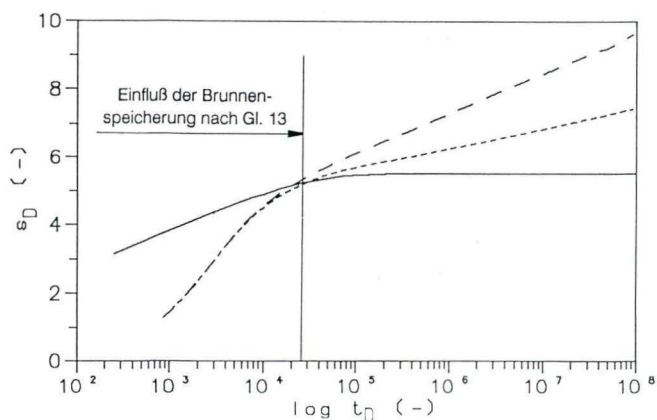


Abb. 7. Absenkungskurven eines leaky Aquifers; durchgezogen: Lösung nach HANTUSH & JACOB (1955); fein gestrichelt: numerisch berechnet mit Berücksichtigung der Absenkung im oberen, einspeisenden Stockwerk und der Vorproduktion; weit-gestrichelt: COOPER-JACOB-Lösung mit Vorproduktion numerisch berechnet (entspricht PAPADOPULOS-COOPER-Kurve).

mungskurzschlüssen führen können. Erreicht der Absenkungstrichter ein hydraulisches Fenster, wird ein Abknicken der Absenkungskurve die Folge sein, während der Zufluß durch geringdurchlässige Schichten eher ein allmähliches Abbiegen der Kurve zur Folge hat.

Zur Berechnung der Transmissivität kann eine Auswertung mit dem Geradenverfahren für den leakageunbeeinflussten Anfangsteil der Absenkungskurve vorgenommen werden, für den die Bedingung:

$$t < \frac{m' S}{20 k_f'} \quad [18]$$

erfüllt ist (KRUSEMANN & DE RIDDER 1991). Dies erfordert eine Abschätzung der Mächtigkeit m' und der Durchlässigkeit k_f' der Aquitarde, was in den meisten Fällen aufgrund der möglichen Schwankungsbreite von k_f' kaum zu genauen Ergebnissen führen wird. Es erscheint in diesem Fall sinnvoller, den Leakage-unbeeinflussten Teil der Absenkungskurve nach deren Verlauf subjektiv abzugrenzen oder ein spezielles Auswerteverfahren nach HANTUSH (1964) zu verwenden. Dieses basiert aber auf einigen Annahmen wie z. B. gleiches Potential im einspeisenden und produzierenden Stockwerk z. Zt. $t = 0$, keine Absenkung im einspeisenden Stockwerk und unverzögertes Ansprechen der als homogen angenommenen Aquitarde, die in der Praxis selten erfüllt sind. Die Genauigkeit der damit errechneten Werte, insbesondere die Durchlässigkeit der Aquitarde, sollte deshalb nicht überschätzt werden. In Abb. 7 ist dies anhand eines Vergleiches von analytisch mittels eines Verfahrens nach HANTUSH & JACOB (1955) und numerisch mittels eines finiten Differenzen Programms von RATHOD &

RUSHTON (1991) berechneten Potentialen dargestellt. Aufgetragen ist die dimensionslose Absenkung s_D gegen den Logarithmus der dimensionslosen Zeit t_D für einen Pumpversuch in einem leaky Aquifer ($T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$, $S = 10^{-3}$, $kf' = 5 \times 10^{-7} \text{ m/sec}$, $m' = 1 \text{ m}$, $Q = 10^{-2} \text{ m}^3/\text{sec}$, $r_w = 0,2 \text{ m}$). Der Anfangsteil der numerisch berechneten Absenkungskurve wird durch die Vorproduktion bis etwa $t_D = 2 \times 10^4$ charakterisiert. Hierdurch wird die Absenkungskurve gegenüber der HANTUSH-Kurve nach unten verschoben. Durch die Absenkung im überlagerten Aquifer, die in der numerischen Lösung berücksichtigt wird, entsteht im Gegensatz zur HANTUSH-Kurve

kein stationärer Zustand. Eine Auswertung mit dem HANTUSH-Verfahren ist deshalb nicht möglich. Da der Einfluß des Leakage direkt nach Beendigung der Vorproduktion einsetzt, ist die Absenkungskurve auch nicht mit dem Geradlinienverfahren auswertbar.

Sofern man eine numerische Auswertung mit einem finite Elemente oder finite Differenzen Modell wählt, ergibt sich aufgrund der Vielzahl zu variierender Parameter einerseits und der beschränkten Datenmenge andererseits das Problem der Nichteindeutigkeit der berechneten Parameter bzw. der zugrundegelegten Modellstruktur (ASCHENBRENNER & OSTIN 1995).

5. Zusammenfassung

Die dargestellten Störeinflüsse lassen sich nach dem Zeitpunkt ihres Auftretens in zwei Gruppen einteilen:

- a) Vor- und Nachproduktion, Skin- bzw. Pseudoskin-effekt, und Druckverluste durch unvollkommenen Ausbau (linear) oder Turbulenz (nichtlinear) treten in der Anfangsphase des Pumpversuches bzw. jeder Leistungsstufe auf. U. U. kann der Turbulenzeinfluß relativ lange anhalten, wenn sich die turbulente Strömung radial durch Verteilung des Gradienten im Aquifer ausbreitet. Bis auf die Vor- und Nachproduktion führen alle anderen Einflußfaktoren zu einer größeren Absenkung in der mittleren und späten Phase des Pumpversuches. Die Absenkungsgerade in der halblogarithmischen Auftragung von s vs. $\log t$ ist dadurch parallel verschoben.
- b) Nachsickerung, Leakage und störende Randbedingungen treten im mittleren und späten Teil auf. Die Nachsickerung ist zeitlich beschränkt und tritt im Beharrungszustand nicht mehr auf. Die zeitliche Entwicklung des Zuflusses aus hangenden oder liegenden Aquiferstockwerken hängt von der Entwicklung der Potentialdifferenz ab. Ist der speisende Aquifer z.B. ein geringmächtiger Auengrundwasserleiter, kann dieser trockenfallen, so daß im Quasi-Behar-

rungszustand kein Leakage mehr auftritt. Störende Randbedingungen treten meist erst in der Spätphase des Pumpversuches auf und verändern die Absenkungskurve signifikant.

Der Einfluß der unter b) genannten Störfaktoren führt meist zu einer Form der Absenkungskurve, die eine Auswertung mit dem Geradlinienverfahren erschwert oder unmöglich macht.

In Tab. 1 ist dargestellt, wie die einzelnen Störfaktoren die Auswertung mit den beiden Standardverfahren beeinflussen. In der Praxis überlagern sich oft mehrere dieser Störfaktoren, was eine eindeutige Interpretation des Pumpversuches erschwert.

