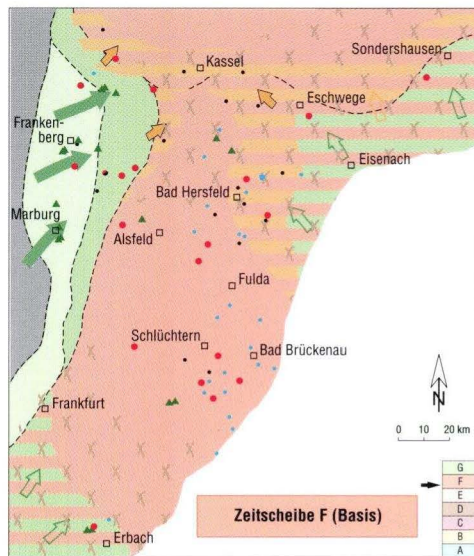
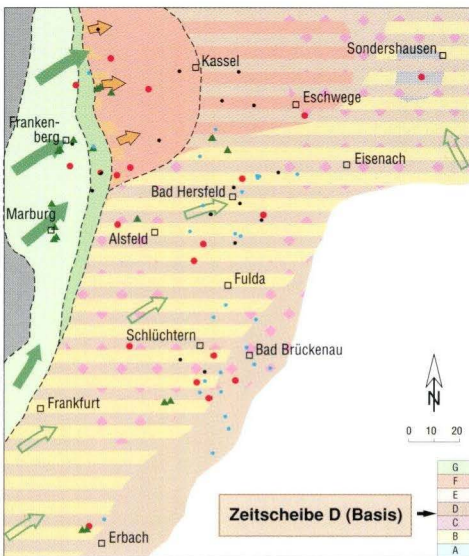
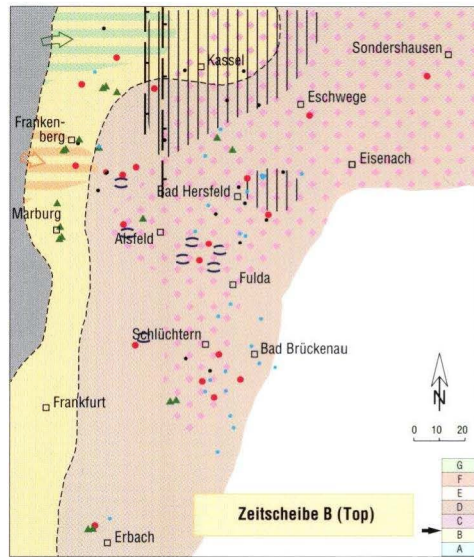
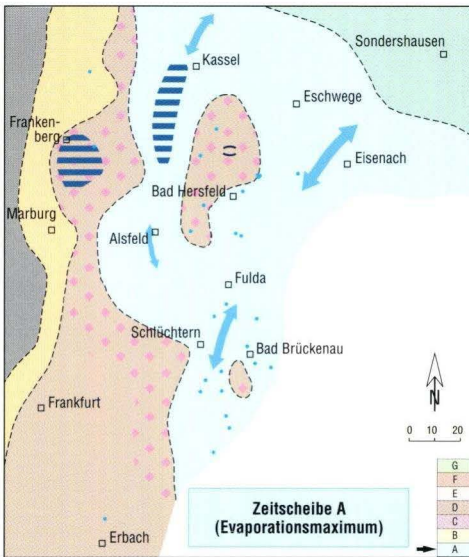


# Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke

NICOLA HUG



Geologische Abhandlungen Hessen, Band 113: 238 Seiten, 37 Abb., 8 Tab., 14 Taf., 3 Beil.;  
Wiesbaden 2004  
ISBN 3-89531-815-9  
ISSN 0341-4043

# **Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke**

NICOLA HUG

---



Hessisches Landesamt  
für Umwelt und Geologie



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

### **Bibliografische Information Der Deutschen Bibliothek**

Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

Titelbild: Paläogeographische Fazieskarten von vier isochronen Zeitscheiben des Untersuchungszeitraumes zwischen Aller-Folge (Zechstein 4) und Fulda-Folge (Zechstein 7).

#### Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998.

Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstraße 3A, D-70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2004  
ISBN 3-89531-815-9  
ISSN 0341-4043

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeit ist die Autorin allein verantwortlich.

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

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

Redaktion: Martina Peter, Dr. Adalbert Schraft

#### Herausgeber,

© und Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie  
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden  
Telefon: 06 11/70 10 34; e-mail: [vertrieb@hlug.de](mailto:vertrieb@hlug.de)  
Telefax: 06 11/9740 813

# **Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke**

## **Kurzfassung**

In der vorliegenden Arbeit werden die Sedimente des höheren Zechstein und der Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke unter sedimentologischen Gesichtspunkten untersucht. Zentrale Fragestellungen sind

- die Genese der monotonen pelitischen Mischgesteine („Bröckelschiefer“) und der eingeschalteten fleckig-diffusen Sandsteine,
- das Sedimentationsmilieu und dessen Änderung im Untersuchungsabschnitt,
- die paläogeographische Umgestaltung der Hessischen Senke im höheren Zechstein sowie
- Charakteristik und Ursachen der lithostratigraphischen Zechstein-Buntsandstein-Grenze.

Die Sedimente des höheren Zechstein (Folgen 4 bis 7) der Hessischen Senke werden einem Sabkha-System zwischen Variszischem Gebirge und Südlichem Perm-Becken zugeordnet. In der sedimentären Abfolge sind die Faziesbereiche der Schwemmfächer (alluvial fans), der Sabkha-Sandebene (sandflat), Sabkha-Tonebene (dry mudflat), evaporitischen Sabkha-Tonebene (saline mudflat) und der Salzpflanze (salt pan) dokumentiert. Graue Tonmergel- und Dolomitlagen, die vereinzelt im tieferen Teil des betrachteten Abschnitts eingeschaltet sind, gehen vermutlich auf kurzzeitige marine Vorstöße oder lokale Quellaustritte und dadurch entstandene lagunäre Bereiche (ponds) in der Sabkha-Ebene zurück. Im höheren Zechstein zunehmend häufiger eingeschaltet sind geringmächtige Ablagerungen von Schichtflutereignissen (sheet floods) aus dem

Hinterland, die bis in die evaporitische Tonebene reichen können, sowie von flachsten, häufig trockenfallenden Süß- bis Brackwasserseen (ephemeral lakes) in den Tonebenen. Letztere dominieren den höchsten Abschnitt des Zechstein in der Hessischen Senke (Oberer Fulda-Ton, z7Tr). Die Feinsandsteine der Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein sind Ablagerungen einer weiten, reliefarmen Fluss- bzw. Schwemmebene (distal fluvial plain), deren Liefergebiet weit entfernt im Süden lag.

Die für den Untersuchungsabschnitt typischen Gesteine, monotone pelitische Mischgesteine („Bröckelschiefer“) und eingeschaltete unsortierte fleckig-diffuse Sandsteine, werden näher charakterisiert und klassifiziert. Anhand makroskopischer, mikroskopischer, geochemischer und mineralogischer Untersuchungen werden die Bildungsmechanismen dieser Sedimente ermittelt. Es kann gezeigt werden, dass sowohl aquatische als auch äolische Prozesse, vor allem aber vielfach wiederholte Aufarbeitung, Umlagerung und Überprägung an der Genese dieser Mischsedimente beteiligt waren. Wichtige Steuerungsfaktoren waren dabei vor allem Variationen der Feuchtigkeit (Nass-Trocken-Zyklen) und der Salinität.

Mit der Methode der prozessorientierten Korrelation, d. h. unter Berücksichtigung der genetischen Zusammenhänge der Sedimente, werden Bohrungs- und Aufschlussprofile der Hessischen Senke korreliert. Geringmächtige Einschaltungen

---

\* Dr. Nicola Hug (e-mail: n.hug@hlug.de), Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden.

von Süßwasser-Ablagerungen innerhalb der Sabkha-Sedimente sind dabei die wichtigsten Marker-Horizonte, da chronostratigraphische Ankerpunkte im Untersuchungsabschnitt fehlen. Sechs Zeitscheiben mit annähernd isochronen Grenzen können auf diese Weise im Zeitraum zwischen Aller-Folge (z4) und der Basis des Buntsandstein definiert werden. Daraus werden paläogeographische Karten rekonstruiert, die die Umgestaltung der Hessischen Senke von einer hypersalinaren, küstennahen Sabkha-Ebene im Zechstein 4 über ein ephemeres Süßwasser-Seengebiet im Zechstein 7 bis hin zur fluviatilen Schwemmebene im Unteren Buntsandstein hochaufgelöst darstellen. Im Zechstein entstammen die klastischen Sedimente proximalen Liefergebieten aus den Hochgebieten rund um die Hessische Senke, vor allem aus der westlich ge-

legenen Rheinischen Masse. Im Buntsandstein dagegen lagen die Liefergebiete wesentlich weiter entfernt im Süden der Hessischen Senke, im zentralen Variszischen Gebirge. Die Sedimentationsrate war in der Hessischen Senke während des gesamten höheren Zechstein gering und stieg mit Beginn des Buntsandstein erheblich an.

Schließlich lässt sich folgern, dass bereits während des höheren Zechstein die allmähliche Umgestaltung des Sedimentationsmilieus der Hessischen Senke aufgrund klimatischer Veränderungen erfolgte. Abrupt änderten sich dagegen Sedimentationsraten und Liefergebiete mit Beginn des Buntsandstein, ausgelöst vor allem durch tektonische Vorgänge im Variszischen Gebirge. Fortgesetzte klimatische Veränderungen trugen ebenfalls zu einem im Buntsandstein vollkommen umgestalteten Sedimentationsraum bei.

## Abstract

This work investigates the sedimentary record of the upper Zechstein (Upper Permian) and the base of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Hessian Depression. Questions examined are

- the genesis of monotonous sandy mudstones (called „Bröckelschiefer“) and of intercalated patchy-diffuse sandstones,
- the sedimentary environment and its development in the study area,
- the palaeogeographic development of the Hessian Depression during the upper Zechstein and
- characteristics and causes of the lithostratigraphic boundary between Zechstein and Buntsandstein.

The sediments deposited in the Hessian Depression during the upper Zechstein (Series 4–7) are attributed to a sabkha system between the Variscan Orogen and the Southern Permian Basin. The sedimentary record comprises the facies ranges of alluvial fans, sandflats, dry and saline mudflats, and salt pans of the sabkha. Thin grey layers of marly clay and dolomite, intercalated in

the lower part of the investigated profile, are interpreted as ponds in the sabkha basin, resulting from shortlived marine incursions or from saline springs. Thin layers deposited by sheet floods from the surrounding uplands may reach as far as the saline mudflats. These layers are becoming increasingly frequent in the uppermost Zechstein, as well as the deposits of very shallow ephemeral lakes of fresh to brackish water occurring in the mudflats. Ephemeral lakes dominate much of the Hessian Depression in the uppermost part of the Zechstein (Oberer Fulda-Ton / Upper Fulda Clay, z7Tr). The Calvörde Series of the Lower Buntsandstein begins with fine sandstones which are attributed to a broad, distal fluvial plain of low relief. The source area of these sandstones lies far in the south.

Monotonous sandy mudstones (called „Bröckelschiefer“) and intercalated patchy-diffuse sandstones of bad sorting are typical for the study area. They are characterised in detail and a classification scheme is presented. The processes of their formation are determined by means of pe-



trographic investigations on the macro- and micro-scale and by geochemical and mineralogic analyses. It can be shown that aquatic as well as aeolian processes were involved, but that above all repeated reworking, redeposition and overprinting formed these sediments of mixed muddy and sandy composition. Variations of humidity (wet-dry-cycles) and of salinity were important controlling factors.

Profiles of wells and outcrops in the Hessian Depression are correlated using a process-oriented method, which takes into account the genetic relationships of the sediments. Most important marker horizons are thin intercalations of freshwater deposits within the sabkha sequence, as there are no chronostratigraphic data. Six time slices of approximately isochronous boundaries can be defined within the time span between the Aller Series (z4, middle Zechstein) up to the base of the Buntsandstein. This makes possible the reconstruction of palaeogeographic maps, elucidating in detail the evolution of the Hessian Depression from a coastal sabkha plain in the Zech-

stein Series 4 to an ephemeral freshwater lake environment in the Zechstein Series 7 and finally to a fluvial plain in the Lower Buntsandstein. Zechstein deposits are derived from proximal source areas in the uplands of the Hessian Depression, in the study area mainly from the Rhenish Massiv in the west. On the contrary, Buntsandstein source areas lie within the Variscan Orogen far in the south. Sedimentation rates were low during the upper Zechstein and increased considerably at the beginning of the Buntsandstein.

In conclusion, it is demonstrated that already in the upper Zechstein, the sedimentary environment of the Hessian Depression was varying gradually in response to climatic changes. But with the onset of the Buntsandstein, both sedimentation rates and source areas changed abruptly, mainly due to tectonic processes in the Variscan Orogen. Continuous climatic changes also contributed to a completely reorganized sedimentary environment in the Buntsandstein.

## Inhalt

1. Einleitung	8
1.1 Zielsetzung	8
1.2 Datengrundlage	9
1.3 Untersuchungsmethoden	10
1.3.1 Sedimentologische Aufnahme von Kernbohrungen und Aufschlüssen	10
1.3.2 Mikroskopische Analysen	10
1.3.3 Röntgenfluoreszenzanalysen (XRF)	11
1.3.4 Röntgendiffraktometrie (XRD)	12
1.3.4.1 Übersichtsanalysen (Gesamtmineralogie)	12
1.3.4.2 Tonmineralanalysen	13
1.3.5 Multispektrale Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen	17
1.4 Stand der Forschung	20
1.4.1 Die globale Perm-Trias-Grenze	20
1.4.2 Paläogeographie, Paläoklima und Stratigraphie des Zechstein-Buntsandstein-Grenzbereichs im Untersuchungsgebiet	24
1.4.3 Sedimentation in hypersalinar-klastischen Gebieten	29



2. Ergebnisse	35
2.1 Lithotypen und Faziesassoziationen des Arbeitsgebietes	35
2.1.1 Sandige und konglomeratische Lithotypen	40
2.1.1.1 Schräggeschichtete Konglomerate (Gc)	40
2.1.1.2 Aufarbeitungshorizonte (Ss)	40
2.1.1.3 Massige Sandsteine (Sm)	41
2.1.1.4 Schräggeschichtete Sandsteine (Sc)	41
2.1.1.5 Sehr flach planar schräggeschichtete Sandsteine (Sl)	41
2.1.1.6 Horizontalgeschichtete Sandsteine (Sh)	42
2.1.1.7 Rippelgeschichtete Sandsteine (Sr)	42
2.1.1.8 Tonflaserige, wellig geschichtete Sandsteine (Sit)	43
2.1.2 Pelitische Lithotypen	43
2.1.2.1 Heterolithe (Het)	43
2.1.2.2 Laminierte Ton- bis Tonsiltsteine (Tl)	46
2.1.2.3 Massige Tonsiltsteine (Fm)	46
2.1.3 Mischgesteins-Lithotypen	46
2.1.3.1 Diffus geschichtete oder fleckig-schlierige Sandsteine (Sd)	47
2.1.3.2 Fleckig-diffuse Silt- bis Sandsteine (Mds)	50
2.1.3.3 Massige bis fleckig-schlierige Tonsiltsteine (Md)	56
2.1.3.4 Massige siltige Tonsteine (Mdt)	62
2.1.3.5 Konkretionen in Mischgesteinen (K0–K4)	64
2.1.4 Karbonatische und sulfatische Lithotypen	70
2.1.4.1 Dolomite (D)	70
2.1.4.2 Anhydrite (A)	70
2.1.5 Faziesassoziationen	71
2.2 Ergebnisse der Bohrungs- und Aufschlussaufnahmen	74
2.2.1 Niederhessische Tertiärsenke und Nordosthessen / Werra-Kali-Gebiet	74
2.2.2 Korbacher Bucht	77
2.2.3 Frankenberger und Marburger Raum	81
2.2.4 Nördliche und östliche Vogelsberg-Umrandung	83
2.2.5 Spessart und südliche Vogelsberg-Umrandung	84
2.2.5.1 Paläobodenrelikte an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze	85
2.2.6 Odenwald	92
2.2.7 Vergleich mit benachbarten Gebieten	94
2.2.7.1 Thüringen	94
2.2.7.2 Nordbayern	97
2.2.7.3 Pfalz und Kraichgau	98
2.3 Dünnschliffanalysen	101
2.3.1 Primäre und pedogen-diagenetische Strukturen der Mischgesteine	101
2.3.1.1 Korngrößenverteilung und Schichtung	101
2.3.1.2 Expositions- und Turbationsspuren, Hinweise auf Bodenbildung	106
2.3.1.3 Ableitung der Bildungsmechanismen	107
2.3.2 Sandsteindiagenese	115
2.3.3 Geröllspektrum grobklastischer Sedimente am Westrand der Hessischen Senke	118
2.4 Geochemische und mineralogische Analysen	122
2.4.1 Geochemie der pelitischen Lithotypen	122
2.4.2 Geochemische und mineralogische Trends im höheren Zechstein	125

2.4.2.1	Korbacher Bucht (Bohrung Braunsen)	125
2.4.2.2	Östliche Vogelsberg-Umrandung (Bohrung Ützhausen)	130
2.4.2.3	Spessart (Bohrung Aura)	134
2.5	Ergebnisse der multispektralen Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen	137
2.5.1	Zeitliche Entwicklung der Kalium-, Uran- und Thoriumgehalte	138
2.5.1.1	Aufschluss Vierstöck: Zechstein 2–5/6 in Randfazies	138
2.5.1.2	Aufschluss Heinebach: Zechstein 5–7	139
2.5.1.3	Aufschluss Altenhaina: Zechstein-Buntsandstein-Grenze in Randfazies	141
2.5.1.4	Aufschluss Niederweimar: Zechstein-Buntsandstein-Grenze in Randfazies und Basisbereich des Unteren Buntsandstein	142
2.5.1.5	Zusammenfassende Interpretation der Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen	143
2.5.2	Auswertung der spektralen Gamma-Strahlungs-Messungen nach Lithotypen	144
2.5.2.1	Th/U-Verteilung	145
2.5.2.2	Th/K-Verteilung	147
2.5.2.3	Zusammenfassende Interpretation der lithologiespezifischen Gamma-Strahlungs-Auswertung	149
<b>3.</b>	<b>Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>152</b>
3.1	Sedimentationsmilieu im ausgehenden Zechstein	152
3.1.1	Salinität	152
3.1.2	Transportprozesse und Sedimentgenese	159
3.1.3	Reliefenergie und Expositionszeiten	162
3.1.4	Wasserdargebot und Saisonalität	164
3.1.5	Redoxbedingungen	165
3.1.6	Zusammenfassung des Sedimentationsmilieus im ausgehenden Zechstein	166
3.2	Paläogeographische Rekonstruktion	167
3.2.1	Prozessorientierte Korrelation	168
3.2.2	Paläogeographie ausgewählter Zeithorizonte	173
3.2.2.1	Zeitscheibe A (Aller-Folge, z4): letzter klassischer Salinarzyklus	175
3.2.2.2	Zeitscheibe B: deutliche Süßwasserzuflüsse von Westen	176
3.2.2.3	Zeitscheibe C: Süßwasserzuflüsse von Westen und in geringem Ausmaß von Süden	178
3.2.2.4	Zeitscheibe D: Süßwasserzuflüsse von Westen und erste ephemere Seen im Nordwesten	180
3.2.2.5	Zeitscheibe E: Süßwasserzuflüsse von Westen und ausgedehntes ephemeres Seengebiet im Norden	181
3.2.2.6	Zeitscheibe F (höchste Fulda-Folge, z7): starke Süßwasserzuflüsse, ausgedehnte ephemere Seengebiete, Ende der Sabkha-Sedimentation	183
3.2.2.7	Zeitscheibe G (Buntsandstein-Basis): weitgespannte Flussebene mit südlichen Liefergebieten	185
3.2.3	Zusammenfassung der paläogeographischen Rekonstruktion	187
3.3	Beckenanalyse	187
3.3.1	Liefergebiete und Transportwege	187
3.3.2	Mächtigkeitsentwicklung	191
3.3.3	Faziesdifferenzierungen und Beckengeometrie	194
3.3.4	Zusammenfassung der Beckenanalyse	196
3.4	Stratigraphische Aspekte	197

3.4.1	Zyklostratigraphische und sequenzstratigraphische Möglichkeiten	197
3.4.2	Vergleich mit magnetostratigraphischen Ansätzen	200
3.4.3	Diskussion der gängigen Lithostratigraphie	200
3.4.4	Zusammenfassung der stratigraphischen Aspekte	202
4.	Schlussfolgerungen	202
5.	Schriftenverzeichnis	207
6.	Anhang	219
6.1	Stratigraphisches Glossar	220
6.2	Glossar der Lithotypen, -subtypen und Faziesassoziationen	221
6.3	Listen der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse	222
6.3.1	Bearbeitete Bohrungen	222
6.3.2	Bearbeitete Aufschlüsse	223
6.4	Profilzeichnungen der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse	224
6.5	XRF-Messergebnisse	(siehe beiliegende CD)
6.6	XRD-Messergebnisse	(siehe beiliegende CD)
6.6.1	XRD-Messergebnisse Bohrung Braunsen	(siehe beiliegende CD)
6.6.2	XRD-Messergebnisse Bohrung Ützhausen	(siehe beiliegende CD)
6.6.3	XRD-Messergebnisse Bohrung Aura	(siehe beiliegende CD)
6.6.4	XRD-Messergebnisse Bohrung Gelhaar	(siehe beiliegende CD)
6.7	Ergebnisse der spektralen Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen	(siehe beiliegende CD)
Beilage 1	Prozessorientierte Korrelation: Profil 1 Südrand bis nördlicher Mündungsbereich der Hessischen Senke	
Beilage 2	Prozessorientierte Korrelation: Profil 2 Westrand bis Zentrum der Hessischen Senke	
Beilage 3	Auszug aus 6. Anhang: Glossare	

## 1. Einleitung

### 1.1 Zielsetzung

Der Umschwung von vorwiegend mariner Karbonat-Evaporit-Sedimentation während des Zechstein zu fluviatil-limnischen Sedimentation während des Unteren Buntsandstein wird in der Hessischen Senke und deren Randgebieten in einer 30–50 m mächtigen Abfolge klastischer Rotsedimente dokumentiert. Die vorherrschenden Sedimente dieser Abfolge sind relativ monotone tonig-sandige Mischgesteine, die bislang noch nicht näher untersucht wurden.

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, das sich ändernde Sedimentationsmilieu während des höheren Zechstein bis zum Beginn des Unteren

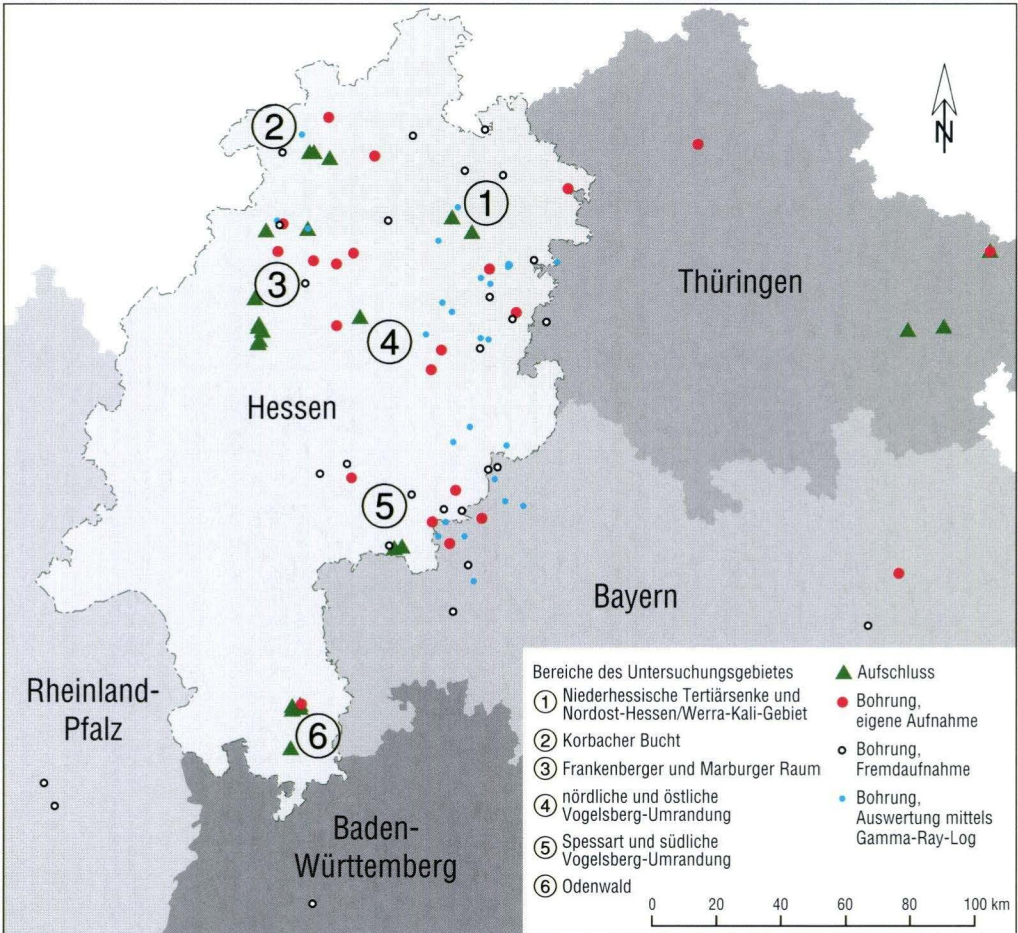
Buntsandstein nachzuzeichnen. Dazu sollten die auftretenden Sedimentfazies und Faziesassoziationen mit sedimentologischen Methoden untersucht und genetisch gedeutet werden. Durch Korrelation von Bohrungs- und Aufschlussprofilen unter sedimentologischen Gesichtspunkten sollten räumliche und zeitliche Faziesbeziehungen verdeutlicht sowie die paläogeographische Entwicklung der Hessischen Senke im höheren Zechstein rekonstruiert werden. Schließlich sollten mögliche Ursachen der Umgestaltung dieses Sedimentationsraumes aufgezeigt werden.



## 1.2 Datengrundlage

Bearbeitet wurden Bohrungen und Aufschlüsse der Hessischen Senke, dazu einzelne Vergleichsprofile aus den südlichen Randgebieten und aus der Thüringischen Senke. In allen Bohrungen ist der bearbeitete Bereich zwischen Zechstein 4 und Calvörde-Folge durchgehend gekernt. Zu den meisten Bohrungen liegen Gamma-Ray-Logs vor.

Eine Übersicht der bearbeiteten Profile zeigen Abb. 1 und Anhang 6.3. Außer diesen selbst bearbeiteten Bohrungen wurden Schichtenverzeichnisse weiterer Bohrungen herangezogen, die sich im Bohrkataster des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie befinden oder die bereits veröffentlicht wurden.



**Abb. 1.** Untersuchungsgebiet mit bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen: Der Arbeitsschwerpunkt lag in den Verbreitungsgebieten des Buntsandstein und Zechstein in Hessen, zu Vergleichszwecken wurden Bohrungen und Aufschlüsse aus benachbarten Bundesländern hinzugezogen. Zusätzlich zu den selbst aufgenommenen Profilen wurden Daten des Bohrkatasters des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie Wiesbaden und aus Veröffentlichungen verarbeitet (Namen und Koordinaten der Bohrungen und Aufschlüsse: s. Kap. 2.2, Legende zu Abb. 30–36 sowie Anhang 6.3).



Im höchsten Zechstein existieren in Hessen nur einzelne, in der Regel sehr kleine Aufschlüsse, die jeweils nur wenige Meter der interessierenden Schichtenfolge zeigen. Der hessenweit beste und größte Aufschluss des höchsten Zechstein ist der Aufschluss Heinebach im Fuldatal bei Rotenburg, den KÄDING (2000) als Typlokalität für die „Fulda-Folge“ (Zechstein 7, vorher „Bröckelschiefer-Folge“) benannte. Der unterste Bereich der Calvörde-Folge ist dagegen gut aufgeschlossen: Hier gibt es zahlreiche kleinere Bausandsteinbrüche, die heute größtenteils stillgelegt, aber z.T. noch relativ gut erhalten sind.

Die Zechstein-Buntsandstein-Grenze selbst ist nur im Frankenger Raum zusammenhängend aufgeschlossen gefunden worden (Anhang 6.3.2). Der Untersuchungsbereich muss daher in der Regel aus mehreren Aufschlüssen einer Region zusammengesetzt werden. Einen hervorragenden, zusammenhängenden Einblick in die Schichtenfolge ab dem mittleren Zechstein (Karbonat der Zechstein-Folge 3, sog. „Plattendolomit“) bis in die Calvörde-Folge hinein bietet der Kalksteinbruch der Wünschendorfer Dolomiterwerke in Caaschwitz in Ostthüringen.

## **1.3 Untersuchungsmethoden**

### **1.3.1 Sedimentologische Aufnahme von Kernbohrungen und Aufschlüssen**

Grundlage dieser Arbeit ist die detaillierte sedimentologische Aufnahme von Kernbohrungen (Abb. 1 und Anhang 6.3.1). Die Einstufung der fluviatilen Sedimente in Lithotypen erfolgte nach MIALL (1996, 2000). Für die unsortierten tonig-sandigen Mischsedimente des höheren Zechstein wurde ein eigenes Klassifikationsschema entwickelt, das auf vorangegangenen Geländearbeiten der Arbeitsgruppe um Gaupp aufbaut (GAUPP 1997, GAUPP et al. 2000, HOFMANN 1997, HOFMANN et al. 2000, HUG 1996 u. a.).

Als Ergänzung dazu wurden die wenigen vorhandenen Aufschlüsse des Untersuchungsgebietes aufgenommen, insbesondere um die laterale

Ausbildung von Sedimentkörpern, ihre Stapelungsart bzw. laterale Verzahnung untereinander und den gesamten Architekturstil kennenzulernen. Voraussetzung dazu war jedoch eine gewisse Mindestgröße des Aufschlusses, die nicht immer erreicht wurde.

Die anhand der makroskopischen Merkmale gewonnenen Ergebnisse zur Sedimentgenese und zu den Bildungsbedingungen wurden durch verschiedene Methoden, vor allem durch Dünnschliffmikroskopie (Kap. 1.3.2), Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF, Kap. 1.3.3) und Röntgendiffraktometrie (XRD, Kap. 1.3.4), überprüft und präzisiert.

### **1.3.2 Mikroskopische Analysen**

Dünnschliffe wurden überwiegend an der Universität Jena, z.T. auch am Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) Wiesbaden, hergestellt. An Sandsteinproben sollten vor allem der Mineralbestand und frühdiagenetische Überprägungen untersucht werden. An Dünnschliffen pelitischer Proben wurden Mikrostrukturen und Gefügemerkmale im Hinblick auf die Genese dieser Sedimente analysiert. Um Veränderungen der

Tonminerale zu vermeiden, wurden diese Proben unter Verwendung eines Glykol-Öl-Gemisches anstelle von Wasser präpariert. Einige Proben mit karbonatischem „Mulg“ in Hohlräumen wurden vor der Dünnschliffherstellung gefriergetrocknet. Zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit in Zementen und Konkretionen wurde eine Reihe von Dünnschliffen mit Alizarin-Rot angefärbt (NEY 1986).

### 1.3.3 Röntgenfluoreszenzanalysen (XRF)

Röntgenfluoreszenzanalysen pelitischer Proben wurden am Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) Wiesbaden an einem Siemens SRS 3000 Röntgenfluoreszenz-Spektrometer unter Vakuum durchgeführt, eine zweite Probenreihe am Nachfolgegerät Bruker S4 Explorer. Die Vergleichbarkeit der Messwerte beider Geräte war zuvor sichergestellt worden. Die Auswertesoftware am Messgerät war Spectra 3000 bzw. Spectra Plus am Nachfolgegerät. Zur Funktionsweise wellenlängendispersiver Röntgenfluoreszenzspektrometer sei auf die einschlägige Fachliteratur verwiesen, z.B. PAVIĆEVIĆ & AMTHAUER (2000).

Mittels XRF wurden  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Gesamt-Eisen als  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  berechnet),  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  analysiert. In Ergänzung wurden für einen Teil der Proben Kohlenstoff (C, berechnet zu  $\text{CO}_2$ ) und Schwefel (S, berechnet zu  $\text{SO}_3$ ) mittels C/S-Elementaranalysator ermittelt. Für einige Proben wurde der Anteil an  $\text{Fe}^{2+}$  am Gesamt-Eisengehalt titrimetrisch bestimmt. Der Gehalt an adsorptiv gebundenem Wasser ( $\text{H}_2\text{O}^-$ , „Bergfeuchte“) wurde durch Erhitzen der Probe auf  $110^\circ\text{C}$  bestimmt, der Gehalt an Kristallwasser ( $\text{H}_2\text{O}^+$ ) mittels Karl-Fischer-Titration. Zur Korrektur des Gewichtsverlustes beim Aufschmelzen der Probe für die XRF-Messung wurde für alle Proben der Glühverlust (loss on ignition, LOI) durch Glühen auf  $1100^\circ\text{C}$  für 2–3 Stunden ermittelt.

Bei der Auswertung der XRF-Messwerte wurde zur Abschätzung des Ton- bzw. Silt-/Sandgehalts der Pelitproben der absolute  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - bzw.  $\text{SiO}_2$ -Gehalt herangezogen. Alle anderen Elementoxidgehalte wurden auf  $\text{Al}_2\text{O}_3$  normiert, um den Einfluss unterschiedlicher Tongehalte zu minimieren.  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CO}_2$  und  $\text{SO}_3$  wurden z.T. in Molalitäten<sup>1</sup> umgerechnet, um die karbonatisch-sulfatisch

gebundenen Anteile von  $\text{CaO}$  und  $\text{MgO}$  abzuschätzen. Zusätzlich wurde der sog. „Alkali-Index“  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  berechnet, der in glimmerarmen Sedimenten die Feldspatführung bzw. das Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis charakterisiert (HEIM 1966). Der bei Sedimentgesteinen ebenfalls übliche „chemische Verwitterungsindex“ (chemical index of alteration, CIA) nach NESBITT & YOUNG (1982, zit. n. ROLLINSON 1993)<sup>2</sup> konnte wegen des hier geforderten rein silikatischen  $\text{CaO}$ -Gehaltes – in der Formel als  $\text{CaO}^*$  bezeichnet – nicht ausgewertet werden, da zwischen karbonatischem und silikatischem  $\text{CaO}$  nicht ohne weiteres unterschieden werden kann und karbonatische Anteile unterschieden werden kann und karbonatische Anteile unterschieden werden kann und karbonatische Anteile unterschieden werden kann. Unterschiedliche Anteile karbonatisch gebundenen Calciums in den Peliten verursachen auch beim „Index kompositioneller Reife“ (index of compositional variability, ICV) nach COX et al. (1995, zit. n. LEE 2002)<sup>3</sup> große Schwankungen, die nicht den Reifegrad des Pelits widerspiegeln, zumal neben primären detritischen auch sekundäre pedogen-diagenetische  $\text{CaO}$ -Anteile enthalten sind. Der ICV wird zusätzlich durch unterschiedliche  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte stark beeinflusst, so dass er zur Auswertung der untersuchten Pelite, die insgesamt sehr uneinheitliche  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte aufweisen, nicht geeignet erschien.

Bei der Darstellung der Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen in Kap. 2.4 wurden nur diejenigen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -normierten Hauptelementoxide behandelt und interpretiert, deren Gehalte sich als charakteristisch für einen bestimmten Lithotyp herausstellten oder die interpretierbare Trends zeigten. Die Ergebnisse aller durchgeführten XRF-Messungen und Zusatzbestimmungen finden sich in Anhang 6.5.

<sup>1</sup> Molalität [mol/kg] = Stoffmenge [mol] / Masse des Lösungsmittels [kg]  
= Massenanteil des Stoffes in der Gesamtprobe [g/kg] / Formelmass [g/mol]

<sup>2</sup> chemical index of alteration:  $\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \cdot 100$

<sup>3</sup> index of compositional variability:  $\text{ICV} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$



### 1.3.4 Röntgendiffraktometrie (XRD)

#### 1.3.4.1 Übersichtsanalysen (Gesamtmineralogie)

Für einen Teil der geochemisch analysierten Pelitproben wurde die Gesamtmineralogie mittels Röntgendiffraktometrie qualitativ bis semi-quantitativ untersucht. Dazu wurden die Proben nicht in der Scheibenschwingmühle, sondern in der Kugelmühle gemahlen, um eine bessere Erhaltung der Tonminerale zu gewährleisten. Die Pulverprobe wurde mit einem Glasplättchen auf einen Kunststoff-Probenträger aufgetragen und die Oberfläche glatt gestrichen. Der dabei hervorgerufene Textureffekt wurde durch möglichst gleichartige Herstellung aller Präparate in vergleichbarem Rahmen gehalten, mit steigendem Tongehalt vergrößert er sich jedoch naturgemäß.

Die so hergestellten Präparate (im Folgenden „Übersichtspräparate“) wurden an einem Siemens-Röntgendiffraktometer D-5000 mit DIFFRAC als Mess-Software am Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) in Wiesbaden gemessen. Als Strahlungsquelle diente eine  $\text{CuK}_\alpha$ -Röhre, gescannt wurde der Bereich von  $2$  bis  $70^\circ 2\theta$  mit einer Scan-Geschwindigkeit von  $2^\circ/\text{Min}$ .

Die Übersichtsanalysen wurden an Probenmaterial ohne inneren Standard durchgeführt, so dass sich die mineralogische Zusammensetzung der Probe zunächst nur **qualitativ** bestimmen ließ. Diese Auswertung erfolgte manuell, unterstützt durch die Software MacDiff (Version 4.2.6, PETSCHICK 2002b) mit hinterlegten, für sedimentologische Analysen spezifizierten Mineral-Datenbanken.

Die **semiquantitative Auswertung** von Proben ohne inneren Standard ist mittels **Peakflächenanalyse** möglich (PETSCHICK 2002a). Diese Methode eignet sich insbesondere für Sedimentgesteine zur einfachen und schnellen semiquantitativen Auswertung und liefert ausreichend verlässliche Daten, da gerade in Sedimenten die für quantitative Analysen zu fordernden konstanten Rahmenbedingungen (u. a. einheitliche chemische Zusammensetzung einer Probenserie, ein-

heitliche Korngröße und Kristallinität der beteiligten Phasen) ohnehin nicht gegeben sind (PETSCHICK 2002a). Durch Gegenüberstellung der Peakflächen charakteristischer Reflexe zweier Minerale und die Betrachtung der Veränderung dieses Verhältnisses im untersuchten Bohrungsprofil können Tendenzen aufgezeigt werden, beispielsweise im Illit/Quarz- oder im Chlorit/Kaolinit-Verhältnis. Die auf diese Weise semiquantitativ ausgewerteten Mineralverhältnisse zeigt Tab. 1.

Die sich überlagernden Reflexe bei  $12,3^\circ/12,5^\circ 2\theta$  ( $7,2/7,1 \text{ \AA}$ ) und bei  $26,6^\circ/27,5^\circ/27,9^\circ 2\theta$  ( $3,35/3,25/3,20 \text{ \AA}$ ) wurden zur Peakflächenanalyse mittels „Peakfit-Verfahren“ im Programm MacDiff „entflochten“ (Peakdekonvolution, PETSCHICK 2002a, b). Beim Peakfit-Verfahren wird für den zusammengesetzten Peak iterativ eine Kurve berechnet, die den tatsächlichen Kurvenverlauf möglichst genau wiedergeben soll (sog. „umhüllender Profilverlauf“). Als Funktionsgleichung wurde in der vorliegenden Arbeit die Pearson-VII-Funktion gewählt, die für Röntgenreflexe die besten Anpassungen ergibt (PETSCHICK 2002b: 9, 57). Ein unabhängiges Maß für die Anpassungsgüte der berechneten Kurve ist das Residuum, das die prozentuale Abweichung der tatsächlichen Kurve von der berechneten angibt. Als gute Anpassungen gelten Kurven, deren Residuen kleiner als 10% sind (PETSCHICK 2002b: 9). Aus der umhüllenden Profilfunktion wird dann eine vorher festzulegende Anzahl von Einzelfunktionen (Einzelpicks) berechnet, deren Überlagerung den umhüllenden Profilverlauf ergibt. Somit lassen sich die einzelnen Flächeninhalte der am zusammengesetzten Peak beteiligten Einzelpicks getrennt voneinander angeben.

Der bei  $6,2^\circ$  ( $14,3 \text{ \AA}$ ) und  $12,5^\circ 2\theta$  ( $7,1 \text{ \AA}$ ) auftretende Reflex ließ sich in den Übersichtsanalysen zunächst nur undifferenziert auf „**14-Å-Tonminerale**“ zurückführen, da zwischen nicht quellfähigen (Chloriten) und quellfähigen (Smektiten, Vermikuliten und verschiedenen Wechsel-

**Tab. 1.** Mittels Peakflächenanalyse semiquantitativ ausgewertete Mineralverhältnisse (F=Peak-Flächeninhalt; Winkelangaben in ° 2θ CuK<sub>α</sub>)

Bezeichnung	Berechnung	Aussage über
<b>Illit / Quarz</b>	$F_{\text{Illit } (8,8^\circ)} / (F_{\text{Illit } (8,8^\circ)} + F_{\text{Quarz } (20,8^\circ)})$	Tongehalt der Probe
<b>Chlorit / Kaolinit</b>	$F_{\text{Chlorit } (6,2^\circ)} / (F_{\text{Chlorit } (6,2^\circ)} + F_{\text{Kaolinit } (12,3^\circ)})$	Liefergebiet, Grad der chemischen Verwitterung, Porenwassermilieu (Alkalinität, Salinität, Ionenfracht)
<b>Feldspat / Quarz</b>	$F_{\text{Feldspäte } (13,5^\circ)} / (F_{\text{Feldspäte } (13,5^\circ)} + F_{\text{Quarz } (20,8^\circ)})$ oder (in Kap. 2.2.5.1): $F_{\text{Feldspäte } (27,0^\circ-27,9^\circ)} / (F_{\text{Feldspäte } (27,0^\circ-27,9^\circ)} + F_{\text{Quarz } (20,8^\circ)})$	Feldspatgehalt, kompositionelle Reife, Verwitterungsintensität
<b>Plagioklas / Alkalifeldspat</b>	$F_{\text{Plagioklasse } (27,9^\circ)} / (F_{\text{Plagioklasse } (27,9^\circ)} + F_{\text{überwiegend Alkalifeldspäte } (27,5^\circ)})$	Liefergebiet, kompositionelle Reife
<b>Hämatit / Quarz</b>	$F_{\text{Hämatit } (33,1^\circ)} / (F_{\text{Hämatit } (33,1^\circ)} + F_{\text{Quarz } (20,8^\circ)})$	Grad der Eisenimprägnierung (nur in Kap. 2.2.5.1)

lagerungsmineralen) ohne Glykolbehandlung nicht unterschieden werden kann. Im Hinblick auf die überaus große Variabilität der Smektite, Vermikulite und Wechsellagerungsminerale sowie die Möglichkeit einer bereits frühdiagenetisch einsetzenden sukzessiven Umbildung in Chlorite (HEIM 1990, VELDE 1992) wurde der 14-Å-Reflex in den Übersichtsanalysen vorläufig Chloriten zugeordnet. Eine genauere Untersuchung des 14-Å-Reflexes erfolgte an Texturpräparaten einzelner Stichproben (Kap. 1.3.4.2).

In Proben, die sowohl Chlorit als auch Kaolinit enthalten, kann es aufgrund von Überlagerungen der Basisreflexe schwierig sein, beide Minerale getrennt voneinander zu identifizieren (BRINDLEY & BROWN 1980: 322f.). Daher werden Chlorit und Kaolinit in der Regel durch Behandlung mit Salzsäure, Glykolierung und Tempern der Probe nachgewiesen (z.B. KÖSTER 1995). Alternativ dazu schlagen BISCAYE (1964) und PETSCHICK (2002a) die Chlorit/Kaolinit-Trennung am 25°-

Peak vor. Diese ist nach PETSCHICK (2002a) präziser und schneller als die konventionellen Methoden der Chlorit-Abtrennung, trotz möglicher Störeffekte durch andere Minerale oder chemische Variationen der Chlorit-Zusammensetzung (BISCAYE 1964). In den untersuchten Übersichtspräparaten waren jedoch die Reflexe bei 24,84° bzw. 25,13° 2θ meist nur sehr klein. Stattdessen konnte der (001)-Reflex von Kaolinit bei 12,3° 2θ (in jedem Fall < 12,4°, entsprechend 7,1-7,2 Å) eindeutig differenziert werden vom (002)-Reflex der Chlorite, der bei 12,5° 2θ liegt (in jedem Fall > 12,4°, entsprechend < 7,1 Å; vgl. Abb. 2). Daher wurden zur semiquantitativen Auswertung des Chlorit/Kaolinit-Verhältnisses die Flächeninhalte der Reflexe bei 6,2° 2θ (14,3 Å, Chlorit) und 12,3° 2θ (7,2 Å, Kaolinit, nach Trennung vom 7,1 Å-Peak mittels Peakfit-Verfahren, s.o.) gegenübergestellt (Tab. 1).