Die dargestellten Beispiele verdeutlichen die Notwendigkeit, Wasserspiegelmessungen sehr frühzeitig nach Beginn der Förderung durchzuführen, um so wichtige Informationen über die Leistungsfähigkeit des Brunnens und des Aquifers zu erhalten. Oft ist gerade der erste Teil der Absenkungskurve für die Auswertung entscheidend. In diesem Zusammenhang erscheint eine kontinuierliche Messung mittels Drucksensoren angebracht zu sein. Erstens ist die Anzahl der Messungen viel größer, und zweitens ist auch die Genauigkeit bei schnell fallendem Wasserspiegel wesentlich besser als bei Messungen mit dem Lichtlot.

Tabelle 1. Eignung des Geradlinienverfahrens nach COOPER & JACOB und der Dupuit-THIEM'schen Gleichung für die Auswertung eines Pumpversuches unter Verwendung der Brunnenabsenkung bei verschiedenen Störfaktoren

	Vor-/Nachproduktion	Skinfaktor	Turbulenz	Randbedingungen	Ungespannt	Nachsickerung	Leakage	Unvollkommen
COOPER & JACOB	o	o	o	o	o	o	o	o
DUPUIT	+	o	-	-	o	+	-	o

+: Anwendung ohne Einschränkung möglich
 o: Anwendung mit Einschränkung möglich
 -: Anwendung nicht möglich

6. Definitionen

C	sec/m ²	Turbulenzkoeffizient	r _w	m	wirksamer Brunnenradius
f _s	-	Pseudo-Skinfaktor bei unvollkommenem Brunnen	r _{wb}	m	Radius der Skinzone
kf'	m/sec	hydraulische Durchlässigkeit der Aquitarde	s	m	Absenkung
kf _r	m/sec	radiale hydraulische Durchlässigkeit	s _D	-	dimensionslose Absenkung (s _D = 2 πTs/Q)
kf _v	m/sec	vertikale hydraulische Durchlässigkeit	s'	m	korrigierte Absenkung
L	-	Verhältnis von Filterlänge zu Aquifermächtigkeit	s _r	m	residuelle Absenkung
m	m	Mächtigkeit des Aquifers	S	-	Speicherkoeffizient
m'	m	Mächtigkeit der Aquitarde	S _F	-	Skinfaktor
n _e	-	Nutzporosität	T	m ² /sec	Transmissivität
Q	m ³ /sec	Förderrate	T _{wb}	m ² /sec	Transmissivität der Skinzone
R	m	Reichweite	t	sec	Zeit
			t _D	-	dimensionslose Zeit (t _D = Tt/(r _w ² S)
			t'	sec	Zeit während der Wiederanstiegsphase

7. Schriftenverzeichnis

- AGARWAL, R. G., AL-HUSSAINY, R. & RAMEY, H. J. (1970): An Investigation of Wellbore Storage and Skin-effect in Unsteady Liquid Flow: I. Analytic Treatment. Soc. Pet. Eng. J. 10: 279-290; Dallas.
- ARMBRUSTER, J., BARTEL, H., ESSLER, H., HOLDERMANN, D., LILICH, W., MEZ, C., SCHNEPE, R., STRAYLE, G. & UHLENDAHL, A. W. (1976): Pumpversuche in Porengrundwasserleitern. Hrsg. v. Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- ASCHENBRENNER, F. & OSTIN, A. (1995): Automatic parameter estimation applied on a groundwater model: The problem of structure identification. Environmental Geology 25(3): 205-210; New York.
- BANKS, D. (1992): Estimation of apparent transmissivity from capacity testing of boreholes in bedrock aquifers. Applied Hydrogeology 1(4): 5-19; Hannover.
- BEAR, J. (1979): Hydraulics of Groundwater. McGraw-Hill; New York.
- BOULTON, N. S. (1963): Analysis of Data from Non-Equilibrium Pumping-Tests Allowing for Delayed Yield from Storage. Proc. Inst. Civil Eng. 26: 469-482; London.
- BOURDET, D., AYOUB, A. & PIRARD, Y. M. (1989): Use of Pressure Derivative in Well-Test Interpretation. SPE Formation Evaluation 6: 293-302; Dallas.
- BUSCH, K. F., LUCKNER, L. & THIEMER, K. (1993): Geohydraulik. Bornträger Verlag; Stuttgart.
- CARLSSON, L. & CARLSTEDT, A. (1977): Estimation of transmissivity and permeability in Swedish bedrock. Nordic Hydrol. 8: 103-116.
- COOPER, H. H. & JACOB, C. E. (1946): A Generalized Graphical Method for Evaluating Formation Constants and Summarizing Well-Field History. Trans. Am. Geophys. Union 27: 526-534; Richmond, VA.
- DÜRBAUM, H. J. (1988): kf-Wert Bestimmungen aus Pumpversuchen unter nichtstationären Bedingungen. In: SCHNEIDER, H.: Die Wassererschließung: 693-711, Vulkan Verlag; Essen.
- GRINGARTEN, A. C., BOURDET, D. P., LANDEL, P. A. & KNAZIEFF, V. J. (1979): Comparison between Different Skin and Wellbore Storage Type-Curves for Early-Time Transient Analysis. SPE-Paper 8205, 54th Conf. SPE Las Vegas.
- HANTUSH, M. S. (1961): Drawdown Around a Partially Penetrating Well. J. Hydr. Div., Proc. ASCE 87(HY4): 83-98; New York.
- (1964): Hydraulics of Wells. Advances in Hydrosciences I: 281-432; New York.
- & JACOB, C. E. (1955): Non-steady flow in an infinite leaky aquifer. Trans. Am. Geophys. Union 36: 95-100; Richmond, VA.
- HAWKINS, M. F. (1956): A Note on the Skin Effect. Transactions AIME 207: 356-357; Dallas.
- JACOB, C. E. (1946): Drawdown Test to Determine Effective Radius of Artesian Well. Proc ASCE 79(5): 629-646; New York.
- (1963a): Determining the Permeability of Water-Table Aquifers. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1536-I: 245-271; Washington, D. C.
- (1963b): The Recovery Method for Determining the Coefficient of Transmissibility. USGS Water-Supply Paper 1536-I: 283-292; Washington, D. C.
- KAWECKI, M. W. (1993): Recovery analysis from pumping tests with stepped discharge. Ground Water 31(4): 585-592; Dublin, OH.
- KOZENY, J. (1933): Theorie und Berechnung der Brunnen. Wasserkraft und Wasserwirtschaft, 28(8): 88-92, 101-105 u. 113-116.
- KRUSEMANN, G. P. & DE RIDDER, N. A. (1991): Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. ILRI Publication 47; Wageningen.
- LOGAN, J. (1964): Estimating Transmissibility from Routine Production Tests of Water Wells. Ground Water 2(1): 35-37; Dublin, OH.
- MOENCH, A. F. (1984): Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir with Fracture Skin. Water Resources Research 20(7): 831-846; Washington, D. C.
- MUSKAT, M. (1932): Potential Distribution in Large Cylindrical Discs with Partially Penetrating Electrodes. Physics 2(5): 329-384.
- NEUMAN, S. P. (1975): Analysis of Pumping-Test Data from Anisotropic Unconfined Aquifers Considering Delayed Gravity Response. Water Resources Research 11(2): 329-342; Washington, D. C.
- PAPADOPULOS, S. S. & COOPER, H. H. (1967): Drawdown in a Well of Large Diameter. Water Resources Research 3: 241-244; Washington, D. C.
- RAMEY, H. J. (1982): Well-loss Function and the Skin Effect. In: NARASIMHAN (Hrsg.): Recent Trends in Hydrogeology. Geol. Soc. Am. Special Paper 189: 265-271; Boulder.
- RATHOD, K. S. & RUSHTON, K. R. (1991): Interpretation of Pumping from two-Zone Layered Aquifers using a Numerical Model. Ground Water 29(4): 499-509; Dublin, OH.
- STALLMAN, R. (1963): Type Curves for the Solution of Single-Boundary Problems.

- USGS Water Supply Paper 1545-C: 45-47; Washington, D. C.
- STRELTSOVA, T. D. (1988): Well Testing in Heterogeneous Formations. John Wiley & Sons; New York.
- STRELTSOVA-ADAMS, T. D. & MCKINLEY, R. M. (1981): Effect of Partial Completion on the Duration of Afterflow and Beginning of the Formation Straight Line on a Horner Plot. *J. Petroleum Technology* **33**: 550-552; Dallas.
- THEM, G. (1906): Hydrologische Methoden. J. M. Gebhardts Verlag; Leipzig.
- VAN DER KAMP, G. (1989): Calculation of Constant-Rate Drawdowns from Stepped-Rate Pumping-Tests. *Groundwater* **27**(2): 175-183; Dublin, OH.
- VAN EVERDINGEN, A. F. (1953): The Skin Effect and its Influence on the Productive Capacity of a Well. *Petrol. Trans. AIME* **198**: 171-176; Dallas.
- VOIGT, H. D. & HÄFNER, F. (1982): Interpretation instationärer Testergebnisse mit Störeffekten. *Z. angew. Geol.* **28**(7): 337-347; Berlin.

Manuskript eingegangen am 10. 5. 1995, angenommen am 28. 6. 1995

Heinrich Zakosek †



Eine große Trauergemeinde, zu der sich auch Lehrer, Schüler, Kollegen und Mitarbeiter von Universitäten, Forschungsanstalten und Geologischen Landesämtern zusammengefunden hatten, nahm am 21. Oktober 1994 in der Pfarrkirche Heilig Geist auf dem Bonner Venusberg Abschied von Professor Dr. HEINRICH ZAKOSEK. Er starb am 14. Oktober nur wenige Wochen nach dem Bekanntwerden einer Erkrankung, die ihn mitten aus seiner Arbeit riß.

Sein Lebensweg begann am 14. Mai 1925 in Duisburg. Wie viele seiner Altersgefährten mußte er frühzeitig die Schulbank verlassen, um in den Krieg zu ziehen. Noch nicht zwanzigjährig kehrte er mit einer schweren Schußverletzung zurück. Fortan war für ihn der Krückstock ein unentbehrliches Utensil. Es war eindrucksvoll, ihn mit Kollegen, Mitarbeitern oder Studenten bei Geländebegehungen zu erleben.

Nach der praktischen Vorbereitungszeit in einem landwirtschaftlichen Betrieb besuchte er eine Höhere

Landbauschule, die er mit der Hochschulreife verließ, um anschließend das Studium der Landwirtschaft an der Universität fortzusetzen. Er beendete seine Studienzeit mit einer im Jahre 1952 eingereichten Dissertation „Über die Deutung des Profilgepräges gleiartiger Böden“, für die etwa zur selben Zeit die heute übliche Bezeichnung Pseudogley eingeführt wurde. Während seiner Mitarbeit an einer Bodenübersichtskarte in der Rheinpfalz für das Geologische Landesamt Rheinland-Pfalz entwickelte sich sein Interesse an der Schwarzerde und der Smonitza. Seine Habilitationsschrift beschäftigte sich daher mit den Steppenböden im nördlichen Oberrheintal.

Mit seinem Eintritt ins Hessische Landesamt für Bodenforschung 1953 nahm er in Hessen die unterbrochene Weinbergskartierung 1:2 500 wieder auf. Dies war der Beginn einer sich über Jahrzehnte erstreckenden erfolgreichen Tätigkeit, die mit dem Kartenwerk „Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000“ und einer Abhandlung mit Atlas über die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete große Anerkennung fand. Durch Vorträge und Veröffentlichungen in Publikationsorganen von Winzerorganisationen sowie in Schriften für Freunde des Weins trug er zu einer Verbreitung der Arbeitsergebnisse bei.

17 Jahre lang leitete er im Hessischen Landesamt für Bodenforschung die Bodenkunde. Auf die Bodenkartierung der Weinbaugebiete folgten die Arbeiten an der Bodenkarte von Hessen 1:25 000. Als erstes Kartenblatt dieser Art in Hessen erschien im Jahre 1963 das von HEINRICH ZAKOSEK im größeren, hessischen Teil wissenschaftlich bearbeitete Blatt 5914 Eltville am Rhein.

Dem Kartierausschuß der Geologischen Landesämter, der die Federführung der ersten Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (1965) innehatte, gehörte er ebenso an wie der Expertengruppe, die diese Anleitung für die zweite Auflage (1971) überarbeitete.

Bereits im Jahre 1957 hatte er an der Johannes-Gutenberg-Universität in Mainz einen Lehrauftrag für Bodenkunde übernommen. Von 1961 an lehrte er dort als Privatdozent und ab 1968 als apl. Professor. Im Jahre 1975 folgte er dem Ruf auf die ordentliche Professur für Allgemeine Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität in Bonn. Die Titel seiner Veröffentlichungen zeigen, daß sich seine Forschungstätigkeit noch wesentlich ausdehnte. Neben den Weinbergs- und den Steppenböden widmete er sich neuen Fragen, wie z.B. der Nitratverlagerung und der Denitrifikation im Boden.

HEINRICH ZAKOSEK pflegte auf seinen Reisen den wissenschaftlichen Gedankenaustausch mit den Fachkolle-

gen vieler Länder. Mit zu den ersten Stationen gehörten die Wirkungsstätten von Bodenkundlern im ehemaligen Jugoslawien. Es schlossen sich mehrmals Forschungsaufenthalte im östlichen Mitteleuropa und in Osteuropa an, und immer wieder gehörten im letzten Jahrzehnt das südliche Afrika und China zu den Zielen seiner Forschungsreisen. Die Academia Sinica ehrte ihn mit dem Titel eines Honorarprofessors.

Es versteht sich fast von selbst, daß er sich auch in der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft engagierte. Im Verlauf der 3. Hauptversammlung im September 1952 der nach dem Krieg neugegründeten Gesellschaft, während der sein Lehrer EDUARD MÜCKENHAUSEN einen ersten Entwurf für die Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland vorstellte, führte er eine Exkursion durch die Steppenbodengebiete Rhein-

hessens und der Vorderpfalz. Zeitweilig gehörte er dem Vorstand der Gesellschaft an und leitete die Kommission V (Bodengenetik, Klassifikation und Kartierung).