Die Ergebnisse der semiquantitativen XRD-Auswertung finden sich in Anhang 6.6.

### 1.3.4.2 Tonmineralanalysen

Zur Kontrolle der Ergebnisse der Übersichtsanalysen hinsichtlich der Tonmineralogie wurden von einigen Stichproben aus Bohrung Braunsen Texturpräparate am Institut für Geowissenschaften der Universität Jena hergestellt, die mit dem

Röntgendiffraktometer des Instituts analysiert wurden (Seifert-FPM XR7 mit Rayflex-Software). Als Strahlungsquelle diente auch hier eine CuK<sub>α</sub>-Röhre, gemessen wurde der Bereich von 4 bis 40° 2θ.



**Tab. 2.** Unterscheidung von Tonmineralen mittels röntgendiffraktometrischer Untersuchungen an Texturpräparaten. Angegeben sind die Basisreflexe der Tonminerale in [Å] im unbehandelten (luftgetrockneten) Präparat, nach der Behandlung mit Ethylenglykol sowie nach dem Erhitzen auf 300–350 °C resp. 500–600 °C; zusätzlich die Temperatur, die zum Kollabieren des Reflexes führt (zusammengestellt aus BRINDLEY & BROWN 1980: Tab. 5.8, ergänzt nach HEIM 1990).

Tonmineral	luftgetrocknet [Å]	Ethylenglykol [Å]	Tempern auf 300–350 °C [Å]	Tempern auf 500–600 °C [Å]	Reflex verschwindet bei Tempern auf	Anmerkungen
<b>Kaolinit</b>	7	7	7	verschwindet	500–550 °C	z.T. noch schwaches breites Band bei 12–14 Å bei 500–550 °C
Dickit	7	7	7	verschwindet	500–550 °C	meist breites Band bei 500–550 °C bei ca. 14 Å
Berthierin [Si <sub>2-x</sub> Al <sub>x</sub> O <sub>5</sub> ] [(Fe <sup>2+</sup> , Mg, Mn) <sub>3-x</sub> (Fe <sup>3+</sup> , Al) <sub>x</sub> (OH) <sub>4</sub> ]	7	7	7	verschwindet	450–500 °C 350–450 °C	Fe <sup>2+</sup> -Berthierin wird bei in Fe <sup>3+</sup> -Berthierin oxidiert; Berthierin mit x < 0,6 auch „7-Å-Chamosit“
<b>Smektit (Mg, Ca)</b>	15	17	10	10	700–1000 °C	
<b>Smektit (Na)</b>	12,5	17	10	10	700–1000 °C	
Vermikulit (Mg, Ca)	14,5	14,5	10	10	700–1000 °C	
Vermikulit (Na)	12,5	14,5	10	10	700–1000 °C	
<b>Mg-Chlorit</b>	14	14	14	14	800 °C	14-Å-Intensität bei 500–600 °C verstärkt; bei ca. 800 °C bildet sich Olivin
<b>Fe-Chlorit</b>	14	14	14	14	600 °C	14-Å-Intensität bei 500–600 °C sehr verstärkt; bei ca. 800 °C bildet sich Olivin
<b>„quellfähiger Chlorit“</b>	14	16–17	14	14		=Wechselagerungsminerale zwischen Chlorit und quellfähigem Tonmineral (Vermikulite oder Smektite) [eig. Anm.]
Palygorskit [Si <sub>8</sub> O <sub>20</sub> ] [Mg <sub>5</sub> (OH) <sub>2</sub> ](OH) <sub>2</sub> • (H <sub>2</sub> O) <sub>4</sub>	10,5	10,5	10,5+9,2	9,2	700 °C	deutlich höhere Intensität bei 10,5 Å bei 150 °C
Sepiolith [Si <sub>8</sub> O <sub>20</sub> ] [Mg <sub>5</sub> (OH) <sub>2</sub> ](OH) <sub>2</sub> • (H <sub>2</sub> O) <sub>4</sub>	12,2	12,2	12,2+10,4	10,4	700 °C	

An den Stichproben unterschiedlicher Tonmineralzusammensetzung sollte untersucht werden,

- ob die Übersichtsanalysen verlässliche Ergebnisse hinsichtlich des Auftretens von 14-Å-Tonmineralen und von 7-Å-Tonmineralen bringen,
- ob es sich bei den 7-Å-Tonmineralen tatsächlich um Kaolinite handelt und
- welche Tonminerale sich am 14-Å-Reflex beteiligen.

Die Pelitproben wurden möglichst schonend mechanisch und ohne Zusatz von Chemikalien zerkleinert. Aus der Fraktion < 2 µm wurden

Texturpräparate mit einer Belegungsichte von mindestens 15 mg/cm<sup>2</sup> auf der Trägerplatte hergestellt. Durch die Präparationsmethode konnte eine Korngrößentrennung innerhalb des Präparats weitgehend ausgeschlossen werden. Jedes Texturpräparat wurde zuerst unbehandelt (luftgetrocknet), dann glykolgesättigt und zuletzt nach zweistündiger Temperung bei 550 °C geröntgt (MOORE & REYNOLDS 1997).

Diese Messungen wurden wie die Übersichtsanalysen mit der Software MacDiff ausgewertet (PETSCHICK 2002a,b).

**Tab. 3.** Bestimmung der 7-Å- und der 14-Å-Röntgenreflexe an Texturpräparaten von sechs Stichproben unterschiedlicher Tonmineral-Zusammensetzung im Vergleich mit den Ergebnissen der Übersichtsanalysen (Proben stammen aus Bohrung Braunsen, Korbacher Bucht: Kap. 2.2.2; Lithotypen: vgl. Kap. 2.1 und Anhang 6.2).

Stichproben		Probe (Abb.- Verweis)	Übersichtsanalysen (Übersichtspräparate)		Tonmineralanalysen (Texturpräparate, Glykolierung, Tempern)		
Teufe [m u. GOK]	Strati- graphie [Lithotyp]		14 Å (Chlorite/Smek- tite/Vermikulite/ Wechsella- gerungsminerale)	7 Å (Kaolinit/ Dickit)	14 Å Bestimmung	7 Å Bestimmung	weitere Minerale
195,9	suC [Md]	37963 (Abb. 2a)	x	(x)	Chlorite	–	Glimmer, Quarz, Hämatit
228,9	suC [Fm]	37957	x	x	Chlorite, quellfähige Wechsella- gerungsminerale	wenig Kaolinit	Glimmer, wenig Quarz, Hämatit
268,5	z7 [Mdt]	37922 (Abb. 2b)	x	x	Chlorite, quellfähige Wechsella- gerungsminerale	Kaolinit	Glimmer, Quarz, Hämatit
276,1	z7 [Md(s)]	37916	x	x	wenig Chlorite	Kaolinit	Glimmer, Quarz, Hämatit
280,3	z6 [Mdt]	37907 (Abb. 2c)	–	x	–	Kaolinit	Glimmer, Hämatit
285,6	z4 [Md(t)]	37297	–	x	–	Kaolinit	Glimmer, wenig Quarz, Hämatit

x nachgewiesen      (x) unsicher oder nur in geringen Anteilen nachgewiesen      – nicht nachgewiesen

Ethylenglykol wird als polare Flüssigkeit in die Zwischenschichten quellfähiger Tonminerale eingelagert und stellt dort einen Standard-Gitterabstand ein. Je nach Größe dieses Abstands lässt sich dann bestimmen, welches quellfähige Tonmineral vorliegt. Smektite zeigen nach ausreichend langer Glykolbehandlung, d.h. bei optimaler Quellung, aufgrund ihrer regelmäßigen Gitterabstände schärfere Reflexe als Wechsellaagerungsminerale (BRINDLEY & BROWN 1980: 324).

Beim Tempern auf 500–600 °C kollabieren quellfähige Tonminerale, indem die Zwischenschicht dehydriert wird. Die Struktur von Kaolinit und von Hydroxiden wird durch das Erhitzen zerstört, und die entsprechenden Reflexe verschwinden (BRINDLEY & BROWN 1980: 322, KÖSTER 1995). Chlorite bleiben erhalten, wobei sich die Intensität des 14-Å-Reflexes um den Faktor 2–5 vergrößert, während sich die Intensität der Reflexe höherer Ordnung verringert (KÖSTER 1995)

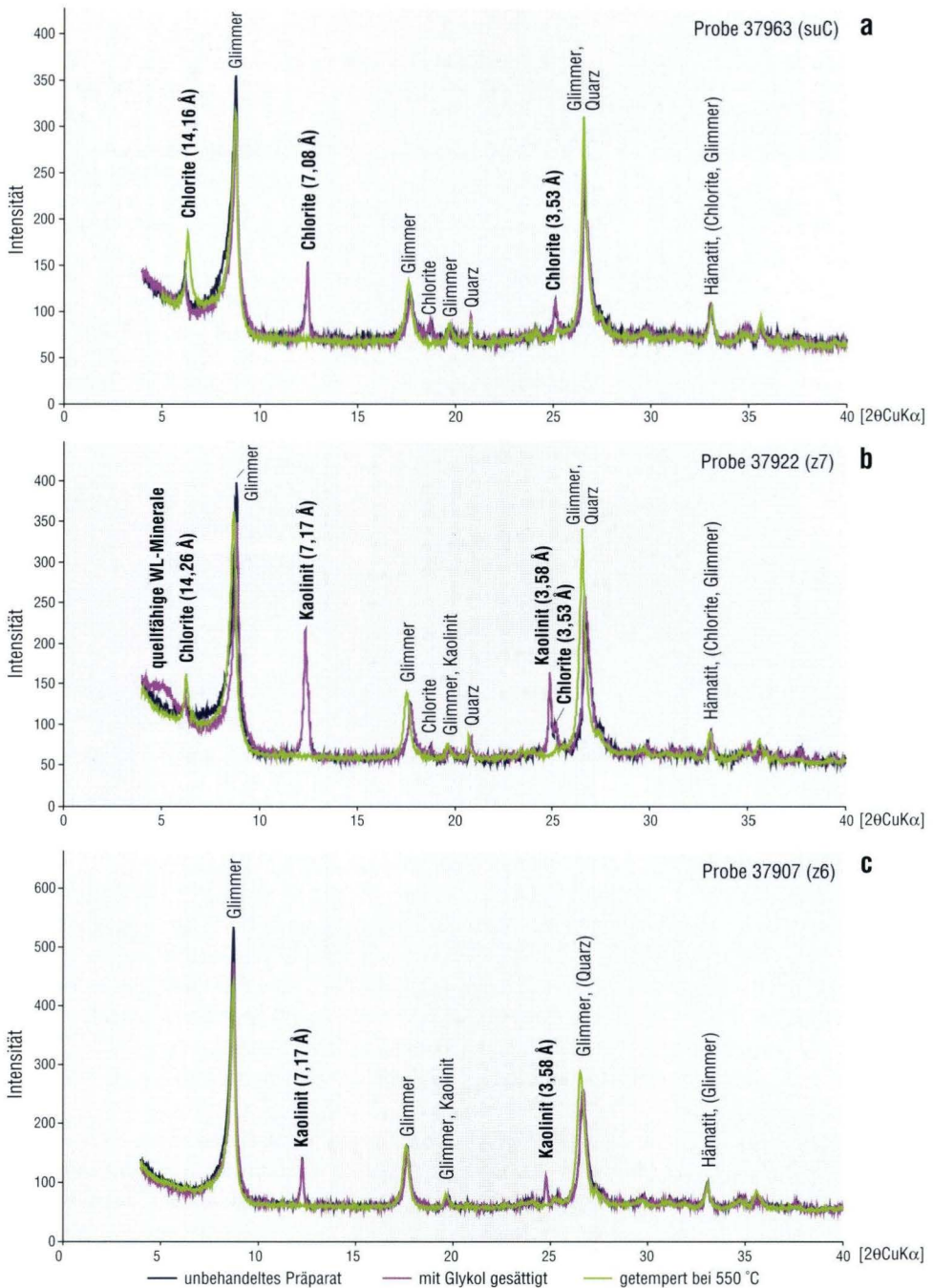
bzw. Reflexe gerader Ordnung vollständig verschwinden (THOREZ 1975: Tab. 3).

Eine Übersicht zur Unterscheidung verschiedener Tonminerale durch Glykolbehandlung und Tempern anhand der Basisreflexe zeigt Tab. 2 (nach BRINDLEY & BROWN 1980: Tab. 5.8).

Die an sechs Stichproben durchgeführten Tonmineralanalysen bestätigten im Wesentlichen die Ergebnisse der Übersichtsanalysen (vgl. Tab. 3 und Abb. 2):

Der in den Übersichtsanalysen zunächst nur vorläufig „Chloriten“ zugeordnete **14-Å-Reflex** (vgl. Kap. 1.3.4.1) trat in den entsprechenden Texturpräparaten ebenfalls auf. In den Proben 37916 (z7) und 37963 (suC; Abb. 2a) ging der 14-Å-Reflex ausschließlich auf nicht quellfähige Chlorite zurück, quellfähige Tonminerale wurden hier nicht nachgewiesen. In den Proben 37957 (suC) und 37922 (z7; Abb. 2b) ließen sich anhand des Aufquellens auf etwa 17Å nach Glykol-





**Abb. 2.** Bestimmung der 7-Å-Tonminerale (Kaolinite) und der 14-Å-Tonminerale (je nach Quellfähigkeit: Chlorite und quellfähige Wechsellagerungsminerale) sowie sonstiger Bestandteile an Texturpräparaten von Stichproben unterschiedlicher Tonmineral-Zusammensetzung (vgl. Tab. 3); im Text erwähnte charakteristische Tonmineral-Reflexe sind in Fettdruck beschriftet: **a)** Chlorite; **b)** quellfähige Wechsellagerungsminerale, Chlorite, wenig Kaolinit; **c)** Kaolinit. Alle Proben stammen aus Bohrung Braunsen (Korbacher Bucht; Kap. 2.2.2).

behandlung zusätzlich quellfähige Tonminerale nachweisen. Wegen des breiten glykolierten Reflexes handelt es sich wahrscheinlich nicht um reine Smekтите, sondern um unregelmäßige Chlorit/Smektit-Wechselagerungsminerale (in Tab. 2 als „quellfähiger Chlorit“ bezeichnet, nach BRINDLEY & BROWN 1980: Tab. 5.8). In den Proben, bei denen in den Übersichtsanalysen kein Reflex bei  $6,2^\circ 2\theta$  zu erkennen war, trat er auch in den Texturpräparaten nicht auf (37297, z4, und 37907, z6; Abb. 2c).

Ein deutlicher Reflex bei  $14 \text{ \AA}$  wird aufgrund dieser Ergebnisse auch bei den Übersichtsanalysen (nicht quellfähigen) **Chloriten** zugeordnet; in einigen Fällen können zusätzlich sog. „quellfähige Chlorite“, d. h. unregelmäßige Chlorit/Smektit-Wechselagerungsminerale, enthalten sein.

Auch **Kaolinit** konnte durch die Tonmineralanalysen bestätigt werden: Sowohl der (001)-Reflex bei  $12,3^\circ 2\theta$  ( $7,17 \text{ \AA}$ ) als auch der (002)-Reflex bei  $24,8^\circ 2\theta$  ( $3,58 \text{ \AA}$ ) sind in den Analysen ohne Vorbehandlung scharf und von relativ hoher Intensität (Abb. 2b,c). Glykolbehandlung ändert daran nichts, aber beim Tempern von  $550^\circ \text{C}$  verschwindet der Reflex. Ein schwaches breites Band bei  $7,4\text{--}6,3^\circ 2\theta$  nach dem Tempern, wie es von BRINDLEY & BROWN (1980; vgl. Tab. 2) für Kaolinit als möglich und für Dickit als häufig beschrieben wird, ist in den Analysen nicht zu se-

hen. Die beschriebenen Reflexe könnten daher theoretisch auch von Berthierin verursacht werden (vgl. Tab. 2). Berthierin ist jedoch im Vergleich zu Kaolinit oder Dickit wesentlich seltener und an eisenreiche Sedimente gebunden (vgl. HEIM 1990: 59).

Auf mögliche Probleme bei der Identifizierung von Chlorit und Kaolinit in Proben, die beide Minerale enthalten, wurde bereits in Kap. 1.3.4.1 hingewiesen. Der Chlorit/Kaolinit-Doppelpeak bei  $25^\circ 2\theta$ , der in den Übersichtsanalysen meist nur sehr schwach ausgebildet und daher für die Chlorit/Kaolinit-Trennung ungeeignet war (vgl. Kap. 1.3.4.1), trat in den analysierten Texturpräparaten als deutlicher Reflex auf (Abb. 2b). Chlorit ( $3,54 \text{ \AA}$  bzw.  $25,13^\circ 2\theta$ ) und Kaolinit ( $3,58 \text{ \AA}$  bzw.  $24,84^\circ 2\theta$ ) konnten dann auch an diesem Peak eindeutig voneinander differenziert werden.

Mit Hilfe der durchgeführten Tonmineralanalysen an Texturpräparaten konnte gezeigt werden, dass auch die Übersichtsanalysen zu verlässlichen Ergebnissen führen und sogar hinsichtlich der Tonmineralogie – mit Einschränkungen bei der Differenzierung der  $14\text{-\AA}$ -Tonminerale – interpretierbar sind. Daher wurde für die Untersuchungszwecke der vorliegenden Arbeit auf die weitaus zeitaufwändigere Herstellung und Analyse von Texturpräparaten verzichtet.

### 1.3.5 Multispektrale Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen

An größeren Aufschlüssen wurden multispektrale Gamma-Strahlungs-Messprofile mit dem Exploranium-Handspektrometer GR-320 der Universität Jena erstellt. Die Daten wurden mit Hilfe der Exploranium-Software Explore 4 (Version 4.7) ausgelesen und kalibriert.

Jedes Messprofil wurde aus einzelnen  $15 \text{ cm}$  vertikal voneinander entfernten Messpunkten zusammengesetzt. Die Messsonde wurde direkt an die Aufschlusswand angelegt und die natürliche Gamma-Strahlung des Gesteins über  $45 \text{ Sekunden}$  gemessen, dazu wurde für jeden Mess-

punkt die Lithologie notiert. Moos und Flechten wurden vorher vom Gestein entfernt, da sie die Gamma-Strahlung merklich abdämpfen.

Gamma-Strahlung entsteht beim Zerfall der radioaktiven Isotope der Elemente Kalium (K), Uran (U) und Thorium (Th). Sie erzeugt im Natriumjodid-Kristall der Multispektral-Gamma-Strahlungssonde Impulse charakteristischer Energien bzw. Energiespektren (Abb. 3; vgl. RIDER 1996): So werden Impulse von  $1,46 \text{ MeV}$  Kalium zugeordnet, Impulse von  $1,76 \text{ MeV}$  Uran und solche von  $2,62 \text{ MeV}$  Thorium. Über die Kennt-



**Tab. 4.** Anteile radioaktiver Isotope an den Elementen Kalium, Uran und Thorium in natürlichen Mischungen (SERRA et al., 1980, zit. n. RIDER 1996: 70)

Element	Kalium		Uran		Thorium
radioaktive Isotope des Elements	<sup>40</sup> K		<sup>238</sup> U		<sup>234</sup> U
Anteil des radioaktiven Isotops im gesamten Element	0,0199 %		99,27 %	0,72 %	0,0057 %
					<sup>232</sup> Th
					100 %

nis, zu wieviel Prozent das betreffende Element in natürlichen Mischungen radioaktiv – d.h. Gamma-Strahlung erzeugende – Isotope enthält, lassen sich aus den gemessenen Impulsen in jedem Energiefenster die entsprechenden Elementgehalte im Gestein ableiten (Tab. 4). Als Einheit für die im jeweiligen Energiefenster gemessenen Impulse wird entweder die Impulsrate [cps] (counts per second) oder das Standardmaß [API] des American Petroleum Institute (Houston/Texas), bei dem das Eichnormal liegt, verwendet (FRICKE & SCHÖN 1999). JUNGHANS et al. (2003) konnten zeigen, dass die durch multi-

spektrale Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen bestimmten U-Gehalte im Labor mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF) reproduzierbar waren und dass die Methode der spektralen Gamma-Strahlungs-Messung somit verlässliche U-Werte bringt. In ihren Untersuchungen an marinen Schwarzschiefern erwiesen sich Spektralanalysen an Aufschlüssen als wertvolles Hilfsmittel für die Paläomilieu-Interpretation und für sequenzstratigraphische Analysen (vgl. a. AIGNER et al. 1995).

Aus der spektral aufgelöst gemessenen Gamma-Strahlung für K, U und Th lässt sich nach folgender Formel die Gesamtstrahlung (standard gamma ray oder sum gamma ray, SGR) berechnen, indem die elementspezifische Beteiligung an der Gesamtstrahlung berücksichtigt wird (RIDER 1996: 71):

$$\text{SGR[API]} = \text{U[API]} + \text{Th[API]} + \text{K[API]}$$

Für 1 ppm U = 8,09 API-Einheiten,  
 1 ppm Th = 3,93 API-Einheiten,  
 1 % K = 16,32 API-Einheiten

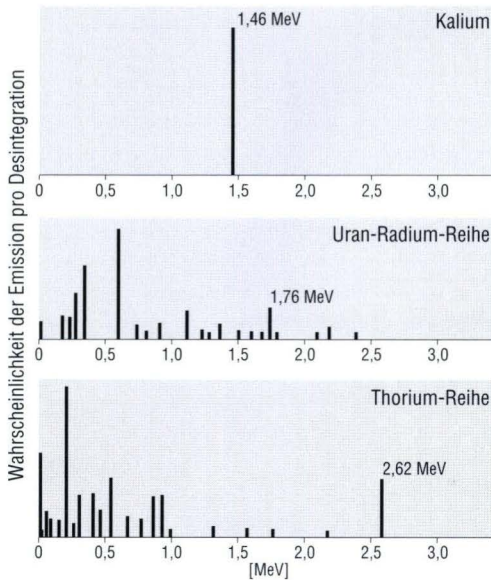
ergibt sich also:

$$\text{SGR[API]} = (8,09 \cdot \text{U[ppm]}) + (3,93 \cdot \text{Th[ppm]}) + (16,32 \cdot \text{K[%]})$$

Die so erhaltenen Gesamtstrahlungs-Profile lassen sich bei ausreichend großen Aufschlüssen mit denen umliegender Bohrungen korrelieren.

Darüber hinaus wurden in der vorliegenden Arbeit die Aufschluss-Gamma-Strahlungs-Messungen aus Aufschlüssen lithologiespezifisch ausgewertet, um Aussagen zum Mineralbestand der Gesteine und gegebenenfalls zum Ablagerungsmilieu gewinnen zu können (Kap. 2.5.2):

**Kalium** ist hauptsächlich in Feldspäten und



**Abb. 3.** Spektren der emittierten Gamma-Strahlung von Kalium, Uran und Thorium. Die bei der Multispektralanalyse zur Identifikation des jeweiligen Elements verwendeten Energiebereiche sind angegeben (aus RIDER 1996: Fig. 7.2).

Illiten bzw. Glimmern (und Glaukonit) enthalten, nicht dagegen oder nur in Spuren in Kaolinit, Smektiten und Chloriten. Natürliche Tone, die immer Mischungen aus verschiedenen Tonmineralen darstellen und in denen sich die Unterschiede im Kalium-Gehalt der einzelnen Tonminerale daher abschwächen, haben einen recht konstanten durchschnittlichen Kalium-Gehalt von 2–3,5 %. In Evaporiten kommt Kalium nur in Form von Kalisalzen vor (RIDER 1996: 74f., 77).

Wegen seiner variablen Elektronegativität und der Fähigkeit, Komplexe zu bilden, ist **Uran** insgesamt sehr mobil (RIDER 1996: 75f.). Als Uranoxidion  $\text{UO}_2^{2+}$  ist es unter oxidierenden Bedingungen löslich und fällt in extrem saurem (pH 2,5–4,0), reduzierendem Milieu sofort aus. Das meiste Uran (90 %) wird jedoch nicht in gelöster Form, sondern gebunden an Tonpartikel transportiert: die Suspensionsfracht von Flüssen enthält durchschnittlich 3 ppm Uran, die Bodenfracht dagegen sehr viel weniger. Die zur chemischen Ausfällung von Uran erforderlichen extrem sauren, reduzierenden Bedingungen werden in natürlichen Milieus selten erreicht, beispielsweise aber in stagnanten, anoxischen Wässern. Häufig ist Uran auch in organikreichen Sedimenten konzentriert. Wegen der hohen Mobilität des Urans ist seine Verteilung im Sediment jedoch charakteristischerweise sehr heterogen, und Uran kann auch nach der Ablagerung noch vielfach wieder gelöst und ausgefällt werden. Extrem hohe Uran-Gehalte im Sediment deuten auf ungewöhnliche Bedingungen hin, wie sie zur Ausfällung von Uran notwendig sind: So kennzeichnen z. B. sehr hohe Uran-Gehalte bzw. ein entsprechend sehr kleines Th/U-Verhältnis (marine) kondensierte Abfolgen oder Diskontinuitätsflächen (RIDER 1996: 75f.).

**Thorium** ist im Unterschied zu Uran extrem immobil und unlöslich, dennoch aber in Sedimenten weit und gleichmäßig verbreitet, so dass der Thorium-Gehalt in Tonen sogar als Normierungsfaktor (base level) für den relativen Anteil anderer radioaktiver Elemente, insbesondere des Urans, benutzt wird (Th/U, Th/K, s.u.; RIDER

1996: 76f.). In Ton-Sand-Wechselfolgen tritt Thorium in aller Regel nur in der Tonfraktion auf und ist daher ein ausgezeichneter „Ton-Indikator“. Thorium kann zwar theoretisch an Tonminerale adsorbiert werden, wird aber in der Regel als Bestandteil von Schwermineralen in Tonkorngröße transportiert (Thorit, Monazit, Zirkon, Titanit, Epidot, Apatit, in der Reihenfolge abnehmenden Th-Gehalts). Thorium zeigt eine Affinität zu terrestrischen Tonmineralen, so dass Bauxite und Kaolinite in der Regel mehr Thorium enthalten als Smekтите und Glaukonite. Wegen seiner schlechten Löslichkeit ist Thorium häufig in residualen Böden wie Bauxiten angereichert. In grobkörnigeren Sedimenten kann Thorium in Schwermineralen der Siltfraktion oder in Seifen enthalten sein (RIDER 1996: 76f.).

Das **Th/U-Verhältnis** kann Aufschluss über die Redoxbedingungen zur Zeit der Ablagerung geben, da Uran in oxidierendem Milieu sehr gut löslich ist, meist in Form von Uran-Komplexen, in reduzierendem Milieu aber sofort ausfällt (s.o.). Nach JUNGHANS et al. (2003) kann bei einem Th/U-Verhältnis unter 2 von reduzierenden Bedingungen ausgegangen werden, bei einem Th/U-Verhältnis über 7 von oxidierenden. Dies gilt jedoch nur, sofern Uran nicht postsedimentär wieder gelöst oder ausgefällt wurde. Wegen der Affinität von Thorium zu terrestrischen Sedimenten und der von Uran zu marinen sollte das Th/U-Verhältnis auch das Verhältnis von kontinentalem gegenüber marinem Einfluss widerspiegeln. Eine einfache Ableitung des Ablagerungsraumes anhand des Th/U-Verhältnisses ist allerdings nach RIDER (1996: 88f.) nicht möglich. Tonsteine weisen in der Regel Th/U-Werte zwischen 3 und 6, im Mittel von 3,9 auf (MYERS & WIGNALL 1987, zit. n. RIDER 1996: 89). Davon abweichende extrem kleine Werte (<3), die auf hohe Uran-Gehalte zurückgehen, treten z. B. in kondensierten Abfolgen auf und können dann zur sequenzstratigraphischen Interpretation und Korrelation herangezogen werden. Extrem hohe Th/U-Werte sind dagegen nicht in dieser Weise interpretierbar (RIDER 1996: 89).



Das **Th/K-Verhältnis**<sup>4</sup> ist in Tonsteinen eine Funktion des Tonmineralegehalts und kann bei progressiver Änderung innerhalb von Tonsteinabfolgen klimatische Veränderungen, die in unterschiedlichen Tonmineralzusammensetzungen resultieren, anzeigen (RIDER 1996: 68): Unter humiden Bedingungen herrscht in der Regel Kaolinit unter den Tonmineralen vor und bewirkt ein hohes Th/K-Verhältnis, während unter ariden Bedingungen Illite dominieren und das Th/K-Verhältnis aufgrund des hohen K-Gehalts der Illite klein ist. In Sandsteinen ist das Th/K-Verhältnis dagegen abhängig vom Gehalt an detritischen

Mineralkörnern und zeigt daher auch bei allmählichen Veränderungen keine klimatischen Wechsel, sondern Änderungen in der mineralogischen Zusammensetzung an, z. B. Schwermineral-Anreicherungen an der Basis von Rinnensandsteinen (channel lags; RIDER 1996: 86f.). Versuche, anhand des Th/K-Verhältnisses auf die enthaltene Mineralart – insbesondere die Tonmineralart – zu schließen (QUIREIN et al. 1982, zit. n. RIDER 1996: 86), sind aufgrund der außerordentlich hohen chemischen Variabilität gerade der Tonminerale eher kritisch zu sehen (RIDER 1996: 86f.).

## 1.4 Stand der Forschung

Die vorliegende Arbeit berührt im Wesentlichen drei Themenkomplexe: die Perm-Trias-Grenze als globalen Wendepunkt und Aussterbeereignis, die zechsteinzeitlichen Ablagerungen

von Mitteleuropa, speziell der Hessischen Senke, und schließlich die sedimentologischen Zusammenhänge hypersaliner-klastischer Sabkha-Systeme und deren steuernde Faktoren.

### 1.4.1 Die globale Perm-Trias-Grenze

Die Erforschung der Perm-Trias-Grenze (Permian-Triassic Boundary, PTB) unter globalen bis überregionalen Gesichtspunkten ist seit langem von großem Interesse. In jüngster Zeit war ein Schwerpunkt der Forschungsarbeiten die stratigraphisch exakte Definition der Perm-Trias-Grenze und die Festlegung eines Typusprofils mit genauer Markierung des Grenzhorizonts durch einen „golden spike“ (Global Stratotype Section and Point, GSSP). Dieses Typusprofil wurde schließlich in Meishan in Südchina festgelegt (YIN et al. 1996, 2001). Seitdem versuchen zahlreiche Arbeitsgruppen, Korrelationen zu anderen Perm-Trias-Grenzprofilen der Erde herzustellen (z. B. TWITCHETT et al. 2001, HEYDARI et al. 2003, HEYDARI & HASSANZADEH 2003, STEINER et al. 2003, SZURLIES et al. 2003).

Die Perm-Trias-Grenze wird als der stärkste Einschnitt in die Lebewelt des Phanerozoikums angesehen (z. B. ERWIN 1993, BOWRING et al. 1998, HALLAM & WIGNALL 1999, KOZUR 1999a). Die Ursachen des Massenaussterbens mariner und terrestrischer Faunen und Floren an der PTB sind bis heute nicht vollständig geklärt; aus der Fülle wissenschaftlicher Arbeiten zu diesem Thema soll im Folgenden nur eine Auswahl der in jüngster Zeit erschienenen kurz vorgestellt werden.

Als Ursachen der biotischen Krise kommen vor allem klimatische Veränderungen in Frage, beispielsweise die lange Phase sehr trockener, lebensfeindlicher Bedingungen in weiten Teilen des Superkontinents Pangäa: Dieser hatte im Perm seine größte Ausdehnung erlangt und be-

<sup>4</sup> Th/K berechnet als  $(\text{Th}[\text{ppm}] / \text{K}[\%])$  nach RIDER (1996: 86f.)

gann bereits zu Beginn der Trias wieder zu zerbrechen (ZIEGLER 1990: 68, vgl. Kap. 1.4.2). Im Oberperm war Pangäa durch starke klimatische Gegensätze geprägt, indem auf der Südhalbkugel große Teile des Kontinents vereist waren, während auf der Nordhalbkugel extreme Aridität herrschte (SCHWARZBACH 1993). Erst mit Beginn der Trias war das Klima weltweit wieder ausgeglichener und insgesamt wärmer (SCHMIDT & WALTER 1990, DE WEVER 2000). Der Meeresspiegel lag während des ausgehenden Perm relativ tief, so dass weite Schelfgebiete periodisch trockenfielen und von kontinentalen Siliziklastika überfahren wurden (MALICSE & MAZZULLO 1996). Untersuchungen von HALLAM & WIGNALL (1999) ergaben jedoch, dass der Perm-Trias-Grenzbereich nicht – wie häufig angenommen – durch einen globalen Meeresspiegel-Tiefstand geprägt war, sondern dass die weltweite Transgression bereits im späten Changhsingium (Oberperm, vgl. Tab. 5 und Kap. 1.4.2) und nicht erst zu Beginn der Trias einsetzte. Vor allem die klimatischen Auswirkungen des gewaltigen Sibirischen Trapp-Vulkanismus am Ende des Perm, der eine lange Phase der Abkühlung („vulkanischer Winter“) und globale marine Anoxia bis weit auf die Schelfgebiete hinauf zur Folge hatte, werden als Ursache des Massenaussterbens und der bis weit in die Trias dauernden Phase der Erholung der Faunen gesehen (z. B. KOZUR 1998). BECKER et al. (2001) wiesen in Fulleren-Molekülen Helium und Argon nach, deren isotopische Zusammensetzung auf einen extraterrestrischen Ursprung dieser Edelgase schließen lässt. Daraus leiten BECKER et al. ein Impaktereignis an der Perm-Trias-Grenze ab, das der Auslöser einer Kette verschiedener Umweltveränderungen (cataclysms) und möglicherweise sogar des Sibirischen Trapp-Vulkanismus gewesen sein soll. KAIHO et al. (2001) fanden im Meishan-Profil in bestimmten Lagen des höchsten Perm Nickelanreicherungen zusammen mit impaktmetamorph überprägten Sedimentkörnern, außerdem eine Anreicherung der leichten Isotope von Schwefel und Strontium, und führen dies ebenfalls auf einen Meteoriteneinschlag zu-

rück. KOZUR (1998) schließt dagegen ein Impaktereignis an der PTB völlig aus. Er weist nach, dass bei differenzierter Betrachtung kein einzelnes katastrophales Aussterbe-Ereignis vorliegt, sondern dass verschiedene Arten, Lebensräume und Erdteile nacheinander und in unterschiedlichem Maße betroffen waren. Beispielsweise seien terrestrische Faunen z.T. deutlich vor der für den marinen Raum festgelegten PTB ausgestorben, und das viel zitierte Massenvorkommen mariner – und möglicherweise auch kontinentaler – Pilze (fungal spike) habe abrupt kurz vor der PTB geendet. Insbesondere Warmwasserfaunen wurden nach KOZUR stark zurückgedrängt; Kaltwasserfaunen oder Lebewesen mit der Fähigkeit, widrige Umweltbedingungen eine gewisse Zeit lang zu überdauern, seien dagegen wesentlich weniger oder gar nicht betroffen gewesen. Auffällig ist nach KOZUR auch, dass viele Faunen, die an der PTB verschwunden waren, in der späten Unteren und Mittleren Trias wieder auftauchten (Lazarus Taxa), vermutlich weil sie während der biotischen Krise auf kleinräumige Inselschelfe im tropischen Panthalassa-Ozean zurückgewichen waren und später wieder in tethyale Schelfbereiche zurückkehrten. Auch die Produktivität terrestrischer Pflanzen nahm an der PTB stark ab und erholte sich erst im späten Olenekium wieder (KOZUR 1998, vgl. Tab. 5). Als Hauptursache der biotischen Krise und der sie herbeiführenden klimatischen Veränderungen sieht KOZUR den Sibirischen Trapp-Vulkanismus. NIKISHIN et al. (2002) sind derselben Meinung, sehen aber den Vulkanismus in Zusammenhang mit beginnender Riftbildung und als Ursache dieser Phänomene eine an der PTB einsetzende globale Neuordnung der Plattengrenzen, vermutlich zurückgehend auf eine globale Änderung des Mantelkonvektions-Systems. WIGNALL (2001) sieht zwar auch einen engen Zusammenhang zwischen der vulkanischen Aktivität und der biotischen Krise, weist aber nach, dass die Eruptionen etwas später einsetzen als die Hauptphasen der Extinktionen. Ebenso belegen TWITCHETT et al. (2001), dass der ebenfalls häufig als Ursache des Aussterbens ge-



sehene starke Rückgang der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von marinen Karbonaten und von terrestrischem Pflanzenmaterial erst nach den marinen und terrestrischen Aussterbe-Ereignissen einsetzt. Aus diesem Grund und weiteren zeitlichen Unstimmigkeiten stellen auch SEPHTON et al. (2003) die Impakttheorie in Frage. Vielmehr belegen sie durch Isotopenuntersuchungen und den Nachweis von bodenbürtigen organischen Verbindungen in terrestrisch beeinflussten flachmarinen Sedimenten, dass gegen Ende des Perm Bodenmaterial in großem Ausmaß vom Festland erodiert wurde. Dabei seien große Anteile des pedogen gebundenen Kohlenstoffs oxidiert und als  $\text{CO}_2$  in die Atmosphäre abgegeben worden und hätten so den oben genannten Wechsel in der Kohlenstoff-Isotopie verursacht. Daher halten SEPHTON et al. – ebenso wie KOZUR – den Sibirischen Trapp-Vulkanismus für die Ursache der ökologischen Katastrophe an der Perm-Trias-Grenze: Die durch die Eruptionen hervorgerufene globale Versauerung habe zur Destabilisierung auch der terrestrischen Ökosysteme geführt, unter anderem zum starken Rückgang der Vegetation als Erosionsschutz der Böden (vgl. RETALLACK & KRULL 1999, WARD et al. 2000). Auch das Aufblühen der Pilze im Oberperm kann nach SEPHTON et al. (2003) in diesem Zusammenhang gesehen werden, da große Mengen abgestorbener pflanzlicher Substanz optimale Lebensbedingungen für Pilzvergesellschaftungen boten. Ähnlich halten auch SARKAR et al. (2003) die Störung des Kohlenstoff-Haushalts der Erde für das Hauptcharakteristikum der PTB und folgern aus ihren Untersuchungen an terrestrischen PTB-Profilen in Indien eine einzige Ursache für diese Störung und deren Folgen. Am wahrscheinlichsten erachten sie dabei – anknüpfend an MORANTE (1996) und DE WIT et al. (2002, beide zit. n. SARKAR et al. 2003) – die Freisetzung großer Mengen mariner Methan-Gashydrate infolge eines weltweiten Meeresspiegel-Abfalls im späten Perm (vgl. HEYDARI & HASSANZADEH 2003). Auch RETALLACK et al. (2003) halten die plötzliche Dissoziation von Methan für die einzig plausible Ursache für die bio-

tische Krise an der PTB, wobei für sie neben marinen Methan-Gashydraten auch solche aus Permafrostböden in Frage kommen (vgl. KRULL & RETALLACK 2000). KRULL et al. (2004) sehen den Sibirischen Trapp-Vulkanismus und die darauf folgende globale Erwärmung als wahrscheinlichen Auslöser für die Freisetzung großer Methanmengen aus Gashydraten, vor allem aus Permafrostböden und Schelfbereichen der höheren Breiten. Diese Freisetzung von Methan und dem Oxidationsprodukt  $\text{CO}_2$  habe hochexplosive Gas-Luft-Gemische hervorgebracht, die zu global weitverbreiteten Waldbränden und folglich zu noch wesentlich stärkerer globaler Erwärmung führten; dies sei auch der Grund für die extrem lange Phase der Erholung der Faunen und Floren bis weit in die Trias hinein (vgl. KOZUR 1998). Die dargestellte Vielfalt möglicher Ursachen der biotischen Krise an der PTB erweitern schließlich KIDDER & WORSLEY (2004) um das Modell, dass das Abklingen der variszischen Orogenese und die folgende lange Phase ohne Plattenkollisionen (collisional orogeny gap) für die globale Erwärmung verantwortlich sei, die vom „icehouse“-Klima des frühen Perm zum extrem lebensfeindlichen „hothouse“-Klima zu Beginn der Trias geführt und durch eine Kette von Umweltveränderungen das Massenaussterben an der PTB verursacht habe.

Im Zusammenhang mit der genauen Abfolge der verschiedenen beobachteten Phänomene und möglichen Ursachen der biotischen Krise wird auch die Frage der Zeitdauer des Massensterbens am Ende des Perm diskutiert. An marinen Profilen mit terrestrischen Sporomorphen in Südgrönland gelang es TWITCHETT et al. (2001) nachzuweisen, dass marine und terrestrische Ökosysteme in nur kurzer Zeit – 10 000–60 000 Jahren – zusammengebrochen sein müssen. Zu diesem Schluss kommen auch STEINER et al. (2003) durch Nachweis des „fungal spike“ in terrestrischen, fossilführenden Sedimenten des Karoo-Beckens. Nach RETALLACK et al. (2003) gibt es im Bereich der PTB jedoch mehrere „fungal

**Tab. 5.** Stratigraphische Gliederung des Zechstein und Buntsandstein in der Hessischen Senke; der Untersuchungszeitraum ist farblich hervorgehoben. Globale Stufengliederung, geochronologische Zeitmarken und Angaben zum Zeitinhalt der einzelnen Folgen nach DSK (2002), im Zechstein 4–7 ergänzt nach MENNING (2000), Mächtigkeitsangaben für Hessen nach eigenen Ergebnissen und Angaben aus der hessischen Literatur (v.a. Erläuterungen zu den Geologischen Karten von Hessen 1:25 000).

Serie Alter [Ma]	Stufe	Gruppe	Untergruppe	Folge	Zeitinhalt [Ma]	Durchschnitts- mächtigkeit in Hessen [m]		
244	Anisium	Muschelkalk				8,0		
	Untertrias	Buntsandstein	Oberer (so)	Röt-Folge	s7	1,5		
				Solling-Folge (smS)	s6			
			Mittlerer (sm)	Hardeggen-Folge (smH)	s5	4,5		
				Detfurth-Folge (smD)	s4			
				Volpriehausen-Folge (smV)	s3			
			Indusium	Unterer (su)	Bernburg-Folge (suB)	s2	1,0	100 m
					Calvörde-Folge (suC)	s1	1,0	150 m
	251	PTB						
	Oberperm	Changhsingium 4,0 Ma	Zechstein	Fulda-Folge	z7	1,0	30 m	
Friesland-Folge				z6	5 m			
Ohre-Folge				z5	1,0	5 m		
Aller-Folge				z4				
Wuchiapingium 5,5 Ma		Leine-Folge		z3	1,5			
		Staßfurt-Folge		z2	1,5			
		Werra-Folge		z1	2,0			
		Rotliegend						

spikes“, so dass eine genaue Bestimmung der Perm-Trias-Grenze anhand solcher Marker-Horizonte nicht möglich sei. Auch LOOY et al. (2001) betonen, dass zwischen dem Beginn des Zusammenbruchs terrestrischer Ökosysteme und dem tatsächlichen Aussterben permischer Landpflanzen eine beachtliche Zeitspanne gelegen haben müsse, während der die einzelnen Floren keineswegs einheitlich zurückgegangen seien.

Das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren, die zum Zusammenbruch der Ökosysteme an der Perm-Trias-Grenze führten, ist in jedem Fall äußerst komplex und bis heute nicht restlos geklärt. Auch die Zusammenhänge der marinen und der terrestrischen Ökosysteme werden erst in allerjüngster Zeit erforscht, da die Korrelation

mariner und kontinentaler Perm-Trias-Grenzprofile weiterhin schwer fällt und besonders letztere durch ihre Fossilarmut in der Regel wenig Hinweise auf die ökologischen Ereignisse zu dieser Zeit enthalten (KOZUR 1999a).