Gesundheitliche Gründe zwangen HEINRICH ZAKOSEK, sich im Frühjahr 1986 von seinen Pflichten an der Universität entbinden zu lassen. Er betrachtete das nicht als eine Versetzung in den Ruhestand. Unter anderem widmete er sich bis zuletzt der Neubearbeitung des Atlanten mit Standortkarten der hessischen Weinbaugebiete. Er wird die Fertigstellung nun nicht mehr erleben.

Trotz seiner schweren Kriegsverletzung war er ein lebensfroher Weggenosse, der durch seine Herzlichkeit und Aufgeschlossenheit viele Freunde gewann. Ein ehrendes Andenken ist ihm gewiß.

HELMUT REICHMANN

Veröffentlichungen von HEINRICH ZAKOSEK

- ZAKOSEK, H. (1953): Über die Deutung des Profilpräges gleieriger Böden. - Forsch. u. Berat., **2**: 64-65; Düsseldorf. [Diss. Bonn 1952]
- (1954): Über die Pseudogleye in der Rheinpfalz. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 258-268, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1954): Zur Beurteilung von Pseudogleyen. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., **65**: 27-31; Weinheim, Berlin.
- (1955): Die Bodenkartierung als Voraussetzung für die Wahl der Unterlage. - Weinberg u. Keller, **2**: 100; Frankfurt a.M.
- (1956): Über die Bedeutung des Bodens für die Ergänzung der Grundwasservorräte. - Z. dt. geol. Ges., **106** [für 1954]: 36-40, 1 Abb.; Hannover.
- (1956): Die Böden der Rheinpfalz. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 356-373, 6 Abb.; Wiesbaden.
- (1956): Grundwasser und Staunässe. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., **74**: 240-242; Weinheim, Berlin.
- BIRK, H. & ZAKOSEK, H. (1956): Über die Holzreife von Unterlagen in italienischen Rebschnittgärten und deren Beziehungen zum Boden. - Wein-Wiss., **10**(4): 1-11, 4 Abb., 2 Tab.; Mainz. [Der Deutsche Weinbau, wiss. Beih.]
- ZAKOSEK, H. (1957): Boden und Weinbau. - In: Weinland. Rhein-Mosel-Saar-Ruwer-Nahe-Ahr, **2**: 125-128; Mannheim (Südwestdeutsche Verlagsanstalt).
- (1958): Die Böden des Rheingaukreises und ihre pflanzenbauliche Nutzung (Erläuterung zur Bodenkarte des Rheingaukreises 1:50 000). - In: Kreis Ausschuß Rüdeshcim [Hrsg.]: Der Rheingau von morgen. Entwurf zu einem Kreisentwick-
- lungsplan, Beih. 1: 43-69, 3 Abb.; 2 Tab., 2 Kt.; Rüdeshcim.
- (1959): Zum Kalkgehalt der Weinbergböden in Hessen und zur bodenbedingten Chlorose. - Weinberg u. Keller, **6**: 85-88, 1 Tab.; Frankfurt a.M.
- (1959): Forstlich wichtige geologische und bodenkundliche Schriften und Karten von Hessen. - Allgem. Forst-Z., **7**: 143-144; München.
- (1958/59): Bodenkundliche Probleme in Jugoslawien. - Z. dt. geol. Ges. **110** [für 1958]: 622; Hannover. [Vortrag d. Monatsversammlung, Winterhalbj. 1957/58 in Wiesbaden]
- (1959): Bodenansprüche des Weins. Ertragsbestimmender Einfluß auf Menge und Güte. - Agros, **10**: 634-636, 2 Abb., Hannover.
- BIRK, H. & ZAKOSEK, H. (1960): Die bodenangepaßten Unterlagssorten der hessischen Weinbaugebiete. - Weinberg u. Keller, **7**: 9-15, 7 Tab.; Frankfurt a. M.
- ZAKOSEK, H. (1960): Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **32**, 63 S., 12 Abb., 2 Taf., 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1961): Die Weinbergböden. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., **93**: 38-43; Weinheim.
- MÜCKENHAUSEN, E. & ZAKOSEK, H. (1961): Das Bodenwasser. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 400-414, 4 Abb., 4 Tab., Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, 46 S., 1 Abb., 19 Tab., Wiesbaden.
- NEUGEBAUER, V. & ZAKOSEK, H. (1962): Die Smonica. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 341-353, 2 Tab.; Wiesbaden.
- KULICK, J. & ZAKOSEK, H. (1962): Zur Sedimentation im Edersee von 1914-1959. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 499-501, 1 Abb. 1 Tab.; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1962): Die Böden des Rheingaukreises. - In: Kreis Ausschuß d. Rheingaukreises [Hrsg.]: 75 Jahre Rheingaukreis, 136-143, 1 Kt.; Rüdeshcim a. Rhein. [Mit Bodenkarte des Rheingaukreises 1:50 000]
- & STÖHR, W. TH. (1963): Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5914 Eltville a. Rhein; Wiesbaden.
- (1964): Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5913 Presberg; Wiesbaden.
- (1965): Die Böden. - In: Gesellschaft z. Förderung d. Rheingauer Heimatforschung [Hrsg.]: Das Rheingaubuch, **1**: Das Werden der Landschaft, 31-44, 1 Kt.; Rüdeshcim. [Mit Bodenkarte des Rheingaukreises 1: 50 000]
- & STÖHR, W. TH. (1966): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5914 Eltville, 138 S., 54 Tab., 53 Textprof.; Wiesbaden.
- KREUTZ, W., BAUER, W., BECKER, H. & SCHRÖDER, E. (1967): Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **50**, 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas; Wiesbaden.
- (1967): Exkursion B (= F). - In: Exkursionsführer zur Jahrestagung 1967 in Mainz, Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **6**: 114-137, 1 Tab., 1 Abb., 6 Textprof. m. analyt. Angaben; Göttingen.
- (1967): Exkursion D. - In: Exkursionsführer zur Jahrestagung 1967 in Mainz, Mitt.