Die hier kurz umrissenen Forschungsarbeiten zur Perm-Trias-Grenze (PTB) liefern wichtige Informationen zum globalen Rahmen des in der vorliegenden Arbeit behandelten, regional begrenzten Untersuchungsgebietes und -zeitraumes. Dabei ist jedoch zu beachten, dass die geochronologische, globale PTB biostratigraphisch definiert ist durch das erste Auftreten des Conodontentyps *Hindeodus parvus* (YIN et al. 2001). Dieses „first appearance date (FAD)“ ist in der



Regel jünger als die verschiedenen Anzeichen für katastrophale Umweltveränderungen, die bereits im späten Perm auftreten (s. o.). Von diesen Daten zunächst völlig unabhängig ist die Grenze zwischen den stratigraphischen Gruppen Zechstein und Buntsandstein in Mitteleuropa, die lithostratigraphisch definiert ist (u. a. KOZUR 1999b, MENNING 2000; s. a. Kap. 1.4.2). Gegenstand der hier vorgestellten Untersuchungen ist

somit nicht die Lage der globalen PTB in der Hessischen Senke – dazu eignet sich die fossil-leere, ausschließlich klastisch-terrestrische Sedimentabfolge der Hessischen Senke nicht. Vielmehr sollen in der vorliegenden Arbeit die sich ändernden Umweltbedingungen im ausgehenden Zechstein für den Bereich der Hessischen Senke mit sedimentologischen Methoden nachgezeichnet werden.

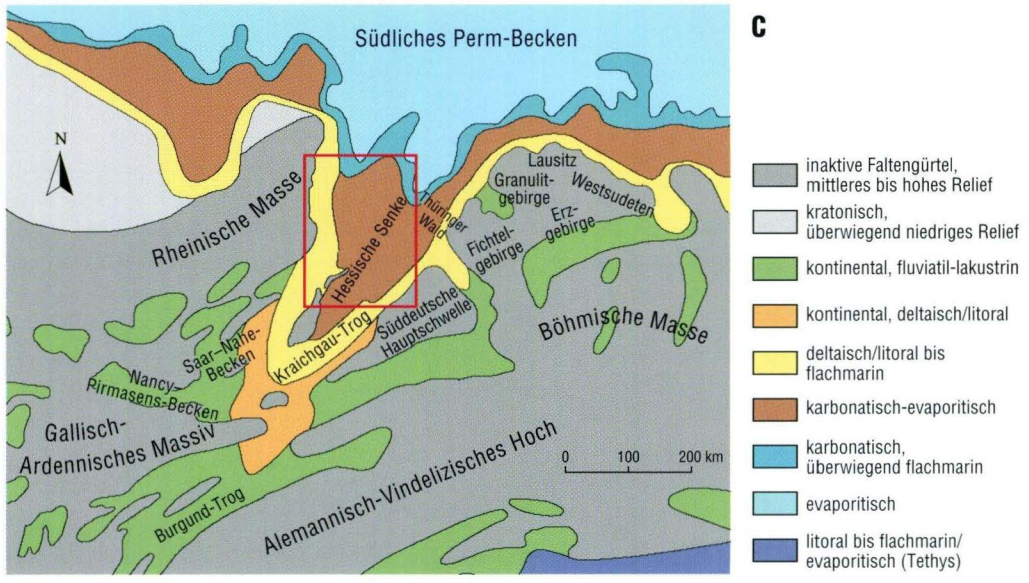
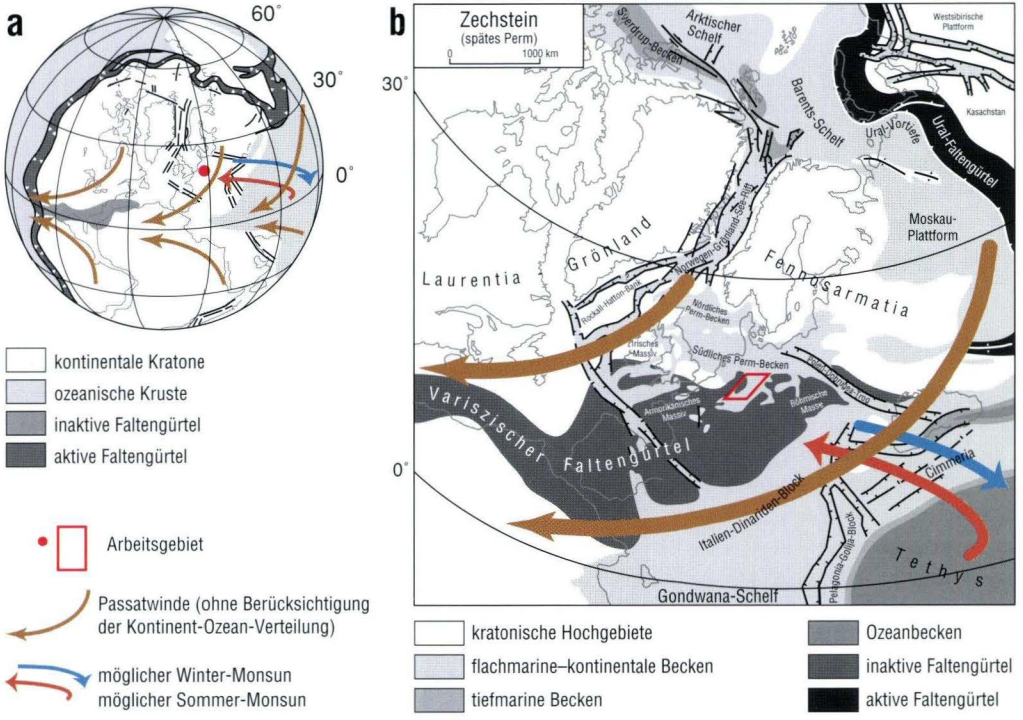
#### **1.4.2 Paläogeographie, Paläoklima und Stratigraphie des Zechstein-Buntsandstein-Grenzbereichs im Untersuchungsgebiet**

Mitteleuropa und damit auch das Untersuchungsgebiet der Hessischen Senke lagen im Perm im östlichen Teil des Superkontinents Pangäa, der im frühen Perm seine größte Ausdehnung erlangt hatte. Europa war seit dem Oberkarbon aus äquatorialen Breiten nordwärts gedriftet und lag am Ende des Perm bei etwa 20° nördlicher Breite (ZIEGLER 1990: 67, vgl. Abb. 4a). Die Hessische Senke<sup>5</sup> stellte im ausgehenden Perm eine Randsenke am Südrand des Südlichen Perm-Beckens (Southern Permian Basin) im nördlichen Vorland der Varisziden (Hercynian foldbelt) dar (ZIEGLER 1990, vgl. Abb. 4b). Das Südliche Perm-Becken erstreckte sich ungefähr auf dem Gebiet des heutigen Norddeutschen Beckens und hatte über das Senkungsgebiet der Polnischen Pforte (Polish-Dobrugea-Trough) Verbindung zur südöstlich gelegenen Tethys. Im Gebiet der heutigen Nordsee schloss sich das Nördliche Perm-Becken an (Northern Permian Basin), das im Norden zeitweise Verbindung zum Arktischen Ozean (Arctic Sea) hatte. Beide Becken waren zur Zeit des Rotliegend noch durch die Nordsee- und Ringkøbing-Fyn-Schwelle (Mid North Sea High, Ringkøbing-Fyn-High) weitgehend voneinander getrennt, wurden jedoch während des

Zechstein durch Riftgräben in dieser Schwellenregion zunehmend verbunden (ZIEGLER 1990: 77). Riftgräben unterschiedlicher Streichrichtungen durchzogen im späten Perm und in der Trias auch das Variszische Gebirge und die beiden Perm-Becken (ZIEGLER 1990: 77f., VAN WEES et al. 2000). Dabei entwickelte sich auch das System der Hessischen Senke, des Burgund-Trogs und der Rhônetal-Senke (Hessian, Burgundy, Rhône Valley depressions) zu einer wichtigen Subsidenzachse (ZIEGLER 1990: 77f., vgl. Abb. 4c). Damit dokumentiert sich der Wechsel vom permokarbonischen Kompressionsregime zu einem Extensionsregime mit Rifttektonik zu Beginn der Trias, das den Zerfall des Superkontinents Pangäa einleitete (ZIEGLER 1990: 69). Das Relief wurde im Bereich des Südlichen Perm-Beckens während des Perm zunehmend ausgeglichen, das Becken bestand jedoch auch zu Beginn der Trias noch weiter fort (ZIEGLER 1990: 77f.).

Das Südliche Perm-Becken lag während des Zechstein im nördlichen Passatwind-Gürtel und war durch trockenes Klima gekennzeichnet (ZIEGLER 1990: 70). Im nördlichen Passatwind-Gürtel dominieren extrem richtungskonstante und gleichmäßig starke Nordostwinde (Nordostpas-

<sup>5</sup> Im Zechstein wird der gesamte hessisch-thüringische Ablagerungsraum als Hessische Senke bezeichnet (ZIEGLER 1990: „Hessian Depression“, vgl. Abb. 4c). Erst mit Heraushebung einer Schwellenregion ungefähr in der zentralen Achse dieses Ablagerungsraumes („Eichsfeld-Schwelle“, HERRMANN 1961, „Rhön-Ruhla-Eichsfeld-Schwelle“, GRUMBT 1974, „Eichsfeld-Altmark-Schwelle“, RÖHLING 1991) im Mittleren Buntsandstein wird dieser in zwei mehr oder weniger getrennte Faziesräume unterteilt, die fortan als „Hessische Senke“ und „Thüringische Senke“ bezeichnet werden (vgl. GRUMBT 1974).



**Abb. 4a)** Globale Kontinentverteilung im Oberperm (250 Ma), **b)** großräumige Paläogeographie der arktischen und nordatlantischen Region; **c)** Paläogeographie und schematische Faziesbereiche am Südrand des Südlichen Perm-Beckens zur Zeit des Zechstein (ZIEGLER 1990, fig. 27, 29, encl. 19, modifiziert); ergänzt wurden zu erwartende Windsysteme und -richtungen des Untersuchungsgebietes: beständige Nordostpassate – schematisch ohne Berücksichtigung der Kontinent-Ozean-Verteilung – und mögliche saisonale Monsunwinde (nach LILJEQUIST & CEHAK 1984, LOCKWOOD 1985).



sat), die mit zunehmender Nähe zur äquatorialen Tiefdruckrinne (innertropische Konvergenzzone) durch die Coriolis-Kraft immer stärker in Richtung von Ostwinden abgelenkt werden (LILJEQUIST & CEHAK 1984, LOCKWOOD 1985; vgl. Abb. 4a, b). Die große Ausdehnung klimatisch völlig gegensätzlicher Gebiete auf der Erde während des Perm (weitreichende polare Vereisungen, ausgedehnte Wüstengebiete) führte wahrscheinlich dazu, dass die globalen Hochdruck- und Tiefdruckzonen enger zusammenrückten, was größere Windgeschwindigkeiten und damit auch höhere Deflations- und Evaporationsraten zur Folge hatte (ZIEGLER 1990: 70). Über der großen zusammenhängenden Kontinentalmasse Pangäas konnten sich jedoch jahreszeitlich bedingt stabile Luftdruckgebiete ausbilden, die einen „Mega-Monsun“ mit jahreszeitlich wechselnder Richtung bewirkten (PARRISH 1999): So ist im Sommer der Nordhalbkugel mit einem stabilen Tief über den Kontinentalgebieten zu rechnen, da diese sich stärker erwärmen als der Ozean, und die resultierende Ausgleichsströmung ist daher vom Ozean zum Kontinent gerichtet (LILJEQUIST & CEHAK 1984, LOCKWOOD 1985). Im Falle des am Oststrand Pangäas gelegenen Untersuchungsgebietes sollten demnach Ost- bis Südostwinde entstehen, die die Passatwinde verstärken würden („Südostmonsun“, vgl. Abb. 4a, b). Über warmen Meeresgebieten wie der Tethys konnten die Monsunwinde nach PARRISH (1999) viel Feuchtigkeit aufnehmen und so als auflandige Winde unter Umständen ergiebige saisonale Niederschläge bringen, insbesondere wenn sie an größeren Gebirgsmassen zum Aufsteigen gezwungen wurden. Im Winter der Nordhalbkugel wäre umgekehrt im Untersuchungsgebiet ein trockener „Nordwestmonsun“ zu erwarten, der die Passatwinde abschwächen oder sogar unterbinden würde (LILJEQUIST & CEHAK 1984, LOCKWOOD 1985). Dieses einfache Modell der Entstehung eines Monsunsystems, das bereits 1686 durch Halley für den Asiatischen Monsun entwickelt wurde (LOCKWOOD 1985), gibt jedoch nur eine ungefähre Vorstellung möglicher Monsunwinde. In dem

oben beschriebenen einfachen Schema wurden viele klimatische und meteorologische Faktoren nicht berücksichtigt, die ein Monsunsystem entscheidend beeinflussen können, beispielsweise die Lage und jahreszeitliche Verschiebung der innertropischen Konvergenzzone, die durch die Kontinent-Ozean-Verteilung mitbestimmt wird (LILJEQUIST & CEHAK 1984, LOCKWOOD 1985) und daher im Perm mit Sicherheit anders verlief als heute. Auch das zwischen dem Untersuchungsgebiet und der Tethys verlaufende Alemannisch-Vindelizische Hoch (Abb. 4c) wird die Ausbildung eines Monsunsystems in diesem Bereich Pangäas beeinflusst, wenn nicht verhindert haben. Genaue Daten über Windrichtungen im Untersuchungsgebiet zur Zeit des Zechstein fehlen, da keine für Schrägschichtungsmessungen geeigneten äolischen Sedimente überliefert sind. Für klimatische Betrachtungen in der vorliegenden Arbeit wird daher zwar die Möglichkeit eines starken Monsun-Systems in die Überlegungen einbezogen, generell wird jedoch von beständigen Nordostwinden entsprechend der Lage des Untersuchungsgebietes im nördlichen Passatwind-Gürtel ausgegangen.

Zur Stratigraphie und Petrographie des Zechstein in Mitteleuropa und in der Hessischen Senke existieren zahlreiche Arbeiten, die sich überwiegend auf die tieferen Zechstein-Zyklen konzentrieren, da diese auch wirtschaftlich von Interesse sind. Die roten Klastika des höheren Zechstein wurden dagegen meist vernachlässigt und auch bei der geologischen Kartierung in der Regel zusammengefasst dargestellt (z. B. „Obere Letten“, MOESTA 1876, GK 25 Blatt 5025 Hönebach). Einer der frühen sedimentologischen Bearbeiter des damals noch ungegliederten „Bröckelschiefers“ war CARLÉ (1956), der die Sedimente der Kernbohrung Bad Mergentheim (30 km südwestlich von Würzburg) sehr detailliert beschrieb und anhand der beobachteten Sedimentstrukturen erste Überlegungen zur Genese anstellte. In Hessen beschrieben unter anderen KULICK (1966), DIEDERICH (1966), PRÜFERT (1969) und DIEDERICH & HICKE-

THIER (1975) die Lithologie der „Bröckelschiefer-Folge“ und zeigten Gliederungsmöglichkeiten auf. Bereits 1970 erkannte REICHENBACH auf der Scholle von Calvörde oberhalb des Zechstein 4 (Aller-Folge) einen weiteren Salinarzyklus und gliederte ihn als „Ohre-Folge, z5“ aus der Bröckelschiefer-Folge aus. Ungeachtet dessen wurde 1974 die „Bröckelschiefer-Folge“ („suB“ oder auch „s1“) für den Abschnitt zwischen „Grenzanhidrit“ (heute Aller-Anhydrit, z4AN, vgl. KÄDING 1978a) und Gelnhausen-Folge („suG“ oder „s2“) definiert und zum Unteren Buntsandstein gerechnet (Arbeitsausschuss Buntsandstein der Geologischen Landesämter 1974, RICHTER-BERNBURG 1974). Eine Abgrenzung der „Bröckelschiefer-Folge“ von den liegenden „Oberen Letten“ und damit die damals gültige Grenzziehung zwischen Zechstein und Buntsandstein blieb in Hessen jedoch lange problematisch (DIEDERICH & HICKETHIER 1975). KÄDING (1977, 1978b) wies schließlich oberhalb der Ohre-Folge (z5) (REICHENBACH 1970) die Friesland-Folge als sechsten Zyklus (z6) nach und trennte sie ebenfalls von der „Bröckelschiefer-Folge“ ab. Er definierte die Grenze zwischen Friesland-Folge und der nun verkleinerten Bröckelschiefer-Folge („suB“) – die damalige Zechstein-Buntsandstein-Grenze – für die Hessische Senke genauer und wies sie in vielen Profilen Hessens, Nordbayerns und Baden-Württembergs nach (KÄDING 1978b). KÄDING (dto.) beschrieb auch bereits, dass die Bröckelschiefer-Folge zweigeteilt sei und dass sich zwischen Oberer und Unterer Bröckelschiefer-Folge offenbar ein Wechsel der Sedimentationsbedingungen vollzogen habe, da beispielsweise Dolomitknollen, die KÄDING einem Randmilieu des Sabkha-Beckens zuordnete, nur in der Unteren Bröckelschiefer-Folge auftraten, nicht mehr in der Oberen. Für den Abschnitt zwischen Oberem Aller-Ton und Friesland-Folge (z4Tr–z6) sowie für die Untere und für die Obere Bröckelschiefer-Folge konnte er Isopachenkarten für die Hessische Senke konstruieren.

Eine erste, über reine Isopachen-Karten deutlich hinausgehende Rekonstruktion der Paläogeographie der Zechstein-Zyklen 1 bis 4 und der

Bröckelschiefer-Folge für den hessischen Raum entwarfen KOWALCZYK et al. (1978). Sie betonten unter anderem, dass die Salinität vom Zechstein 1 zum Zechstein 4 sukzessive abnehme bzw. dass die Salinarzyklen immer unvollständiger ausgebildet seien, was die Autoren weniger auf klimatische als auf tektonische Ursachen zurückführten. Auch sie wiesen auf die Schwierigkeit der Grenzziehung zwischen dem vierten Zechstein-Zyklus und der Bröckelschiefer-Folge hin und regten deshalb eine Verlegung der Zechstein-Buntsandstein-Grenze an.

In der Folge erschienen mehrere Arbeiten, die sich nun auch stärker mit der Sedimentologie des Zechstein-Buntsandstein-Grenzbereichs beschäftigten, wobei weiterhin die Definition der Zechstein-Buntsandstein-Grenze mit verschiedenen Methoden verbessert werden sollte. Beispielhaft seien hier die Arbeiten von SCHWEISS (1984) im Odenwald und Pfälzer Wald, von BRÜNING (1986, 1988) im niedersächsisch-nordhessischen Raum sowie von KLEUSBERG & TIETZE (1987) im Bereich Bad Hersfeld – Richelsdorfer Gebirge genannt. Letztere leiteten an 14 Kernbohrungen die Sedimentationsgeschichte von der Leine-Folge (Zechstein 3) bis zur Gelnhausen-Folge des Unteren Buntsandstein ab und wiesen dabei unter anderem einen Wechsel der Transportrichtungen und des Entwässerungssystems im Zechstein-Buntsandstein-Übergangsbereich nach. ECKE (1986) untersuchte die Palynologie des Zechstein und Unteren Buntsandstein im nordhessisch-süd-niedersächsischen Raum und leitete aus den verschiedenen Palynofazies die Entwicklung von einem hypersalinaren Milieu im Zechstein zu einem niederschlagsreicheren Klima im Buntsandstein ab. Genauere paläoökologische Differenzierungen für den Zechstein konnte ECKE jedoch aufgrund der überwiegend allochthonen Natur der Mikroflora und der generellen Mikrofloraarmut des Zechstein – bzw. des völligen Fehlens einer Mikroflora im „Bröckelschiefer“ – nicht vornehmen (ECKE 1986: 83, 86). In Übereinstimmung mit ECKE wies WEBER (1990) für Nordbayern (Bohrung Obernsees) unter anderem mittels



Tonmineralanalysen einen Wechsel von arid-eva-  
poritischem zu semiarid-fluviatilem Milieu an der  
Zechstein-Buntsandstein-Grenze nach.

BEST (1988, 1989) beobachtete im nördlichen  
Teil des Südlichen Perm-Beckens einen weiteren  
Salinarzyklus oberhalb der Friesland-Folge, den er  
Mölln-Folge (z7) nannte. SCHÜLER & SEIDEL (1991)  
konnten für Nordwest-Mecklenburg zeigen, dass  
die Bröckelschiefer-Folge eine Randfazies der  
obersten Zechsteinzyklen darstellt. Daraufhin  
wurde 1993 die Bröckelschiefer-Folge durch Be-  
schluss der Subkommission Perm-Trias der Strati-  
graphischen Kommission der DUGW dem Zech-  
stein zugerechnet; die Gelnhausen-Folge wurde  
in Calvörde-Folge (suC) umbenannt und als litho-  
stratigraphische Basis des Buntsandstein definiert  
(Stratigraphische Kommission der DUGW, Sub-  
kommission Perm-Trias 1993). KÄDING (2000)  
wies schließlich in der Nordsee noch einen wei-  
teren Salinarzyklus nach, stellte aber die Existenz  
der Mölln-Folge als eigenständigen Salinarzyklus  
sensu BEST (1988, 1989) in Frage. Die Bröckel-  
schiefer-Folge – als Bereich zwischen Friesland-  
Folge (z6) und Calvörde-Folge (suC) – benannte  
er nach der Typokalität des Aufschlusses Heine-  
bach im Fuldataal (Nordosthessen, vgl. Kap. 2.2.1)  
in „Fulda-Folge“ und „z7“ um. Gemäß Beschluss  
der Subkommission Perm-Trias der Stratigraphi-  
schen Kommission der DUGW 2001 wird der  
Zechstein oberhalb der Aller-Folge (z4) nun in  
Ohre-Folge (z5), Friesland-Folge (z6, mit den  
Untereinheiten Eider-Formation und Mölln-For-  
mation) und Fulda-Folge (z7, mit den Unterein-  
heiten Unterer Fulda-Ton, z7T, und Oberer Fulda-  
Ton, z7Tr) gegliedert (RÖHLING 2001; vgl. Tab. 5  
und stratigraphisches Glossar in Anhang 6.1).

In diesem Zusammenhang ist es wichtig darauf  
hinzuweisen, dass die geochronologische, globale  
Perm-Trias-Grenze (PTB) zwischen den biostrati-  
graphisch definierten Stufen Tatarium bzw.

Changhsingium<sup>6</sup> und Indusium liegt (Tab. 5, vgl.  
MENNING 2000, 2001, DSK 2002) und sich nicht  
mit der Grenze zwischen den lithologisch defi-  
nierten stratigraphischen Gruppen Zechstein und  
Buntsandstein in Mitteleuropa deckt (u.a. ECKE  
1986, KOZUR 1999b, MENNING 2000). Die genaue  
Lage der PTB in der Sedimentabfolge Mitteleuro-  
pas wird diskutiert: So endet der Zechstein bei-  
spielsweise nach FUGLEWICZ (1987, zit. n. ZIEGLER  
1990: 80) 3 Ma vor der PTB. ECKE (1986) und KO-  
ZUR (1989, 1998, 1999b) legen die PTB aufgrund  
biostratigraphischer Untersuchungen an Sporo-  
morphen und Conchostraken an den Top des sog.  
„Graubankbereichs“ in der tieferen Calvörde-Fol-  
ge des Unteren Buntsandstein. Angaben zum Zeit-  
inhalt des Abschnitts zwischen Zechstein-Top und  
PTB – im Aufschluss Caaschwitz in Ostthüringen  
beispielsweise etwa 18 m mächtig (BACHMANN &  
BEUTLER 1998, vgl. Kap. 2.2.7.1) – machen ECKE  
und KOZUR jedoch nicht. Angesichts der für die  
gesamte Calvörde-Folge veranschlagten Zeitspan-  
ne von 1 Ma (DSK 2002, vgl. Tab. 5) sind jedoch  
die von FUGLEWICZ (1987) angegebenen 3 Ma  
sicherlich zu groß geschätzt. Eine globale Korre-  
lation der mitteleuropäischen Sedimentabfolge  
mit magnetostratigraphischen Methoden ver-  
suchten SZURLIES et al. (2003): Sie ermittelten im  
Südlichen Perm-Becken für den höchsten Zech-  
stein drei, für den Unteren Buntsandstein sechs  
magnetische Polaritätszonen und konnten diese  
mit Polaritätsskalen der tethyalen und der borea-  
len Trias korrelieren. Nach SZURLIES et al. liegt der  
„Graubankbereich“ und damit die PTB in allen  
korrelierten Profilen im untersten Bereich der  
ersten, auffallend mächtigen Magnetozone des  
Buntsandstein. Erstmals gelang SZURLIES et al. da-  
mit eine Abschätzung des Altersunterschieds zwi-  
schen der PTB und der Zechstein-Buntsandstein-  
Grenze, den sie auf mehr als 0,1 Ma bezifferten.  
Die Korrelation mit dem Typusprofil (GSSP) der  
PTB in Meishan (Südchina) hinsichtlich der Lage

<sup>6</sup> Changhsingium: höchste Stufe der „Permian standard stages“ von JIN et al. (1997), zit. n. MENNING (2000, 2001); vorgeschla-  
gen bei der „Subcommission on Permian Stratigraphy of the IUGS“ zur globalen einheitlichen Verwendung (MENNING 2001, vgl.  
auch DSK 2002)

der PTB in der globalen Polaritätsskala konnte durch SZURLIES et al. noch nicht eindeutig geklärt werden, da zu Meishan unterschiedliche paläomagnetische Arbeiten veröffentlicht wurden, die sich teils mit denen von SZURLIES et al. decken (LI & WANG 1989, zit. n. SZURLIES et al. 2003), teils jedoch nicht (ZHU & LIU 1999, zit. n. SZURLIES et al. 2003).

Sequenzstratigraphische Arbeiten für den Zechstein wurden beispielsweise von TUCKER (1991), GOODALL et al. (1992), STROHMENGER et al. (1996a, b), STROHMENGER & STRAUB (1996), WAGNER & PERYT (1997), BECKER (2002) und KAISER et al. (2003) veröffentlicht. Der Schwerpunkt dieser

Arbeiten lag jedoch auf den Zechstein-Folgen 1 und 2 (Werra- und Staßfurth-Folge).

Aus den hier genannten Forschungsarbeiten über die Sedimente des höchsten Zechstein in der Hessischen Senke geht hervor, dass vor allem die petrographische Beschreibung sowie die stratigraphische Untergliederung und Korrelation dieses Abschnittes Schwerpunkt vorangegangener Untersuchungen waren. Die Sedimentgenese, die sedimentologisch begründete Korrelation zeitgleicher Horizonte und die paläogeographische Entwicklung der Hessischen Senke sind bisher nur von wenigen Bearbeitern untersucht worden.

### 1.4.3 Sedimentation in hypersalinar-klastischen Gebieten

Unabhängig von den bisher beschriebenen Themenkomplexen gibt es zahlreiche sedimentologische Arbeiten zu rezenten hypersalinen Sedimentationsräumen, d.h. vor allem zu Playas und Sabkhas. Eine hydrologisch begründete Abgrenzung von kontinentalen Playas gegenüber litoralen Sabkhas lieferte ROSEN (1994). Im Folgenden wird für das Untersuchungsgebiet der Begriff „Sabkha“ verwendet, da eine Verbindung zum „Zechstein-See“, dem Südlichen Perm-Becken, noch gegeben ist. Demgegenüber wird für den gleichen Sedimentationsraum während des Unteren Buntsandstein der Begriff „Playa“ gebraucht, um den kontinentalen Charakter des nun vom marinen Raum abgeschnittenen Beckens zu verdeutlichen (z. B. PAUL 1999).

Die Forschungsarbeiten zu Sabkha-Systemen konzentrieren sich naturgemäß auf die Bereiche heutiger Küstensabkhas, vor allem auf die Region des Persischen Golfs, in denen die mächtigen Evaporitablagerungen auch wirtschaftliche Bedeutung haben (u. a. FRYBERGER et al. 1983, FRIEDMAN & KRUMBEIN 1985, JAVOR 1989, OREN 1999, LANDMANN et al. 2002, YECHIELI & WOOD 2002). Rezente bis quartäre intrakontinentale Playa-Systeme untersuchten u. a. BOWLER (1973, 1983), NANSON et al. (1986) und MAGEE et al. (1995) in

Australien. Aber auch ältere Sabkha- oder Playa-Systeme wurden sedimentologisch und hydrologisch untersucht und mit rezenten Systemen verglichen (u. a. SMOOT & OLSEN 1988, AIGNER & BACHMANN 1989, RENAUT & LAST 1994, ROSEN 1994, SMOOT & CASTENS-SEIDEL 1994, TALBOT et al. 1994, TUCKER 1999, ET-TOUHAMI 2000, GAUPP et al. 2000, GOODALL et al. 2000, HOFMANN et al. 2000, BENISON & GOLDSTEIN 2001, MELEZHIK et al. 2001, BREHM et al. 2002, ALSHARHAN & KENDALL 2003, GAUPP 2003). Bei der Anwendung der Erkenntnisse aktuogeologischer Arbeiten aus heutigen Sabkha- oder Playa-Systemen ist jedoch zu beachten, dass diese Systeme um ein Vielfaches kleiner dimensioniert sind als die Megaplaya- bzw. Megasabkha-Systeme früherer erdgeschichtlicher Epochen, z. B. des Perm (GAUPP 2003).

PURSER (1985) schlägt als Definition einer sedimentären Sabkha – im Gegensatz zur geographisch definierten – einen Raum vor, in dem das Sediment von kapillarer Evaporation betroffen ist, die zur Ausfällung von Sulfaten oder von noch leichter löslichen Salzen führt. Auf diese Weise grenzt er Küstengebiete mit subaquatischer Evaporitbildung von dem Sabkha-Begriff ebenso aus wie Gebiete, in denen nicht Sulfate, sondern nur Karbonate ausgefällt werden, was auch in nicht



hypersalinaren Gebieten möglich und häufig ist.

Sabkha-Systeme sind sehr heterogene, dynamische Ablagerungsräume, in denen sich marine, äolische und fluviatile Einflüsse vielfach und eng verzahnen können. Küstensabkhas bilden sich bevorzugt auf flachen, nur leicht abfallenden Küstenschelfen in geschützten, niedrigerenergetischen Bereichen, an denen durch laterale Akkretion rasch Sediment akkumuliert wird (PURSER 1985). Solche geschützten Bereiche können durch vorgelagerte Barrieren, durch Senken an der Küste oder durch die leewärtige Position des Küstenabschnitts entstehen. Begünstigend für die Sabkha-Bildung sind demnach flache Schelfmeere, eustatische und tektonische Stabilität und ausreichende Sedimentanlieferung. In küstennahen, tief liegenden und nicht durch hohe Barrieren geschützten Sabkhas sind marine Ingressionen häufig. Viele Sabkhas werden aber auch durch periodische Starkregenereignisse und darauf folgende schnelle, unkanalisierte Oberflächenabflüsse (Schichtfluten) geprägt, wie sie in ariden Klimaten charakteristisch sind. Auf diese Weise können erhebliche Mengen an klastischem Detritus aus höher gelegenen Randgebieten in die Senken der Sabkha-Ebene transportiert werden. Auch der Wind ist in Sabkha-Systemen grundsätzlich ein wichtiger Faktor. Er trägt nicht nur Sediment in die Sabkha ein, sondern bestimmt – neben der durchschnittlichen Temperatur und der Niederschlagsrate – auch entscheidend die Evaporationsrate (PURSER 1985).

Wasser kann in Küsten-Sabkhas aus drei Quellen stammen: aus dem Meer, aus Grundwässern oder aus Zuflüssen vom Hinterland nach Niederschlägen (PURSER 1985). Dabei sind marine und kontinentale Wasserzutritte in die Sabkha grundsätzlich sowohl als Oberflächenzuflüsse (Überflutungen, Schichtfluten etc.) als auch in Form von migrierenden Porenwässern möglich. Neben lateralen Migrationen von Poren- bzw. Grundwässern ist auch der vertikale Fluss in Form von kapillarem Aufstieg möglich. Er wird durch hohe oberflächliche Evaporationsraten verursacht und kann bei horizontalem, ausreichend oberflächennahem Grundwasserspiegel die laterale Poren-

wassermigration verursachen oder verstärken (PURSER 1985). Dieser Mechanismus wird nach HSÜ & SIEGENTHALER (1969) „evaporative pumping“ genannt; seine Bedeutung in hypersalinaren Milieus wird unterschiedlich eingeschätzt (vgl. PURSER 1985, SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994).

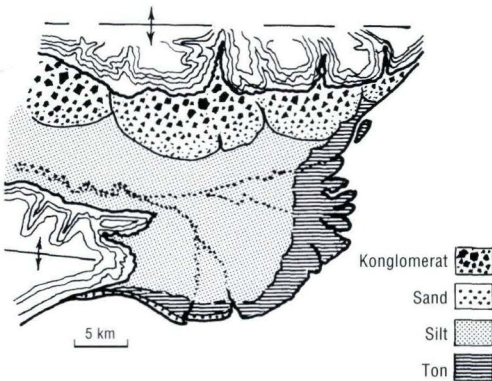
Umlagerung und Erosion bestimmen entscheidend Morphologie und Sedimentation in ariden bis semiariden Ablagerungsräumen, so auch in Playa- und Sabkha-Systemen. Bei sinkendem Grundwasserspiegel führt der Wind zur Deflation der Sedimente, die außerhalb der bindenden Kapillarkräfte des Grundwassers gelangen (MAGEE et al. 1995). Auf die besondere Bedeutung der Umlagerung tonigen Materials in Form von Tonpellets und -aggregaten in tonig geprägten Ablagerungsräumen mit normalerweise kohärenten, erosionsbeständigen Sedimenten wurde bereits von BUTLER (1956, 1974) und PRICE (1963), später von BOWLER (1973, 1983), NANSON et al. (1986), RUST & NANSON (1989) und TALBOT et al. (1994) hingewiesen. Die äolische Aufarbeitung (Deflation) von Tonpellets und deren Resedimentation als Tondünen oder „lunettes“ (HILL 1940, zit. n. BOWLER 1973) untersuchten u. a. PRICE (1963) und BOWLER (1973, 1983). PRICE (1963) nennt drei verschiedene Prozesse, durch die toniges, kohärentes Sediment in Aggregate oder Pellets zerlegt werden kann: die Auflockerung und Aggregation des Tons durch intrasedimentäre Salzausblühungen; das Entstehen und spätere Zerbrecen eines blasenartigen Mikroreliefs; schließlich die Bildung von Tonröllchen aus aufgebogenen polygonalen Tonscherben im Anschluss an die Trockenrissbildung. BOWLER (1973) betont darüber hinaus, dass für die Entstehung äolischer Tondünen zwar hohe Evaporationsraten gegeben sein müssen, aber auch saisonal ausreichende Feuchtigkeit. Abweichend von PRICE und BOWLER leiten NANSON et al. (1986) die Tonaggregatbildung – unabhängig von Salzausblühungen – von pedogenen Quellungs- und Schrumpfungsprozessen in Vertisolen sowie von der Destabilisierung des tonigen Bodens durch tiefgründige Trockenrissbildung ab. Sie untersuchten die fluviatile Umlagerung solcher Ton-





Eine Übersicht erhaltungsfähiger mikrobieller Sedimentstrukturen („Biofaziestypen“) nach GERDES et al. (2000) zeigt die Abb. 5.

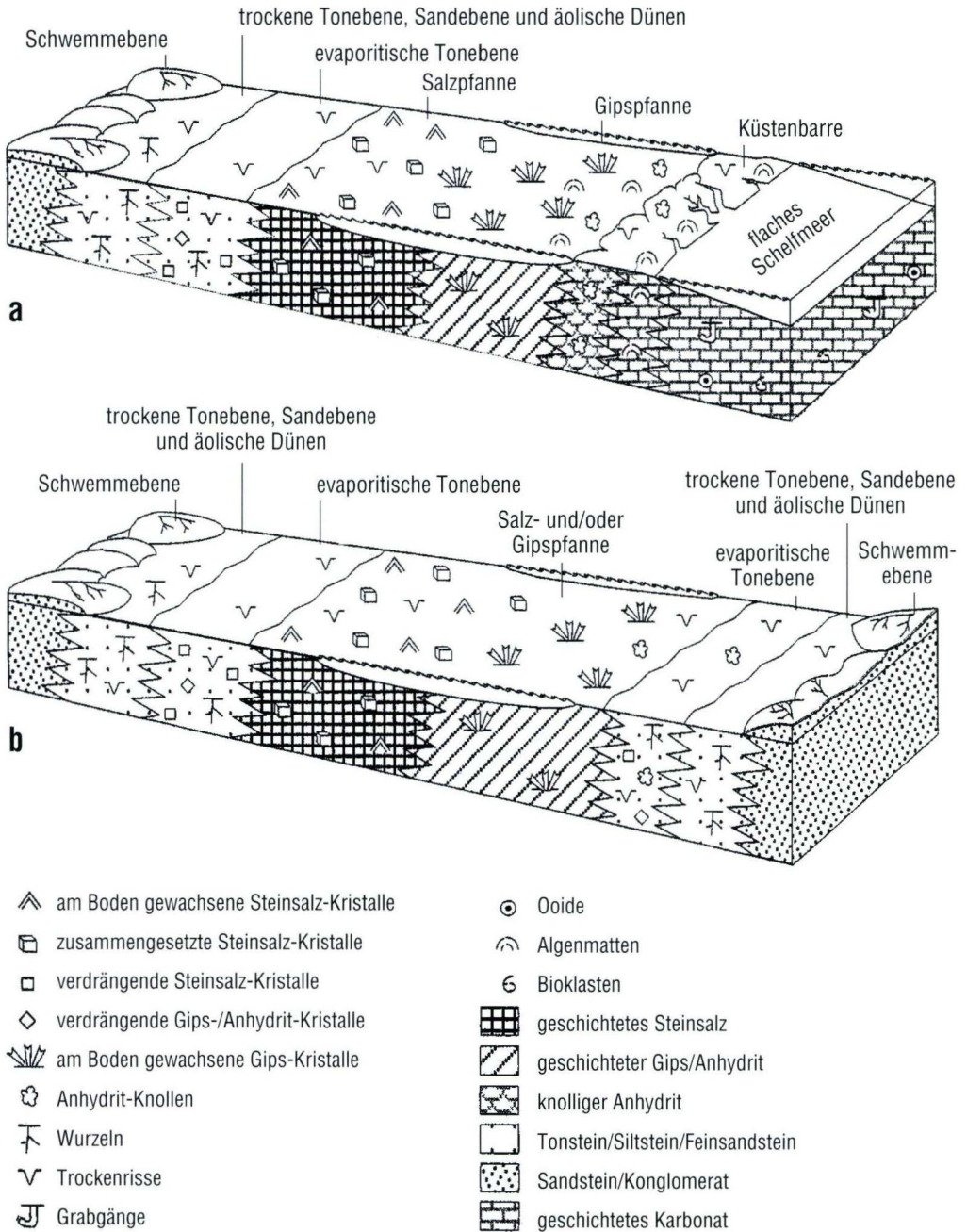
Sabkhas werden häufig durch mächtige und vielfältige Evaporitbildungen geprägt. Art und Aufeinanderfolge der Evaporite können sehr unterschiedlich sein, je nach Zusammensetzung der Oberflächen- und Grundwässer und je nach Evaporationsintensität. Auch die Azidität variiert in hypersalinen Systemen je nach Sediment- und Wasserchemismus zwischen hochalkalisch und extrem sauer (bis  $\text{pH} < 1$ , BENISON & GOLDSTEIN 2002). In evaporitisch geprägten Sabkhas bilden sich charakteristische Zyklen aufeinanderfolgender Evaporitausscheidungen, wie sie beispielsweise von TUCKER (1999), ET-TOUHAMI (2000) und BENISON & GOLDSTEIN (2001) beschrieben werden. Andere Sabkha-Systeme sind stark durch kontinentalen klastischen Detritus geprägt und enthalten nur wenige Evaporitbildungen (z. B. FRYBERGER et al. 1983). Als rezentes Beispiel nennt PURSER (1985) das Fächerdelta des Mehran River an seiner Mündung in den Arabischen Golf (Abb. 6). HOFMANN et al. (2000) untersuchten ein ebenfalls fast ausschließlich klastisch geprägtes kontinentales Playa-System und darin ausgebildete Sedimentzyklen im triassisch-jurassischen Argana-Becken von Marokko.



**Abb. 6.** Faziesverteilung in einem von kontinentalem klastischem Detritus geprägten Sabkha-System am Beispiel des Fächerdeltas des Mehran River, Südost-Iran (PURSER 1985: fig. 4.8B).

Sowohl in evaporitisch geprägten Sabkhas als auch in klastisch dominierten tritt häufig eine am Meer und am Hinterland orientierte Fazieszonierung auf. Die Faziesräume variieren naturgemäß je nach Evaporitvorkommen und Grad des klastischen Eintrags. BENISON & GOLDSTEIN (2001) zeigen modellhaft die Fazieszonierung einer Küstensabkha und die einer kontinentalen Playa, die beide im Modell relativ stark evaporitisch geprägt sind (Abb. 7). Die darin ausgehaltenen Faziesräume dienten als Ausgangspunkt der faziiellen Untersuchungen der vorliegenden Arbeit: Die „ideale“ Faziesabfolge vom Meer zum Hinterland geht vom flachen Schelfmeer (shallow marine shelf) mit häufig entwickelter Küstenbarriere über eine Sabkha-Pfanne (gypsum pan, halite pan), eine evaporitische und eine trockene Sabkha-Tonebene (saline mudflat, dry mudflat), eine Sabkha-Sandebene (sandflat) mit äolischen Dünen bis zur Schwemmebene (alluvial plain) mit Schwemmfächern am Rand zum Hochgebiet (BENISON & GOLDSTEIN 2001). Charakteristisch für die Entwicklung vieler küstennaher Sabkhas ist ihre Progradation in Richtung auf das Meer (PURSER 1985). Dadurch entstehen vertikale Abfolgen, in denen häufig subaquatische (tidale) Evaporite von Sabkha-Evaporiten und schließlich von Evaporit-Klastika-Wechselagerungen überlagert werden. Ebenso wie die sedimentären Faziesräume zeigt auch der Chemismus der Porenwässer häufig eine Zonierung zwischen marinem und kontinentalem Regime, so dass auch die frühen Diagenese-Erscheinungen noch die Fazieszonierung des Ablagerungsmilieus widerspiegeln (PURSER 1985).

Typisch für hypersaline Sedimentationsräume sind Effloreszenzkrusten und intrasedimentäre Salzausblühungen, die zu charakteristischen Oberflächenformen und Sedimentstrukturen führen. Auch primäre Sedimentstrukturen, wie Rippelmarken, Feinschichtung und Gradierung, werden durch Haloturbation überprägt oder vollkommen unkenntlich. Diese Aspekte untersuchten SMOOT & CASTENS-SEIDEL (1994) in einer umfassenden Arbeit, in der sie rezente Effloreszenzkrusten und haloturbate Strukturen mit mesozoi-



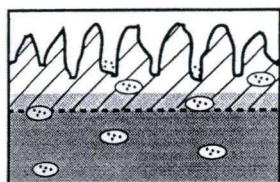
**Abb. 7.** Fazieszonierung in Salzebenen: **a)** Küsten-Sabkha mit einer am Meer und am Hinterland orientierten Fazieszonierung, **b)** kontinentale Playa mit einer an den umgebenden Hochgebieten orientierten Fazieszonierung (BENISON & GOLDSTEIN 2001: fig. 15).



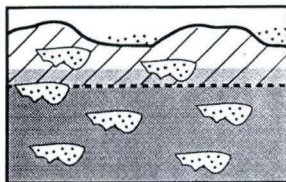
schen Sedimenten des Argana-Beckens im Westlichen Hohen Atlas von Marokko verglichen. Ihre Untersuchungen wurden später durch GOODALL et al. (2000) bestätigt und ergänzt. Als charakteristische Oberflächenformen rezenter Effloreszenzkrusten beschrieben sie beispielsweise polygonale Grat-Muster (polygonal ridge patterns), knollige „Popcorn“-Oberflächen (nodular „popcorn“ surfaces) und warzige Krusten (warty crusts), tiefe Löcher in der Sedimentoberfläche (deep pits) und andere Lösungshohlräume. Als typische Sedimentstrukturen, die sowohl rezent als auch in mesozoischen Sedimenten ausgebildet sind, werden von SMOOT & CASTENS-SEIDELL vor allem verschiedene Formen sandiger und siltyger Flecken (sand

and silt patches), feine tonige Häutchen (thin muddy layers) in deformierten Sanden sowie die poröse, beinahe Pellet-artige Struktur (porous/pelleted texture) toniger Sedimente beschrieben. Bei der Analyse der Bildungsprozesse dieser Strukturen unterscheiden SMOOT & CASTENS-SEIDELL Prozesse der Aggradation (aggradation), der Oberflächendeformation (surface deformation) und des Lösungskollaps (solution collapse; vgl. Abb. 8). Damit wurden Sedimentstrukturen, die bis dahin meist mit Bioturbation erklärt worden waren, nun auf spezielle Ablagerungsprozesse hypersalinärer Milieus, vor allem auf Haloturba-tion zurückgeführt. SMOOT & CASTENS-SEIDELL betonten bereits, dass durch die erwiesene Erhal-

### Aggradation



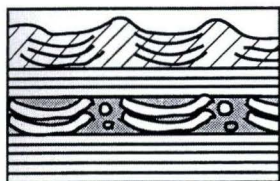
zentrale evaporitische Tonebene



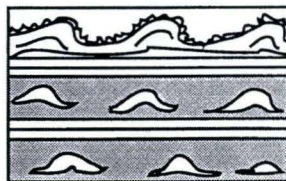
äußere evaporitische Tonebene

a

### Oberflächendeformation



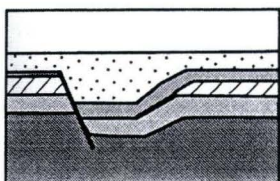
polygonale Deformation



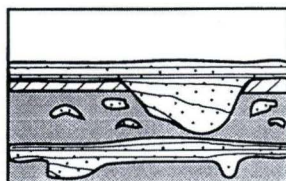
deformierte Rippeln

b

### Lösungskollaps



synsedimentäre Mikro-Abschiebung



sedimentgefüllte Lösungshohlräume

c

**Abb. 8.** Bildungsprozesse charakteristischer Oberflächen- und Sedimentstrukturen in Sedimenten mit Effloreszenzkrusten: **a)** Aggradation durch äolisch eingetragenes Sediment, das auf der Kruste haften oder in Vertiefungen erhalten bleibt; **b)** Deformation der Oberflächenformen durch Salzeffloreszenzen auf sandigem Untergrund; Rippeln werden dabei zu buckelförmigen Linsen deformiert; **c)** Lösungskollaps in Effloreszenzlagen verursacht synsedimentäre Mikro-Abschiebungen (growth faults) in den auflagernden Sedimenten und tief eingesunkene Partien, die Belastungsmarken ähneln können (SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994: fig. 7)

tungsfähigkeit haloturbater Sedimentstrukturen die Möglichkeit bestehe, hypersalinare Ablagerungsräume in einer Sedimentabfolge auch dann noch nachzuweisen, wenn sekundär alle Evaporitminerale gelöst worden seien und somit rein klastische Sedimente vorlägen.

Auch die Arbeitsgruppe um GAUPP beschäftigt sich seit den neunziger Jahren mit derartigen Sedimenten und ihrer Genese (u. a. FORSTER 1996, HOFMANN 1997, PRIEWISCH 1997, HECKMANN 1998, HOFMANN et al. 2000). Eine Fragestellung ist dabei auch, ob das charakteristische Fehlen bestimmter Sedimentstrukturen – beispielsweise

von Kleinrippeln und Trockenrissen – möglicherweise nicht nur auf Haloturbation und Deformation dieser Strukturen zurückgeht, sondern auch auf deren primär verhinderte Bildung. Theoretisch-experimentelle Untersuchungen dazu führten WEISS (2002) und SECKEL (2003) durch. Für die petrographische Beschreibung der meist sehr monotonen, schwer zu differenzierenden Sedimente mit extrem breitem Kornspektrum wurde ein spezielles Klassifikationsschema entwickelt, das bereits bei GAUPP et al. (2000) und HOFMANN et al. (2000) umrissen und in der vorliegenden Arbeit weiter spezifiziert wurde (Kap. 2.1.3).

## **2. Ergebnisse**

### **2.1 Lithotypen und Faziesassoziationen des Arbeitsgebietes**

Im Folgenden werden die in Bohrungen und Aufschlüssen beobachteten Gesteine des höchsten Zechstein und des untersten Buntsandstein nach ihrem makroskopischen Erscheinungsbild zu Lithotypen klassifiziert und beschrieben. Eine Übersicht aller Lithotypen zeigt Tab. 6. Verwandte, zusammen auftretende Lithotypen können zu Faziesassoziationen zusammengefasst werden (Kap. 2.1.5 mit Tab. 7 und Taf. 10). Ein Glossar der Lithotypen, -subtypen und Faziesassoziationen findet sich im Anhang 6.2 sowie zusätzlich – als Lesehilfe für die folgenden Kapitel – als herausnehmbare Beilage 3.

Die beobachteten siliziklastischen Lithotypen lassen sich grob in zwei Gruppen teilen:

- gut geschichtete Sedimente des fluviatil-limnischen Milieus und
- wenig bis nicht geschichtete, unsortierte Mischsedimente, die dem Sabkha-Milieu zugeordnet werden.

Die gut geschichteten Lithotypen des fluviatil-limnischen Milieus werden nach ihren makroskopischen Merkmalen gemäß MIALL (1996, 2000)

klassifiziert. Die anschließende Interpretation ihrer Genese folgt ebenfalls im Wesentlichen MIALL, wurde aber für den hier betrachteten Raum spezifiziert.

Die wenig bis nicht geschichteten unsortierten Mischsedimente sind dagegen im Arbeitsgebiet noch nicht systematisch sedimentologisch beschrieben und interpretiert worden. Daher liegt der Schwerpunkt der folgenden Ausführungen auf der Klassifikation dieser Mischsedimente und ihrer (vorläufigen) genetischen Deutung, die in den nachfolgenden Kapiteln 2.3, 2.4 und 2.5 noch genauer untersucht und belegt wird. Grundlage hierfür sind neben Arbeiten von SMOOT & OLSEN (1988), SMOOT & CASTENS-SEIDELL (1994) und GOODALL et al. (2000) eigene Geländeerfahrungen in ähnlichen triassischen Sedimenten des Argana-Beckens im Westlichen Hohen Atlas von Marokko (HOFMANN 1997, HOFMANN et al. 2000, HUG 1996) sowie sedimentologische Untersuchungen an Rotliegendesedimenten aus Kernbohrungen des Norddeutschen Beckens (GAUPP 1997, GAUPP et al. 2000).



Tab. 6. Lithotypen des Arbeitsgebietes

Lithotyp	Subtypen	Makroskopische Beschreibung	Sedimentationsprozesse	Sedimentationsraum	
<b>Sandige und konglomeratische Lithotypen</b>					
<b>Gc</b>	schräggeschichtete Konglomerate	(nicht differenziert)	fein- bis mittelkiesige Konglomerate mit sandig-toniger Matrix, häufig karbonatisch zementiert, mehr oder weniger deutlich schräggeschichtet, meist normal gradiert, Gerölle gerundet bis kantengerundet, überwiegend Lithoklasten	aquatischer Strömungstransport mit variierendem, insgesamt relativ hohem Sediment/Wasser-Verhältnis und unterschiedlichen Strömungsgradienten	Schwemmfächer am Ostrand der Rheinischen Masse, z.T. übergehend in bzw. aufgearbeitet von verflochtenen Flüssen
<b>Ss</b>	Aufarbeitungshorizonte		Basis von Sandsteinbänken mit eingeregelteten Tonsteingeröllen (Intraklasten), seltener mit Lithoklasten bis Kieskorngöße (Extraklasten), schräggeschichtet, häufig erosives Einschneiden ins Liegende; bis 20 cm mächtig	aquatischer, relativ hochenergetischer Strömungstransport, relativ rasche Ablagerung der größten Bodenfracht nach Erosion von Stillwasserbereichen oder liegenden Gesteinen	Schichtfluten oder kleine, sich häufig verlagernde Flussrinnen
<b>Sm</b>	massige Sandsteine		Fein- bis Mittelsandsteine, massig, bankig bis dickbankig, z.T. erosive Basisflächen mit Aufarbeitungshorizonten (Ss), nach oben z.T. übergehend in schräggeschichtete Lithotypen; z.T. erst sekundär entschichtet durch Entwässerung oder Bioturbation oder "verschleierte" Schichtung durch dichte Zementation	aquatischer Transport und rasche Ablagerung der Bodenfracht, relativ hohes Sediment/Wasser-Verhältnis, auch als Rutschmassen an den Rändern kleinerer Flussrinnen (sediment gravity flows)	kleinere Flussrinnen
<b>Sc</b>	schräggeschichtete Sandsteine	Sp St	Fein- bis Mittelsandsteine, überwiegend planar (Sp), selten trogförmig schräggeschichtet (St; in Bohrkernen meist nicht differenzierbar); im Aufschluss überwiegend tabulare Sandsteinkörper, seltener kleine Rinnenfüllungen mit erosiver Basis und Aufarbeitungshorizont (Ss); überwiegend 10–50 cm mächtig	aquatischer Transport der Bodenfracht, wandernde Megarippeln, überwiegend zweidimensionale (Sp), selten dreidimensionale (St); im Untersuchungsgebiet ausschließlich kleine Transportkörper, keine großen Dünen	breite Schwemmebene mit Schichtfluten oder flachen, wenig kanalisierten Flussrinnen
<b>Sl</b>	sehr flach planar schräggeschichtete Sandsteine		überwiegend Feinsandsteine mit sehr flacher planarer Schrägschichtung, im Bohrkern häufig nicht sicher von Sh zu unterscheiden; Lagen 5–30 cm mächtig	aquatischer Transport bei relativ hohen Strömungsgeschwindigkeiten und geringen Wassertiefen	Schwemmebene mit Schichtfluten und sehr flachen Flussrinnen bzw. Rinnsalen

Fortsetzung Tab. 6.

Lithotyp	Subtypen	Makroskopische Beschreibung	Sedimentationsprozesse	Sedimentationsraum
<b>Sh</b> horizontalgeschichtete Sandsteine		überwiegend Feinsandsteine, horizontalgeschichtet, häufig glimmerreich, Glimmerblättchen auf Schichtflächen konzentriert und streng eingeregelt, auf Schichtoberflächen z.T. Strömungstreifung (parting lineation); Schichten meist nur einige cm dick, Basisflächen eben; im Bohrkern häufig nicht sicher von Sl zu unterscheiden	aquatischer Transport bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten und geringen Wassertiefen, häufig einzelne sehr kurzzeitige Strömungsereignisse (flash floods), oberes Strömungsregime	Schwemmebene mit Schichtfluten
<b>Sr</b> rippelgeschichtete Sandsteine		Feinsand- bis Siltsteine mit Kleinrippelschichtung, Rippeloberflächen und interne Leeblätter häufig mit Ton oder Glimmer belegt, asymmetrische Strömungsrippeln, meist < 1,5 cm hoch	aquatischer Transport der Bodenfracht bei kleinen Fließgeschwindigkeiten und geringen Wassertiefen, wiederkehrende Phasen geringerer Strömungsenergie mit Ablagerung der größeren Suspensionsfracht (Silt, Glimmer); Strömungen möglicherweise z.T. windinduziert	Uferbereiche kleiner Flussrinnen / Rinnsale oder sehr flacher Stillwasserkörper / Seen
<b>Stt</b> tonflaserige, wellig geschichtete Sandsteine	(Ult)	Feinsandstein (oder auch Siltstein, dann „Ult“) mit vielen sehr dünnen Tonlagen oder Tonhäutchen auf Sand-/Siltlinsen, dadurch wellig-linsige Schichtung; Tonlagen häufig zerbrochen oder aufgearbeitet als Tonklasten; in Tonlagen z.T. Trockenrisse	aquatischer Transport, kleine und fluktuierende Strömungsgeschwindigkeiten in flachem Wasser, z.T. Stillwasserphasen, z.T. Austrocknung	Ausläufer von Schichtfluten, oft im Mündungsbereich

### Pelitische Lithotypen

<b>Het</b> Heterolithe		feinschichtige Wechsellagerung aus m-dünnen Siltstein- und Tonsiltsteinlagen mit einzelnen, max. 5 cm mächtigen Feinsandsteinlagen, perfekte Korngrößensegregation, insbesondere Silt- und Tonsiltsteinlagen häufig glimmerschichtig; Sand- und Siltstein häufig als kleine Rippellagen, Tonsiltstein meist massig (Fm), seltener feingeschichtet (TI); insgesamt leicht wellige Schichtung, zahlreiche Trockenrisse und z.T. größere Injektionsrisse	aquatische Ablagerung, Wechsel von Stillwassersedimentation der Suspensionsfracht und Ablagerung feinkörniger Bodenfracht, unregelmäßige / pulsierende Strömungen in sehr flachem Wasser, evtl. windinduziert; häufige Austrocknung, dann äolische Umlagerungsprozesse; bei rascher Sedimentakkumulation plötzliche Entwässerung kompaktierender Schichten	sehr flache, ebene Seen mit wiederkehrenden Strömungen, fluktuierender Seespiegel und zeitweiliges Trockenfallen
------------------------	--	---	--	--



Fortsetzung Tab. 6.

Lithotyp	Subtypen	Makroskopische Beschreibung	Sedimentationsprozesse	Sedimentationsraum
<b>Tl</b> laminierte Ton- bis Ton-siltsteine		Tonstein oder Tonsiltstein, laminiert, häufig sehr glatte Schichtflächen, z.T. mit Spiegelharnischen, z.T. glimmerbelegt, ohne Sandlagen	aquatische Stillwassersedimentation der Suspensionsfracht, ohne Turbationsprozesse	unbesiedelte bzw. nicht bewachsene Bereiche von Süßwasserseen, Lagunen oder des Meeres
<b>Fm</b> massige Tonsiltsteine		Tonsiltsteine, massig, ohne gröbere Körner, außer in scharf abgesetzten feinen Silt- oder Feinsandlaminae; einzelne Tonsiltsteinlagen mm- bis cm-mächtig, z.T. mit Trockenrissen, durch Feinstglimmerbeläge übereinanderliegender Laminae z.T. feinschichtige Erscheinung	aquatische Stillwassersedimentation der Suspensionsfracht, vermutlich Bio-turbation, z.T. Austrocknung	Überflutungsbereiche flacher Fluss- oder Schwemmebenen oder kleine Tümpel

**Mischgesteins-Lithotypen**

<b>Sd</b> diffus geschichtete oder fleckig-schlierige Sandsteine	Sd,fl Sd,l	Fein- bis Grobsandstein, unsortiert, fleckig-diffuse Struktur, häufig Grobsand-Nester und -Taschen, z.T. äolisch gerundete Einzelkörner eingestreut, poröse Bereiche; z.T. mit evaporitischen Konkretionen; häufig karbonatisch (oder auch sulfatisch) zementiert, relativ fest und im Aufschluss hervortretend; Ton in Rissen und vertikalen Bahnen	vermutlich vorwiegend aquatischer Transport mit äolischen Einträgen (v.a. in der Sandfraktion), primär diffuse Schichtung und/oder sekundäre Gefügezerstörung, z.B. durch Bio- oder Haloturbation; häufig Ton-Illuviation	Sabkha-Sandebene, z.T. auch Sabkha-Tonebene mit kurzzeitigem Sandeintrag
<b>Mds</b> fleckig-diffuse Silt- bis Sandsteine	Mds,fl Mds,l Mds,br Mds,c	stark tonig-siltiger Sandstein, sehr unsortiertes Korngemisch, fleckig-diffuse Struktur, häufig Sandtaschen und -nester, z.T. äolisch gerundete Einzelkörner eingestreut, poröse Bereiche, z.T. evaporitische Konkretionen; z.T. karbonatisch zementiert, sonst tonige Matrix, meist relativ fest und im Aufschluss hervortretend; Internstrukturen wie Zusammensetzung aus Klasten (Subtyp Md,br) oder Schrägschichtung (Subtyp Mds,c) werden in der Regel erst im An- oder Dünnschliff sichtbar, ebenso in Rissen und vertikalen Bahnen eingespültes Tonmaterial oder Aggregatgefüge	vermutlich vorwiegend aquatischer Transport mit äolischen Einträgen (Sand- und Siltfraktion), primär nur diffuse Schichtung mit anschließender sekundärer Überprägung, u. a. durch Bio- und Haloturbation; häufig Ton-Illuviation, Aggregatbildung durch Quellung und Schrumpfung der tonigen Matrixanteile	Sabkha-Sand- und -Tonebene

Fortsetzung Tab. 6.

Lithotyp	Subtypen	Makroskopische Beschreibung	Sedimentationsprozesse	Sedimentationsraum
<b>Md</b> massige bis fleckig-schlierige Tonsiltsteine	Md,m Md,fl Md,l Md,br	Tonsiltstein, z.T. schwach sandig, sehr unsortiertes Korngemisch aus Ton und Silt, einzeln oder in Nestern eingestreute Sandkörner bis Grobsandgröße, siltfreie Tonstein-Intraklasten oder -Gerölle des Fm- oder Tl-Typs (erst im Dünnschliff erkennbar), z.T. gleichmäßig verteilte und nicht eingeregelt Feinglimmer; makroskopisch meist massig und sehr homogen/monoton, z.T. fleckig-diffuse Struktur, charakteristischer bröckelig-polyedrischer Zerfall, häufig kleine Bleichungspunkte; z.T. Aggregatgefüge und häufig illuviale Tontapeten (nur im Dünnschliff erkennbar)	äolische oder aquatische Aufarbeitung pelitischer Sedimente (Stillwassersedimente aus kleinen, flachen, ephemeren Wasserkörpern oder auch Md-Typen), mit oder ohne Zurundung während des Transports, Siltanteil der Matrix wahrscheinlich äolisch eingetragene, häufige Umlagerungsprozesse, vielfache Austrocknung und Wiederdurchfeuchtung, daher Schrumpfung und Quellung (Peloturbation), weitere Überprägung u.a. durch Bioturbation (v.a. Durchwurzelung), Halo-, Pedoturbation	Sabkha-Tonebene
<b>Mdt</b> massige siltige Tonsteine		Tonstein bis Tonsiltstein, massig, häufig Aggregatgefüge und splittrig-polyedrischer Zerfall, kleine Rutschharnische (slickensides), siltfreie Tonstein-Intraklasten	wie Md, aber weniger Silteintrag und daher stärkere Peloturbation (Quellung und Schrumpfung) und andere pedogene Prozesse toniger Substrate	Sabkha-Tonebene

### Karbonatische und sulfatische Lithotypen

<b>D</b> Dolomit	(nicht differenziert)	Dolomitstein, massig, grau, hart, z.T. löchrig-porös, scharfe Liegend- und Hangengrenzen; verschiedene Strukturtypen, hier nicht genauer differenziert	aquatische Ablagerung durch Karbonatfällung, evtl. auch durch Umlagerung von Karbonatsedimenten	karbonatübersättigte Flachgewässer, z.B. Sabkha-Seen und mangrovenähnliche Gewässer, vermutlich ephemere
<b>A</b> Anhydrit	(nicht differenziert)	Anhydritstein, häufig vergipst, verschiedene Strukturtypen, hier nicht genauer differenziert	aquatische Ablagerung durch Sulfatfällung oder subaerische Ausfällung durch Effloreszenz oder vollständige Verdunstung flacher Wasserkörper (letztere mit geringerem Erhaltungspotenzial)	sulfatübersättigte Flachgewässer, z.B. Sabkha-Seen oder feuchter Litoralbereich der Sabkha-Ebene; Effloreszenzen auch in feuchter Sabkha-Tonebene



## **2.1.1 Sandige und konglomeratische Lithotypen**

### **2.1.1.1 Schräggeschichtete Konglomerate (Gc)**

**Makroskopische Beschreibung:** rotbraune oder grauviolette fein- bis mittelkiesige Konglomerate, überwiegend komponentengestützt, Matrix sandig-tonig, häufig karbonatisch zementiert, z.T. in fleckiger bis konkretionärer Verteilung; Gerölle gerundet bis kantengerundet, Geröllspektrum je nach Liefergebiet variierend, in der Regel dominiert von Lithoklasten, häufig Gangquarze und Quarzite, (Meta-)Sandsteine, Phyllite, rotbraune Tonsteine, (Meta-)Vulkanite, z.T. calcitgesäumte „Hohlgerölle“ (nach SAUER 1964 vermutlich ehemalige Karbonatgerölle) (vgl. Kap. 2.3.3); Konglomeratbänke meist normal gradiert, mehr oder weniger deutlich schräggeschichtet, wechselnde Einfallrichtungen der Schrägschichtungsblätter, Gerölle nicht immer eingeregelt, z.T. auch steilstehende plattige Gerölle; Faziesübergang zu sandigen Lithotypen durch Zunahme des Sandanteils.

**Regionale Verbreitung:** Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges

**Stratigraphischer Bereich:** Zechstein in randfazieller Ausbildung am Westrand der Hessischen Senke, Frankenberg-Formation (z5-z7FB), lagenweise auch in der Geismar-Formation (z1-z4GS) (DSK 2002, HEGGEMANN 2003, HEGGEMANN et al. in Vorber.; vgl. Kap. 2.2.3)

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** aquatischer Transport mit variierendem, insgesamt aber relativ hohem Sediment/Wasser-Verhältnis und unterschiedlichen Strömungsgradienten

**Sedimentationsraum:** Schwemmfächer und deren Übergang in verflochtene Flüsse (braided rivers) (vgl. Kap. 2.3.3, 3.2.2, 3.3.1)

### **2.1.1.2 Aufarbeitungshorizonte (Ss)**

**Makroskopische Beschreibung:** Fein- bis Mittelsandsteine mit zahlreichen Tonsiltstein-Klasten („Tonklasten“), die häufig in die bogigen Schrägschichtungsblätter eingeregelt sind; am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges untergeordnet auch Lithoklasten aus Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges; Aufarbeitungshorizonte werden in der Regel 10 cm, selten bis 20 cm mächtig, Basisflächen in der Regel deutlich erosiv ausgebildet, Sohlmarken wurden nicht beobachtet; Übergang nach oben in geschichtete Sandstein-Lithotypen, meist Sm, Sc oder auch Sl.

**Stratigraphischer Bereich:** Unterer Buntsandstein, vereinzelt auch im höchsten Zechstein

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** relativ rasche Ablagerung der größten Bodenfracht nach aquatischem, relativ hochenergetischem Transport erodierter Intraklasten der Überflutungsebenen oder anderer Stillwasserbereiche, am Westrand des Untersuchungsgebietes vereinzelt auch zusammen mit Extraklasten; vgl. MITALL (1996)

**Sedimentationsraum:** Schichtfluten oder kleine, sich häufig verlagernde Flussrinnen

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

### 2.1.1.3 Massige Sandsteine (Sm)

**Makroskopische Beschreibung:** massige Fein- bis Mittelsandsteine, bankig bis dickbankig, z.T. erosive Basisflächen, nach oben häufig übergehend in schräggeschichtete Lithotypen (Sc, Sl), nach unten oft in Aufarbeitungshorizonte (Ss); z.T. auch erst sekundär entschichtet durch Entwässerung oder Bioturbation.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigr. Bereich:** Unterer Buntsandstein

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** aquatischer Transport, rasche Ablagerung der Bodenfracht, relativ hohes Sediment/Wasser-Verhältnis, auch als Rutschmassen an den Rändern kleinerer Rinnen (sediment gravity flows; vgl. MIALL 1996)

**Sedimentationsraum:** kleinere Flussrinnen

### 2.1.1.4 Schräggeschichtete Sandsteine (Sc)

Dieser Lithotyp umfasst planar schräggeschichtete Sandsteine (Sp) und trogförmig schräggeschichtete Sandsteine (St), die in Bohrungen aufgrund des geringen Kerndurchmessers nicht unterschieden werden können. In Aufschlüssen wurde fast ausschließlich planare Schrägschichtung, also der Lithotyp Sp, beobachtet.

**Makroskopische Beschreibung:** Feinsandsteine, seltener Fein- bis Mittelsandsteine, planar oder seltener trogförmig schräggeschichtet; z.T. Glimmerführung, jedoch seltener als bei den Lithotypen Sh und Sr; z.T. kleine Tonklasten in die Schrägschichtung eingeregelt; Basis schräggeschichteter Sandsteine z.T. deutlich erosiv ausgebildet, oft beginnend mit einem Tonklasten-Aufarbeitungshorizont (Ss), aber auch ebene, nicht deutlich erosiv ausgebildete Basisflächen; Sc-Schichten in der Regel 10–50 cm mächtig; Faziesübergänge zum Sl-Typ durch fla-

cher werdende Schrägschichtungswinkel, zum Sr-Typ durch kleiner werdende Schrägschichtungssets und zum Ss-Typ durch zunehmende Tonklasten-Führung an der Schichtbasis.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Unterer Buntsandstein, vereinzelt auch im höchsten Zechstein

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** aquatischer Transport der Bodenfracht, wandernde Megarippen (zweidimensionale beim Sp-Typ, dreidimensionale beim St-Typ, vgl. MIALL 1996); im Untersuchungsgebiet ausschließlich kleinmaßstäblich, keine großen Dünen

**Sedimentationsraum:** breite Schwemmebenen mit Schichtfluten oder flachen, wenig kanalisierten Flussrinnen

### 2.1.1.5 Sehr flach planar schräggeschichtete Sandsteine (Sl)

**Makroskopische Beschreibung:** Feinsandsteine oder Fein- bis Mittelsandsteine, sehr flach planar schräggeschichtet ( $< 10^\circ$ ), im Bohrkern häufig nicht sicher vom Sh-Typ zu unterscheiden; einzelne Sets 5–30 cm mächtig; Fazies-

übergänge je nach Schrägschichtungswinkel zum Sh-Typ und zum Sp- bzw. Sc-Typ.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet



**Stratigraphischer Bereich:** sehr häufig im Unteren Buntsandstein, seltener im höchsten Zechstein

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** aquatischer Transport bei relativ hohen Strömungsgeschwindig-

keiten und geringen Wassertiefen, Übergang von unterem zu oberem Strömungsregime, z.T. über geneigten Oberflächen (vgl. MIALI 1996)

**Sedimentationsraum:** Schwemmebenen mit Schichtfluten und sehr flachen Flussrinnen bzw. Rinnsalen

### **2.1.1.6 Horizontalgeschichtete Sandsteine (Sh)**

**Makroskopische Beschreibung:** Feinsandsteine, z.T. Fein- bis Mittelsandsteine, häufig glimmerführend bis glimmerreich, Glimmerblättchen auf Schichtflächen konzentriert und streng eingeregelt, auf Schichtoberflächen z.T. Strömungstreifung (parting lineation); Schichtdicke horizontalgeschichteter Sandsteine meist nur einige Zentimeter, Basisflächen eben und nicht erosiv einschneidend; Übergang zum Sl-Typ bei kleinem Schrägschichtungswinkel.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Unterer Buntsandstein, seltener im höchsten Zechstein

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** Transport bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten und geringen Wassertiefen, häufig einzelne sehr kurzzeitige Strömungsereignisse (flash floods), oberes Strömungsregime (vgl. MIALI 1996); Glimmerablagerung nach Abklingen des Strömungsereignisses

**Sedimentationsraum:** Schwemmebenen mit Schichtfluten

### **2.1.1.7 Rippelgeschichtete Sandsteine (Sr)**

**Makroskopische Beschreibung:** Feinsandsteine und Siltsteine, sehr häufig mit starker Glimmerführung, durch die Rippeloberflächen und interne Leebblätter nachgezeichnet werden; beobachtet wurden überwiegend asymmetrische Strömungsrippeln von meist < 1,5 cm Rippelhöhe; häufig am Top horizontalgeschichteter Sandsteinbänke (Sh) ausgebildet.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Unterer Buntsandstein, auch in heterolithischen Abschnitten des höchsten Zechstein

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** aquatischer Transport der Bodenfracht bei kleinen Fließgeschwindigkeiten und geringen Wassertiefen (vgl. MIALI 1996), wiederkehrende Phasen geringerer Strömungsenergie und Ablagerung des gröberen Teils der Suspensionsfracht (Glimmer); möglicherweise windinduzierte kleine Strömungen

**Sedimentationsraum:** Uferbereiche kleiner Flussrinnen/Rinnsale oder flacher Seen

### 2.1.1.8 Tonflaserige, wellig geschichtete Sandsteine (SlT)

**Makroskopische Beschreibung:** Feinsandsteine oder auch Siltsteine („Ult“) mit welliger Schichtung und vielen sehr dünnen Tonlagen oder -häutchen auf den Sand-/Siltlinsen; z.T. Rippelschichtung oder isolierte Kleinrippeln; Tonlagen oder -häutchen häufig zerbrochen, auch aufgearbeitete sehr dünne Tonlagen-Bruchstücke („Tonklasten“); in noch nicht zerbrochenen Tonlagen oder auch in Tonklasten z.T. kleine Trockenrisse; Faziesübergänge zum Heterolith-Typ durch Häufigkeits- und Mächtigkeitszunahme der Tonlagen, zum Sr-Typ durch geringeren Tonlagenanteil.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** höherer Zechstein, z.T. auch im Unteren Buntsandstein

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** aquatische Ablagerung, kleine und fluktuierende Strömungsgeschwindigkeiten in flachem Wasser, kurze Stillwasserphasen, z.T. Austrocknung

**Sedimentationsraum:** Ausläufer von Schichtfluten, oft im Mündungsbereich in flache Seengebiete (vgl. Kap. 3.2.2)

### 2.1.2 Pelitische Lithotypen

#### 2.1.2.1 Heterolithe (Het)

**Makroskopische Beschreibung (Taf. 1):** feinschichtige Wechsellagerung aus mm-dünnen Siltstein- und Tonsiltsteinlagen mit einzelnen maximal 5 cm mächtigen Feinsandsteinlagen, perfekte Korngrößensegregation; insbesondere Silt- und Tonsiltsteinlagen häufig glimmerschichtig; Sand- und Siltstein z.T. als kleine Ripplagen, Tonsiltstein meist massig (Fm-Typ, vgl. 2.1.2.3), seltener feingeschichtet (Tl-Typ, vgl. 2.1.2.2); insgesamt leicht wellige Schichtung, unterbrochen durch zahlreiche Trockenrisse (meist nur < 2 cm tief, keilförmig) und z.T. größere Injektionsrisse (bis > 10 cm tief, trichterförmig; s. u.); typische Heterolith-Mächtigkeiten liegen in den Bohrungen im dm- bis m-Bereich; Faziesübergang zum SlT-Typ durch ansteigenden Sand- oder Siltsteinanteil, zum Mlt-Typ oder sogar Md-Typ durch schlechtere Korngrößensegregation oder starke Entschichtung bzw. Gefügezerstörung (z. B. durch Bioturbation oder Pedogenese, vgl. Kap. 2.2.5.1 und 3.2.2.6).

dann mit (von oben nachgefallenem oder eingewehtem) Silt und Feinsand gefüllt. Nur im nordöstlichsten Untersuchungsbereich (Bohrung Rockensußra) wurden tongefüllte Risse in sulfatisch zementierten Feinsandsteinen der Heterolith-Fazies beobachtet, die als Trockenrisse des durch Sulfate früh verfestigten und daher bei Trockenheit aufreißenden Sandsteins interpretiert werden (vgl. Kap. 2.3.1). Injektionsrisse zeigen dagegen von unten nach oben gerichteten Transport von Ton- und Siltmaterial durch schießende Kompaktionswasser-Strömungen an (vgl. FÜCHTBAUER 1988: 830); die Füllungen der Injektionsrisse sind daher meist völlig „chaotisch“ vermischt.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet (ohne Randbereiche)

**Stratigraphischer Bereich:** höherer Zechstein, selten bis in den Unteren Buntsandstein hinein (Bohrung Braunsen)

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** abwechselnd Stillwassersedimentation der Suspensionsfracht

**Mikrostrukturen (Taf. 1):** Trockenrisse treten in der Regel in Tonsiltsteinlagen auf und sind



(Ton, Ton-Silt) und Ablagerung feinkörniger Bodenfracht (Silt, Feinsand) durch fluktuierende Strömungen bei kleinen Fließgeschwindigkeiten, möglicherweise windinduziert; häufige Austrocknung, dann z.T. äolische Feinsand- und Siltumlagerung; bei rascher Sediment-

akkumulation plötzliche Entwässerung kompaktierender Tonschichten.

**Sedimentationsraum:** sehr flache, ebene Seen mit pulsierenden Strömungen; schwankender Seespiegel und zeitweise Austrocknung, besonders der ufernahen Bereiche

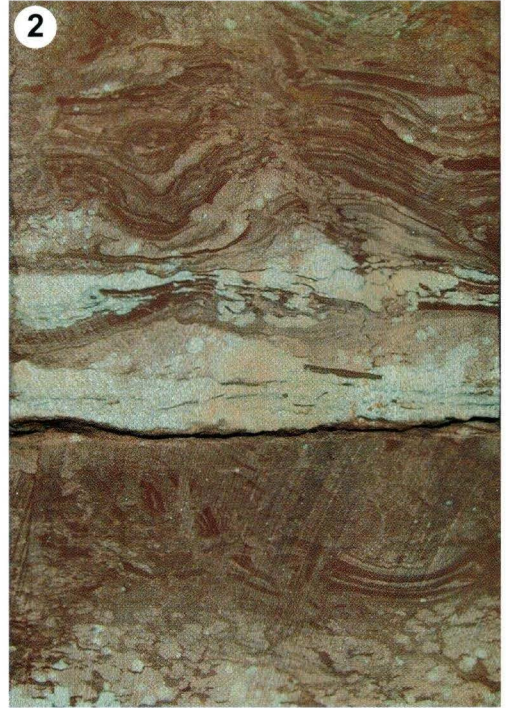
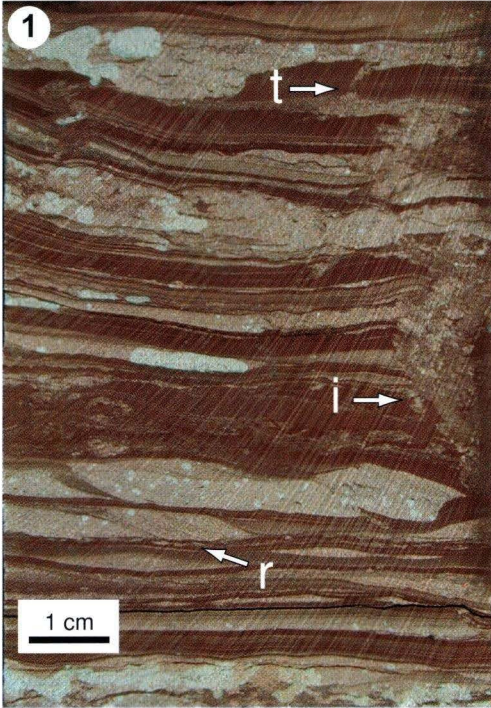
---

## Tafel 1



### Heterolithe

- Fig. 1** Heterolith mit perfekter Korngrößenseggregation zwischen Ton, Silt und Feinsand, mm-dünne Laminae; (t) kleiner siltgefüllter Trockenriss in einer Tonlage, durch Kompaktion deformiert; (i) Injektionsriss mit „chaotischer“ Internstruktur; (r) isolierte Kleinrippel aus Silt. – Brg. Blankenheim, z7Tr
- Fig. 2** Heterolith, stark überprägt durch Austrocknung („Tonschüssel“ rechts unten) und Turbation, wahrscheinlich Pedoturbation (Probe aus dem Liegenden eines Paläobodenhorizontes). – Brg. Gelnhaar, z7Tr; Bildbreite ca. 7 cm
- Fig. 3** Trockenriss (linker Pfeil) und Injektionsriss (rechter Pfeil) in Heterolith mit perfekter Korngrößenseggregation; im Injektionsriss deutlich „chaotische“ Internstruktur erkennbar, Trockenriss nochmals durchschlagen von kleinem Injektionsriss. – Brg. Weißenbach, z7Tr; Bildbreite ca. 3 cm





### 2.1.2.2 Laminierte Ton- bis Tonsiltsteine (Tl)

**Makroskopische Beschreibung:** Tonsteine bis Tonsiltsteine, laminiert, rotbraun, grau oder graugrün, häufig sehr glatte Schichtflächen, z.T. mit Spiegelharnischen, z.T. glimmerbelegt; ohne Sandlagen.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** tieferer Zechstein (bis etwa Zechstein 4, nur in Ausnahmen in

jüngeren Folgen, dort meist innerhalb des Lithotyps Heterolith, vgl. Kap. 2.1.2.1) und Unterer Buntsandstein

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** Stillwassersedimentation ohne Turbationsprozesse

**Sedimentationsraum:** unbesiedelte bzw. nicht bewachsene (tiefere) Bereiche von Süßwasserseen, Lagunen oder des Meeres

### 2.1.2.3 Massige Tonsiltsteine (Fm)

**Makroskopische Beschreibung:** Tonsiltsteine, rotbraun oder seltener grüngrau, massig, meist nur einige Millimeter bis wenige Zentimeter mächtig; keine größeren Körner enthalten, außer in wenigen scharf abgesetzten feinen Silt- bis Feinsandlaminae (häufig als kleine Rippellagen); Tonsiltsteinlagen z.T. mit Trockenrissen, selten Spuren von *Isopodichnus*<sup>7</sup> beobachtet; übereinander gestapelte mm-mächtige Fm-Lagen sind häufig jeweils mit Feinglimmer belegt, so dass der gesamte Fm-Bereich feingeschichtet erscheint (daher z.T. die widersprüchlich klingende Geländebezeichnung „massig bis feingeschichtet“); Faziesübergang zum Heterolith-Typ durch Einschaltung zahlreicher Silt- und Feinsandlaminae.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Unterer Buntsandstein, seltener im höchsten Zechstein (dort meist innerhalb des Lithotyps Heterolith, vgl. Kap. 2.1.2.1)

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** Ablagerung der Suspensionsfracht in stehendem Wasser ohne Strömungstransport; vermutlich Bioturbation, z.T. Austrocknung (vgl. MIALL 1996)

**Sedimentationsraum:** Überflutungsbereiche flacher Fluss- oder Schwemmebenen, kleine Tümpel

### 2.1.3 Mischgesteins-Lithotypen

Die Mischgesteins-Lithotypen des Untersuchungsgebietes zeichnen sich durch schlechte Sortierung und durch weitgehend fehlende Korngrößen-segregation und Schichtung aus. In der hier verwendeten Nomenklatur werden tonig-siltige Mischgesteins-Lithotypen nach dem

englischen „mudstone, diffusely bedded“ mit dem Kürzel „Md“ bezeichnet und je nach Sand- oder Tonanteil mit den nachgestellten Zusätzen „s“ oder „t“ versehen. Sandige Mischgesteins-Lithotypen werden entsprechend mit „Sd“ für „sandstone, diffusely bedded“ bezeichnet (vgl.

<sup>7</sup> *Isopodichnus problematicus* (SCHDWF.) (SCHINDEWOLF 1928) bzw. *Isopodichnus* BORNEMANN 1889 (MÜLLER 1989): kleine kaffeebohnenförmige Liegespuren und langgezogene doppelwülbige Kriechspuren, ca. 5 mm breit.

GAUPP et al. 2000, HOFMANN 1997, HOFMANN et al. 2000, HUG 1996). Eine Übersicht aller Mischgesteins-Lithotypen enthält Tab.6. Da die Strukturen der Mischgesteins-Lithotypen durch hydro- oder aerodynamische Prozesse zunächst nur

schwer zu erklären sind, werden im Folgenden nur erste Interpretationsansätze bezüglich der Sedimentationsprozesse genannt; eine ausführliche Interpretation folgt in Kap. 2.3.1 und 3.1.2.

### 2.1.3.1 Diffus geschichtete oder fleckig-schlierige Sandsteine (Sd)

**Makroskopische Beschreibung (Taf. 2):** Sandsteine, meist mittelkörnig, auch grob- oder feinkörnig, hellbeige oder hellrotbraun, schlecht sortiert, häufig sehr gut gerundete und annähernd sphärische Grobkörner in Nestern und Linsen, fleckig-diffuse Schichtung; häufig fest zementiert; z.T. mit evaporitischen Konkretionen oder Hohlräumen von ca. 1–8 cm Durchmesser (Konkretionstypen K2 und K3, vgl. Kap. 2.1.3.5), jedoch seltener als in den tonigeren Md-Mischgesteinstypen; Sd-Bänke typischerweise einige Dezimeter mächtig.

Im Anschliff lassen sich zwei Subtypen des Sd-Lithotyps voneinander unterscheiden:

- **Fleckig-diffuser Sd-Subtyp (Sd,fl):** fleckig-diffuse Struktur durch heterogene Verteilung der Korngrößen: gröbere Kornfraktion in Linsen, Flecken, Nestern, Taschen oder Schüsseln konzentriert und in der Regel heller als die übrige Sandsteinmatrix. Selten auch schwach erkennbare flache, wellige Schichtung, bei der sich die einzelnen Lagen oder Linsen durch die Korngröße und z.T. durch die Farbe unterscheiden, aber nicht scharf begrenzt sind. Durch höheren Tonsiltanteil in der Matrix Faziesübergang zum Mds-Typ, durch Einschaltung feiner Tönhäutchen Übergang zum Sd,l-Subtyp;
- **Tönhäutchen-Sd-Subtyp (Sd,l):** durchzogen von dünnen, meist diskontinuierlichen tonig-siltigen Häutchen, diese in der Regel unregelmäßig-wellig geformt, dadurch insgesamt wellig-schlierige Schichtung.

**Mikrostrukturen (Taf. 2):** fleckenhafte Verteilung von Sandkörnern in Sd-Sandsteinen, be-

sonders des Subtyps Sd,fl, dazwischen Schlieren mit mehr Tonmatrixanteil; einzeln eingestreute sphärische und sehr gut gerundete Grobkörner (Mittelsand- bis Feinkies-Größe), z.T. Schwermineral-Anreicherungen in Nestern oder Taschen; häufig Illit-Kutane an Kornrändern; meist sehr frühe Zementation aus überwiegend Sulfat, Karbonat oder Feldspat, oft auf die Grobkorn-Flecken konzentriert, das Korngefüge aufblähend; Silikatkorrosion und -verdrängung durch Evaporite; z.T. sehr frühe Feldspat- oder Quarz-Anwachsäume auf Kornoberflächen, in randlichen Bereichen der Hessischen Senke auch als frühe porenfüllende Zemente (vgl. Kap. 2.3.2; für Sabkhas typischer „SB-Typ“, GAUPP 1996); z.T. Bioturbation; sehr selten einzelne Rippeln oder Rippellagen; Tonlaminae im Sd,l-Subtyp z.T. gradiert (vgl. auch Taf. 12 in Kap. 2.3.1).