- dt. bodenkundl. Ges., **6**: 146–157, 1 Abb., 3 Textprof. m. analyt. Angaben; Göttingen.
- (1967): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5913 Presberg, 59 S., 16 Tab., 16 Textprof.; Wiesbaden.
- BARGON, E., STÖHR, W. TH. & ZAKOSEK, H. (1967): Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5915 Wiesbaden; Wiesbaden.
- FICKEL, W. & ZAKOSEK, H. (1968): Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5815 Wehen; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1968): Die Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Blatt 5913 Presberg: 126–135, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1968): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5915 Wehen, 102 S., 33 Tab., 50 Textprof.; Wiesbaden.
- (1968): Standortkartierungen und -untersuchungen im hessischen Weinbau. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **8**: 9–10; Göttingen. [Referat der Jahrestagung 1967 in Mainz, Überblick Gebiet der Exkursion B=F]
- (1969): Rußland und seine Böden. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **100**: 203; Wiesbaden [Vortrag im Nassauischen Verein für Naturkunde im Jahre 1968]
- & BECKER, H. (1969): Ergebnisse boden- und sortenkundlicher Untersuchungen im hessischen Weinbau. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **100**: 43–53, 1 Tab., Wiesbaden.
- BECKER, H. & ZAKOSEK, H. (1969): Rebsorten und Böden in hessischen Weinbaugebieten. – Weinberg u. Keller, **16**(3): 135–141, 1 Tab.; Traben-Trarbach.
- ZAKOSEK, H. (1970): Die Böden. – Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5215 Dillenburg: 453–465, 9 Tab., 11 Textprof.; Wiesbaden.
- SEMMEI, A. & ZAKOSEK, H. (1970): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5916 Hochheim a. Main, 112 S.; Wiesbaden.
- ALBRECHT, B., JUNGE, C. & ZAKOSEK, H. (1970): Der N₂O-Gehalt der Bodenluft an drei Bodenprofilen. – Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde., **125**: 205–211, 2 Abb.; Weinheim.
- ZAKOSEK, H. & BECKER, H. (1971): Contribution à l'étude des terroirs de la viticulture Allemande. – Le progrès agricole et viticole, **6**: 104–110; Montpellier.
- BARGON, E., FICKEL, W., PLASS, W., REICHMANN, H., SEMMEI, A. & ZAKOSEK, H. (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 361–372; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1971): Standort-Untersuchungen im Weinbau. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **13**: 411–417, 5 Textprof.; Göttingen. [Exkursionsführer zur Tagung der Kommissionen V und VI der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft in Stuttgart-Hohenheim].
- (1971): Dunkelbrauner Rheintal-Tschernosem (Wallertheim). – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **13**: 445–448, 1 Textprof.; Göttingen [Exkursionsführer zur Tagung der Kommissionen V und VI der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft in Stuttgart-Hohenheim].
- (1971): Boden und Weinbau im Rheingau. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **101**: 136–138; Wiesbaden [Rheinfahrt des Nassauischen Vereins für Naturkunde von Wiesbaden nach Boppard anlässlich seines 140jährigen Bestehens].
- AURAND, K., KERPE, W., MATTHESS, G., WOLTER, R. & ZAKOSEK, H. (1971): Gefährdung von Grundwasservorkommen durch radioaktive Kontaminatoren. – In: Radioaktive Stoffe und Trinkwasserversorgung bei nuklearen Katastrophen: Anh., Forsch.-Ber. Bundesmin. Innern; Bonn.
- ZAKOSEK, H., HORNEY, G. & BECKER, H. (1972): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1: 5 000, Blatt Gottesthal; Wiesbaden.
- BREBURDA, J., HEIDE, G. & ZAKOSEK, H. (1972): Die wichtigsten Böden der europäischen Sowjetunion. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 109–132, 3 Abb., 2 Tab., 2 Taf., 6 Textprof.; Krefeld.
- HÖLTING, B. & ZAKOSEK, H. (1972): Hydrogeologische und bodenkundliche Untersuchungen in der Lahn-Aue bei Wehrda nördlich Marburg/Lahn. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 371–388, 8 Abb., 3 Tab.; Krefeld. [MÜCKENHAUSEN-Festband].
- ZAKOSEK, H. (1973): Klima und Boden. – In: Rheingau-Weinbau: 28–30; Mannheim (Südwestdeutsche Verlagsanstalt). [Buchreihe: Fahrten durch die deutschen Weinlande, Bd. IV].
- (1974): Neuere Ergebnisse der Standortkartierung im Weinbau. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **18**: 379–380; Göttingen [Referat der Jahrestagung 1973 in Gießen].
- FICKEL, W. & ZAKOSEK, H. (1974): Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Blatt 5816 Königstein i. Taunus; Wiesbaden.
- FINCK, A. & ZAKOSEK, H. (1974): Vorwort zur Arbeitstagung der Kommissionen IV und V: Fruchtbarkeit und Pedologie tropischer Böden. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **20**: 58–60; Göttingen [„Tropentagung“ in Mainz 1974]
- ZAKOSEK, H. (1974): Aus der Arbeit der Institute und Landesämter, 1.4 Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Berichtszeit I. 1.–15. II. 1974. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **20**: 527–529; Göttingen.
- PLASS, W., POETSCH, J., TRIBUTH, H. & ZAKOSEK, H. (1975): Über Smonica-Vorkommen in Rheinhessen. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **22**: 595–596; Göttingen.
- ZAKOSEK, H. (1975): Nachrichten. I. Aus der Arbeit einzelner Institutionen; 1.3 Institut für Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelm-Universität Bonn. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **22**: 692–693; Göttingen.
- (1976): Geologie, Klima und Boden. – In: GROSSMANN, H.: Flora vom Rheingau: 19–21; Frankfurt a.M. (Verlag Waldemar Kramer). [Senckenberg-Buch 55]
- (1976): Über das Alter des Rheintal-Tschernosems und der würmzeitlichen Humuszonen in der Ziegeleigrube Wallertheim (Rheinhessen). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 51–52; Wiesbaden.
- (1976): Ein Quartärprofil aus der ehemaligen Ziegelei Camberg. – Geol. Jb. Hessen, **104**: 53–56, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- THEWS, J.-D. & ZAKOSEK, H. (1976): Ein Quartärprofil südwestlich vom Forsthaus Elz (Kreis Limburg-Weilburg). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 57–59, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1977): Die morphologischen, geologischen, bodenkundlichen und kleinklimatischen Verhältnisse in der Weinbergsgemarkung Rauenthal. – In: LEHMANN, S.: Rauenthal. Chronik eines Rheingauer Weinbaurdorfes 1225–1975: 35–37, 4 Tab.; Gießen.
- (1977): Prof. Dr. Dr. E. MÜCKENHAUSEN zum 70. Geburtstag. – Z. Kulturtechn. u. Flurberein., **18**: 54; Berlin, Hamburg.
- (1977): Prof. Dr. phil. Dr. rer. techn. E. MÜCKENHAUSEN 70 Jahre alt. – Mitt.-Bl. internat. bodenkdl. Ges., **51**: 48; Rom.
- SEILER, W., LIEBL, K. H., STÖHR, W. TH. & ZAKOSEK, H. (1977): CO- und H₂-Abbau in Böden. – Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkde., **140**: 257–272, 6 Abb., 3 Tab.; Weinheim.
- PLASS, W., POETSCH, T., TRIBUTH, H. & ZAKOSEK, H. (1977): Zur Entstehung eines Smonica-Profiles in Rheinhessen. – Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkde., **140**: 317–328, 3 Abb., 5 Tab.; Weinheim.
- MÜCKENHAUSEN, E. & ZAKOSEK, H. (1977): Die Böden des nördlichen Rheinlandes. – Landwirtsch. Z. Rheinland, **144**(47): 2574–2575; Bonn.
- FICKEL, W., BECKMANN, H., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H. & ZAKOSEK, H. (1977): Über Bodenentwicklungen in Hügelgräbern im Taunus. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **25**: 639–644, 1 Abb., 2 Taf.; Göttingen.
- ZAKOSEK, H. (1977): Weinbergböden und Qualität. – Symp. Moderne Aspekte der Qualitätsweinerzeugung: 65–71; Freiburg.
- BECKMANN, H., FICKEL, W., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H. & ZAKOSEK, H. (1978): Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 383–407, 2 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- SCHRÖDER, D. & ZAKOSEK, H. (1978): Austrag von Ton und Kationen aus drei gestörten Lößböden mit unterschiedlicher Humusqualität und -menge. – Mitt. dt. bodenkdl.

- Ges., **27**: 281–292, 1 Abb., 4 Tab.; Göttingen.
- SCHARPENSEEL, H. W. & ZAKOSEK, H. (1978): Phasen der Bodenbildung in Tunesien. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **27**: 313–314; Göttingen.
- SCHRÖDER, D., BÖLL, K. P. & ZAKOSEK, H. (1978): Auswirkungen des Herbizideneinsatzes im Weinbau auf die Zellulosezerersetzung im Boden. – Weinberg u. Keller, **25**(9): 369–375; Bernkastel-Kues.
- ZAKOSEK, H. (1978): Gestein und Wein. – In: AMBROSI, H. & BECKER, H. [Hrsg.]: Der deutsche Wein: 58–65, 8 Abb., 2 Tab.; München (Gräfe u. Unzer).
- AMBROSI, H. & BREUER, B. (1978), unter Mitarbeit von SCHICK, E., STAAB, J. & ZAKOSEK, H.: Der Rheingau. – 255 S.; Stuttgart (Seewald). [Vinothek der deutschen Weinberglagen. 2. Aufl. 1979, 3. Aufl. 1984]
- ZAKOSEK, H. (1979): Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5814 Bad Schwalbach; Wiesbaden.
- (1979): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25 000, Blatt 5814 Bad Schwalbach: 35 S.; Wiesbaden.
- SCHRÖDER, D. & ZAKOSEK, H. (1979): Beziehungen zwischen Niederschlagsmenge und Kationenaustrag bei drei gestörten Böden aus Löß. – Z. Kulturtechn. u. Flurberein., **20**: 33–42; Berlin, Hamburg.
- ZAKOSEK, H. & BECKER, H. & BRANDTNER, E. (1979): Einführung in die Weinbau-Standortkarte Rheingau i. M. 1: 5 000. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 261–281, 5 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- BARGON, E., ZAKOSEK, H., BECKER, H., FICKEL, W., BRANDTNER, E. & HOPPMANN, D. (1979): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1: 5 000, Blatt Winkel; Wiesbaden.
- SCHARPENSEEL, H. & ZAKOSEK, H. (1979): Phasen der Bodenbildung in Tunesien. – In: BREMER, H. & ZAKOSEK, H. [Hrsg.]: Relief und Boden, Z. Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. **33**: 118–126, 5 Abb., 3 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- ZAKOSEK, H. (1980): Klima und Boden. – In: Rheingau-Weingau, 3. Aufl.: 24–26; Mannheim (Südwestdeutsche Verlagsanstalt). [Buchreihe: Fahrten durch die deutschen Weinlande, Bd. IV]
- BECKER, H., FICKEL, W., BRANDTNER, E. & HOPPMANN, D. (1980): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Eltville; Wiesbaden.
- SCHARPENSEEL, H., ZAKOSEK, H., NEUE, U. & SCHIFFMANN, H. (1980): Search for pedogenic phases during the younger pleistocene and holocene (Soltanian and Rharbien) of Tunesia. – Radiocarbon, **22**(3): 879–884; Hamburg.
- BECHER, H. H., FLÜGEL, W. A., HASENPFLUG, W., RICHTER, G., SPERLING, W. & ZAKOSEK, H. (1980): Probleme der Bodenerosion in Mittelasien. Bericht über eine Studienreise in die südliche Sowjetunion vom 20. August bis 9. September 1979. – Forsch.-Stelle Bodenerosion Univ. Trier Mertesdorf, **7**: 73 S., 4 Abb., 5 Tab.; Trier.
- MÜCKENHAUSEN, E. & ZAKOSEK, H. (1981) mit einem Beitrag von GRÜNEBERG, F.: Bodenkundliche Untersuchungsmethoden. – In: BENDER, F. [Hrsg.]: Angewandte Geowissenschaften, **1**: 154–267, 24 Abb., 31 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Enke).
- SCHRÖDER, D. & ZAKOSEK, H. (1981): Kationenaustrag aus gestörten Böden in Abhängigkeit von Niederschlagsmenge, Bodeneigenschaften und Versuchsdauer. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges.; **30**: 131–148, 4 Abb., 9 Tab.; Göttingen.
- URBAN, B. & ZAKOSEK, H. (1981): Der Tschernosem von Stillfried/Niederösterreich, Westwallprofil. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **41**: 269–279, 3 Abb.; Köln.
- ZAKOSEK, H., SCHRÖDER, D. & WIECHMANN, H. (1981): Schwermetallgehalte in einer Bodenchronosequenz aus Hochflutlehm am Niederrhein. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **41**: 305–317, 1 Abb., 5 Tab.; Köln. [BRUNNACKER-Festschrift]
- MÜCKENHAUSEN, E. & ZAKOSEK, H. (1981): Grundlagen und Funktionen des Bodens, **6**: 465–500; Weinheim (Verlag Chemie).
- LESSMANN, U., SCHRÖDER, D. & ZAKOSEK, H. (1981): Über Bodenentwicklung, Bodenzahlen und Zelluloseabbau auf Auenböden des Niederrheins. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **32**: 651–656, 2 Tab.; Göttingen.
- SCHRÖDER, D. & ZAKOSEK, H. (1981): Der Nachweis von Bodenentwicklung mit Hilfe der multiplen Korrelations-Regressionsanalyse. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **32**: 631–638, 1 Abb., 3 Tab.; Göttingen.
- SCHOLZ, A. & ZAKOSEK, H. (1981): Biometrische Auswertung der Geisenheimer Adaptionsversuche. – Jber. Forsch.-Ring dt. Weinbau DLG: 20–21; Frankfurt a. M.
- (1982): Ertragsbeeinflussende Faktoren der Weinernte. – Jber. Forsch.-Ring dt. Weinbau DLG: 18–20; Frankfurt a. M.
- ZAKOSEK, H. (1982): Prof. Dr. Dr. h. c. E. MÜCKENHAUSEN 75 Jahre alt. – Z. Kulturtechn. u. Flurberein., **23**: 191; Berlin, Hamburg.
- (1982): MÜCKENHAUSEN 75 Jahre alt und neues Ehrenmitglied. – Mittl.-Bl. internat. bodenkdl. Ges., **61**: 28; Wageningen.
- SCHRÖDER, D. & ZAKOSEK, H. (1982): Aussagen von Säulenversuchen zu den Gesetzmäßigkeiten des Kationenaustrages. – Landwirtschafts Forsch., Sonderh. **38**, Kongr.-Bd. 1981: 196–204; Frankfurt a. M.
- AMBROSI, H. & BREUER, B. (1982), unter Mitarbeit von SCHICK, E., STAAB, J. & ZAKOSEK, H.: Der Rheingau. – 267 S.; München (Heyne). [Vinothek d. deutschen Weinberglagen, Heyne-Kochbücher, ungekürzte Taschenbuchausgabe, Lizenz d. Seewald-Verl., Stuttgart]
- FICKEL, W., SCHRADER, L., SEMMEL, A. & ZAKOSEK, H. (1982): Paläoböden in Hessen. – Geol. Jb., **F14**: 101–128, 1 Abb.; Hannover.
- FELIX-HENNINGSEN, P., KOHL, A. & ZAKOSEK, H. (1983): Zur Quantifizierung der Auswaschung von Calciumionen aus holozänen Böden. – Z. Kulturtechn. u. Flurberein., **24**: 288–297, 1 Abb., 3 Tab.; Berlin, Hamburg.
- SCHRÖDER, D., STEPHAN, S. & ZAKOSEK, H. (1983): Tonverlagerung in gestörten Böden. – Z. Kulturtechn. u. Flurberein., **24**: 306–319, 11 Abb., 3 Tab.; Berlin, Hamburg.
- BREBURDA, J., FRENZEL, B. & ZAKOSEK, H. (1983): Bodenformung und -bewegung in der sibirischen Taiga und Tundra. – Forsch.-Stelle Bodenerosion Univ. Trier Mertesdorf, **8**: 44; Trier.
- LESSMANN, U. & ZAKOSEK, H. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen an Smonien und Rheintal-Tschernosemen des nördlichen Oberrheintales. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **38**: 525–530, 4 Abb.; Göttingen.
- SCHOLZ, A., SCHRÖDER, D. & ZAKOSEK, H. (1983): Erfassung der Bodenentwicklung in Hochflutlehm des Niederrheins mit Hilfe multipler Korrelations-, Regressions- und Clusteranalysen. – Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkd., **146**: 353–364, 5 Abb., 3 Tab.; Weinheim.
- MEYER, W., ALBERS, H. J., BERNERS, H. P., GEHLEN, K. v., GLATTHAAR, D., LÖHNERTZ, W., PFEFFER, K. H., SCHNÜTGEN, A., WIENECKE, K. & ZAKOSEK, H. (1983): Pre-Quaternary Uplift in the Central Part of the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K., GEHLEN, K. v., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. [Hrsg.]: Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History: 39–46, 2 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer). [International Lithosphere Program Publication No. 0104]
- ZAKOSEK, H. (1983): Die Ernährungsbasis in der Sowjetunion aus bodenkundlicher Sicht. – Dies Academicus 7. 12. 1983; Bonn. [Kurzfassung]
- BECKER, H., FICKEL, W. & BRANDTNER, E. (1983): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Kiedrich; Wiesbaden.
- BARGON, E., ZAKOSEK, H., BECKER, H., BRANDTNER, E. & HOPPMANN, D. (1983): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1: 5 000, Blatt Hallgarten-Süd/Oestrich; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H., PINKOW, H.-H., BECKER, H., FICKEL, W., BRANDTNER, E. & HOPPMANN, D. (1984): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1: 5 000, Blatt Eichberg; Wiesbaden.
- (1984): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Hattenheim; Wiesbaden.
- VOSS, G. & ZAKOSEK, H. (1984): Zur zeitlichen Veränderung von Nitrattiefenprofilen in der ungesättigten Zone mächtiger Löß-