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Zechstein 5–7, in Randbereichen auch in älteren Zechstein-Folgen, meist in deren Basisbereich

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** Ablagerung vermutlich vorwiegend aquatisch mit Anteilen von äolisch transportiertem Material; z.T. Sedimentfang in unregelmäßigen Hohlformen der Sedimentoberfläche; sehr häufig Ton-Illuviation durch deszendente Sickerwässer, z.T. Bioturbation; frühe Zementation durch Minerale, die noch das Ablagerungsmilieu widerspiegeln; syn- und postsedimentäre Turbationsprozesse,



wahrscheinlich vorherrschend Halo- und Bioturbation; nur selten Phasen gleichmäßig strömenden Wassers ohne anschließende Gefügestörung, dann erhaltene Rippeln und gradierte Tonlagen (nur im Sd,l-Subtyp); ausführ-

liche Interpretation folgt in Kap. 2.3.1 und 3.1.2

**Sedimentationsraum:** Sabkha-Sandebene; z.T. auch Sabkha-Tonebene mit kurzzeitigem Sandeintrag

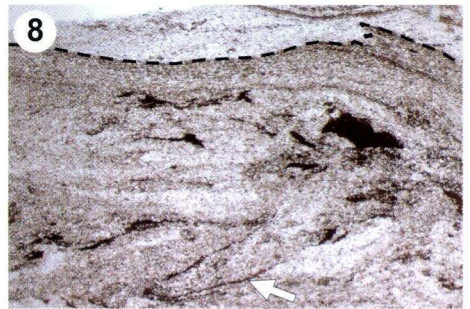
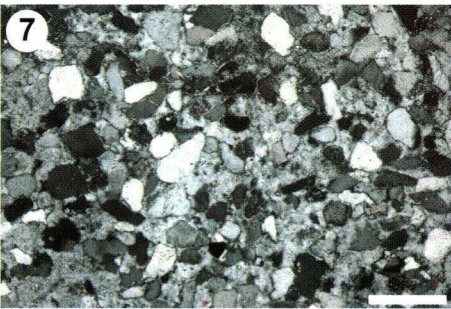
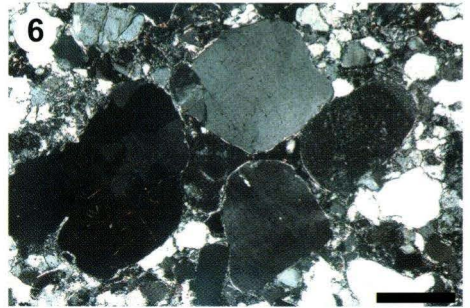
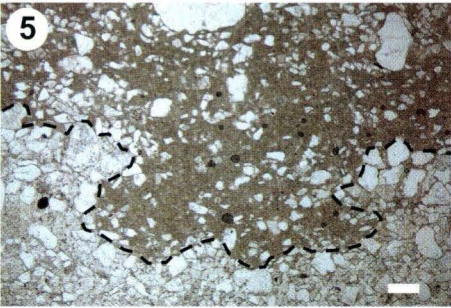
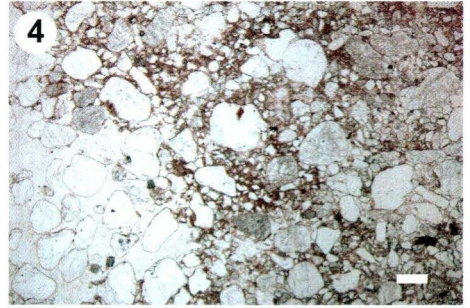
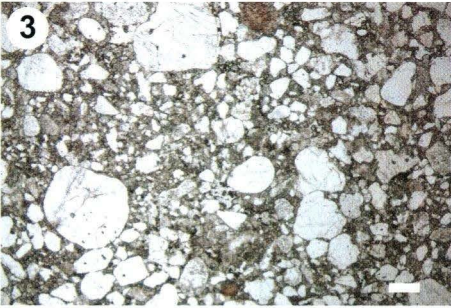
---

## Tafel 2



### Sandige Mischgesteine des Sd-Typs

- Fig. 1** Sd,fl-Subtyp: in Schlieren und Nestern angeordnete oder einzeln eingestreute Grobkörner; Bleichungsflecken und -schlieren folgen meist poröseren Sandsteinbereichen. – Brg. Rosenthal, z7T
- Fig. 2** Sd,fl- bis Sd,l-Subtyp: fleckig-diffuse Struktur durch unregelmäßig verteilte Sandfraktion und diffuse tonige Bereiche. – Brg. Blankenheim, Basis z7Tr; Bildbreite ca. 8 cm
- Fig. 3** Sd,fl-Mikrostruktur: fleckig verteilte Sandkörner, z.T. äolisch gerundete Grobkörner eingestreut, früher Karbonatzement. – Brg. Weißenbach, z7Tr-Basis; Maßstab 300 µm
- Fig. 4** Sd,fl-Mikrostruktur: fleckenhafter früher Gipszement, der das Korngefüge aufbläht, dazwischen tonige Matrix, z.T. äolisch gerundete Grobkörner. – Brg. Blankenheim, z7Tr-Basis; Maßstab 300 µm
- Fig. 5** Unregelmäßig-wulstige Sd-Oberfläche mit Hohlform (nachgezeichnet), darüber durch Eisenoxide rotbraun gefärbte Tonmatrix mit eingestreuten Sandkörnern, einzelne Grobkörner. – Brg. Aura, z6-Basis; Maßstab 300 µm
- Fig. 6** Nest von sehr gut gerundeten Grobkörnern mit illuvialen Illit-Kutanen (zentrale Pore ist hohl). – Brg. Weißenbach, z7Tr-Basis; Maßstab 300 µm
- Fig. 7** Porenfüllender, früher Feldspat-Zement in Sd,fl-Subtyp, in der oberen Bildhälfte einzelne illuviale Illit-Kutane auf Kornoberflächen. – Brg. Aura, z6-Basis; Maßstab 300 µm
- Fig. 8** Sd,l-Mikrostruktur: wellige Sandlaminae und -linsen, durch sehr dünne, z.T. diskontinuierliche Tonhäutchen getrennt, hier deutliche Bioturbation (Pfeil), am oberen Bildrand Erosionsstruktur einer durch ein Tonhäutchen stabilisierten Sandlamina (nachgezeichnet). – Brg. Weißenbach, z5-Basis; Bildbreite 1,8 cm





### 2.1.3.2 Fleckig-diffuse Silt- bis Sandsteine (Mds)

**Makroskopische Beschreibung (Taf. 3, 4):** stark tonig-siltige Sandsteine, unsortiert, rotbraun mit hellen sandigen Flecken, Sandkörner in Nestern und Linsen; Schichtung fleckig-diffus, häufig mit hauchdünnen wellig-diskontinuierlichen Tonhäutchen (Subtyp Mds,l); z.T. Md-Intraklasten oder gleichmäßig eingestreute Grobkörner bis Feinkies Korngröße; Mds-Bänke typischerweise dm-mächtig, z.T. karbonatisch zementiert, meist relativ fest, im Aufschluss hervortretend; je nach Sandgehalt fließende Übergänge zu den Lithotypen Sd und Md; z.T. mit Konkretionen der Typen K2 und K3 (s. Kap. 2.1.3.5), jedoch gegenüber den Lithotypen Md und Mdt seltener.

Im Anschliff lassen sich vier Mds-Subtypen voneinander unterscheiden:

- **Fleckig-diffuser Mds-Subtyp (Mds,fl, Taf. 3):** fleckig-diffuse Struktur durch heterogene Verteilung der Korngrößen: wie Subtyp Sd,fl, mit mehr Tonanteil in der Matrix; ähnelt dem „sand-patch massive mudstone“ von SMOOT & OLSEN (1988; vgl. Kap. 2.1.3.3, Subtyp Md,fl);
- **Tonhäutchen-Mds-Subtyp (Mds,l, Taf. 3):** durchzogen von dünnen, meist diskontinuierlichen tonig-siltigen Häutchen: wie Subtyp Sd,l, mit mehr Tonanteil in der Matrix;
- **Intraklast-Brekzien-Mds-Subtyp (Mds,br, Taf. 4):** Brekzie aus tonigen Md-, Fm- oder Tl-Intraklasten in einer Mds-Matrix; Intraklasten kantig bzw. „fetzenförmig“ und meist vollkommen unorientiert, so dass eine „chaotische“ Internstruktur entsteht; Faziesübergang zum Md,br-Subtyp, wenn die Matrix toniger wird;
- **Schrägschichteter Mds-Subtyp (Mds,c, Taf. 4):** Schrägschichtung häufig erst im Anschliff erkennbar, da die Korngrößenunterschiede zwischen den einzelnen Schrägschichtungslaminae oder zwischen aufgearbeiteten Geröllen (Intraklasten) und der Matrix zu gering und daher im Bohrkern oder Aufschluss nicht sichtbar sind; sand- bis kies Korngröße Md-, Fm- oder

Tl-Gerölle in sandig-siltiger, unterschiedlich stark toniger Mds-Matrix; vorherrschende Korngröße der Gerölle ist Sand (bis 1 mm Ø), kies Korngröße Gerölle (bis 4 mm Ø) sind ungleichmäßig in der Schrägschichtung verteilt; im Basisbereich von Mds,c-Bänken z.T. auch kies Korngröße Gesteinsfragment-Extraklasten; Faziesübergänge zu den schrägschichteten Sandstein-Typen Sl und Sc, je nachdem, wie stark sandig die Matrix des Md,c-Subtyps ist und wie gut daher die Schrägschichtung zu erkennen ist.

Der schrägschichtete Mds-Subtyp sollte aufgrund seiner deutlich abweichenden Sedimentstruktur normalerweise nicht mit den übrigen „diffusen“ Mds-Subtypen zusammengefasst werden. In der Praxis ist jedoch die Schrägschichtung an nicht aufgeschnittenen Bohrkernen oder an unregelmäßig verwitterten Aufschlusswänden meist nicht zu erkennen. Daher wird als Geländebegriff für alle genannten Subtypen die Bezeichnung „Mds“ verwendet, und erst bei näherer Untersuchung geschnittener Proben oder in Dünnschliffen können die Subtypen differenziert werden. Die z.T. möglicherweise sehr unterschiedliche Genese (s.u.) sollte dabei jedoch nicht außer Acht gelassen werden.

**Mikrostrukturen (Taf. 3, 4):** Sand- und Siltkörner „schwimmen“ meist in der tonigen Matrix, diese zeigt entweder keine Orientierung oder eine Ausrichtung länglicher Komponenten (Glimmerblättchen, auch Anhydritleisten) um größere Körner herum; Mittelsand- bis Feinkieskörner sind in den meisten Fällen sehr gut gerundet und annähernd sphärisch, entweder einzeln eingestreut oder in Nestern oder Schlieren konzentriert; große Teile der „tonigen Matrix“ bestehen – erst im Dünnschliff erkennbar – aus feinkiesgroßen Fm- und Md-Geröllen, die ebenfalls sehr gut gerundet und z.T. durch Siltkörner armiert sind; diskontinuierlich

che Tonhäutchen des Mds,l-Subtyps sind z.T. gradiert, z.T. von subvertikalen Tonbahnen gespeist, Ton auch in kleinen Trichtern oder Taschen zusammengespült; bankinterne Paläooberflächen sehr unregelmäßig-wulstig geformt, Korngefüge hier weitgehend zerstört, z.T. Aggregatgefüge mit tonbelegten Aggregaten, nur fleckhaft erhaltene kleine, flache, feinsiltgefüllte Pfannen; relativ selten Bioturbation in Form von kleinen Gängen oder Wurzelbahnen erkennbar.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Zechstein 5–7, meist im Basisbereich der Folgen

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** vermutlich vorwie-

gend aquatischer Transport von Silt- bis Feinkieskörnern (neben Mineralkörnern auch pelitische Intraklasten), mehrfach wiederholte Aufarbeitung pelitischer Sedimente (gut geschichteter oder Mischgesteins-Lithotypen) und äolisch transportierter Grobkörner; Gefügedeformation besonders an bankinternen Paläooberflächen, hier auch äolische Sedimentakkumulation in kleinen Vertiefungen, z.T. Absatz von Feinkorn in Stillwasserbereichen (Mds,l-Subtyp), Ton-Illuviation, Aggregatbildung durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse, selten überlieferte Sprossung von Evaporitmineralen auf Sedimentoberflächen (ausführliche Interpretation folgt in Kap. 2.3.1 und 3.1.2)

**Sedimentationsraum:** Sabkha-Sandebene, auch Sabkha-Tonebene bei kurzzeitigem Sandeintrag; wechselfeuchtes Milieu

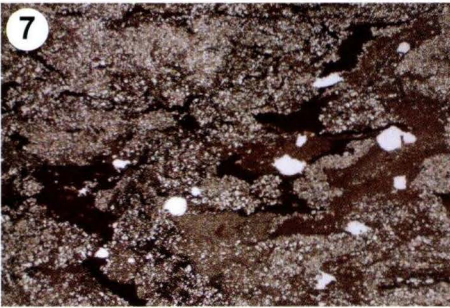
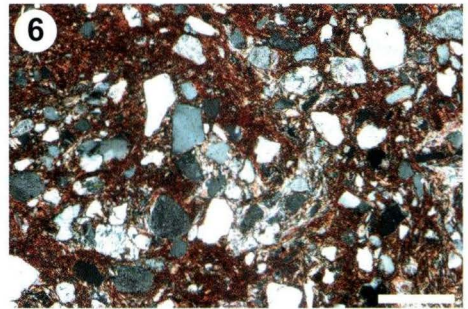
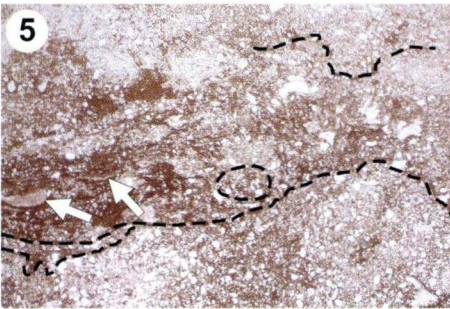
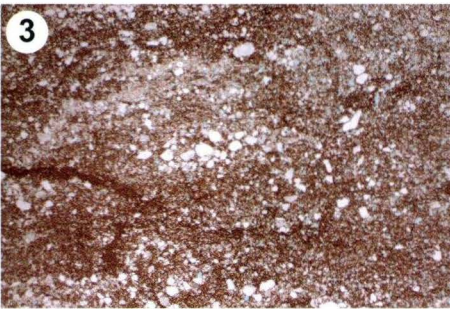
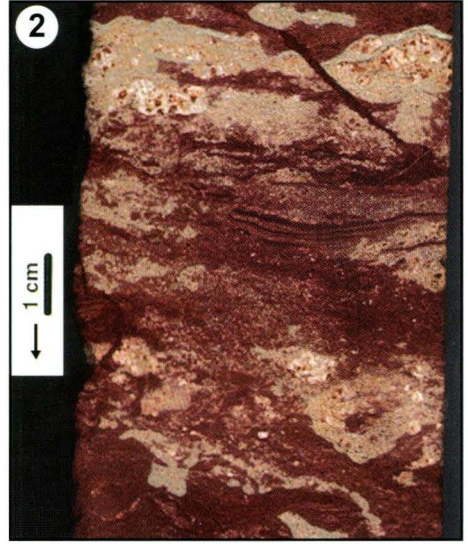
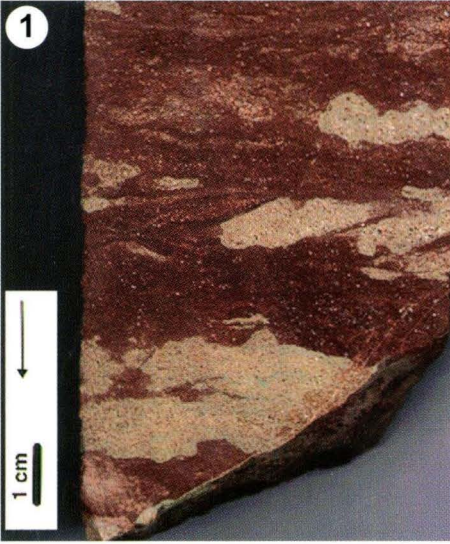


### Tafel 3



#### **Sandige Mischgesteine des Mds-Typs, Subtypen Mds,fl (links) und Mds,l (rechts)**

- Fig. 1** Mds,fl-Subtyp: sandig-siltig-toniges Mischgestein, Sandfraktion z.T. gleichmäßig eingestreut, z.T. in Flecken und Schlieren konzentriert, diese meist poröser und hell gebleicht. – Brg. Weißenbach, z7Tr
- Fig. 2** Mds,l-Subtyp: in der Regel ebenso fleckig-diffuses Mischgestein wie Mds,fl-Subtyp, aber mit diskontinuierlichen Tonhäutchen und -laminae, z.T. gradiert; hier auch evaporitische Konkretionen, besonders im oberen Bildteil (Typ K1 und K2, s. Kap. 2.1.3.5). – Brg. Weißenbach, z7T
- Fig. 3** Mds,fl-Mikrostruktur mit fleckig verteilten Sandkörnern, Grobkörner in Nestern (Poren hellblau gefärbt). – Brg. Rockensußra, z6; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 4** Mds,l-Mikrostruktur mit überwiegend fleckig-schlieriger Matrix, eingestreuten Grobkörnern, diskontinuierlichen und (oberer Bildrand) kontinuierlichen Tonhäutchen, z.T. gradiert; angedeutete tonummantelte Aggregate. – Brg. Aura, z7Tr-Basis; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 5** Mds,l-Subtyp mit sehr unregelmäßigen internen Paläooberflächen (Beispiele nachgezeichnet), in Vertiefungen z.T. kleine mit Feinsilt gefüllte „Pfannen“ erhalten (Pfeile), sonst fleckig-schlierig bis strukturlos, rundliche Siltkorn-Aggregate, z.T. mit anhaftenden Feinsand-Körnern (Beispiel nachgezeichnet). – Brg. Rockensußra, z6; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 6** Illuviale Illit-Kornüberzüge und ungeordnete Tonmatrix, matrixgestütztes Korngefüge, Sickerwasserbahnen sichtbar durch orientierte Illite. – Brg. Rockensußra, z6–5; Maßstab 300 µm
- Fig. 7** Mds,l-Subtyp mit zahlreichen überwiegend dünnen Tonbahnen, auf Bioturbation und Ton-Illuviation zurückgehend, dadurch z.T. „zellige Struktur“; mehrere Generationen illuvialen Tons und Silts. – Brg. Rockensußra, z7Tr; Bildbreite 1,2 cm (weiß: Löcher im Dünnschliff, wahrscheinlich durch herausgebrochene Körner)
- Fig. 8** Mds,l-Subtyp mit Bioturbation: konzentrisch gefüllte, nach unten und seitlich verzweigte Wurzelbahnen. – Brg. Rockensußra, z7Tr; Bildbreite 0,75 cm (größere weiße Stelle: Loch im Dünnschliff)



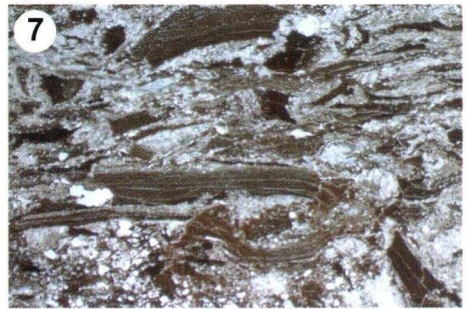
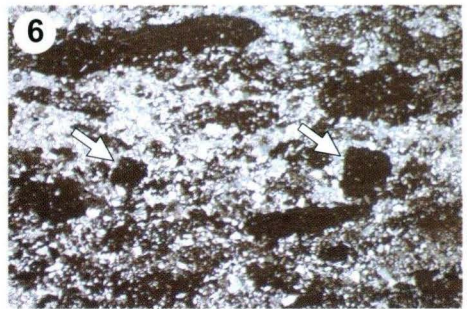
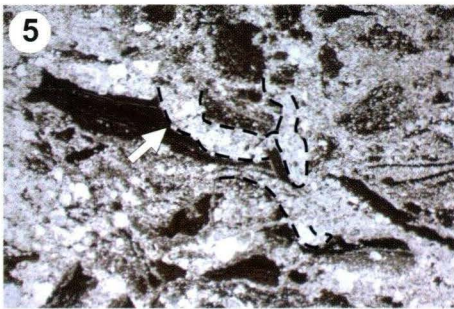
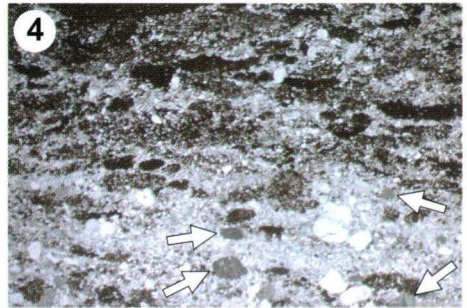
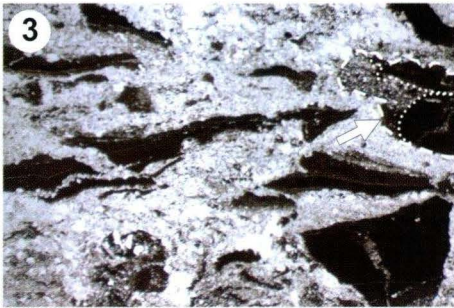
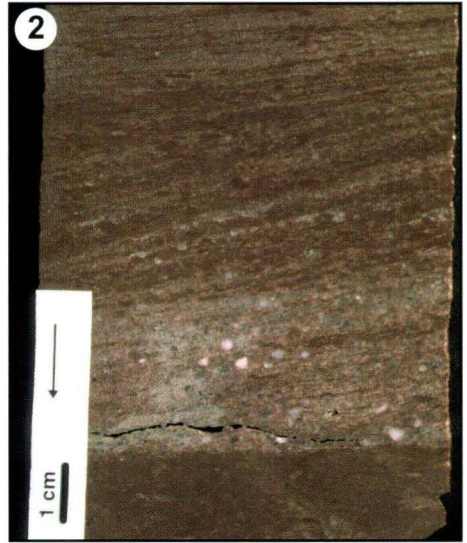
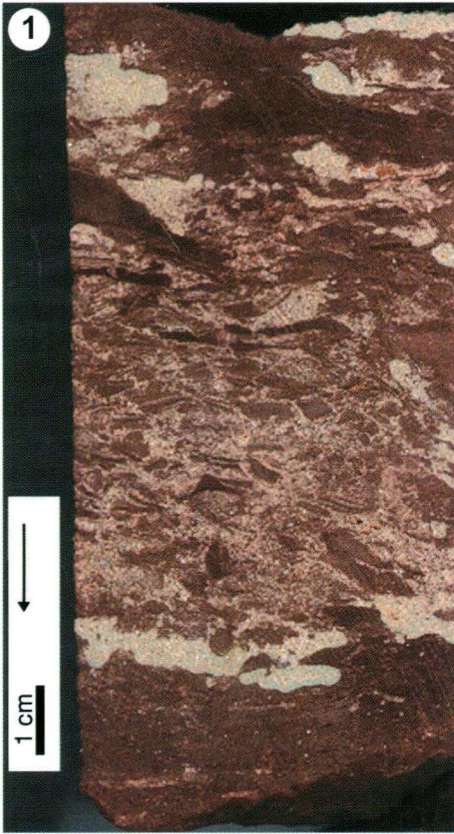


## Tafel 4



### Sandige Mischgesteine des Mds-Typs, Subtypen Mds,br (links) und Mds,c (rechts)

- Fig. 1** Mds,br-Subtyp: tonige Intraklasten in siltig-sandiger Matrix, Klasten eckig und nur grob eingeregelt. – Brg. Weißenbach, z7T
- Fig. 2** Mds,c-Subtyp: tonige Gerölle in flach schräggeschichtetem siltig-sandigem Sediment, mehrere übereinander gestapelte Schrägschichtungs-Sets mit jeweils nach oben flacher werdenden Winkeln; die einzelnen Schrägschichtungs-Laminae sind abwechselnd reich an Md-Intraklasten (komponentengestützt, dunkelrotbraun) oder matrixdominiert (hellrotbraun); an der Basis des Schrägschichtungskörpers Extraklasten aus Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken. – Brg. Aura, z7T
- Fig. 3** Mds,br-Mikrostruktur: tonige Intraklasten des Typs Fm, häufig mit Trockenrissen, z.T. auch Klasten des Mds,br-Typs („Intraklast-in-Intraklast“, siehe Pfeil); siltige Matrix mit deutlichen Turbationsspuren; Bindemittel der Siltbereiche sind Quarzzement und Tonminerale. – Brg. Weißenbach, z7T; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 4** Mds,c-Mikrostruktur: in die Schrägschichtung eingeregelt, sehr gut gerundete Gerölle aus Ton-siltstein (Typ Md, seltener Fm) und Extraklasten (Quarz, Feldspäte, Lithoklasten); ebenfalls gut gerundete Gerölle aus feinkristallinem Karbonat erscheinen im Dünnschliff grau (Pfeile) und sind wahrscheinlich umgelagerte Calcrete-Karbonate; die Ränder dieser Karbonatgerölle sind z.T. mit dem umgebenden Karbonatzement verwachsen. – Brg. Aura, z7T; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 5** Mds,br-Mikrostruktur: siltig gefüllte Gänge (Bioturbation, Beispiele nachgezeichnet), die auch die tonigen Intraklasten durchziehen und dann besonders gut sichtbar sind (Pfeil). – Brg. Weißenbach, z7T; Bildbreite 1,45 cm
- Fig. 6** Mds,c-Mikrostruktur: „herzförmige“, tonig gefüllte Formen mit Silt-Armierung in einem stärker turbaten Bereich der Mds,c-Probe: vermutlich „Pseudomorphosen“ ursprünglich an der Mds-Oberfläche gewachsener Gipskristalle, die adhäsiv äolisch angewehten Staub an ihre Kristalloberflächen gebunden hatten. – Brg. Aura, z7T; Bildbreite 1,0 cm
- Fig. 7** Mds,c-Mikrostruktur: Tonklasten des Fm-Typs matrixgestützt in Mds-Matrix, deutliche Einregelung der Tonklasten, z.T. plastische Deformation. – Brg. Weißenbach, z7T-Basis; Bildbreite 1,8 cm





### 2.1.3.3 Massige bis fleckig-schlierige Tonsiltsteine (Md)

#### Makroskopische Beschreibung (Taf. 5, 6):

Tonsiltsteine, z.T. schwach sandig, rotbraun, massig oder nur diffus geschichtet, meist sehr homogen bzw. monoton; eingestreute Sandkörner bis Grobsandgröße, häufig sehr gut gerundet, gleichmäßig verteilt oder in Nestern, Linsen und Schlieren konzentriert; z.T. gleichmäßig im Sediment verteilte Feinglimmer; häufig mm-kleine Bleichungspunkte; Verwitterung unter charakteristischem „bröckelig-polyedrischem Zerfall“ („hackly, conchoidal fracture“, TUCKER 2001: 93), wobei rundliche Aggregate – in tonigen Subtypen mit Rutschharnischen (slickensides) – erkennbar werden, daher früher als „Bröckelschiefer“ bezeichnet (z.B. CARLÉ 1956); häufig evaporitische Konkretionen verschiedener Größen (s. Kap. 2.1.3.5); keine scharfen Schichtgrenzen, sondern in der Regel gradueller Übergang zu anderen Mischgesteins-Lithotypen, je nach Ton- und Sandgehalt zu Mdt- und Mds-Typen; Md-Schichtmächtigkeiten liegen – soweit einzelne Schichten differenzierbar sind – im dm- bis m-Bereich.

Erst im Anschliff oder Dünnschliff erkennt man Internstrukturen, die zur Unterscheidung verschiedener Md-Subtypen herangezogen werden:

- **Massiger Md-Subtyp (Md,m, Taf. 5):** vollkommen massig-strukturlos, keinerlei Schichtungsmerkmale, auch nicht reliktsche oder diffuse; bricht in die charakteristischen rundlichen Bruchstücke, daher als der typische „Bröckelschiefer-Typ“ zu bezeichnen; Bleichungspunkte sind in diesem Subtyp am häufigsten; ähnelt dem „mud-cracked massive mudstone“ von SMOOT & OLSEN (1988); Faziesübergänge zum fleckig-diffusen Md,fl-Subtyp und zum Mdt-Typ durch Variationen im Sand- und Tongehalt;
- **Fleckig-diffuser Md-Subtyp (Md,fl, Taf. 5):** „fleckig-diffuse“ Struktur durch heterogen in Schlieren, Nestern oder Linsen verteilten Silt- und Sandanteil; sedimentäre Schichtung schwach erkennbar durch die Anordnung der

meist hellen Sandlinsen in der rotbraunen Md-Matrix; ähnelt dem „sand-patch massive mudstone“ von SMOOT & OLSEN (1988); abhängig vom Sandgehalt Faziesübergänge zum Mds-Typ und zum Md,m-Subtyp;

- **Tönhäutchen-Md-Subtyp (Md,l, Taf. 6):** enthält feinste Tönhäutchen, die meist zerbrochen, aber noch ungefähr schichtungsparallel angeordnet sind, dadurch insgesamt wellig-schlierige Struktur; z.T. ursprüngliche tonbelegte Kleinrippeln trotz nachträglicher Deformation noch erkennbar; subvertikale „Gänge“ mit toniger Füllung, seltener mit Sand- bis Siltfüllung und toniger Auskleidung; stellenweise kleine synsedimentäre Rupturen; meist wie die übrigen Md-Subtypen rotbraun bis blassrotbraun gefärbt, z.T. aber auch grau; bei stärkerer Korngrößenentmischung Faziesübergänge zum Slt- (bzw. „Ult“-)Typ;
- **Intraklast-Brekzien-Md-Subtyp (Md,br, Taf. 6):** Brekzie aus tonigen Md-, Fm- oder Tl-Intraklasten in einer Md-Matrix, aufgrund dieses geringen Korngrößenunterschieds zwischen Matrix und Klasten erst im An- oder Dünnschliff erkennbar; Intraklasten kantig bzw. „fetzenförmig“ und normalerweise nicht orientiert eingeregelt, so dass eine „chaotische“ Internstruktur entsteht; Faziesübergang zum Md,m-Subtyp, wenn Klasten und Matrix aufgrund gleicher Körnung nicht mehr voneinander zu unterscheiden sind, und zum Mds,br-Subtyp, wenn die Matrix siltig-sandiger wird.

**Mikrostrukturen (Taf. 5, 6):** Matrix aus Tonmineralen und Eisenoxiden (rotbraune Färbung), darin gleichmäßig oder fleckig-diffus verteilt Siltkörner, untergeordnet auch Sandkörner bis Grobsandgröße, Grobkörner häufig äolisch gerundet; Intraklasten (eckig) und Gerölle (gerundet) aus Md- oder auch Fm- oder Tl-Lithotypen, z.T. rundliche Md-Aggregate bzw. „Pellets“ mit Silt-Armierung, subvertikale Bahnen oder Stege aus toniger Substanz oder Siltkör-

nern, z.T. durch konzentrische Füllung eindeutig biogen (Wurzelröhren o.ä.) (vgl. auch Taf. 12, 13 in Kap. 2.3.1).

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Zechstein 4–7, im nordwestlichen Untersuchungsgebiet auch im Unteren Buntsandstein (Bohrung Braunsen)

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** äolische oder aquatische Aufarbeitung toniger Sedimente aus ausgetrockneten flachen Stillwasserbereichen, mit oder ohne Zurundung während des Transports; häufige Umlagerungsprozesse; durch vielfache Austrocknung und Wiederdurchfeuchtung (und damit verbundene Schrumpfung und Quellung) entstehen keine deut-

lichen Sedimentstrukturen; die primär allenfalls diffus ausgebildete Schichtung wird durch o.g. Prozesse und durch Bioturbation nahezu vollständig zerstört, evtl. auch durch Haloturbation an Sedimentoberflächen oder in der Umgebung evaporitischer Konkretionen; stattdessen z.T. Aggregatgefüge; Ton-Illuviation in Risse und Hohlräume ist häufig; ein äolischer Eintrag des Siltanteils in die Matrix der Md-Gesteine ist sehr wahrscheinlich, gerade auch bei linsigen Siltansammlungen, die sich in kleinen Hohlformen auf der Sedimentoberfläche sammeln können (Md,fl-Subtyp); ausführliche Interpretation folgt in Kap. 2.3.1 und 3.1.2

**Sedimentationsraum:** Sabkha-Tonebene; auch Überflutungsebenen ephemerer Flüsse mit anschließender Zeit pedogener Überprägung; wechselfeuchtes Milieu

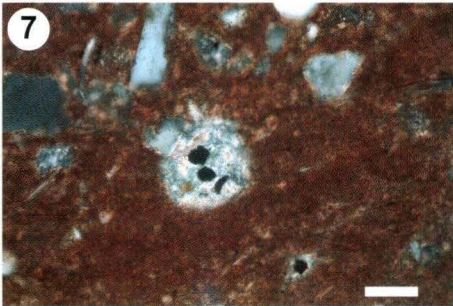
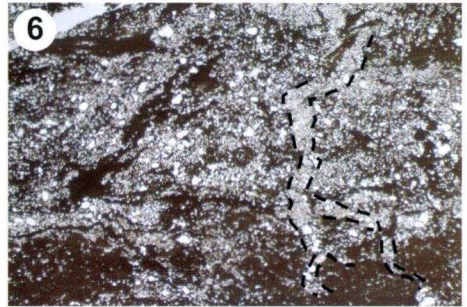
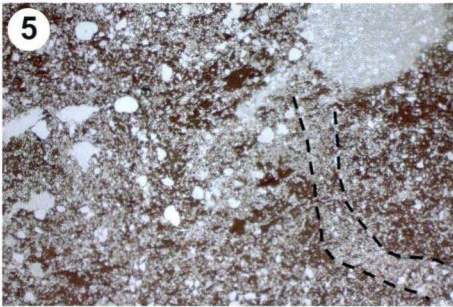
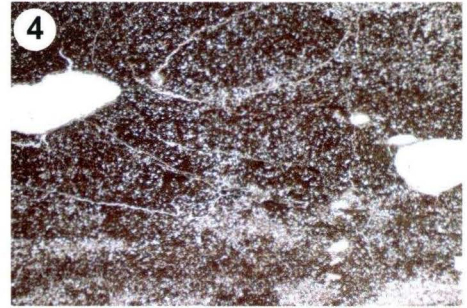
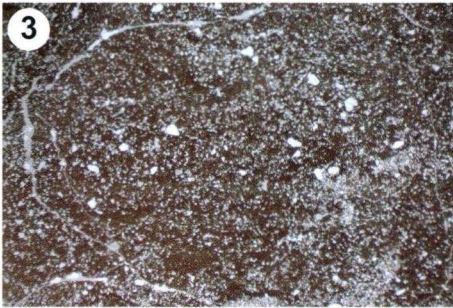
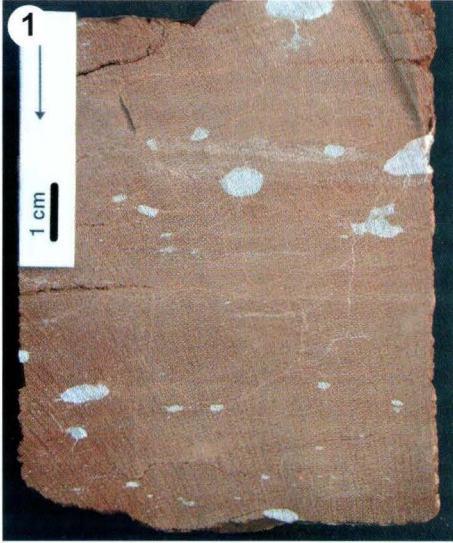


## Tafel 5



### **Pelitische Mischgesteine des Md-Typs, Subtypen Md,m (links) und Md,fl (rechts)**

- Fig. 1** Md,m-Subtyp: massige, homogene Struktur, polygonal-bröckeliger Zerfall durch feine Risse auf der Schnittfläche angedeutet, nur vereinzelt kleine Silt-Schlieren, in diesem Beispiel mit evaporitischen Konkretionen des Typs K1 (s. Kap. 2.1.3.5). – Brg. Aura, z5
- Fig. 2** Md,fl-Subtyp: fleckig-schlierige Struktur durch zahlreiche Silt-Linsen, einzeln eingestreute Sandkörner, ein größeres Sand- bis Feinkies-Nest. – Brg. Rosenthal, z5-z7FB (Randfazies: Frankenberg-Formation)
- Fig. 3** Md,m-Mikrostruktur: homogene tonig-siltige Matrix, darin siltkorngroße Calcitkristalle, nur einzelne Sandkörner eingestreut, Zerfall in rundlich-bröckelige Aggregate durch feine Risse erkennbar. – Brg. Aura, z7T; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 4** Md,fl-Mikrostruktur: tonig-siltige Matrix mit diffusen Siltkorn-Flecken, rundlich-bröckeliger Zerfall durch feines Rissmuster erkennbar (weiß: Gipskonkretionen, Typ K1). – Brg. Aura, z5T–z5Tr; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 5** Md,m-Mikrostruktur: äolisch gerundete Grobkörner einzeln eingestreut in die tonig-siltige Matrix, einige Tonklasten, subvertikale siltige Bahnen (Bioturbation, Beispiel nachgezeichnet), oben rechts ein Bleichungspunkt. – Brg. Weißenbach, z7T; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 6** Md,fl-Mikrostruktur: deutliche Bioturbation erkennbar durch subvertikale tonige und siltige Bahnen, nach unten z.T. verzweigt oder abbiegend (vermutlich Wurzelbahnen, Beispiel nachgezeichnet), auch subhorizontale wellige tonige Laminae, wahrscheinlich illuvial entstanden; Probe stammt aus unmittelbar Liegendem des z6-Basissandsteins. – Brg. Aura, z5Tr; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 7** Md,m-Mikrostruktur: Bleichungshöfe um opake Minerale herum, durch die fehlende Eisenoxid-Imprägnierung werden die Tonminerale der Matrix besser sichtbar. – Brg. Weißenbach, z7T; Maßstab 50 µm
- Fig. 8** Md,fl-Mikrostruktur: deutliche Bioturbation, hier wahrscheinlich Wühlgänge: relativ breit, subvertikal, wahrscheinlich mehrfach überlagert, jeweils tonige Auskleidung der Wandungen und (spätere) siltige Füllung. – Brg. Aura, z5Tr (gleiche Probe wie Fig. 6); Bildbreite 1,8 cm



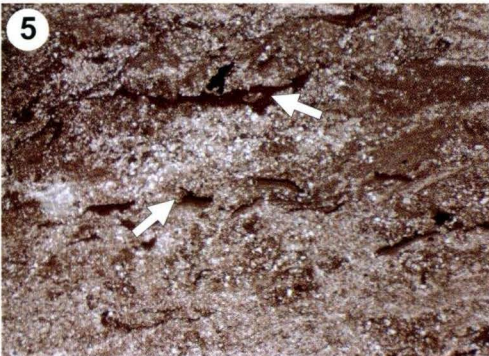
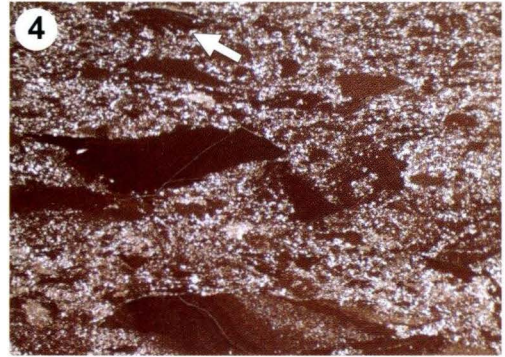
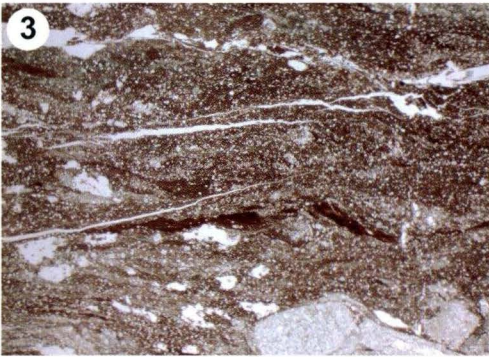
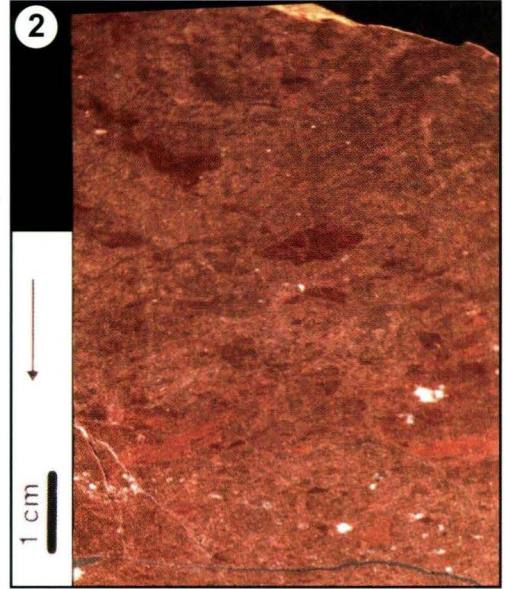


## Tafel 6



### **Pelitische Mischgesteine des Md-Typs, Subtypen Md,l (links) und Md,br (rechts)**

- Fig. 1** Md,l-Subtyp (hier rotbraun und hellgrau gebändert): Md-Tonsiltstein mit dünnen tonigen Laminae, diese wellig und oft diskontinuierlich, Struktur z.T. turbat. – Brg. Weißenbach, z6
- Fig. 2** Md,br-Subtyp: tonige Intraklasten in einer nur wenig gröberen (tonig-feinsiltigen) Matrix, im unteren Abschnitt kleine evaporitische Konkretionen des Typs K0 (s. Kap. 2.1.3.5). – Brg. Aura, z4
- Fig. 3** Md,l-Mikrostruktur: tonig-siltige Md-Matrix, darin eingelagert überwiegend diskontinuierliche, deformierte oder zerscherte Tönhäutchen; in siltigen Schlieren z.T. diagenetische Karbonatkristalle; unten ein ovales Karbonatgeröll (wahrscheinlich umgelagertes Calcrete-Material). – Brg. Weißenbach, z6; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 4** Md,br-Mikrostruktur: tonige Intraklasten der Typen Fm und Tl, seltener Md, in siltiger Matrix; keine strenge Einregelung der Klasten; Tl-Klasten z.T. gradiert, z.T. randlich aufgeblättert (Pfeil); undeutlich erkennbar subvertikale siltig-tonige Stege/Gänge. – Brg. Weißenbach, z7Tr; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 5** Md,l- bis Md,fl-Mikrostruktur: Md mit siltigen Schlieren und Tönhäutchen; oberer Pfeil: wahrscheinlich illuvial entstandene subhorizontale Tonschliere; unterer Pfeil: mehr oder weniger in situ zerbrochene gradierte Tonlamina, vermutlich ausgetrocknete und aufgerissene, aufgebogene Paläooberfläche. – Brg. Ützhausen, z7Tr; Bildbreite 1,2 cm





### 2.1.3.4 Massige siltige Tonsteine (Mdt)

**Makroskopische Beschreibung (Taf. 7):** Tonsteine bis Tonsiltsteine, unsortiert, dunkelrotbraun bis dunkelbraun, häufig Aggregatgefüge mit kleinen (< 1 cm), kantigen Aggregaten und Rutschharnischen (slickensides) auf tonigen Aggregat-Außenflächen, daher bei der Verwitterung charakteristischer splittrig-polyedri-

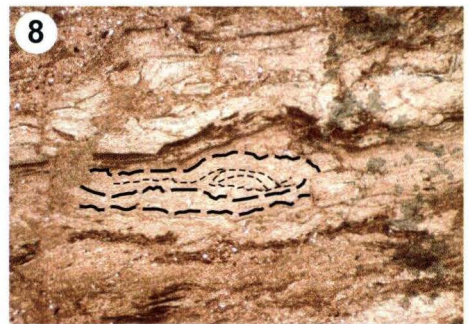
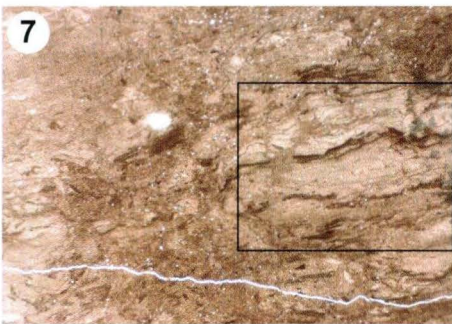
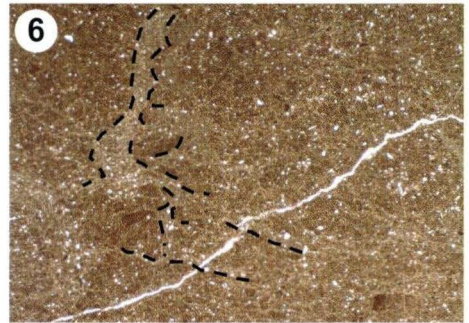
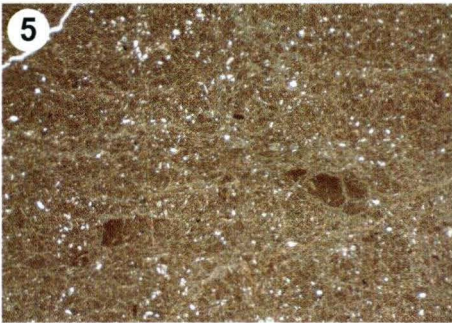
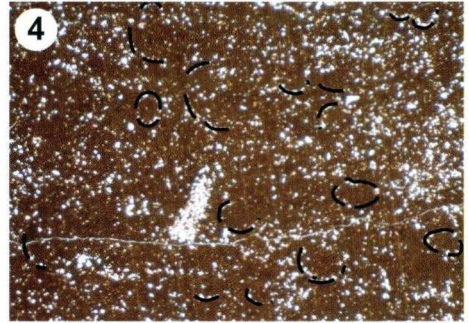
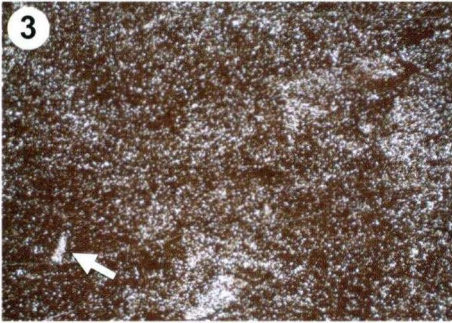
scher Zerfall; evaporitische Konkretionen im Mdt-Typ eher selten, dann als kleine Formen (K0–K1, s. Kap. 2.1.3.5); Faziesübergänge bei etwas geringerem Tongehalt zum massigen Md-Typ, bei steigendem siltigem Matrixanteil gegenüber den tonigen Aggregaten zum Intra-klast-Brekzien-Typ Md,br.