- decken im Vorgebirge bei Bonn. – Landwirtsch. Forsch., **37**, Kongr.-Bd. 1984: 410–415, 3 Abb.; Frankfurt a.M. [96. VDLUFA-Kongress Karlsruhe]
- MÜLLER, W., GÄRTEL, W. & ZAKOSEK, H. (1985): Nährstoffauswaschung aus Weinbergsböden an der Mittelmosel. – Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkd., **148**: 417–428, 4 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- LESSMANN-SCHOCH, U., URBAN-KÜTTEL, B., MARKUS, P., LOWITZ, U., KRÄMER, J. & ZAKOSEK, H. (1985): Bodenmikrobiologischer Gesamtstatus. – In: Zur Umstellung eines landwirtschaftlichen Betriebes der Rheinniederung auf Biologisch-Dynamische Wirtschaftsweise. – Forsch. u. Berat., **C 41**, 49–69; Münster-Hiltrup.
- ZAKOSEK, H., BECKER, H., PINKOW, H.-H., REICHMANN, H. & HOPPMANN, D. (1985): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1: 5 000, Blatt Johannisberg/Geisenheim-Ost; Wiesbaden.
- FICKEL, W., BRANDTNER, E. & HOPPMANN, D. (1985): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1: 5 000, Blatt Frauenstein/Oberwalluf; Wiesbaden.
- ZEPP, H. & ZAKOSEK, H. (1985): Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt und zur Versickerung in mächtigen Lößdecken des Main-Taunus-Vorlandes. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **43**(1): 317–322, 3 Abb.; Göttingen.
- VOSS, G., ZAKOSEK, H. & ZEPP, H. (1985): Zur Messung und Simulation der Nitrat-Tiefenverteilung in mächtigen Lößdecken. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **43**(1): 311–316, 4 Abb.; Göttingen.
- HEYER, D., LESSMANN-SCHOCH, U. & ZAKOSEK, H. (1985): Denitrifikation im Boden und Untergrund. – Z. Kulturtechn. u. Flurberein., **26**: 377–385, 2 Tab.; Berlin, Hamburg.
- MÜLLER, M., SCHRADER, L., ZEPP, H. & ZAKOSEK, H. (1986): Rheingau. – Mittl. dt. bodenkdl. Ges., **47**: 5–25, 7 Abb., 6 Taf., Göttingen [13th Congress International Society of Soil Science Hamburg, Guidebook Tour B]
- BAREN, J. VAN [Hrsg.] (1987), Correlations Committee F.R.G. MÜCKENHAUSEN, E. & ZAKOSEK, H.: Soils of the World; Amsterdam (Elsevier). [106 Soil Units, FAO-UNESCO Soil Map of the World Legend]
- ZAKOSEK, H. & ZEPP, H. (1988): Wasser- und Stoffbewegung im Boden und Untergrund. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **70**: 335–352; Stuttgart.
- FLÜGEL, W. & ZAKOSEK, H. (1988): The evaluation of solonchic soils as a means for erosion research in a medium catchment of Natal, Republic of South Africa. – Proc. internat. Symp. Solonchic Soils: 374–375; Osijek, Yugoslavia.
- ZAKOSEK, H. (1988): Über Nitratreintrag in das Grundwasser. – Vortr.-R. 41. Hochschultag. Landwirtschaft. Fak. Univ. Bonn Febr. 1988 in Münster: 51–66; Hiltrup (Landwirtsch.-Verlag).
- BECKER, H., PINKOW, H.-H., BARGON, E. & HOPPMANN, D. (1988): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5000, Blatt Rüdesheim/Nothgottes; Wiesbaden.
- BARGON, E., ZAKOSEK, H., BECKER, H. & HOPPMANN, D. (1988): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Kostheim/Hochheim a. M.-S; Wiesbaden.
- – – (1988): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1: 5 000, Blatt Hochheim a. M.-O/Rüsselsheim-NW; Wiesbaden.
- – – (1988): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1:5 000, Blatt Massenheim/Wicker; Wiesbaden.
- SCHULTE-KELLINGHAUS, S. & ZAKOSEK, H. (1988): Zur Denitrifikation in der ungesättigten Zone grundwassernaher Standorte am Niederrhein: 1. Mikrobiologische Untersuchungen zur Denitrifikation in der ungesättigten Zone von Sandboden. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **57**: 229–234, 7 Abb.; Oldenburg.
- HEYDER, D. & ZAKOSEK, H. (1988): Nitratverlagerung in der ungesättigten Zone mächtiger Lößprofile bei unterschiedlicher Stickstoffdüngung. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **57**: 175–180, 4 Abb.; Oldenburg.
- NIEDER, R., SCHOLLMAYER, G. & ZAKOSEK, H. (1989): Die Rolle der Denitrifikation in landwirtschaftlich genutzten Böden (eine Literaturanalyse). – Z. Kulturtechn. u. Landentwickl., **30**: 345–355; Berlin, Hamburg.
- FELIX-HENNINGSSEN, P., ZAKOSEK, H. & LIU, L.-W. (1989): Distribution and genesis of Red and Yellow Soils in the central subtropics of southeast China. – Catena, **16**(1): 73–89; Cremlingen.
- LIU, L.-W. & ZAKOSEK, H. (1989): Pedogenesis of Red Earths (Acrisols) and Yellow Earths (Cambisols) in the central subtropical region of SE-China. – In: MALTBY, E. & WOLLERSEN, T. [Hrsg.]: Soils an their Management. Sino-European Perspective. – Elsevier Applied Sci.: 183–200; London, New York.
- BARGON, E., ZAKOSEK, H., BECKER, H. & HOPPMANN, D. (1989): Weinbau-Standortkarte Rheingau 1: 5 000, Blatt Rauenthal; Wiesbaden.
- ZAKOSEK, H. (1989): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintalgraben. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **59**(2): 1021–1024; Oldenburg.
- LESSMANN-SCHOCH, U., SCHLESER, H., ZAKOSEK, H. & TAOLIN ZHANG (1989): Vegetation und Klima während der Tschernosem-Bildung im nördlichen Oberrheintal. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **59**(2): 931–932; Oldenburg.
- ZAKOSEK, H., KAHRER, R. & LESSMANN-SCHOCH, U. (1991): Möglichkeiten und Grenzen der Pollenanalyse in Böden. Mit einer Stellungnahme zu den „borealen Steppenböden“ Rheinhessens. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 143–158, 9 Abb.; Mainz.
- (1991): Zur Genese und Gliederung des Rheintal-Tschernosems im nördlichen Oberrheingraben. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 59–176, 6 Tab., Mainz.
- STEPHAN, S. & LOTHAMMER, H. (1991): Entstehung, Merkmale und Eigenschaften der Smonitza in Rheinhessen und ihre bodensystematische Stellung. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 177–228, 12 Abb., 9 Tab.; Mainz.
- & LENZ, F. [Hrsg.] (1993): Nitrat in Boden und Pflanze. Unter besonderer Berücksichtigung des Gemüsebaus. – 216 S., 49 Abb.; Stuttgart (Ulmer).