## Tafel 7



### Pelitische Mischgesteine des Mdt-Typs

- Fig. 1** Mdt-Lithotyp: splittrig-bröckeliger Zerfall durch Aggregatbildung, Aggregate mit tonigem Überzug und i.d.R. mit kleinen Rutschharnischen (slickensides). – Brg. Jesberg, z7Tr; Maßstab 1 cm
- Fig. 2** Mdt-Mikrostruktur: tonig-siltige Matrix, hier mit fleckiger Siltverteilung, dadurch z.T. diffuse Lagigkeit erkennbar; dünne diffuse diskontinuierliche Tonhäutchen, meist subhorizontal, z.T. auch subvertikal (vermutlich illuvial eingetragene Tonpartikel). – Brg. Weißenbach, z7T; Bildbreite 1,45 cm
- Fig. 3** Mdt-Mikrostruktur: Siltkörner feinverteilt in der Tonmatrix, z.T. fleckige Siltkornverteilung, links unten ein kleiner Siltgang, vermutlich Bioturbation (s. Pfeil). – Brg. Weißenbach, z6; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 4** Mdt-Mikrostruktur: Vergrößerung aus Fig. 3: bogige Anordnung von Siltkörnern um ovale siltfreie Bereiche herum weist auf siltarmierte Tonaggregate oder -pellets hin (Beispiele nachgezeichnet). – Brg. Weißenbach, z6; Bildbreite 0,75 cm
- Fig. 5** Mdt-Mikrostruktur: Tonklasten des Typs Fm in der tonigen, hier nur schwach siltigen Matrix; Klasten und Matrix werden von einem Netzwerk kleiner Risse durchzogen, die im Foto hellbraun hervortreten; bei stärkerer Vergrößerung werden in diesen Rissen leistenförmige Dolomit-Mikrokristalle erkennbar. – Brg. Blankenheim, z7T; Bildbreite 0,6 cm
- Fig. 6** Mdt-Mikrostruktur: Netzwerk kleiner Risse mit leistenförmigen Dolomit-Mikrokristallen wie in Fig. 5, hier subvertikale Bahn erkennbar, die sich verzweigt und nach unten sowie zur Seite in subhorizontale kleinere Bahnen oder Risse übergeht (Bioturbation, wahrscheinlich Wurzelbahnen). – Brg. Blankenheim, z7T; Bildbreite 1,0 cm
- Fig. 7** Mdt-Mikrostruktur: vollständige Entschichtung eines ursprünglich feinlaminierten Sediments durch Turbationsprozesse; im am stärksten überprägten Bereich wurde bereits die „Mdt-Struktur“ erreicht. – Brg. Blankenheim, z7T; Bildbreite 1,45 cm
- Fig. 8** Reliktisch erhaltene Primärstrukturen im Mdt (Ausschnitt aus Fig. 7): feinlaminierte helle Tonlaminae (vermutlich mit Karbonatmikrit-Anteil) sind hier z.T. übereinander geschoben. Dies könnte auf laterales Wachstum von Mikrobenmatten zurückzuführen sein (vgl. Kap. 2.3.1); die dunkelbraunen Tonlaminae bestehen aus karbonatfreiem Tonmaterial. – Brg. Blankenheim, z7T; Bildbreite 0,75 cm





**Mikrostrukturen (Taf. 7):** häufig Tonsteinklasten des Typs Fm, die von Rissen und etwas größerer Mdt-Matrix durchzogen werden; Siltkörner in der Regel gleichmäßig im Mdt verteilt, z.T. aber auch fleckig-schlierig, selten einzelne Siltgänge; diffuse dünne subhorizontale Tonhäutchen, selten dünne Tonlaminae, diese i.d.R. nicht mehr kontinuierlich erhalten, sondern unterbrochen und z.T. deformiert.

Auf eine Differenzierung des Mdt-Typs in Subtypen (z.B. Mdt,m, Mdt,fl, Mdt,br) wird hier verzichtet, weil die genannten Strukturen höchstens im Dünnschliff sichtbar sind und auch dort aufgrund der geringen Unterschiede eine Differenzierung in Subtypen nicht sinnvoll erscheint.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Zechstein 5–7

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** äolische oder aquatische Umlagerung toniger Sedimente aus ausgetrockneten flachen Stillwasserbereichen, Vermischung mit geringem Anteil wahrscheinlich äolisch eingetragenen Silts, starke Überprägung des tonigen Sediments durch vielfach wiederholte Quellungs- und Schrumpfungsprozesse, dadurch Aufreißen, Ton-Iluviation, schließlich Aggregatbildung; untergeordnet auch Bioturbation (Siltgänge). Insgesamt sind weniger die primären Sedimentationsprozesse, sondern vielmehr die anschließenden pedogenen Prozesse (Quellen und Schrumpfen eines Vertisols) im Mdt überliefert (ausführliche Interpretation folgt in Kap. 2.3.1 und 3.1.2)

**Sedimentationsraum:** Sabkha-Tonebene; auch Überflutungsebenen ephemerer Flüsse mit anschließender Zeit pedogener Überprägung; wechselfeuchtes Milieu, sehr tonige Böden (Vertisole)

### 2.1.3.5 Konkretionen in Mischgesteinen (K0–K4)

**Makroskopische Beschreibung (Taf. 8):** In den Mischgesteins-Lithotypen Sd, Mds, Md und Mdt kommen häufig evaporitische Konkretionen verschiedener Größen vor. Sie bestehen meist aus Karbonat oder Sulfat, z.T. auch mit Chalcedon im Zentrum. Besonders der Konkretionstyp K2 ist oft hohl und randlich mit Evaporitmineralen ausgekleidet.

Die Konkretionen können je nach ihrer Größe fünf verschiedenen Typen zugeordnet werden:

**K0:** mm-kleine, isolierte, rundliche oder netzartig zusammenhängende, polygonale, weiße Konkretionen, meist karbonatisch;

**K1:** bis 5 mm große, ovale bis diskusförmige Konkretionen, weiß oder hellgrau, karbonatisch und/oder sulfatisch, z.T. zoniert;

**K2:** bis 15 mm große, ovale bis diskusförmige, weiße Konkretionen bzw. Hohlräume mit randlichem Calcitrasen, häufig amalgamiert

in Flecken oder Lagen, aber auch isoliert;

**K3:** eiförmige bis faustgroße, dichte, harte Konkretionen („Knollen“), grau oder auch rotbraun wie umgebender Md, überwiegend dolomitisch; durch lagiges Zusammenwachsen übergehend in K4-Typ;

**K4:** bis 15 cm dicke knollige Lagen aus Dolomit, grau, dicht und hart (sog. „Knollenlagen“), z.T. wie massige sedimentäre Lagen, im Bohrkern z.T. vorläufig als solche angesprochen (vgl. Kap. 2.1.4.1); z.T. mit kantigen Hohlräumen  $\leq 1$  cm mit Calcitrasen.

Alle Konkretionstypen können in verschiedenen Lithotypen vorkommen, besonders häufig sind sie in den Lithotypen Md und Mdt. Die Konkretionstypen K0–K3 werden hier als diagenetische Merkmale behandelt, nicht als eigenständige Lithotypen, wie beispielsweise M<sub>1</sub>ALL (1996: 127) vorschlägt. In Bohrprofilen sind Do-

lomitknollenlagen (K4) makroskopisch nicht immer sicher von sedimentären massigen Dolomitlagen zu unterscheiden und werden dann z.T. vorläufig als eigenständiger Lithotyp (D, vgl. Kap. 2.1.4.1) aufgenommen. Sie entsprechen der P-Lithofazies in der Nomenklatur von MIALL (1996: 127).

**Mikrostrukturen (Taf. 9):** Evaporitminerale umwachsen und verdrängen das Sediment, in dicht gewachsenen Konkretionen z.T. noch „unverdaute“, meist randlich stark korrodierte Silikat Körner; oft konzentrischer, mehrphasiger Aufbau der Konkretionen, z.T. mit Kombinationen aus (sehr selten) Chloriden, meist Sulfaten und Karbonaten sowie (selten in Konkretionszentren)  $\text{SiO}_2$ -Abscheidungen, z.B. Chalcedon; kleinere Konkretionen (K0–K2) häufig sulfatisch-karbonatisch zusammengesetzt, größere (K3 und K4) dagegen fast ausschließlich karbonatisch, wobei Dolomit gegenüber Calcit dominiert; an den Rändern von Karbonatkonkretionen häufig Eisenoxid-

Säume; in karbonatischen Konkretionen z.T. „knäueelförmige“ Wachstumsstrukturen (vgl. Kap. 2.3.1).

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Zechstein 4–7

**Interpretation:**

**Bildungsprozesse:** frühe postsedimentäre Ausfällung im Grundwasser-Schwankungsbereich bzw. im Bereich des Kapillarsaums, bei intensiver Evaporation auch deutlich darüber ausaszendenden Porenwässern (evaporative pumping, vgl. Kap. 1.4.3); dabei Umschließung klastischer Sedimentkörner und sukzessive chemische Verdrängung derselben; „knäueelförmige“ Wachstumsstrukturen möglicherweise mikrobiell entstanden (vgl. Kap. 2.3.1)

**Bildungsraum:** Sabkha-Ton- oder -Sandebene mit nahe der Oberfläche gelegenem Grundwasserspiegel, salinaren Grund- und Porenwässern sowie intensiver Evaporation

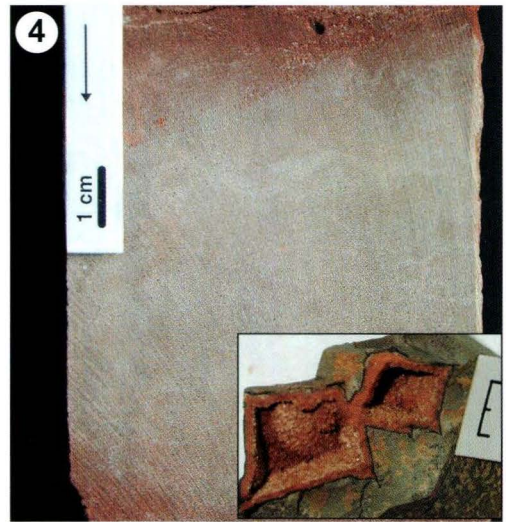
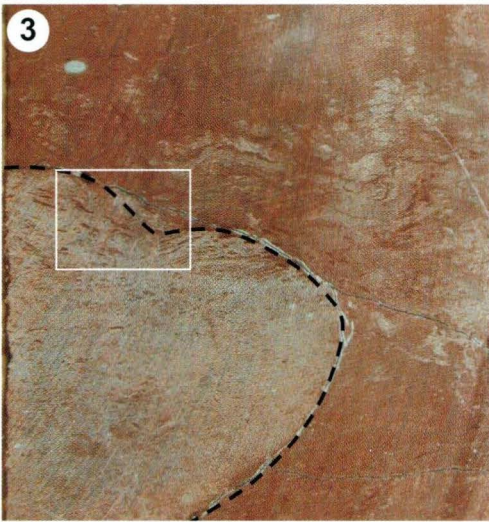
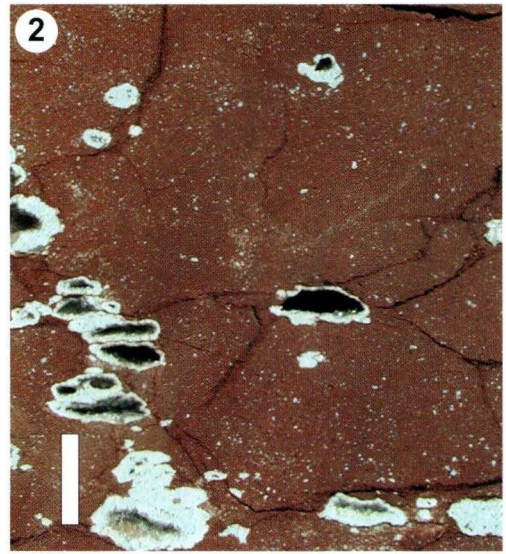
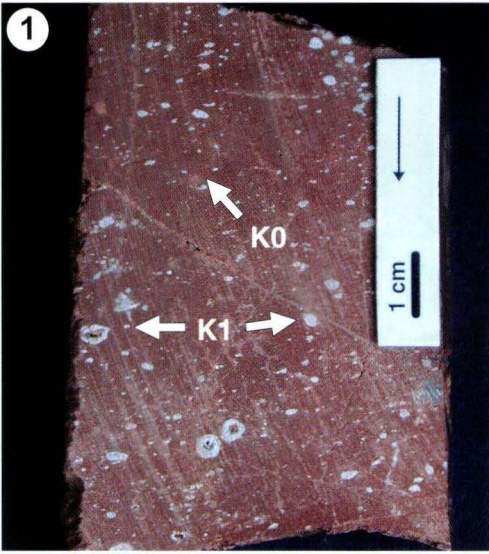




## Tafel 8

### Konkretionen I

- Fig. 1** Konkretionstyp K0 und K1. – Brg. Blankenheim, z7T
- Fig. 2** Konkretionstyp K2. – Brg. Aura, z7T; Maßstab 1 cm
- Fig. 3** Konkretionstyp K3. – Brg. Blankenheim, z7T; Bildbreite ca. 8 cm
- Fig. 4** Konkretionstyp K4. – Brg. Aura, z6; Inset: K4-Konkretionslage aus hartem Dolomit mit kubischen, calcitgesäumten Hohlräumen, vermutlich Halit-Pseudomorphosen. – Aufschluss Heinebach, z6; Maßstab 1 cm
- Fig. 5** Ausschnitt aus Fig. 3 im Dünnschliff: Am Rand der K3-Dolomitkonkretion sind feine „zirkumradiale“ Risse dort, wo reine Tonlagen und Tonklasten im Gestein eingebettet waren: Diese wurden nicht von feinkristallinem Dolomit durchdrungen, später kam es in ihnen zu Schrumpfungsprozessen, und in den entstandenen Mikrorissen schied sich etwas gröberer Dolomit ab. – Brg. Blankenheim, z7T; Bildbreite 1,45 cm
- Fig. 6** Konkretionswachstum durch Amalgamierung kleinerer K1- bis K2-Konkretionen am Rand einer großen K3-Konkretion. – Brg. Blankenheim, z7T; Bildbreite 1,8 cm



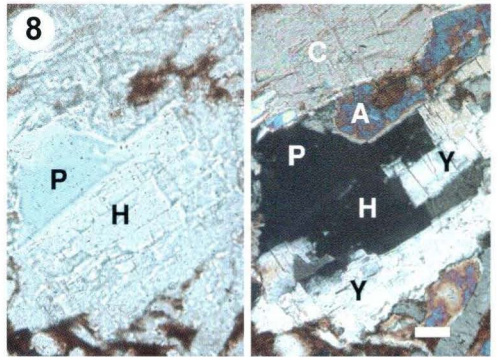
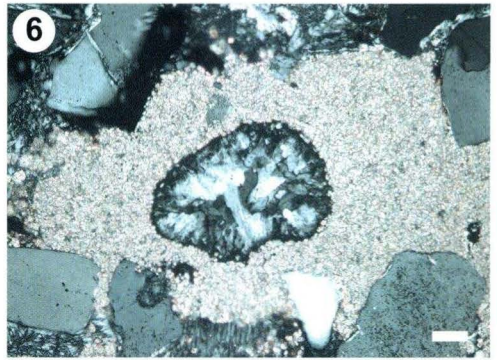
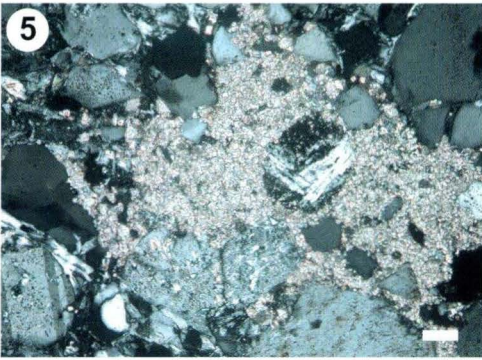
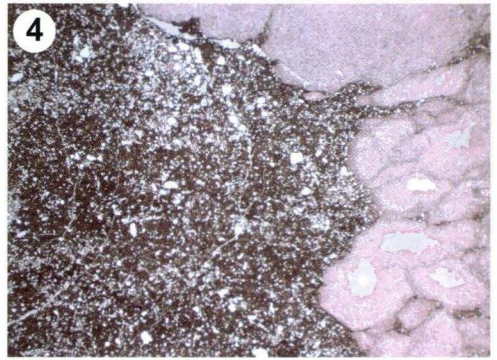
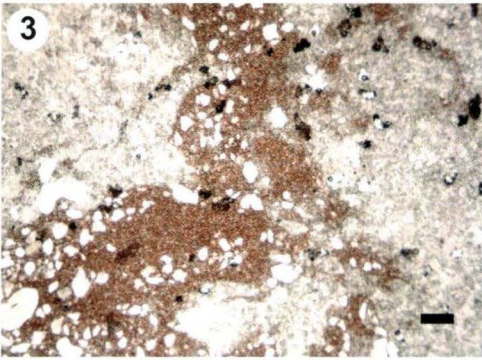
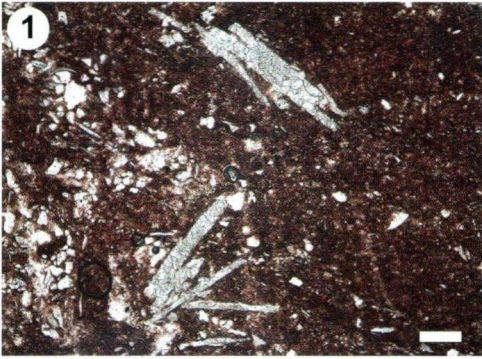


## Tafel 9



### Konkretionen II

- Fig. 1** Neu gesprossene Calcit-Leisten (wahrscheinlich pseudomorph nach Gips) in Md-Matrix. – Brg. Gelnhaar, z4; Maßstab 150  $\mu\text{m}$
- Fig. 2** Wachstum einer Sulfatkonkretion im Md. – Brg. Rockensußra, z5-6; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 3** Poikilitisch gewachsene K2-Karbonatkonkretion mit kleinen „unverdauten“ Mikrokristallen, in der Bildmitte konkretionsfreie Bahn mit subvertikal angeordneten Siltschnüren (vermutlich bioturbat entstanden). – Brg. Aura, z7T; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 4** Amalgamierte K2-Konkretionen aus Calcit (rosa angefärbt) mit dolomitischem Zentrum. – Brg. Aura, z7T; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 5** Fleckhaft ausgefällter Karbonatzement mit leistenförmigem Gips im Zentrum. – Brg. Schlierbachswald, z4; Maßstab 50  $\mu\text{m}$
- Fig. 6** Fleckhaft ausgefällter Karbonatzement mit Chaledon im Zentrum. – Brg. Schlierbachswald, z4; Maßstab 50  $\mu\text{m}$
- Fig. 7** Bleichung entlang von Rissen und in der Umgebung einer dolomitischen Konkretion (hier Randbereich der Konkretion). – Brg. Blankenheim, z7T; Bildbreite 1,45 cm
- Fig. 8** Halit (H) in einer Konkretion zusammen mit Karbonat (C), Anhydrit (A) und Gips (Y); ein Teil des Halits ist gelöst worden (wahrscheinlich bei der Präparation), die entstandene Pore (P) ist mit bläulich gefärbtem Epoxidharz gefüllt. – Brg. Rockensußra, z6; links einfach polarisiertes Licht, rechts unter gekreuzten Polarisatoren; Maßstab 50  $\mu\text{m}$





## 2.1.4 Karbonatische und sulfatische Lithotypen

### 2.1.4.1 Dolomite (D)

**Makroskopische Beschreibung:** graue Dolomite, die hier nicht weiter differenziert werden; meist mikritische, wenige Dezimeter mächtige Lagen, die dicht und hart zementiert sind und keine oder nur eine sehr schwache Reaktion mit 10 %iger Salzsäure zeigen; z.T. löchrig-porös (Lösungsporosität); z.T. mit Mergelstein-Zwischenlagen.

Im Bohrkern kann häufig nicht zweifelsfrei entschieden werden, ob es sich bei bis zu 15 cm mächtigen dichten Dolomitlagen um pedogen-frühdigenetische Dolomit-Knollenlagen (Konkretionstyp K4) oder aber um sedimentäre Dolomitlagen (Lithotyp D) handelt (vgl. Kap. 2.1.3.5). Die sedimentären Dolomitlagen des Typs D kommen jedoch meist in Zusammenhang mit laminierten grauen oder rotbraunen Tonsteinen (Lithotyp T1) oder mit Anhydriten (Lithotyp A) vor und zeigen scharfe Liegend- und Hangendkontakte; die Dolomit-Knollenlagen treten dagegen in der Regel innerhalb von Mischgesteins-Lithotypen auf und haben eher diffuse Begrenzungen. Eine Unterscheidung beider Karbonatformen ist im Dünnschliff möglich:

**Mikrostrukturen:** Sedimentäre Dolomitlagen (D) bestehen fast ausschließlich aus Karbonatkörnern und sind meist intern geschichtet; dagegen enthalten die konkretionären Dolomitlagen (K4) im Dünnschliff zahlreiche eingeschlossene Silikat Körner und sind ungeschichtet.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet

**Stratigraphischer Bereich:** Zechstein 4 (Karbonate des Zechstein 1–3 wurden nicht untersucht)

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** sedimentäre Bildung durch Karbonatfällung in stehendem Wasser; bei den im Untersuchungszeitraum vorkommenden geringmächtigen Dolomitlagen ist von sehr flachen Wasserkörpern auszugehen. (Dagegen werden konkretionär in klastischem Sediment entstandene Karbonate per def. dem Konkretionstyp K4 zugeordnet, vgl. Kap. 2.1.3.5.)

**Sedimentationsraum:** karbonatübersättigte Flachgewässer, z.B. kleinere Sabkha-Seen und mangrovenähnliche Gewässer, vermutlich ephemere

### 2.1.4.2 Anhydrite (A)

**Makroskopische Beschreibung:** grau-weiße Anhydrite, die hier nicht weiter differenziert werden; häufig teilweise vergipst, mit Auslaugungserscheinungen, z.T. auch vollständig abgelautet; einige Zentimeter bis maximal wenige Meter mächtige Lagen oder Bänke.

**Regionale Verbreitung:** gesamtes Untersuchungsgebiet außer westlichen und südwestlichen Randbereichen der Hessischen Senke

**Stratigraphischer Bereich:** Zechstein 4 (Sulfate des Zechstein 1–3 wurden nicht untersucht)

**Interpretation:**

**Sedimentationsprozesse:** subaquatisch durch Sulfatausfällung, auch subaerisch durch Effloreszenz oder vollständige Verdunstung flacher Wasserkörper, letztere aber mit geringerem Erhaltungspotenzial

**Sedimentationsraum:** sulfatübersättigte Flachgewässer, z.B. Sabkha-Seen oder feuchte Litoralbereiche der Sabkha-Ebene; Effloreszenzen auch in feuchter (evaporitischer) Sabkha-Tonebene

## 2.1.5 Faziesassoziationen

Die in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellten Lithotypen werden – gemäß ihrem Vorkommen im Untersuchungsgebiet in häufigen Lithotyp-Kombinationen – zu sechs Faziesassoziationen zusammengefasst, die den großräumigen Faziesbereichen der Sabkha-Ebene zugeordnet werden können (Tab. 7; vgl. Kap. 1.4.3):

- **Faziesassoziation G:** Konglomerate der proximalen Schwemmfächer und Flussrinnen;
- **Faziesassoziation S:** geschichtete Sandsteine mit Tonsiltstein-Zwischenlagen der fluviatilen Schwemmebenen;
- **Faziesassoziation HET:** Heterolithe flacher, ebener Seengebiete;

- **Faziesassoziation MD-SD:** pelitische und sandige Mischgesteine der Sabkha-Sand- und Tonebenen;
- **Faziesassoziation E:** Evaporite (inkl. Karbonate) im randmarinen Küstenbereich der Sabkha-Ebene oder auch in Sabkha-Seen;
- **Faziesassoziation T:** geschichtete Tonsteine mit eingeschalteten Sandsteinen in geschützten Meeresbereichen und Lagunen.

Tafel 10 zeigt das typische Erscheinungsbild der Faziesassoziationen in Aufschlüssen und Bohrungen.

Die Zusammenfassung zu Faziesassoziationen wurde vor allem bei der Darstellung, Auswertung

Tab. 7. Faziesassoziationen des Arbeitsgebietes.

Faziesassoziation	Lithotypen	Geometrie	Sedimentationsraum	benachbarte Faziesassoziationen	Bemerkungen	
<b>G</b>	Konglomerate	Gc, (Ss), (Sc)	lateral auskeilend	Schwemmfächer, proximale verflochtene Flussrinnen	S, MD-SD	beschränkt auf den Ost- rand der Rheinischen Masse
<b>S</b>	geschichtete Sandsteine mit Tonsiltstein-Zwischenlagen	Ss, Sc, Sl, Sh, Sr, Sm, Slt, Fm, Tl	tabular, lateral weit aushaltend	fluviatile Schwemmebenen mit flachen, sich häufig verlagernden Rinnen und Überflutungs-/ Stillwasserbereichen	G, HET	vorherrschende Faziesassoziation des Unteren Buntsandstein; in den Profildarstellungen (Anhang 6.4) wurden Slt-Sandsteine farblich hervorgehoben
<b>HET</b>	Heterolithe	Het, (Sr), (Fm)	wellig-linsig, lateral weit aushaltend	flache, ebene Seengebiete mit fluktuierendem Seespiegel und zeitweiliger Austrocknung	S, MD-SD	
<b>MD-SD</b>	pelitische und sandige Mischgesteine	Mdt, Md, Mds, Sdt, Sd, (Tl)	tabular bis linsig-fleckig (patchy)	Sabkha-Sand- und Tonebenen	E, G, HET	in den Profildarstellungen (Anhang 6.4) wurden pelitische (MD) und sandige (SD) Lithotypen dieser Faziesassoziation zur besseren Übersicht farblich getrennt
<b>E</b>	Evaporite (inkl. Karbonate)	D, A	nicht untersucht	randmariner Küstenbereich der Sabkha-Ebene; Sabkha-Seen	T, MD-SD	beschränkt auf Zechstein-Folge 4 (und ältere)
<b>T</b>	geschichtete Tonsteine mit eingeschalteten Sandsteinen	Tl, Sl, Sr, (Sc)	Tonsteine lateral weit aushaltend, Sandsteine auskeilend	geschützte Meeresbereiche, Lagunen	E	beschränkt auf Zechstein-Folge 4 (und ältere)



und Korrelation der Bohrprofile verwendet (Anhang 6.4 sowie Beilagen 1 und 2). Der besseren Übersicht halber wurde dabei die im Untersuchungsbereich am weitesten verbreitete Faziesassoziation MD-SD geteilt in den pelitischen (MD) und den sandigen Anteil (SD). Wegen seiner großen Bedeutung hinsichtlich der Ablagerungspro-

zesse in der Sabkha-Ebene (vgl. Kap. 3.1, 3.2) wurde der Lithotyp St, welcher der Faziesassoziation S angehört und teilweise in die Faziesassoziation MD-SD eingeschaltet ist, in den Profildarstellungen als einziger Lithotyp zusammen mit den Faziesassoziationen dargestellt.

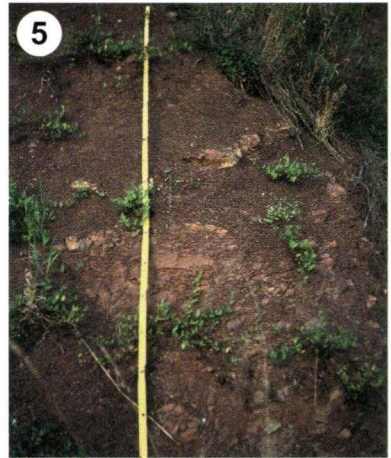
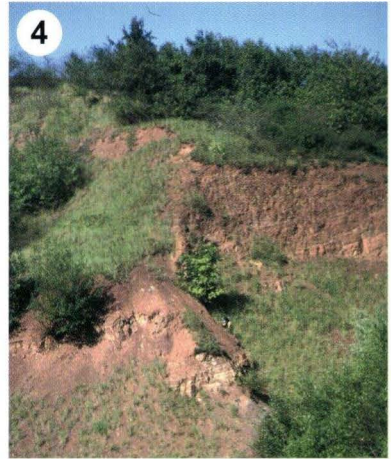
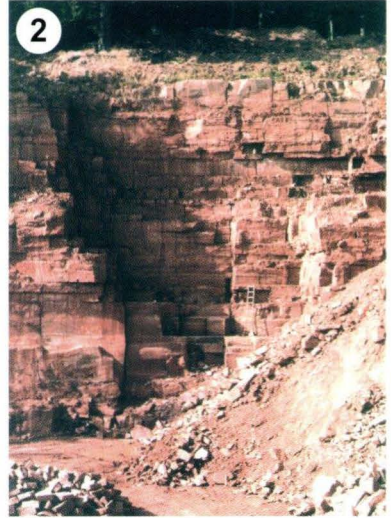
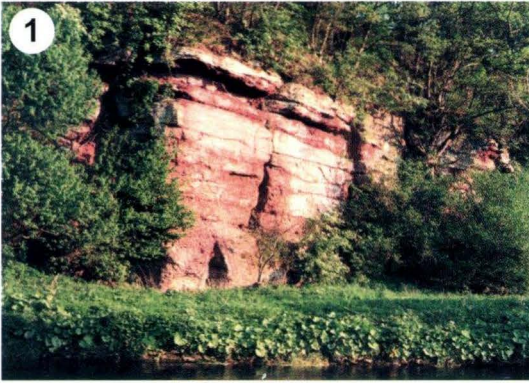
---

## Tafel 10



### Faziesassoziationen

- Fig. 1 Faziesassoziation G**, Konglomerate: schräggeschichtete sandige Konglomerate, insgesamt relativ weit aushaltende flache keilförmige Schichten, z.T. erosiv ineinander einschneidend, hier flach nach Südwesten verkippte Lagerung (Frankenberg-Formation z5-z7FB). – Steilhang der Eder („Stedefelsen“) südöstlich Rennertehausen, TK 25 Bl. 4918 Frankenberg, R 3479800, H 5654070 (Höhe der Klippen ca. 15 m)
- Fig. 2 Faziesassoziation S**, Sandsteine mit Tonsiltstein-Zwischenlagen: plattige und bankige Feinsandsteine, tabular und lateral weit aushaltend, mit wenigen dünnen Tonsiltstein-Zwischenlagen (Calvörde-Folge suC). – Steinbruch „Weimarscher Kopf“, Niederweimar, TK 25 Bl. 5218 Niederwalgern, R 3481600, H 5625760 (Leiter ca. 2 m lang)
- Fig. 3 Faziesassoziation HET**, Heterolithe: leicht wellige feinschichtige Wechsellagerung aus Ton-, Silt- und untergeordnet Feinsandstein (Oberer Fulda-Ton z7Tr). – Steinbruch Caaschwitz (Ostthüringen), TK 25 Bl. 5037 Eisenberg, R 4498300, H 5645600 (Metermaß 2 m lang)
- Fig. 4 Faziesassoziation MD-SD**, pelitische und sandige Mischgesteine (Überblick): ungeschichtete dunkelrotbraune pelitische Mischgesteine (Lithotypen Md und Mdt) mit eingeschalteten helleren sandigeren Bänken (Lithotyp Sd), durch welche die – hier flach verkippte – Schichtlagerung sichtbar wird (Ohre- bis Fulda-Folge z5-z7). – ehemalige Tongrube Heinebach, TK 25 Bl. 4924 Seifertshausen, R 3548120, H 5655520 (blauer Rucksack unten als Maßstab)
- Fig. 5 Faziesassoziation MD-SD**, pelitische und sandige Mischgesteine (Detail): ungeschichtete dunkelrotbraune pelitische Mischgesteine (Lithotypen Md und Mdt) mit typischem bröckelig-polyedrischem Zerfall und eingelagerten, gelblich verwitternden karbonatischen Konkretionen, Typ K2–K3 (Unterer Fulda-Ton z7T). – ehemalige Tongrube Heinebach, TK 25 Bl. 4924 Seifertshausen, R 3548120, H 5655520 (Metermaß 2 m lang)
- Fig. 6 Faziesassoziation E**, Evaporite (inkl. Karbonate): plattiger bis bankiger, bereichsweise stark löchriger dunkelgrauer Dolomit mit deutlicher Klüftung (Leine-Karbonat z3CA, „Plattendolomit“). – Bohrung Blankenheim, TK 25 Bl. 5024 Rotenburg a.d. Fulda, R 3553456, H 5644396 (283–285 m Teufe, Kerndurchmesser ca. 7 cm; Foto: Dr. J. Kulick, 1981)
- Fig. 7 Faziesassoziation T**, geschichtete Tonsteine mit eingeschalteten Sandsteinen: graue (z3T) und violettrotbraune (z2Tr) geschichtete Tonsteine mit einzelnen dünnen Sandsteinlagen und dünnen weißen Fasergips-Kluffüllungen (Unterer Leine-Ton z3T bis Oberer Staßfurt-Ton z2Tr). – Bohrung Blankenheim, TK 25 Bl. 5024 Rotenburg a. d. Fulda, R 3553456, H 5644396 (295–297 m Teufe, Kerndurchmesser ca. 7 cm; Foto: Dr. J. Kulick, 1981)





## 2.2 Ergebnisse der Bohrungs- und Aufschlussaufnahmen

Im Folgenden wird der lithologische Aufbau des höchsten Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein für das Untersuchungsgebiet kurz gefasst beschrieben, ausgehend von den eigenen Bohrungs- und Aufschlussaufnahmen und ergänzt durch Literaturangaben. Auf detaillierte Beschreibungen der einzelnen Profile wird hier der Übersicht halber verzichtet, dazu sei auf die in Anhang 6.4 beigefügten Profilzeichnungen verwiesen. Die Schichtenverzeichnisse sind im Bohrkataster des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie in Wiesbaden archiviert. Die Beschreibung der lithologischen Abfolge wird in die üblichen lithostratigraphischen Einheiten (Zechstein-Folgen 4 bis 7) gegliedert. Eine Diskussion dieser Lithostratigraphie unter sedimentologischen Aspekten findet sich in Kap. 3.4.3. Die im Folgenden verwendeten stratigraphischen Kürzel folgen der einheitlichen Nomenklatur, die 2003 durch die Arbeitsgruppe Zechstein der Subkommission Perm-Trias (SKPT) der Deutschen Stratigraphischen Kommission erarbeitet und zur Anwendung empfohlen wurde (KÄDING, schriftl. Mitt.; vgl. Glossar in Anhang 6.1).

Das Arbeitsgebiet – die zechsteinzeitliche

westliche Hessische Senke bzw. das heutige Buntsandstein-Verbreitungsgebiet Hessens – kann nach heutiger Geologie grob unterteilt werden in (vgl. Abb. 1)

- ① die Niederhessische Tertiärsenke und das nordosthessische Werra-Kali-Gebiet mit Anschluss nach Nordwest-Thüringen (becken-nächster Bereich des Arbeitsgebietes);
- ② die Korbacher Bucht am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Randfazies des höchsten Zechstein);
- ③ den Frankenberger und Marburger Raum einschließlich des Kellerwald-Südrandes am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (überwiegend Randfazies des höchsten Zechstein);
- ④ die nördliche und östliche Vogelsberg-Umrandung;
- ⑤ den Spessart und die südliche Vogelsberg-Umrandung;
- ⑥ den Odenwald (gesamter Zechstein in Randfazies).

Zum Vergleich wird die fazielle Ausbildung des höchsten Zechstein in Thüringen, Nordbayern und der Pfalz anhand eigener Aufnahmen und der Ergebnisse vorangegangener Arbeiten skizziert.

### 2.2.1 Niederhessische Tertiärsenke und Nordosthessen / Werra-Kali-Gebiet

#### Bohrungen:

Blankenheim (1981): TK25 Blatt 5024 Rotenburg a. d. Fulda, R 3553456, H 5644396  
Emstal 1 (1975/76): TK25 Blatt 4721 Naumburg, R 3517660, H 5679110  
Schlierbachswald IV (1962): TK25 Blatt 4826 Eschwege, R 3577820, H 5669350  
Wehrshausen 1 (1965): TK25 Blatt 5125 Friedewald, R 3561910, H 5630440

#### als Fremdaufnahmen:

Borken Z1 (1984/85): TK25 Blatt 4921 Borken, R 3521950, H 5659060 (Schichtenverzeichnis

HLUG-Bohrkataster 4921/3935: Horn, Kulick, Rambow)

Escherode (1981): TK25 Blatt 4624 Hedemünden, R 3552170, H 5687200 (BRÜNING 1986)

Küchen (1980/81): TK25 Blatt 4824 Hessisch-Lichtenau, R 3557910, H 5673110 (BRÜNING 1986 und Schichtenverzeichnis HLUG-Bohrkataster 4824/334: Becker 1996/97)

Quentel (1980): TK25 Blatt 4723 Oberkaufungen, R 3545820, H 5674440 (Schichtenverzeichnisse HLUG-Bohrkataster 4723/931: Kaufmann, Kulick)

Wilhelmshöhe I (1905-08): TK25 Blatt 4622 Kas-

sel-West, R 3529790, H 5685410 (RÖSING 1958 und Schichtenverzeichnis HLOG-Bohrkaster 4622/10)

### Aufschlüsse:

Frauenberg (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 4923  
Altmorschen, R 3542160, H 5659990  
Heinebach (ehem. Tongrube): TK25 Blatt 4924  
Seifertshausen, R 3548120, H 5655520

### Literatur:

BECKER & KULICK (1999), BRÜNING (1984, 1986, 1988), KÄDING (1978a, 2000), KÄSTNER (2000), KULICK (1987), RÖSING (1958)

Im nordosthessischen Werra-Kaligebiet liegt die beckennächste Ausbildung des Zechstein im gesamten Untersuchungsgebiet vor. Die Mächtigkeit der Zechstein-Folgen 5 bis 7 (Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge) erreicht hier maximal 45 m (Bohrung Wehrshausen). Zur Abscheidung von Salzen kam es bis zur Zechstein-Folge 2 (Staßfurth-Folge, KÄDING 1978a), das jüngste Sulfatvorkommen liegt in Form einer nur metermächtigen Anhydritlage in der Zechstein-Folge 4 (Aller-Folge).

Die nur etwa 4 m mächtige **Aller-Folge (z4)** wird hier eingeleitet von einer Sandsteinbank (z4S), welcher rotbraune, größtenteils massige Tonsiltsteine mit einigen „Anhydritschnüren“ folgen (z4T, Lithotypen Md und Tl). Darüber liegt in der Regel eine nur etwa 1 m mächtige Anhydritbank (z4AN), die in Nordosthessen das jüngste (erhaltene) Sulfatvorkommen des Zechstein darstellt. In der Umgebung von Rotenburg a. d. Fulda (z.B. Bohrung Blankenheim) fehlt dieser Anhydrit (Abb. 9) – entweder weil er primär nicht ausgeschieden oder weil er oberflächennah gelöst wurde. Die Aller-Folge schließt ab mit wellig feingeschichteten, untergeordnet auch massigen, hellgrauen und rotbraunen Tonsiltsteinen (z4Tr, Lithotypen Tl und Md).

Die darüber folgenden Sedimente der **Ohre- und der Friesland-Folge (z5 und z6)** bestehen aus sehr monotonen massigen rotbraunen Tonsiltsteinen des Typs „Md“ mit zahlreichen evaporiti-

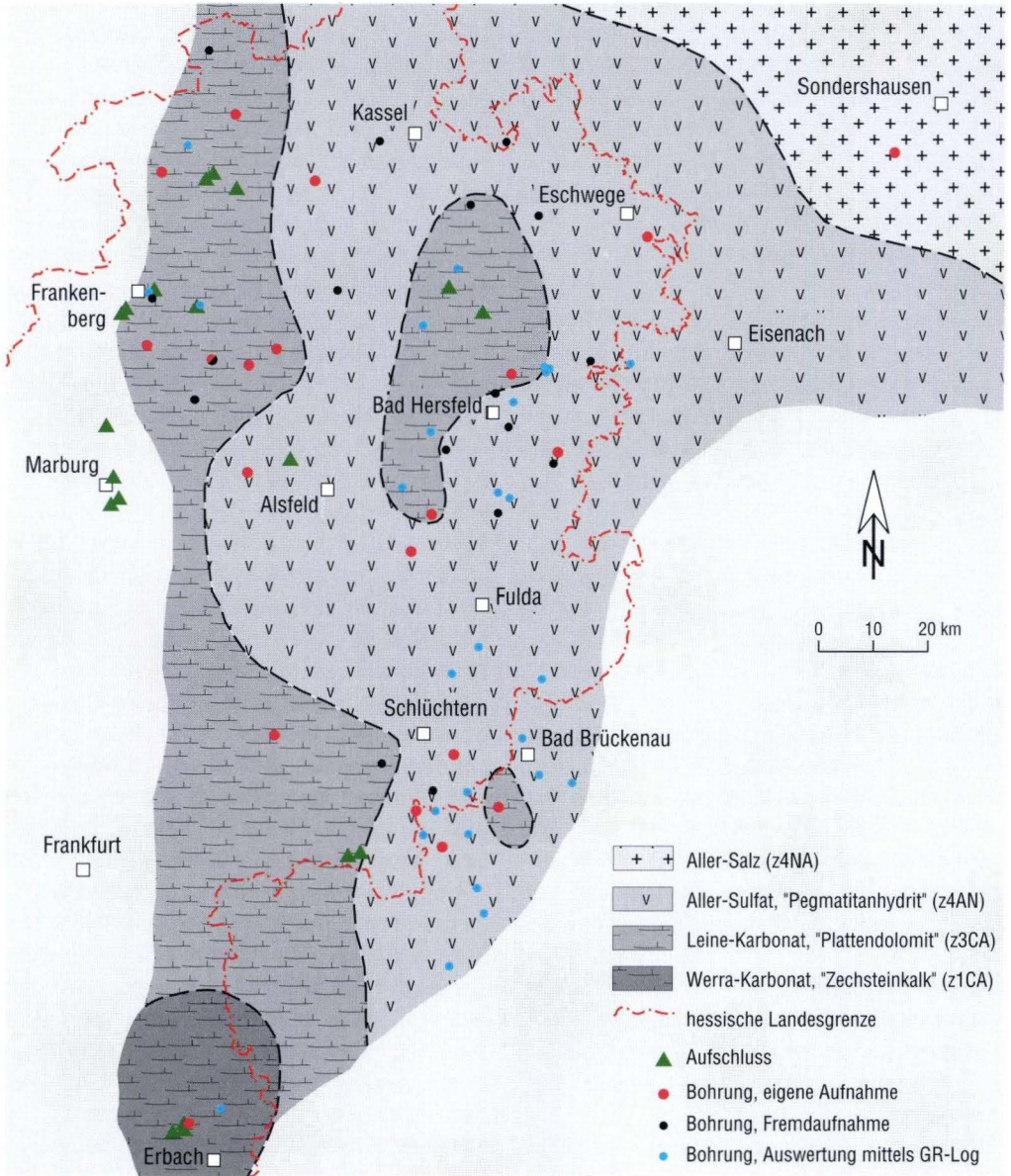
tischen Konkretionen. In Bohrung Blankenheim wird die Ohre-Folge möglicherweise durch sandigere Schichten (Sd- und Mds-Typ) eingeleitet, die Grenzziehung ist hier aber nicht sicher, da die Abfolge an dieser Stelle gestört ist. Im Aufschluss Heinebach im Fuldataal liegt an der Basis der Friesland-Folge eine Sd-Sandsteinbank (z6S). Den darüber folgenden Md- und Mdt-Gesteinen (z6T-z6Tr) ist ungefähr in der Mitte eine 10 cm mächtige, lateral durchhaltende und horizontbeständige graue, mikritische, knollige Dolomitlage eingelagert. Sie enthält 1 cm große, annähernd kubische, mit Calcitkristalliten ausgekleidete Hohlräume, bei denen es sich um Halitpseudomorphosen handeln könnte (s. Taf. 8, Fig. 4). Diese Dolomitlage ist aufgrund ihrer Mikrostruktur als konkretionäre Bildung zu interpretieren (Konkretionstyp K4, vgl. Kap. 2.1.3.5, 2.1.4.1). Etwa 2 m unterhalb der Dolomitlage beobachtete KULICK (1987) eine Lage mit Steinsalzpseudomorphosen im Md-Gestein. 1,5 m und 2 m oberhalb der Dolomitlage befinden sich zwei „Graugrüne Grenzبانke“ („GG1“ und „GG2“ nach KULICK 1987), grüngraue laminierte Tonsteinlagen, die lateral weit zu verfolgen sind. Sie werden sowohl in Nordosthessen als auch in Thüringen zu Korrelationszwecken genutzt – allerdings sind in der Vergangenheit z.T. auch drei „Graugrüne Grenzبانke“ ausgewiesen worden, was mitunter zu Fehleinstufungen geführt hat (KÄSTNER 2000).