Inhalt Teil 2

Seite 107

L. SCHIRRMESTER,
T. SCHWARZ & B. BOHNÉ:
Mineralogie und Geochemie
des Kaolinitis bei Ortenberg
(Hessen)

Seite 125

A. SEMMEL:
Holozäne Bodenbildungs-
raten und „tolerierbare
Bodenerosion“ – Beispiele
aus Hessen

Seite 133

A. SEMMEL:
Die quartären Deckschichten
im Dyckerhoff-Steinbruch
am Kinzenberg westlich
Wiesbaden-Erbenheim

Seite 139

A. BAUER:
Erosionsschluchten im öst-
lichen Taunus. Ihre Bezie-
hung zum oberflächennahen
Untergrund und zur histori-
schen Landnutzung

Seite 149

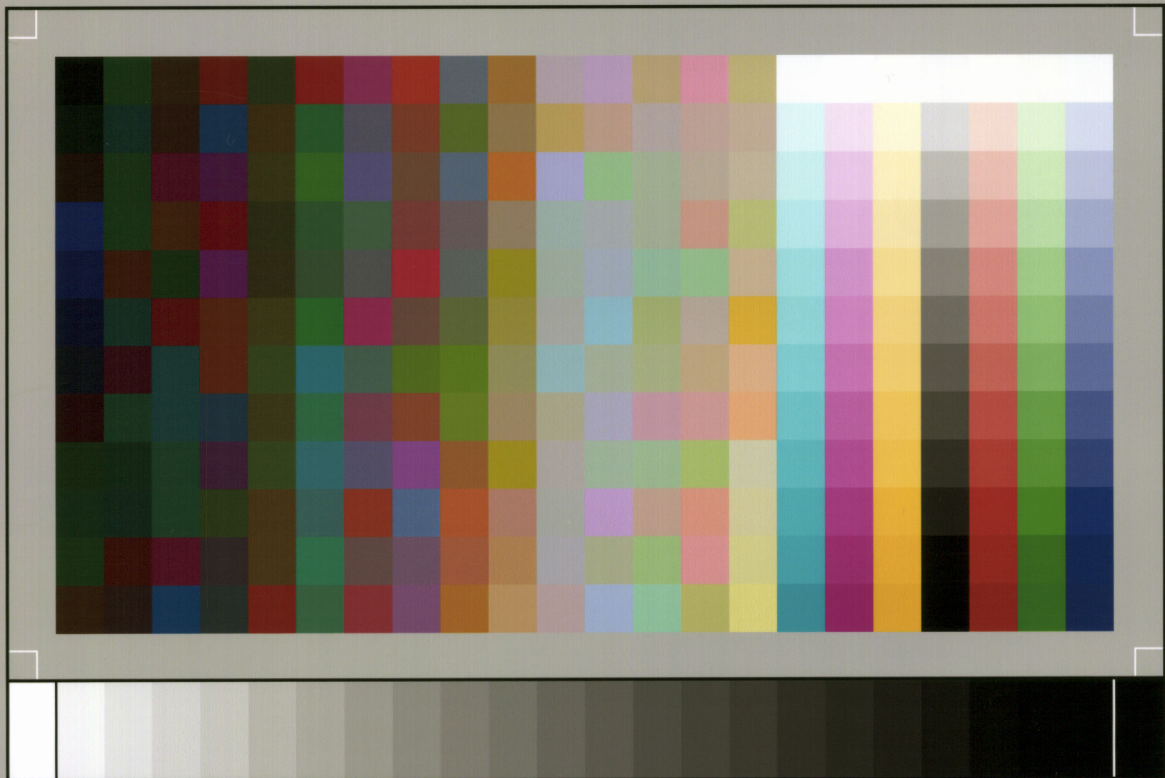
C. LORZ:
Zur Problematik geogener
Schwermetallverteilungen
in geologisch geschichteten
Böden

Seite 159

F. ASCHENBRENNER:
Zur Berechnung der geo-
hydraulischen Parameter
aus der Absenkungs- und
Wiederanstiegskurve des
Förderbrunnens

Seite 171

H. REICHMANN:
Heinrich Zakosek †



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0