Die **Fulda-Folge (z7)** setzt mit schlecht sortierten Sandsteinlagen oder sandigen Tonsiltsteinlagen (Lithotypen Sd oder Mds) ein, die in wechselnder Mächtigkeit von wenigen Dezimetern in die monotonen rotbraunen Tonsiltsteine des Typs Md eingeschaltet sind. Die Md-Gesteine bilden weiterhin den Hauptteil der Schichtabfolge. Hin und wieder treten diffus begrenzte graue Horizonte auf, häufig sind evaporitische Konkretionen in den Tonsiltsteinen. In Bohrung Schlierbachswald ist im oberen Bereich des hier etwa 10 m mächtigen Unteren Fulda-Tons (z7T) erstmals eine Heterolith-Lage aus wellig feingeschichteten Tonsilt- und Siltsteinlagen und wenigen Feinsandsteinlagen eingeschaltet, deren Mächtigkeit 1 m



nicht übersteigt. Diese Lage fällt durch ihre sehr gute Korngrößenseggregation und die gut ausgebildete Feinschichtung innerhalb der bisher beschriebenen Abfolge auf. In Bohrung Wehrshau-

sen liegt ungefähr in diesem Niveau eine Mittelsandsteinlage mit einzelnen dünnen Tonhütchen, die z.T. Trockenrisse zeigen. Nach Auffassung von KADING (mdl. Mitt.) stellt dieser Sandstein jedoch



**Abb. 9.** Jüngste Evaporitvorkommen des Untersuchungsgebietes: Werra-Karbonat (z1CA, „Zechsteinkalk“), Leine-Karbonat (z3CA, „Plattendolomit“), Aller-Sulfat (z4AN, „Pegmatitanhydrit“) oder Aller-Salz (z4NA).

noch nicht die Basis des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) dar. Auch in Bohrung Blankenheim tritt eine ähnliche Sandsteinlage im gleichen Niveau auf, hier unterlagert von einer dünnen Tonsiltsteinlage des Typs Fm bis Tl. Der Obere Fulda-Ton wird ebenfalls durch mehrere sandigere Lagen innerhalb der Md-Abfolge eingeleitet, die aber z.T. nur sehr geringmächtig oder stark tonig sind. Deshalb ist die Grenze zwischen Unterem und Oberem Fulda-Ton nicht immer eindeutig zu ziehen. Bereits wenige Meter über der Basis des Oberen Fulda-Tons schaltet sich in die monotonen Md-Gesteine ein bis mehrere Meter mächtiger Heterolith ein, der in allen Bohrungen Nordosthessens gut ausgebildet ist. Nach oben folgen meist nochmals massige Md-Typ-Tonsiltsteine, jedoch mit zahlreichen und nach oben immer häufiger werdenden Einschaltungen gut geschichteter Sandstein- und Tonsiltsteinlagen und auch hier wieder einigen – allerdings nur dezimetermächtigen – Heterolithlagen. An der Grenze zum Buntsandstein wechseln sich schließlich gut geschichtete Sandsteine

(meist des Typs Sl oder Sr) mit wellig geschichteten, tonigen Sandsteinen des Typs Slt ab. Daher wird z.T. bereits hier die Basis des Buntsandstein gezogen. In der vorliegenden Arbeit wird jedoch die Buntsandstein-Basis an das Niveau gelegt, oberhalb dessen die welligen Sandsteine sehr stark zurücktreten und die gut geschichteten Sandsteine und Tonsiltsteinlagen bei weitem dominieren (vgl. Kap. 3.2 und Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2). Bei dieser Grenzziehung erreicht der Obere Fulda-Ton (z7Tr) in Nordosthessen eine Mächtigkeit von etwa 20 m.

Die Basis der **Calvörde-Folge** (suC) des Unteren Buntsandstein wird in Nordosthessen durch sehr einheitliche hellrote Feinsandsteine der Lithotypen Sr, Sl oder Sh aufgebaut. Häufig sind Tongerölle und glimmerführende Lagen bis Glimmerseifen. In die Feinsandsteine eingeschaltet sind geringmächtige Zwischenlagen aus Ton- und Siltstein (Typ Fm). Diese Gesteinsausbildung ist für die Basis der Calvörde-Folge im gesamten Untersuchungsgebiet typisch.

## 2.2.2 Korbacher Bucht

### Bohrung:

Braunsen (1980): TK25 Blatt 4620 Arolsen, R 3503320, H 5691210

### als Fremdaufnahmen:

GWM Neudorf (1968/69): TK25 Blatt 4519 Marsberg, R 3498020, H 5702110 (Schichtenverzeichnis HLOG-Bohrkataster 4519/33: Hölting, Kulick, Rambow 1970/71)

Messstelle 5.1A (1987): TK25 Blatt 4619 Mengeringhausen, R 3494740, H 5685680 (Schichtenverzeichnis HLOG-Bohrkataster 4619/138: Schraft 1990)

Nordenbeck 1 (1960): TK25 Blatt 4719 Korbach, R 3489260, H 5680360 (Schichtenverzeichnis HLOG-Bohrkataster 4719/33: Becker 1998 und eigene Übersichtsaufnahme)

### Aufschlüsse:

Heidberg (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 4719 Korbach, R 3499160, H 5680220

Opperbach (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 4719 Korbach, R 3497920, H 5679480

### Literatur:

HEGGEMANN (2003), HORN & KULICK (1969), KULICK (1966, 1968, 1987), STILLE (1902)

Am Westrand der Hessischen Senke geht der höhere Zechstein in eine Randfazies über. Salze treten hier nicht mehr auf, Sulfate werden zunehmend durch randfazielle Karbonate vertreten, und auch die Karbonate werden nach Westen hin immer geringmächtiger. Stattdessen schalten sich rote Pelite und Sandsteine ein, die sich im oberen Zechstein zum Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges hin mit Grobklastika verzahnen.



Korbacher Bucht und Frankenberger Raum<sup>8</sup> liegen in diesem westlichen Randsaum der Hessischen Senke. Während des tieferen Zechstein waren sie durch die Waldecker Schwelle voneinander getrennt und weisen daher fazielle Unterschiede auf (BECKER 2002, KOWALCZYK et al. 1978, KULICK 1987, MÖLLER 1985): Die nördlicher gelegene, sich nach Nordosten öffnende Korbacher Bucht war stärker durch das nördlich anschließende Zechsteinbecken beeinflusst und im tieferen Zechstein ein mariner Faziesraum mit Karbonaten und marin-lagunären Peliten (KULICK 1987, KULICK et al. 1984, vgl. Abb. 10). Dagegen war der Frankenberger Raum während des Zechstein fast ausschließlich kontinental geprägt: Pelite und Sandsteine bilden hier den Hauptteil der Schichtenfolge, Grobklastika treten im Laufe des Zechstein immer mehr in den Vordergrund und Karbonate fehlen fast vollständig (HUG 2000, KULICK et al. 1984). Aus diesem Grund werden im Folgenden die Sedimentabfolgen der Korbacher Bucht und des Frankenberger Raumes getrennt behandelt, wenngleich es sich bei beiden um randliche Faziesräume der westlichen Hessischen Senke handelt.

Bohrung Braunsen liegt in der äußeren Korbacher Bucht und vertritt somit den Übergang der Beckenfazies in die Randfazies der inneren Korbacher Bucht, in der die Bohrung Nordenbeck 1 und die Aufschlüsse Opperbach und Heidberg liegen (Abb. 10).

In Bohrung Braunsen beginnt die **Aller-Folge (z4)** – wie auch in Nordosthessen – mit einer Sandsteinbank, über der rotbraune massive Tonsiltsteine des Md-Typs folgen. In diesen sind einzelne Karbonat-Bruchstücke enthalten, zusammenhängende Karbonat- oder Sulfatlagen fehlen jedoch.

Nur drei Meter über der Basis der Aller-Folge liegt eine Sandsteinbank des Typs Sd bis Mds, mit der nach gängiger Stratigraphie die Ohre-Folge (z5) beginnt. Auch **Ohre- und Friesland-Folge (z5 und z6)** bestehen aus monotonen rotbraunen massigen Tonsiltsteinen des Md-Typs mit einigen geringmächtigen sandigeren Einschaltungen (Mds- oder Sd-Typ). Evaporitische Konkretionen treten nur im Basisbereich der Ohre-Folge auf. Eine Grenzziehung zwischen beiden Folgen ist wegen der einheitlichen Lithologie kaum möglich. Beide Folgen zusammen erreichen eine Mächtigkeit von knapp sechs Metern.

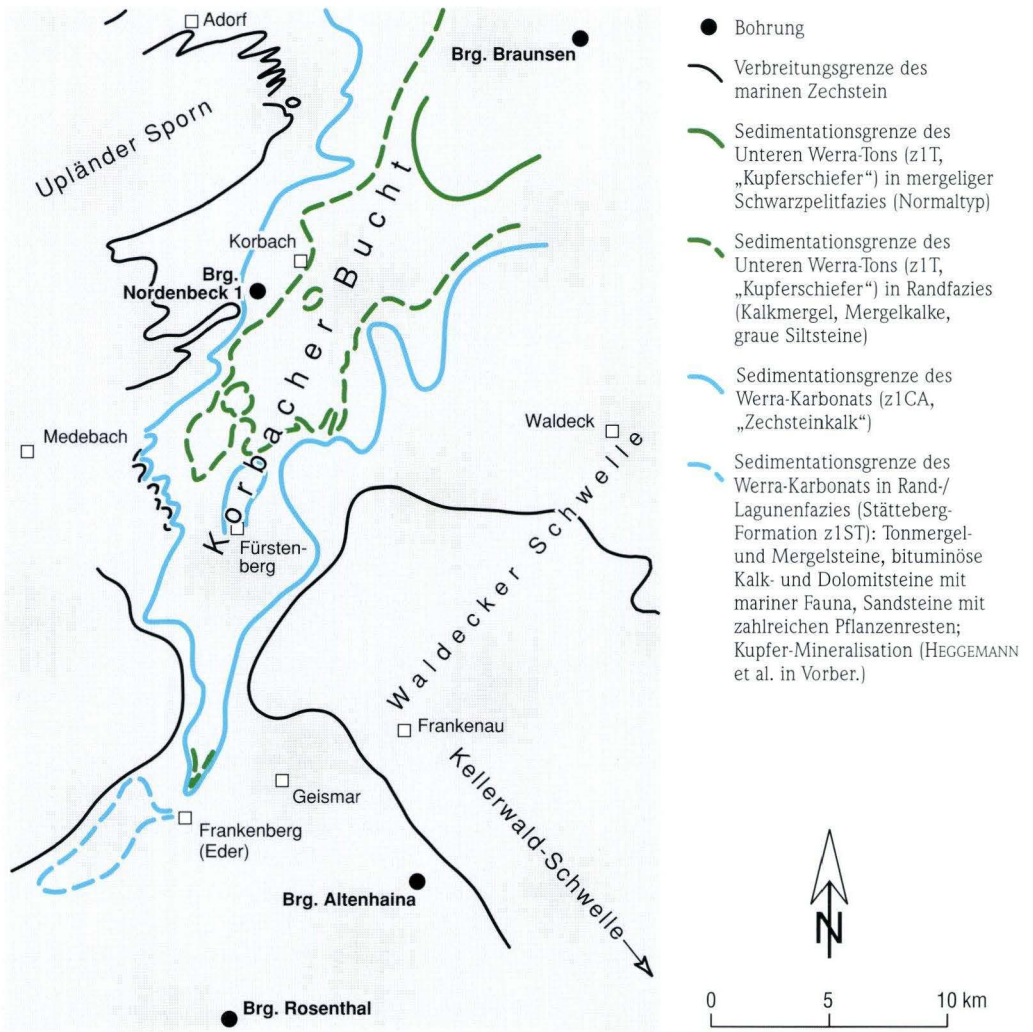
An den Beginn eines 16 m mächtigen sandigen Abschnitts wird in Bohrung Braunsen die Basis der **Fulda-Folge (z7)** gelegt (vgl. BRÜNING 1986). Die Fulda-Folge lässt sich in Bohrung Braunsen in vier Abschnitte teilen: Zuunterst liegt der bereits genannte sandige Abschnitt mit vorherrschend Mittel- bis Feinsandsteinen des Sd-Typs und besonders in der unteren Hälfte eingeschalteten schräggeschichteten Fein- bis Grobsandsteinen, die z.T. Gerölle führen. Diese Sandsteine stellen die typischen „Grenzande“ dar – ein Begriff, der von STILLE (1902: 180, zit. n. KULICK 1968: 98) geprägt und bis in die Mitte des 20. Jahrhunderts als stratigraphische Bezeichnung für den gesamten Schichtabschnitt zwischen Leine-Karbonat und Calvörde-Folge gebraucht wurde (vgl. KULICK 1968, HORN & KULICK 1969, HORN et al. 1973). Über dem sandigen Abschnitt folgt ein Heterolith-Abschnitt von knapp 3,5 m. Der dritte Abschnitt der Fulda-Folge wird in Bohrung Braunsen von massigen Tonsiltsteinen des Md-Typs dominiert, in die zahlreiche mehr oder weniger gut geschichtete Sandsteine (Slt- und S-Typen) eingeschaltet sind. Dieser Abschnitt erreicht fast 10 m Mächtigkeit. Die Fulda-Folge wird abgeschlossen von einem vierten Abschnitt von 5,5 m Mächtigkeit.

<sup>8</sup> Der Begriff „Frankenberger Bucht“ bezeichnet den heutigen orographischen Buchtcharakter des Buntsandsteingebietes um Frankenberg, das im Westen, Norden und Osten durch das Rheinische Schiefergebirge eingefasst wird (Lahn-Dill-Bergland im Westen, Ederbergland im Norden und Kellerwald im Osten). Diese „Buchtstruktur“ entstand erst infolge junger Bruchtektonik, daher ist der Begriff „Frankenberger Bucht“ nicht als paläogeographischer Begriff für die Zeit des Zechstein zu verwenden (vgl. KULICK 1987: 143).

keit, der aus wellig oder gut geschichteten Feinsandsteinen (Sl-Typ oder Sl-, Sh-, Sr-Typen) mit zahlreichen heterolithischen Einlagerungen besteht. Die häufigen gut geschichteten Feinsandsteinlagen erinnern bereits sehr an die darüber liegenden Feinsandsteine der Calvörde-Folge, weshalb BRÜNING (1986) diesen Abschnitt auch

als „Übergangsbereich“ innerhalb seiner „Übergangsfolge“ bezeichnete, ihn aber ebenfalls noch nicht zu seiner „Unteren Folge“ des Buntsandstein rechnete. Insgesamt umfasst die Fulda-Folge bei der hier vorgestellten Abgrenzung eine Gesamtmächtigkeit von 35 m.

Die **Calvörde-Folge (suC)** des Unteren Bunt-



**Abb. 10.** Marin-lagunäre Sedimentation in der Korbacher Bucht zur Zeit des Zechstein 1, verdeutlicht anhand der Verbreitung des Unteren Werra-Tons (z1T, „Kupferschiefer“) und des Werra-Karbonats (z1CA, „Zechsteinkalk“); der südlich anschließende Frankenger Raum war durch die Waldecker Schwelle von der Korbacher Bucht getrennt und terrestrisch geprägt (nach KULICK et al. 1984, Taf. 14 und 16, umgezeichnet und ergänzt).



sandstein setzt über den Zechstein-Sedimenten zunächst mit einem etwa 10 m mächtigen Bereich aus ausschließlich gut geschichteten Feinsandsteinen mit nur sehr vereinzelt dünnen Tonsiltlagen des Typs Fm ein (S-Faziesassoziation). Erst darüber schalten sich in diese eindeutig dem Buntsandstein zuzuordnenden Sandsteine erneut wellig geschichtete Sandsteinlagen (SlT-Typ), vereinzelt Heterolithlagen und auch – nach oben zunehmend häufiger – wieder massige Tonsiltsteine des Md-Typs ein. Dies ist ein markanter Unterschied zu allen anderen bearbeiteten Bohrungen der Hessischen Senke, in denen die Calvörde-Folge fast ausschließlich aus Feinsandsteinbänken und -lagen mit untergeordnet eingeschalteten Tonsiltsteinen des Fm- oder des TI-Typs aufgebaut wird. Auch im Unteren Buntsandstein wird also in Bohrung Braunsen, der am nördlichsten gelegenen Bohrung des Untersuchungsgebietes, die Nähe zum nördlich anschließenden offenen Buntsandstein-Becken deutlich – trotz der gleichzeitigen Nähe zur Rheinischen Masse im Westen bis Südwesten. Daraus ergibt sich eine Sonderstellung dieses Bereiches, die auch in den durchgeführten geochemischen und mineralogischen Untersuchungen deutlich wurde (s. Kap. 2.4.2.1 und 3.1.1).

Am Rand der Korbacher Bucht treten die Pelite stark zurück, es dominieren Sandsteine und Konglomerate, und der gesamte Abschnitt zwischen der Oberkante des auch an den Buchträndern noch ausgebildeten Leine-Karbonats (z3CA) und der Buntsandstein-Basis reduziert sich auf wenige Meter:

Im Steinbruch Opperbach liegen über dem Leine-Karbonat (z3CA, „Plattendolomit“) 90 cm mächtige rotbraune sandige Tonsiltsteine des Md-Typs. Darüber folgt eine im Verwitterungsprofil der Aufschlusswand deutlich hervorspringende Konglomeratbank, die hier ebenfalls 90 cm mächtig ist und aus graugelbem, stark grobsandigem, karbonatzementiertem Konglomerat besteht. Über dem Konglomerat folgen bis zur Oberkante des Aufschlusses schlecht sortierte, sehr poröse,

rotbraune, z.T. feinkiesige Grob- bis Feinsandsteine, die schräggeschichtet sind und in der Schrägschichtung angeordnete braune Poren aufweisen (typische „Grenzsande“, s. o.). Die Petrographie der „Grenzsande“ des Korbacher Raumes untersuchte MEISL (in KULICK 1968: 103). Danach handelt es sich um durchweg sehr schlecht sortierte Sedimente, die nach ihrer Zusammensetzung als Litharenite einzustufen sind. Sie sind nach MEISL mit 10–50 Vol-% Bindemittel überwiegend zementgestützt. Die Zemente bestehen aus Kaolinit mit Limonit („Brauneisen“), z.T. auch Dolomit, und sind – außer Limonit – inhomogen im Sediment verteilt. Etwa 4–5 m über der Basis der Sandsteine setzt bereits die Calvörde-Folge ein, die im Steinbruch Opperbach zwar nicht mehr aufgeschlossen, aber mittels Lesesteinkartierung deutlich abzugrenzen ist (KULICK 1968). Der gesamte Bereich zwischen Leine-Karbonat und Basis der Calvörde-Folge ist bei Opperbach demnach nur etwa 7 m mächtig.

Im nahe gelegenen Steinbruch am Heidberg sind hellrote, plattige bis bankige Feinsandsteine der tiefsten Calvörde-Folge aufgeschlossen, die horizontal- und flach schräggeschichtet sind und z.T. aufgearbeitete Tongerölle oder sehr dünne Tonhäutchen aufweisen. Mürbere, stärker siltige Abschnitte sind mitunter leicht wellig geschichtet und zeigen z.T. starke Glimmerführung. In diese Feinsandsteinabfolge sind nur sehr wenige dünne Tonsiltsteinlagen eingeschaltet. Das Gestein gleicht damit der Ausbildung der tiefsten Calvörde-Folge im gesamten Untersuchungsgebiet und weist keine Kennzeichen einer Randfazies auf. Nach petrographischen Untersuchungen von MEISL (KULICK 1968: 103) handelt es sich bei den Feinsandsteinen um in der Regel relativ gut sortierte Quarzarenite mit eckigen bis kantengerundeten Feinsandkörnern und gerundeten Grobkornanteilen. Die Sandsteine sind oft zementgestützt, der karbonatische Zement ist fleckig verteilt, außerdem beobachtet man eisenhydroxidisches Bindemittel als Rest von ausgegautem Karbonatzement sowie „wurmformigen“ authigenen Kaolinit in Kornzwickeln. In Tonstei-

nen wurden z.T. Estherien (*E. alberti* VOLTZ) gefunden, auf Schichtflächen Arthropoden-Fährten

und „nahezu leitend“ *Isopodichnus probl.* (SCHINDEWOLF) (KULICK 1968: 105).

### 2.2.3 Frankenberger und Marburger Raum

#### Bohrungen:

Gilsberg (1963): TK25 Blatt 5020 Gilsberg, R 3505720, H 5645890

Jesberg 1 (1962): TK25 Blatt 5020 Gilsberg, R 3510990, H 5648900

Rosenthal 1001 (1991): TK25 Blatt 5018 Wetter, R 3487590, H 5649720

Schiffelbach (1963): TK25 Blatt 5019 Gemünden, R 3498940, H 5646870

#### als Fremdaufnahme:

Alsfeld-Rauschenberg (1957): TK25 Blatt 5119 Kirchhain, R 3496185, H 5639765 (Schichtenverzeichnis HLU-Bohrkataster 5119/40: Hirsch, Paulus, Malzahn, Richter-Bernburg 1957; s. a. KULICK 1966)

Altenhaina: TK25 Blatt 4919 Frankenau, R 3496700, H 5656650 (PICKEL 1971)

#### Aufschlüsse:

Altenhaina (ehem. Steinbrüche): TK25 Blatt 4919 Frankenau, a) R 3496700, H 5656630, b) R 3496630, H 5656440

„Dohlenfelsen“ am Gernhauser Bach (ehem. Steinbrüche): TK25 Blatt 4918 Frankenberg, R 3487700, H 5658850

Roth (temporärer Straßenbau-Aufschluss 1999): TK25 Blatt 5218 Niederwalgern, R 3481450, H 5621000

„Stedefelsen“ am Balzersberg bei Birkenbringhausen (Edersteilhang): TK25 Blatt 4918 Frankenberg, R 3481760, H 5655130

Talberg (Edersteilhang): TK25 Blatt 4918 Frankenberg, R 3483750, H 5655700

Wehrholz nordöstlich Marburg-Michelbach (ehem. Steinbrüche): TK25 Blatt 5118 Marburg, R 3480580, H 5634980, mit Lesesteinprofilen auf westlich angrenzenden Ackerflächen

„Weimarscher Kopf“ bei Niederweimar (Steinbruch): TK25 Blatt 5218 Niederwalgern, R 3481600, H 5625760

Wolfshausen (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 5218 Niederwalgern, R 3482150, H 5621750

#### Literatur:

DENCKMANN (1902), HEGGEMANN et al. (in Vorber.), HORN et al. (1993), HUG (2000), KOSLOWSKI (1983), KOSLOWSKI & TIETZE (unveröff.), KULICK (1966, 1987), KUPFAHL (1979, 1985), PICKEL (1971), ROTH (1966), SAUER (1964), TIETZE (1997), VOLLRATH (1950)

Im Frankenberger Raum und am südlichen Kellerwaldrand wird der gesamte Zechstein durch eine fein- bis grobklastische Randfazies vertreten, Karbonate und Sulfate sind auf wenige zentimeterdünne Lagen im tieferen Zechstein beschränkt. Daher ist eine Einteilung der Sedimentabfolge in diesem Raum in die Zechstein-Folgen der gängigen Stratigraphie nicht unproblematisch. Einen Versuch unternahm KULICK (in HORN et al. 1993); diese Gliederung wird hier im Folgenden wiedergegeben.

Nach KULICK (in HORN et al. 1993) entspricht eine wenige Dezimeter mächtige graue Dolomitlage dem Karbonat der **Leine-Folge (z3)**. Diese Karbonatlage wird in Bohrung Rosenthal von überwiegend grauen, wellig geschichteten Tonsteinen überlagert, die ebenfalls der somit etwa 3 m mächtigen Leine-Folge zugeordnet werden. In Bohrung Schiffelbach liegt an dieser Stelle ein Anhydrit, den KULICK als Leine-Sulfat (z3AN) einstuft.

Den darüber folgenden etwa 2,5 m mächtigen Abschnitt aus rotbraunen massigen oder z.T. wellig geschichteten Tonsiltsteinen (Md-Typen) mit nach oben vereinzelt eingeschalteten Sandsteinlagen des Slt-Typs ordnet KULICK der **Aller-, Oh-**



**re- und Friesland-Folge (z4–z6)** zu, wobei er eine basale, nur 14 cm mächtige Dolomitlage mit auflagernden Md-Gesteinen als Aller-Sulfat in Tonfazies („A4T“) einstuft.

Darüber folgt bis zur Basis des Buntsandstein ein 24 m mächtiger Abschnitt, der ausschließlich aus Sandsteinen aufgebaut ist und den KULICK der **Fulda-Folge (z7)**, damals „Bröckelschiefer-Folge“) zuordnet. In Bohrung Rosenthal lässt sich dieser Abschnitt gliedern in einen 10 m mächtigen unteren Teil aus Sandsteinen der Lithotypen Sd und Slt mit wenigen eingelagerten Konglomeratlagen, einen 7 m mächtigen mittleren Teil aus Sandsteinen der Lithotypen Sc und Sm mit konglomeratischen und Sd-Einlagerungen und schließlich einen 7 m mächtigen oberen Teil aus nach oben feiner werdenden, karbonatisch zementierten Konglomeraten mit Sandstein-Einlagerungen.

Bei Kartierungen im Frankenberger Raum (KUPFAHL 1985, HUG 2000) werden die vorgehend beschriebenen Pelite und Sandsteine der **Geismar-Formation (z1-z4GS)**, früher „Geismarer Schichten“) zugeordnet (DSK 2002, HEGGEMANN 2003, HEGGEMANN et al. in Vorber.). Die auflagernden Konglomerate werden als **Frankenberg-Formation (z5-z7FB)**, früher „Jüngere Konglomerate“) bezeichnet (dto.). Nach SAUER (1964) und Kartierergebnissen von Blatt 4918 Frankenberger (HUG 2000) wird die Geismar-Formation nach Westen zunehmend grobklastischer und verzahnt sich am Schiefergebirgsrand mit der Frankenberg-Formation, so dass eine scharfe zeitliche Trennung der beiden Formationen nicht wahrscheinlich ist.

Nach Osten und nach Südosten treten die Konglomerat-Einschaltungen immer mehr zurück, und die gesamte Schichtabfolge wird zunehmend feinklastischer. Bereits in der nur 15 km östlich von Bohrung Rosenthal gelegenen Bohrung Gilserberg am Kellerwald-Südrand sind keine Konglomeratlagen mehr eingeschaltet, was die Grenzziehung zwischen Zechstein und Bunt-

sandstein erschwert. Im unteren Teil der Fulda-Folge tritt in Bohrung Gilserberg bereits ein 3 m mächtiger Abschnitt aus wellig geschichteten Slt-Sandsteinen auf, der 5 km weiter nordöstlich in Bohrung Jesberg in einen 1,5 m mächtigen heterolithischen Abschnitt übergegangen ist. Dieser kann mit Heterolithen aus distaler gelegenen Bohrungen (z.B. Bohrung Borken Z1 oder auch Bohrung Braunsen) korreliert werden (vgl. Kap. 3.2 und Korrelationsprofil in Beilage 2).

Die **Calvörde-Folge** des Unteren Buntsandstein besteht im Frankenberger und Marburger Raum einheitlich aus roten Feinsandsteinen mit nach oben zunehmend häufiger eingeschalteten Tonstein- und Siltstein-Zwischenlagen. An der Basis des Unteren Buntsandstein sind mehrere Zonen bankiger Feinsandsteine eingeschaltet, die als Bausandsteine abgebaut werden bzw. wurden („Marburger Liegender Bausandstein“ bzw. „Korbacher Bausandstein“). Die Sandsteine sind flach schräggeschichtet oder horizontalgeschichtet und stellen lateral weit aushaltende tabulare Körper dar. Man beobachtet zahlreiche Aufarbeitungshorizonte mit Tongeröllen, jedoch nur selten und nur im unmittelbaren Basisbereich der Calvörde-Folge sind darin kleine Feinkies-Linsen enthalten. Schichtflächen zeigen z.T. Strömungstreifung (parting lineation), Rippelmarken, Glimmerbeläge, Strömungskolke, Trockenrisse und Belastungsmarken (HUG 2000, vgl. auch TIETZE in KULICK 1987: 169). Die Feinsandsteine des Unteren Buntsandstein lagern den Jüngeren Konglomeraten ohne im Aufschlussmaßstab deutlich sichtbare Erosionsdiskordanz auf (z.B. Aufschluss Talberg). Abgesehen von den seltenen und sehr kleinen Feinkies-Linsen ist auch im Frankenberger Raum – wie schon in der Korbacher Bucht – im Unteren Buntsandstein keine Randfazies ausgebildet, sondern die Ausprägung der basalen Calvörde-Folge gleicht im Wesentlichen der im gesamten Untersuchungsgebiet.

## 2.2.4 Nördliche und östliche Vogelsberg-Umrandung

### Bohrungen:

- Lehrbach (1980): TK25 Blatt 5220 Kirtorf, R 3505700, H 5626770 (s. a. Schichtenverzeichnis HLUG-Bohrkataster 5220/1: Becker 1996/97)
- Queck (1981): TK25 Blatt 5223 Queck, R 3538860, H 5619160
- Ützhausen (1981): TK25 Blatt 5322 Lauterbach, R 3535260, H 5612690

### Aufschlüsse:

- Ruhlkirchen (Böschung): TK25 Blatt 5221 Alsfeld, R 3513550, H 5628900
- Ruhlkirchen (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 5221 Alsfeld, R 3512920, H 5628240

### Literatur:

- DIEHL (1926), KOSLOWSKI (1986), KOSLOWSKI & TIETZE (unveröff.), LAEMMLEN (1963)

Bereits in Bohrung Lehrbach, nur 30 km süd-östlich von Bohrung Rosenthal gelegen, ist der höhere Zechstein wieder in Beckenfazies ähnlich wie in Nordosthessen ausgebildet, und diese Fazies setzt sich weiter nach Osten bis in die östliche Vogelsberg-Umrandung fort: Die **Aller-Folge (z4)** umfasst nur etwa 3–5 m und setzt sich aus rotbraunen Tonsiltsteinen des Md-Typs zusammen, in die eine weniger als 1 m mächtige Sulfatbank (z4AN) eingelagert ist. Die Tonsiltsteine enthalten häufig evaporitische Konkretionen, z.T. sind auch wenige Zentimeter mächtige Dolomitlagen eingeschaltet, die vermutlich ebenfalls konkretionären Ursprungs sind (Typ K4, vgl. Kap. 2.1.3.5). Das Aller-Sulfat (z4AN) fehlt in einigen Bohrungen, z.B. in Bohrung Queck, in der es vermutlich sekundär gelöst wurde.

Mit dem Einsetzen etwas sandigerer Tonsiltsteine (Typ Md-Mds) wird üblicherweise die Basis der **Ohre-Folge (z5)** charakterisiert. Sie wird von monotonen rotbraunen Tonsiltsteinen des Md-Typs mit zahlreichen evaporitischen Konkretionen und vereinzelt zentimeterdünnen Dolo-

mitlagen aufgebaut, wie auch die hangende **Friesland-Folge (z6)**. Eine Sandsteinlage, die als Basis der Friesland-Folge angesehen werden könnte, fehlt in der Regel. Beide Folgen sind wegen dieser gleichbleibenden Lithologie nicht voneinander zu trennen und erreichen zusammen eine Mächtigkeit von etwa 6–7 m.

Dagegen ist das Einsetzen der **Fulda-Folge (z7)** in allen Bohrungen durch mehrere Sandstein-Einschaltungen der Lithotypen Sd bis Mds oder SlT in die Md-Tonsiltsteine gekennzeichnet, wenn auch die Häufigkeit und die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinlagen sich von Bohrung zu Bohrung unterscheiden. Die Sandsteinlagen sind auf den unteren Teil des Unteren Fulda-Tons (z7T) beschränkt, darüber liegen wieder ausschließlich Tonsiltsteine des Md-Typs, häufig mit evaporitischen Konkretionen. Der Untere Fulda-Ton ist in diesem Gebiet etwa 11–12 m mächtig. Erneut eingelagerte Sandstein- oder sandige Tonsiltsteinlagen (Typ Sd oder Mds) markieren die Basis des Oberen Fulda-Tons (z7Tr). Auch hier variieren Häufigkeit und Mächtigkeit der sandigen Lagen von Bohrung zu Bohrung. Evaporitische Konkretionen fehlen im Oberen Fulda-Ton, außer im untersten Basisbereich. Über dem unteren Teil des Oberen Fulda-Tons mit wechellagernden Md-Tonsiltsteinen und Sd- oder Mds-Sandsteinen folgt ein 3–6 m mächtiger heterolithisch geprägter oberer Teil, in den nur noch geringmächtige Md-Tonsiltsteine eingeschaltet sind. An den Top dieses Abschnitts wird üblicherweise die Basis des Unteren Buntsandstein gelegt, da darüber die für den Buntsandstein typischen Feinsandsteine mit scharfem Schnitt einsetzen. Der Obere Fulda-Ton (z7Tr) ist bei dieser Grenzziehung etwa 10 m mächtig, die gesamte Fulda-Folge (z7) etwa 22 m. In Bohrung Lehrbach folgt allerdings über den Heterolithen ein 2,5 m mächtiger Abschnitt aus vorwiegend wellig geschichteten, siltigen Feinsandsteinen des SlT-Typs, die die Grenzziehung zwischen Fulda-Folge und Unterem Buntsandstein etwas unschärfer machen.

Die **Calvörde-Folge** des Unteren Buntsand-



stein ist auch in der nördlichen und östlichen Vogelsberg-Umrandung – wie im gesamten Untersuchungsgebiet – durch bankige bis plattige Feinsandsteine mit einzelnen geringmächtigen Tonsiltsteinlagen charakterisiert.

Besonders in der östlichen Vogelsberg-Umrandung ist die gesamte Schichtenfolge des Buntsandstein und des Zechstein über weite Strecken brekziiert und teilweise durch Störungen unterbrochen, die allerdings oft nicht zweifelsfrei

nachgewiesen werden können. Daher sind die ermittelten Mächtigkeiten der einzelnen Folgen mit Vorsicht zu bewerten. In den bearbeiteten Bohrungen Ützhausen und Queck ist jedoch der Bereich des höchsten Zechstein zwar durch feinkreuzige Md-Gesteine charakterisiert, aber offenbar nicht durchzogen von größeren Störungen, so dass die beschriebene Schichtenfolge die Sedimentationsgeschichte dieses Gebietes annähernd lückenlos wiedergibt.

## 2.2.5 Spessart und südliche Vogelsberg-Umrandung

### Bohrungen:

- Aura „Arfsgrund“ SR1 (1981/82): TK25 Blatt 5823 Bursinn, R 3541000, H 5559200  
Burgjoß (1981): TK25 Blatt 5723 Altengronau, R 3536080, H 5565500  
Gelnhaar (1981/82): TK25 Blatt 5620 Ortenberg, R 3510450, H 5579480  
Sterbfritz (1981): TK25 Blatt 5623 Schlüchtern, R 3543060, H 5575850  
Weißenbach „Kleine Leite“ SR4 (1981/82): TK25 Blatt 5724 Zeitlofs, R 3551200, H 5566480

### als Fremdaufnahme:

- Ahl (1980): TK25 Blatt 5622 Steinau, R 3529480, H 5574130 (DIEDERICH & HICKETHIER 1981, KULLICK et al. 1984, Schichtenverzeichnis HLUG-Bohrkataster 5622/388: F. BECKER 1996/97)

### Aufschlüsse:

- Dachsborn (Wasserriss): TK25 Blatt 5822 Wiesen, R 3526250, H 5558240  
Galgenberg (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 5822 Wiesen, R 3524040, H 5557470

### Literatur:

- DIEDERICH & HICKETHIER (1981), DIEDERICH & LAEMMLER (1964), EHRENBURG & HICKETHIER (1978), KOWALCZYK (1987), KOWALCZYK & PRÜFERT (1974, 1978), LAEMMLER (1963), PAUL (1985), PRÜFERT (1969)

Die Gesteinsausbildung des höheren Zechstein im Spessart und der südlichen Vogelsberg-Umrandung gleicht im Wesentlichen der des nördlichen und östlichen Vogelsberg-Vorlandes (s. Kap. 2.2.4). Hervorzuheben ist lediglich, dass auch im Spessart das Aller-Sulfat (z4AN) z.T. noch mit maximal 1 m Mächtigkeit ausgebildet ist (z.B. Bohrungen Aura, Burgjoß, Sterbfritz), z.T. aber auch fehlt. Im Unterschied zum nördlichen und östlichen Vogelsberg-Vorland wird die **Aller-Folge** im Spessart z.T. durch Sandsteine (z4S) eingeleitet. Die Mächtigkeit der Aller-Folge kann dann etwas ansteigen, z. B. auf 7 m in Bohrung Aura. **Ohre- und Friesland-Folge** sind trotz ähnlicher lithologischer Ausprägung mit 10–15 m deutlich mächtiger als im nördlichen und östlichen Vogelsberg-Vorland. Die Mächtigkeit der **Fulda-Folge** ist dagegen mit meist 20–22 m annähernd gleich groß.

Die **Calvörde-Folge** des Unteren Buntsandstein beginnt auch im Spessart mit plattigen bis bankigen Sandsteinen und einzelnen geringmächtigen Tonsiltsteinlagen. Die Korngrößen der Sandsteine liegen im größeren Feinsandbereich und sind damit etwas grobkörniger als in den weiter nördlich gelegenen Teilen des Untersuchungsgebietes, darüber hinaus gibt es jedoch keine Unterschiede. Typisch sind flach schrägschichtete, etwas seltener horizontal- oder ripelgeschichtete Sandsteine mit vielen Tongerölle führenden Aufarbeitungshorizonten.

### 2.2.5.1 Paläobodenrelikte an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze

#### Sedimentologie

In Bohrung Gelnhaar am südwestlichen Vogelsbergergraben ist der Heterolith am Top der Fulda-Folge, unmittelbar unterhalb der Buntsandstein-Basis bei 394,8 m Teufe, sehr deutlich überprägt: Die ursprüngliche Feinlagigkeit des Heteroliths ist hier in mehreren Horizonten nicht mehr erkennbar, das Sediment ist auffallend violettrot mit ocker-gelben Flecken und gleicht in seiner Strukturlosigkeit fast einem Md-Mischgestein. Diese vermutlich pedogen überprägten Horizonte treten nach oben immer häufiger auf, und auch die Intensität der Überprägung nimmt nach oben zu. Der höchste Horizont ist fast 20 cm mächtig und überlagert unmittelbar einen weiteren 20 cm mächtigen überprägten Horizont. Die Buntsandstein-Basis kappt den höchsten Horizont deutlich erosiv. Nach unten gehen die pedogen überprägten Bereiche dagegen jeweils graduell ins nicht überprägte Sediment über. Kleine Bleichungspunkte und -flecken sind lagenweise konzentriert, insbesondere im mittleren und unteren Teil des überprägten Abschnitts (Taf. 11).

Im Dünnschliff erkennt man im gesamten Bereich zwischen 394,8 m und etwa 396 m Teufe, dass die primäre Feinschichtung des Heteroliths in den verschiedenen Horizonten unterschiedlich stark deformiert und überprägt wurde (Taf. 11, Fig. 2 bis Fig. 8): In schwach überprägten Horizonten sind Ton- und Siltlaminae noch gut erkennbar, jedoch wellig bis wulstig deformiert und von zahlreichen silt- bis feinsandgefüllten Rissen und subvertikalen Gängen („clastic dikes“, MACK et al. 1993) durchzogen. Fleckenweise ist bereits in diesen schwach überprägten Horizonten eine weitgehende Homogenisierung des Sediments erreicht. In stärker überprägten Horizonten, die bereits annähernd homogenisiert sind, wird durch ein feines toniges Netzwerk ein schwach entwickeltes Aggregatgefüge aus keilförmigen Aggregaten erkennbar (wedge-shaped peds, MACK et al.

1993). In den makroskopisch besonders hervortretenden, weil auffällig rot gefärbten oder rot-ocker gefleckten Horizonten ist das gesamte Sediment stark durch Eisenoxide imprägniert. Der größte Teil der Eisenoxid-Pigmente liegt dabei als amorphe bis kryptokristalline Substanz vor; einige Porenräume werden von feinkristallinen rost-roten Umkrustungen umgeben. Zum Teil sind mehrere Generationen der Eisenoxid-Imprägnation zu erkennen, die sich offenbar auch nach verschiedenen Turbationsbahnen richten. Relikte der primären Schichtung sind in diesen stark überprägten Horizonten kaum noch erhalten, und die Sedimentkörner sind auffallend häufig zerbrochen (cracked grains, FÜCHTBAUER 1988: 362).

Die beobachteten Merkmale weisen darauf hin, dass es sich hier um eine Zone reliktsch erhaltener, übereinander gestapelter Paläobodenhorizonte handelt, deren Top jeweils erosiv gekappt wurde. Insbesondere die durch Eisenoxide verfestigten – und daher erosionsbeständigeren – Bodenhorizonte blieben erhalten. In der deutschen Nomenklatur entsprechen die eisenimprägnierten Horizonte ungefähr den Oxidationshorizonten von Gleyböden („Go“), die im Grundwasser-Schwankungsbereich durch kapillaren Aufstieg eisenhaltiger Grundwässer, deren Oxidation bei Sauerstoffkontakt und die folgende Eisenoxidfällung entstehen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 436ff.). Die z.T. ausgebildeten Zonen mit Reduktionsflecken könnten Relikte von Reduktionshorizonten („Gr“) sein (dto.). Die Zuordnung dieser permischen Paläobodenhorizonte zur deutschen Nomenklatur rezenter mitteleuropäischer Böden ist jedoch recht problematisch. In der Paläoboden-Nomenklatur nach MACK et al. (1993) sind die beschriebenen pedoturbaten Horizonte als Relikte eisenoxidhaltiger Vertisole (ferric vertisols) zu bezeichnen.



## Tafel 11



### Paläobodenrelikte

**Fig. 1** Bohrkernfoto des pedogen überprägten Bereichs unmittelbar unterhalb der Zechstein-Buntsandstein-Grenze in der Bohrung Gelnhaar: Die am stärksten überprägten, eisenoxidreichen und auffallend rot-ocker gefleckten Horizonte liegen zwischen 394,8 m und 395,1 m; darunter sind deformierte Lagen, Entschichtung und Lagen mit Reduktionsflecken häufig. Intensität der Überprägung und Mächtigkeit der pedoturbaten Horizonte nehmen nach unten sukzessive ab und die primäre Feinschichtung des Heteroliths wird erkennbar.

Dünnschliffaufnahmen aus pedogen überprägten Horizonten (Schliffpositionen siehe Fig. 1):

**Fig. 2** Starke Eisenoxid-Imprägnation der Matrix, Turbationsbahnen mit illuvialen Tonkutanen an den Wandungen (Beispiel nachgezeichnet), in der rechten Bildhälfte zerbrochenes Korn (cracked grain, Pfeil; vgl. Fig. 4). – Top des höchsten intensiv rot gefärbten pedoturbaten Horizontes (gekreuzte Polarisatoren); Maßstab 200  $\mu\text{m}$

**Fig. 3** Amorphe bis kryptokristalline Eisenoxid-Imprägnierung der Matrix und feinkristalline Eisenoxid-Umkrustungen kleiner Hohlräume. – Top des höchsten intensiv rot gefärbten pedoturbaten Horizontes (gekreuzte Polarisatoren); Maßstab 63  $\mu\text{m}$

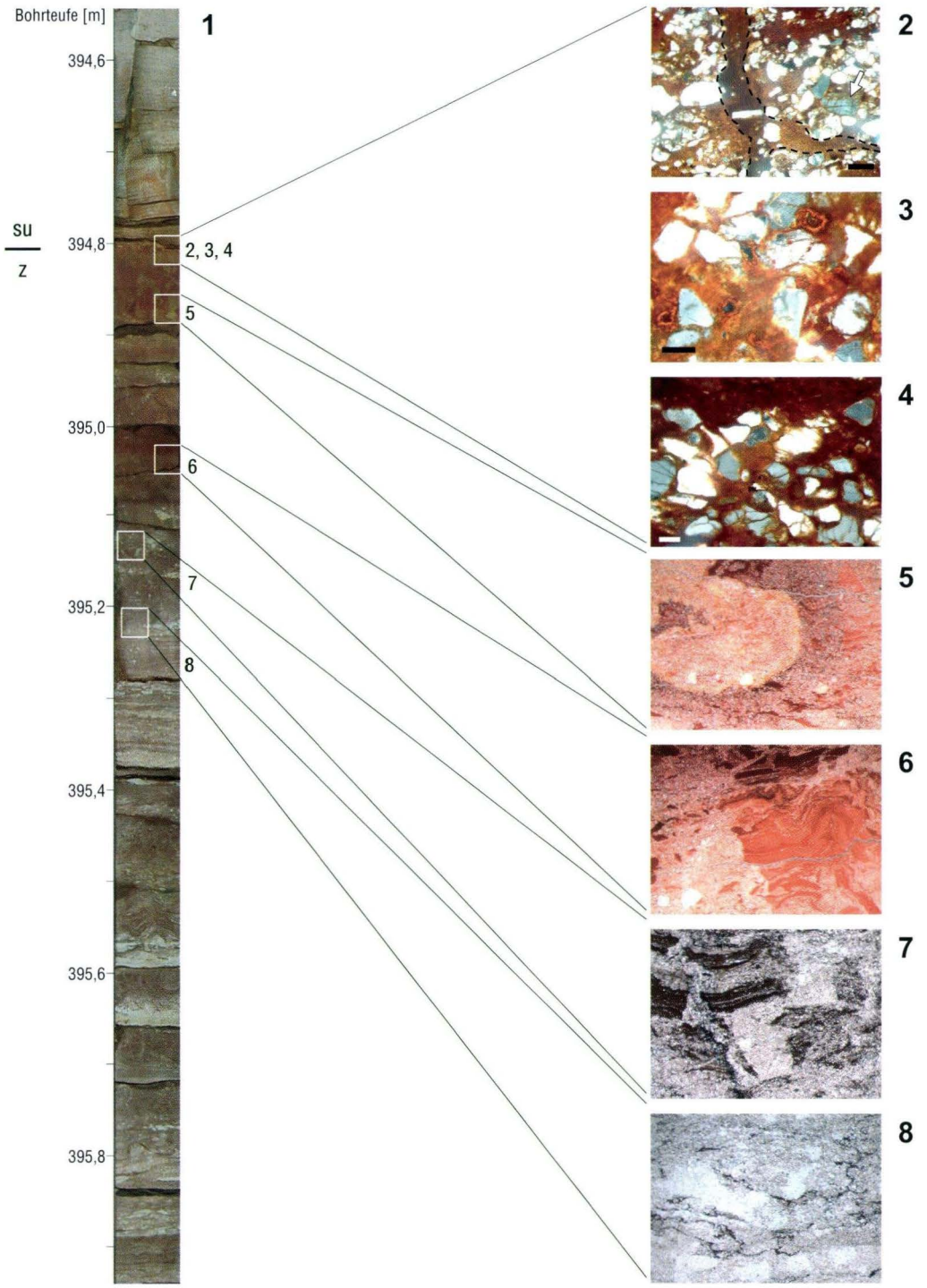
**Fig. 4** Zerbrochene Körner (cracked grains) und amorphe bis kryptokristalline Eisenoxid-Imprägnation. – Top des höchsten intensiv rot gefärbten pedoturbaten Horizontes (gekreuzte Polarisatoren); Maßstab 63  $\mu\text{m}$

**Fig. 5** Wühlspuren mit verschiedenen Generationen der Eisenoxid-Imprägnation (gelb-ocker und dunkelrot); am rechten Bildrand wird die reliktsch erhaltene Feinschichtung des überprägten Heteroliths erkennbar. – Basis des höchsten intensiv rot gefärbten pedoturbaten Horizontes (schiefes Durchlicht); Bildbreite 1,8 cm

**Fig. 6** Deformierte feinlamierte Tonsteinlage, in der linken Bildhälfte deutliche Wühlspur mit Reduktionsflecken (unten links, weiß). – zweithöchster intensiv rot gefärbter pedoturbater Horizont (schiefes Durchlicht); Bildbreite 1,8 cm

**Fig. 7** Von siltgefüllten subvertikalen Rissen und Gängen (clastic dikes) durchzogener Heterolith mit bereichsweise bereits vollständig homogener Struktur. – Bildbreite 1,8 cm

**Fig. 8** Weitgehend homogener Heterolith mit zahlreichen Reduktionsflecken und beginnender Aggregatbildung (wedge-shaped peds), erkennbar an dunklem tonigem Netzwerk. – Bildbreite 1,8 cm





## Mineralogie

In dem etwa 1 m mächtigen Abschnitt unterhalb der Buntsandstein-Basis, der die pedogen überprägten Horizonte enthält, wurden röntgen-diffraktometrische Übersichtsanalysen von neun lückenlos aufeinander folgenden Mischproben angefertigt. Durch Peakflächenanalyse (Kap. 1.3.4) wird deutlich, dass in den oberen ca. 40 cm des untersuchten Bereichs – bis etwa 395,1 m – Hämatit stark angereichert ist und in diesem Abschnitt nach unten kontinuierlich abnimmt (Abb. 11). Umgekehrt liegt der Feldspatgehalt bis etwa 395 m deutlich unter demjenigen der übrigen Mischproben. Die Feldspat-Reflexe sind fast im gesamten Profil sehr breit und unscharf; erst die tiefste Probe zeigt deutlich höhere und schärfere Reflexe (Abb. 12). Die Analysen ergaben jedoch eine über den gesamten Bereich einheitliche Mineralzusammensetzung aus Quarz, Alkalifeldspat, Illit und Hämatit, eventuell auch Goethit. Keine der Proben enthält Karbonat- oder Sulfatminerale, ebensowenig Kaolinit (Abb. 12).

Die beschriebenen mineralogischen Trends unterstützen im Wesentlichen die makroskopischen Beobachtungen. Bemerkenswert ist, dass alle Proben gleichartig zusammengesetzt sind und sich nur in den relativen Hämatit- und Feldspatgehalten voneinander unterscheiden. Dies spricht für die o.g. Auffassung, dass es sich um ein einheitliches Sediment mit horizontweise unterschiedlicher pedogener Überprägung handelt. Die starke Hämatitanreicherung in den obersten Proben ist ebenfalls bereits makroskopisch erkennbar. Der nach unten zunehmende Feldspatgehalt und die nur im tiefsten Profilteil gute Erhaltung der Feldspäte spricht für eine Abnahme der Verwitterungsintensität zur Teufe hin, die sich mit der Häufigkeit und Intensität der pedogen überprägten Horizonte im Profil deckt. Überraschend ist allerdings, dass in keiner der Proben Kaolinit als Produkt der Feldspatverwitterung nachgewiesen wurde. Dies könnte darauf zurückgehen, dass Kaolinit unter alkalischeren Bedingungen während der späteren Diagenese zu

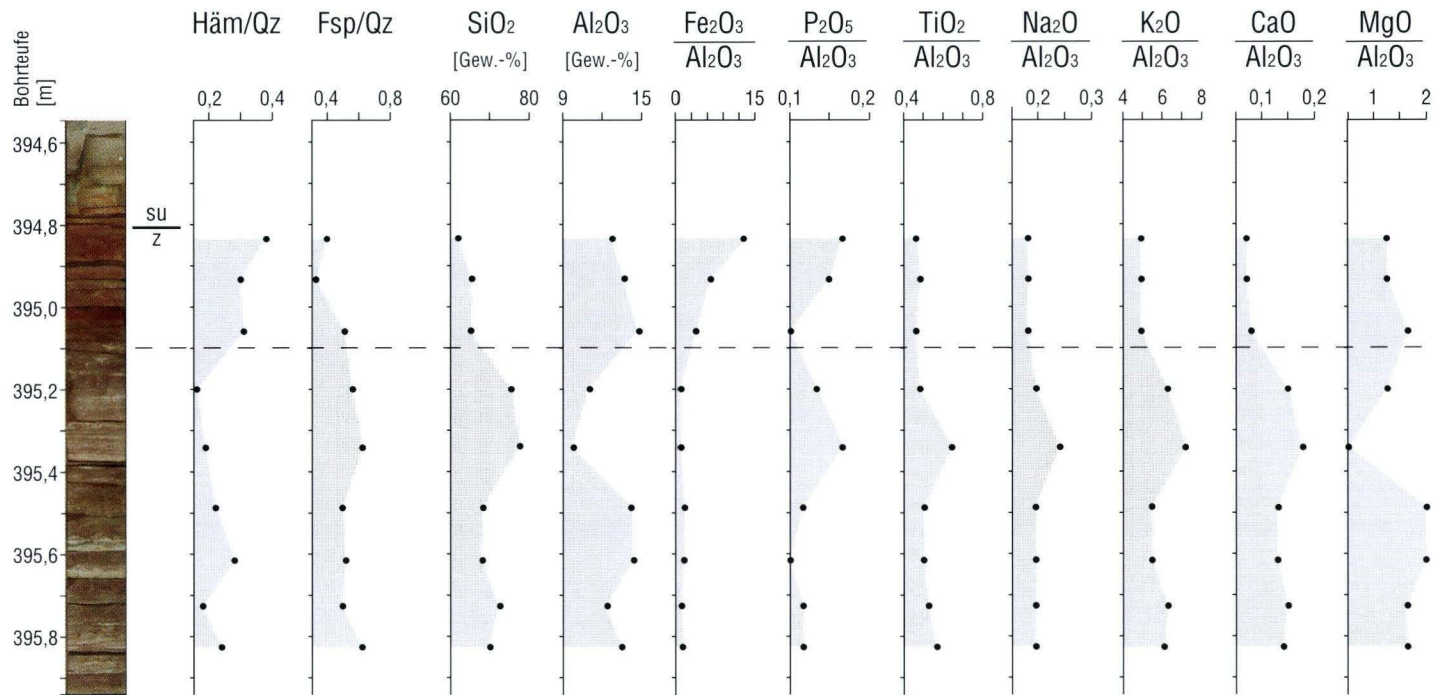
Illit umgebildet wurde (TUCKER 2001: 58f., FÜCHTBAUER 1988: 173). Angesichts der geringen Illitgehalte der Proben erscheint jedoch eine mechanische Umlagerung des Kaolinit durch deszendente Sickerwässer im Boden wahrscheinlicher: Pedogen gebildete Kaolinitkristalle sind nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1998: 12) häufig besonders klein (einige Zehntel Mikrometer) und damit relativ leicht zu verlagern. Auch der bei pedogenen Kaoliniten verstärkte Einbau von Eisen in das Kristallgitter setzt die Kristallitgröße herab, ebenso die Kristallinität (dto). Geringe Gehalte sehr schwach kristallisierten Kaolinit sind jedoch in Übersichtsanalysen wie den hier durchgeführten vermutlich nicht nachweisbar.

## Geochemie

An den gleichen neun Mischproben wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse die Hauptelementgehalte als Oxide ermittelt. Außer  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  wurden alle Hauptelementoxide auf  $\text{Al}_2\text{O}_3$  normiert, um Variationen des Tongehalts der Sedimentproben auszugleichen (vgl. Kap. 1.3.3).

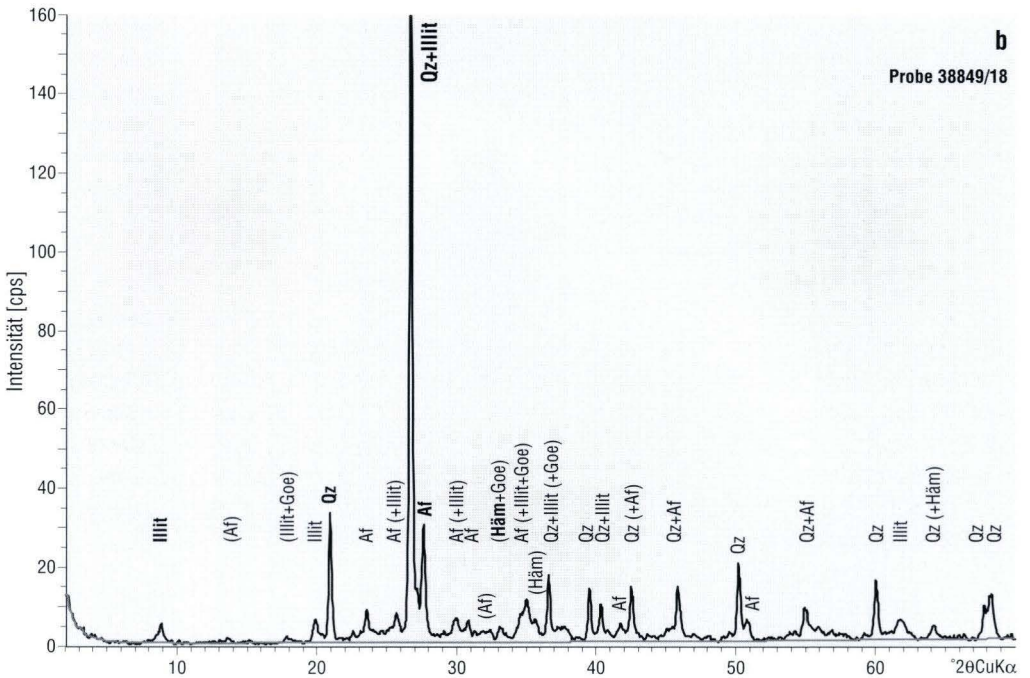
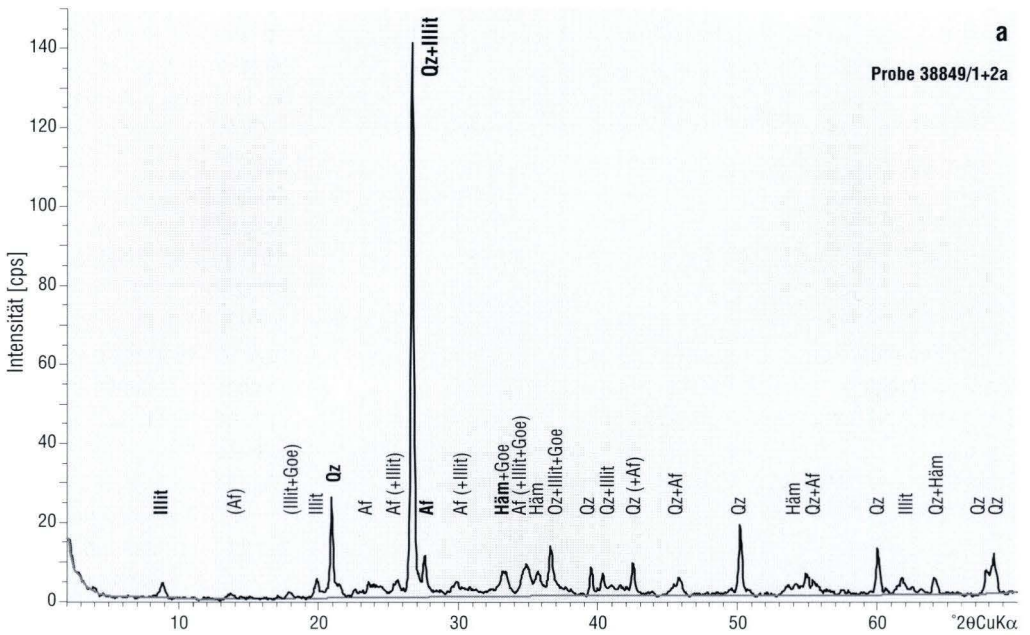
Es ergibt sich ein charakteristisches Muster der mehrfach pedogen überprägten Zone zwischen 394,8 m und 395,1 m (Abb. 11): Besonders stark ist hier  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$  angereichert, in weitaus geringerem Maße auch  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Abgereichert sind dagegen  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Die Konzentrationen der angereicherten Elemente nehmen nach unten graduell ab, die der abgereicherten bleiben gleich oder steigen nach unten leicht an. Auch die Gehalte von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  steigen in dieser Zone von oben nach unten an.  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  bleiben ungefähr gleich auf relativ niedrigem Niveau.

Unterhalb von etwa 395,1 m ergeben sich andere geochemische Muster: In feinsandig dominierten Lagen (Lithotyp Sl1) steigt der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt an auf Kosten von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Umgekehrt sind letztere in stärker tonigen Abschnitten auf Kosten von  $\text{SiO}_2$  erhöht.  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  steigen unterhalb von 395,1 m bis auf ein Maximum bei 395,35 m an, das auf den Minimalgehalt



**Abb. 11.** Pedogen überprägter Bereich an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze in der Bohrung Gelhaar: Kernfoto und charakteristische mineralogische und geochemische Trends.





**Abb. 12.** Interpretierte Röntgendiffraktogramme **a)** der höchsten und **b)** der tiefsten Mischprobe des untersuchten pedogen überprägten Bereichs der Bohrung Gelhaar: Beide Proben sind aus Quarz (Qz), Alkalifeldspat (Af), Illit, Hämatit (Häm) und eventuell Goethit (Goe) zusammengesetzt; die tiefste Probe zeigt jedoch wesentlich kleinere Hämatit-Reflexe sowie größere und schärfere Alkalifeldspat-Reflexe.

an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in dieser Probe zurückgeht. Darunter sinken die genannten  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -normierten Oxidgehalte wieder ab auf dann annähernd gleichbleibende Werte.  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$  bleibt im gesamten Abschnitt unterhalb 395,1 m konstant niedrig.

Die starke Anreicherung an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  in der pedogen überprägten Zone von 394,8 m bis 395,1 m geht auf die Oxidation des im reduzierenden Grundwasser gelösten Eisens zurück (s.o., Abschnitt Sedimentologie). Im beprobten – diagenetisch überprägten – Gestein handelt es sich dabei vor allem um Hämatit, eventuell z.T. auch um Goethit, wie die ockergelben Flecken in den intensiv rot gefärbten Bodenhorizonten andeuten (s.o., Abschnitt Mineralogie). Die gleichzeitige Abreicherung an  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  und auch die niedrigen  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte sind eine Folge der Silikatverwitterung, bei der instabile Silikate in stabilere, dabei zunehmend Alkali-, Erdalkali- und  $\text{SiO}_2$ -ärmere Silikate umgewandelt werden. Ein Beispiel dafür ist die Verwitterung von Feldspäten zu wasserhaltigen amorphen Oxiden, Gibbsit und schließlich zu Kaolinit (MASON & MOORE 1985: 151). Kaolinit ist allerdings im beprobten Bereich nicht nachweisbar, vermutlich weil er zu feinkristallin ist oder weil er ausgewaschen oder diagenetisch zu Illit umgebildet wurde (s.o., Abschnitt Mineralogie). Die zwischen 394,8 m und 395,1 m sehr niedrigen CaO-Gehalte<sup>9</sup> gehen auf die Lösung von Apatit und Plagioklasen zurück, nicht auf Karbonatlösung, da Karbonatminerale auch in den tiefsten Profilteilen röntgendiffraktometrisch nicht nachweisbar sind (vgl. Abschnitt Mineralogie). Plagioklase waren jedoch ebenfalls nicht nachweisbar, so dass im pedogen überprägten Abschnitt die Lösung von  $\text{Ca}^{2+}$

aus Apatit anzunehmen ist. Das aus Apatit gelöste  $\text{PO}_4^{3-}$  wird offenbar sofort wieder in anderer Form im Bodenhorizont bzw. in wenig tiefer liegenden Niveaus fixiert, da  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$  in der pedogen überprägten Zone angereichert ist. Diese Phosphatanreicherung in den stark eisenhaltigen pedogenen Horizonten passt gut zu der hohen Affinität des Phosphations zu  $\text{Fe}^{3+}$  und  $\text{Al}^{3+}$  (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 262).

Unterhalb von etwa 395,2 m sind im Bohrkern keine deutlichen pedogenen Merkmale mehr zu erkennen, und entsprechend schwankt auch die geochemische Signatur nur noch lithologiebedingt: Die gegenläufige An- bzw. Abnahme der  $\text{SiO}_2$ -Gehalte gegenüber den Gehalten an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  ist auf den Tonanteil des Sediments bzw. den Gehalt an Tonmineralen zurückzuführen. Die hier zu beobachtenden geochemischen Veränderungen korrelieren genau mit den im Bohrkern sichtbaren lithologischen Schichtwechseln. Das in vielen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -normierten Elementoxidgehalten ausgebildete Maximum bei 395,35 m geht auf das  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Minimum in dieser Probe zurück. Weitere kleinere Schwankungen sind auf geringfügige Variationen in der Tonmineralzusammensetzung oder im Feldspatgehalt der Sedimente zurückzuführen, insgesamt zeigt sich aber eine relativ einheitliche geochemische Zusammensetzung. Die besonders konstanten und im Vergleich zur stark pedogen überprägten Zone sehr niedrigen  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte zeigen die an die Tonmatrix gebundene, normalerweise einheitliche Hämatit-Imprägnation der Sedimente. Die demgegenüber besonders starke Imprägnation der pedogen überprägten Zone wird so noch deutlicher.

<sup>9</sup> Sowohl  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  als auch die absoluten CaO-Gehalte sind hier sehr niedrig, es handelt sich also bei der dargestellten  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Kurve nicht nur um einen rechnerischen Effekt aufgrund der gleichzeitig hohen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte.



## 2.2.6 Odenwald

### Bohrungen:

Brombachtal BK1–7 (2001): TK25 Blatt 6219 Brensbach, R 3494611–3495025, H 5509131–5509436

### als Fremdaufnahme:

Bad König (1972+1999): TK25 Blatt 6220 Wörth am Main, R 3500470, H 5511830 (Schichtenverzeichnis HLOG-Bohrkataster 6220/54: Böke & Diederich (Buntsandstein, Zechstein), Heggemann & Hug (Rotliegend, Grundgebirge))

### Aufschlüsse:

Heidel-Berg, Südhang (ehem. Steinbruch/Sandgrube): TK25 Blatt 6219 Brensbach, R 3494560, H 5508980

Heidel-Berg, Westhang (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 6219 Brensbach, R 3494000, H 5509470

Morsberg (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 6219 Brensbach, R 3492500, H 5507700

Steinkopf (ehem. Steinbruch): TK25 Blatt 6219 Brensbach, R 3494400, H 5508000

Vierstöck (Tongrube): TK25 Blatt 6219 Brensbach, R 3492420, H 5508250

### als Fremdaufnahme:

Eberbach, Straße nach Zwingenberg (ehem. Baugruben-Aufschluss): TK25 Blatt 6519 Eberbach, genaue Lage nicht genannt (SALOMON 1903, HASEMANN 1928)

### Literatur:

BACKHAUS (1961, 1965, 1975, 1980), BACKHAUS & BÄHR (1987), BÄHR (1985), DIEDERICH (1970), HASEMANN (1928), PAUL (1985), SALOMON (1903), SCHWEISS (1984), THÜRACH (1918)

Der Odenwald war zur Zeit des Zechstein nur teilweise Sedimentationsgebiet, Teile des nördlichen kristallinen Odenwaldes stellten Abtragungsgebiete (BACKHAUS 1965) oder wenigstens Schwellengebiete dar („Odenwald-Schwelle“,

KULICK et al. 1984: Taf. 14). Im Folgenden wird die Ausbildung des Zechstein und des tiefsten Buntsandstein zwischen den Gemeinden Brombachtal und Bad König am Ostrand des kristallinen Böllsteiner Odenwaldes beschrieben.

Das kristalline Grundgebirge ist im Raum Brombachtal tief zerfurcht und taucht nach Westen rasch ab. Dieses Paläorelief wird durch grobe Brekzien und Sandsteine des **Rotliegend** ausgeglichen, die Aufarbeitungsprodukte des unmittelbaren Untergrunds darstellen und von diesem z.T. kaum zu unterscheiden sind (Bohrungen Brombachtal). Nahe des Ostrandes des Böllsteiner Odenwaldes können die Rotliegend-Sedimente über Kristallinrücken lokal auch fehlen (BACKHAUS 1980 und eigene Bohrungsaufnahmen Brombachtal). Nach Osten nimmt die Rotliegend-Mächtigkeit sehr stark zu, bereits in der nur etwa 4 km entfernten Bohrung Bad König beträgt sie 103 m.

Über dieser grobklastischen Schwemmfächerfazies des Rotliegend liegen bemerkenswert feinkörnige **Zechstein**-Ablagerungen: überwiegend rotbraune Pelite mit wenigen eingelagerten Sandsteinbänken.

Lokal folgt über den grobklastischen Rotliegend-Sedimenten ein Dolomit, offenbar völlig ohne Aufarbeitung des Liegenden. BACKHAUS (1980) rechnet ihn dem Zechstein I zu, KÄDING (mdl. Mitt.) stuft ihn in Bohrung Bad König als randfazielles Äquivalent des Werra-Sulfats (z1AN) ein, weniger wahrscheinlich als Werra-Karbonat (z1CA). Der Dolomit ist im Brombachtal partiellweise stark kavernös und enthält zahlreiche Tonmergellagen bzw. geht nach oben z.T. in Tonmergel mit Karbonatschlieren über (Bohrung Brombachtal BK 3). Nach Aufschlussbeobachtungen von BACKHAUS (1980) in der Tongrube Vierstöck ist die Dolomitoberfläche stark verkarstet (vgl. PAUL 1985). Die Mächtigkeit des Dolomits schwankt sehr stark, nimmt aber generell nach Westen zum Rand des Böllsteiner Odenwaldes hin rasch ab: In Bohrung Bad König ist der Dolomit etwa 34 m

mächtig, in den Bohrungen Brombachtal BK 1–7 schwankt seine Mächtigkeit innerhalb der geringen Ausdehnung des Bohrungsfeldes (ca. 500 m) von 0 bis über 1 m. BACKHAUS (1961) berichtet von einem ähnlich randnah gelegenen, heute nicht mehr erhaltenen kleinen Steinbruch bei Forstel (TK25 Bl. 6219 Brensbach, R 3496500, H 5515350), in dem fossilreicher Dolomit von 9 m Mächtigkeit aufgeschlossen war.

Wie die kleinräumig wechselnden Vorkommen und Mächtigkeiten des Dolomits in den Bohrungen Brombachtal zeigen, war hier zur Zeit des Zechstein 1 das ursprüngliche Paläorelief des kristallinen Untergrundes durch die rotliegendzeitlichen Sedimente noch nicht ausgeglichen. Die Dolomitvorkommen stellen wahrscheinlich lagunäre Bildungen dar, die sich im Küstenbereich vor dem Ostrand des kristallinen Böllsteiner Odenwaldes zwischen mehreren kleinen Inseln und Untiefen bildeten.

In der Tongrube Vierstöck fand BACKHAUS (1980: 96) „wenig oberhalb“ des z1-Dolomits Stücke eines oolithischen, stark verkieselten Dolomits, den er aufgrund geochemischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen – jedoch ohne paläontologischen Nachweis – als Relikt des Leine-Karbonats (z3CA) einstufte. Nach neueren Untersuchungen von PAUL (1985) gehört er jedoch noch dem „oberen Subzyklus des Ca1“ (also dem z1CA) an, ein Leine-Karbonat ist im Odenwald nach PAUL nicht entwickelt (vgl. auch TRUSHEIM 1964, KÄDING 1978a). Fossilführende Dolomite und Dolomitsandsteine mit Tonstein-Zwischenlagen des Zechstein 1 reichen bis in den südlichen Odenwald, wo sie beispielsweise bei Eberbach (23 m, HASEMANN 1928) und Heidelberg (maximal wenige Meter, THÜRACH 1918) auftreten.

Über den Dolomiten und Tonmergeln – wo diese fehlen, direkt über den Grobklastika des Rotliegend – folgt im Odenwald eine monotone Abfolge massiger rotbrauner Tonsiltsteine des Md-Typs, in die einzelne sandige Bänke eingeschaltet sind. In Bohrung Bad König wird dieser pelitische Abschnitt etwa 35 m mächtig. Die eingeschalte-

ten Feinsand- bis Siltsteine sind z.T. vom Typ Sd mit eingestreuten Grobkörnern und fleckig-wolkiger Struktur, z.T. handelt es sich aber auch um sehr gut rippel- oder schräggeschichtete, häufig glimmerführende Sandsteine (Sr- oder Sl-Typen). SCHWEISS (1984) beschreibt Wurmgänge an der Basis von Sandsteinbänken in der Tongrube Vierstöck. Auch die Tonsiltsteine enthalten z.T. Glimmer oder einzelne Gruskörner. In etwas sandigeren Tonsiltsteinen ist manchmal reliktsche Schichtung (meist Rippelschichtung) zu beobachten. Diese Fazies setzt sich offenbar bis zur Basis des Buntsandstein fort (vgl. BACKHAUS 1975 und Bohrung Bad König), allerdings war die Zechstein-Buntsandstein-Grenze während des Untersuchungszeitraumes der vorliegenden Arbeit weder durch Kernbohrungen noch in Aufschlüssen erschlossen. Nach BACKHAUS (1975) schalten sich nach Süden zunehmend mehr Sandsteinlagen in die Pelite ein, so dass der höhere Zechstein im südlichen Odenwald bereits stark sandig und auch deshalb nicht mehr sicher vom Unteren Buntsandstein zu unterscheiden ist.

Der **Untere Buntsandstein** („Heigenbrückener Sandstein“) setzt in Bohrung Bad König und in den untersuchten Aufschlüssen im Gebiet Brombachtal abrupt mit Fein- und Mittelsandsteinen ein, die im Durchschnitt deutlich grobkörniger sind als die vereinzelt Sandsteinlagen des Zechstein. Die Sandsteine sind hellbeige oder hellrotbraun, z.T. mit rotbraunen Streifen und überwiegend bankig (Bankdicken ca. 40–120 cm). Sie sind trogförmig schräggeschichtet bei bankweise wechselnden Einfallrichtungen. An der Basis der Sandsteinbänke liegen meist Tonsteinklasten in der Schrägschichtung und in Aufarbeitungshorizonten. Im Topbereich der Bänke geht die Schrägschichtung häufig in Rippelschichtung über, hier spalten die Sandsteine z.T. feinplattig auf. Tonsteinlagen fehlen in diesem Basisbereich des Buntsandstein, die Sandsteinbänke greifen schwach erosiv ineinander ein. Nur selten sind Bankoberflächen der Sandsteine mit mm-dünnen tonigen Belägen bedeckt, die z.T. auffallend ockerfarben sind. In einem klei-



nen Aufschluss am Westhang des Heidel-Berges sind in die Sandsteinbänke mehrere rotbraune Siltstein-Zwischenschichten eingeschaltet. Sie sind wellig geschichtet, z.T. auch rippelgeschichtet, häufig deutlich bioturbat und scherbügelbröckelig zerfallend. Teilweise enthalten sie Helliglimmer oder auch einzelne eckige Feingrus-Körner. Insgesamt sind sie den Md-Typen des

Zechstein ähnlich. Dennoch unterscheiden sich die Buntsandstein-Sedimente durch die starke Dominanz der Sandsteine und durch die weitaus größeren Korngrößen derselben sehr deutlich von den Zechstein-Sedimenten, so dass die Grenzziehung zwischen Zechstein und Buntsandstein im mittleren Odenwald noch relativ leicht fällt.

## **2.2.7 Vergleich mit benachbarten Gebieten**

### **2.2.7.1 Thüringen**

#### **Bohrungen:**

Caaschwitz Brunnen 4 (2000): TK25 Blatt 5037 Eisenberg, R 4498234, H 5646327

Rockensußra Ig 2/83 (1983): TK25 Blatt 4730 Ebeleben, R 4408893, H 5682075

#### **als Fremdaufnahmen:**

Ballstedt 1/63 (1963), Gumperda 1/63 (1963) und Standardprofile für Thüringen (alle in KÄSTNER 2000)

#### **Aufschlüsse:**

Caaschwitz (Dolomitsteinbruch): TK25 Blatt 5037 Eisenberg, R 4498300, H 5645600

#### **Literatur:**

BACHMANN & BEUTLER (1998), DITTRICH (1964), GRUMBT (1974), HECHT (1980), HOPPE & SEIDEL (1974), KÄSTNER (1999, 2000), PUFF (1969), SCHÜLER & SEIDEL (1991), SEIDEL (1992), ULLRICH (1964), VOIGT et al. (2002)

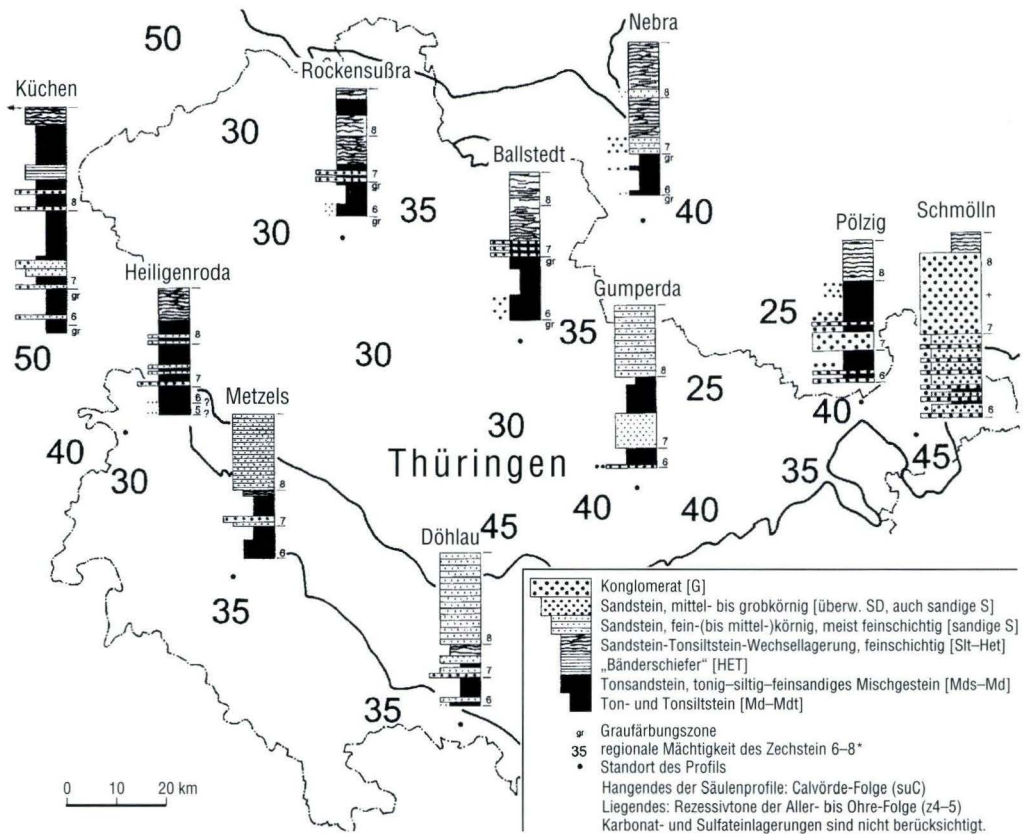
Die lithologische Ausbildung des höchsten Zechstein und die Grenze zum Unteren Buntsandstein in Thüringen beschreibt KÄSTNER (1999, 2000) sehr detailliert und unter Angabe einer Vielzahl von Bohrungs- und Standardprofilen (vgl. Abb. 13). KÄSTNER (1999, 2000) verweist dabei ausdrücklich auf die unveröffentlichte Dissertation von DITTRICH (1964), der als erster den „Bröckelschiefer“ im heutigen stratigraphischen Umfang der Fulda-Folge (z7) für Westthüringen definierte und sehr detail-

liert beschrieb, allerdings im Liegenden die geringmächtige Ohre- und Friesland-Folge (z5, z6) noch nicht von der Aller-Folge (z4) abgrenzte. Im von DITTRICH (1964) erstellten und bei KÄSTNER (1999, 2000) wiedergegebenen „Idealprofil der Grenzschieichten Zechstein/Buntsandstein“ (Top des Leine-Karbonats z3CA bis Buntsandstein-Basis) wird deutlich, dass der höchste Zechstein auch in Südwestthüringen in ähnlicher bis gleicher Fazies wie in Ost- und Nordosthessen ausgebildet ist. Auch in Thüringen ist im höheren Zechstein zum Rand des südlich gelegenen Thüringischen Schiefergebirges hin eine zunehmend sandig-konglomeratische Randfazies ausgebildet (KÄSTNER 2000, vgl. Abb. 13). Aufgrund dieser ähnlichen Faziesausbildung sowie der Tatsache, dass weder in Osthessen noch in Westthüringen eine Randfazies im höheren Zechstein vorliegt, ist zu folgern, dass der Thüringer Wald während dieser Zeit kein ausgeprägtes Hochgebiet im Sinne eines Erosionsgebietes oder einer Faziesseide war. Somit kann im höheren Zechstein nicht zwischen einer „Hessischen“ und einer „Thüringischen Senke“ differenziert werden; vielmehr bildete das Gebiet von Thüringen den Ostteil der zechsteinzeitlichen Hessischen Senke, Hessen deren Westteil (vgl. Abb. 4 in Kap. 1.4.2). GRUMBT (1974) geht aufgrund von Mächtigkeitsvergleichen von einer „herzynische(n) Untiefe (...) etwa im Bereich des Thüringer Waldes bzw. Schiefergebirges“ aus, die das nordosthessische Werra-Kaligebiet und das Gebiet um Erfurt und Rudolstadt voneinander trennte.

Im Unterschied zu Hessen ist jedoch in den beckennächsten Profilen in Nordthüringen noch ein mächtiges Steinsalz im Zechstein 4 erhalten (Aller-Salz, z4NA), das von einem meist nur wenige Zentimeter mächtigen Anhydrit abgeschlossen wird (Oberes Aller-Sulfat z4ANr, „Grenz-anhydrit“). In Hessen wurde dagegen in keiner der untersuchten Bohrungen Aller-Salz erbohrt. Nach KÄDING (1978a) wurde im Werra-Becken (Nordosthessen) zwar noch ein geringmächtiges Steinsalz abgeschieden, jedoch bereits während der höheren Aller-Folge wieder abgelautet. Der

Untere Buntsandstein ist in randnahen Positionen des Thüringer Beckens z.T. wesentlich grobkörniger ausgebildet als in Hessen, es treten Fein- bis Grobsandsteine auf; andererseits sind in die Sandsteine beispielsweise bei Caaschwitz (Ostthüringen) wesentlich mehr Tonsteinlagen eingelagert als in Hessen (s.u. sowie Anhang 6.4).

Zu Vergleichszwecken wurden für die vorliegende Arbeit die Bohrung Rockensußra Ig 2/83 aus Nordwestthüringen und der Aufschluss Caaschwitz in Ostthüringen aufgenommen.



**Abb. 13.** Übersichtskarte zur Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung von Friesland-Folge (Zechstein 6) und Fulda-Folge (Zechstein 7) in Thüringen (aus KÄSTNER 2000: Beil. 3, leicht verändert). \*Der Untere Fulda-Ton (z7T) wird hier mit „z7“ bezeichnet, der Obere Fulda-Ton (z7Tr) mit „z8“. In der Legende sind in eckigen Klammern diejenigen Faziesassoziationen bzw. Lithotypen der vorliegenden Arbeit angegeben, denen die dargestellten Faziesseinheiten ungefähr entsprechen (ausgehend vom Profil der Bohrung Rockensußra). Die durchgezogene Linie begrenzt die heutigen Ausstrichgebiete präpermischer Gesteine, die punktgestrichelte Linie zeigt die thüringische Landesgrenze.



**Bohrung Rockensußra** liegt 46 km ostnordöstlich von Bohrung Schlierbachswald und stellt eine noch beckennähere Fazies dar (vgl. Profil in Anhang 6.4): Hier liegen über dem etwa 13 m mächtigen Steinsalz der **Aller-Folge** (z4NA) ein 5 cm mächtiger Anhydrit-Horizont (z4ANr) und darüber 40 cm dunkelrotbraune Tonsteine des Typs Mdt mit Anhydrit-Schlieren, die als rezessive Tone der Aller-Folge (z4Tr) gedeutet werden. Diese Tone und auch die folgenden knapp 4 m mächtigen Md-Tonsiltsteine der **Ohre-Folge** (z5) weisen auffallend viele Rutschharnische (slickensides) auf. Die Tonsiltsteine der Ohre-Folge sind karbonatfrei und enthalten Gips als kleine Hohlraumfüllungen und Kluftbeläge. Die 7,5 m mächtige **Friesland-Folge** (z6) beginnt mit deutlich sandigeren Sedimenten der Lithotypen Md–Mds und Sd. Darüber folgen Tonsiltsteine des Typs Md–Mdt mit sehr vielen Rutschharnischen, ähnlich wie in den liegenden Folgen. In den obersten 2 m der Friesland-Folge sind erste geringmächtige feingeschichtete Ton- und Siltsteinlagen eingeschaltet, die dazwischen liegenden Md-Tonsiltsteine weisen keine Rutschharnische mehr auf. In der gesamten Friesland-Folge sind sulfatische und seltener auch karbonatische Konkretionen zu beobachten. Auch die **Fulda-Folge** (z7) beginnt mit deutlich sandigeren Ablagerungen, meist vom Typ Mds oder Sd, mit wenigen Md-Einschaltungen. In diesem etwa 4 m mächtigen Basisbereich sind vereinzelt noch konkretionäre Lagen erkennbar. Auffallend sind außerdem äolisch gerundete Mittelsand-Körner, die in Flecken oder gleichmäßig eingestreut in den Mds- oder Sd-Sandsteinen auftreten. Über diesem Basisbereich beginnen in Bohrung Rockensußra aber bereits heterolithische Ablagerungen, die in der gesamten Fulda-Folge dominieren und mit Tonsiltsteinen des Typs Md (häufig des Subtyps Md,1) wechsellagern. Damit treten Heterolithe hier noch früher auf als in Bohrung Schlierbachswald in Nordosthessen, was den Trend aus Süd- und Mittelhessen fortsetzt und ein weiterer Beweis für die noch beckenwärtigere Position der Bohrung Rockensußra ist. In der Mitte der insgesamt 24 m mächtigen Fulda-Folge liegt ein 1,3 m

mächtiger Abschnitt aus fining-upward-Feinsandsteinzyklen mit Tonsiltsteinlagen am Top der Sandsteinlagen. Dieser Abschnitt wird als Basis des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) angesehen.

Der **Untere Buntsandstein** setzt in Bohrung Rockensußra ähnlich wie in Hessen sehr scharf ein mit einem deutlichen Korngrößenwechsel zu ausschließlich feinsandigen Sedimenten. Die Feinsandsteine sind vorherrschend vom Typ Sl oder Sh, seltener Sr oder Ss, horizontal- oder rippelgeschichtete Lagen enthalten z.T. sehr viel Glimmer. In die Sandsteine eingeschaltet sind nur sehr wenige dünne Tonsiltsteinlagen.

Im **Aufschluss Caaschwitz** wird im Zechstein eine wesentlich randnähere Fazies aufgeschlossen, im Unteren Buntsandstein dagegen eine eher distalere Fazies:

Über dem **Leine-Karbonat** (z3CA), das im Tagebau Caaschwitz der Wünschendorfer Dolomiterwerke abgebaut wird, liegen knapp 4 m mächtige Tonmergelsteine mit eingeschalteten Silt- und Feinsandsteinlagen. Sie werden als rezessive **Leine-Tone** (z3Tr) eingestuft. Darüber folgt eine über 20 m mächtige rein klastische Abfolge vorwiegend pelitischer Sedimente der Lithotypen Md und Mdt mit eingelagerten Mds- und Sd-Bänken (**Zechstein 4–7**). Einige karbonatische Konkretionslagen sind in diese Siliziklastika eingelagert, aber sedimentäre Karbonat-, Sulfat- oder sogar Steinsalzlagen fehlen. Die Abfolge ähnelt in diesem Bereich insgesamt sehr dem Aufschlussprofil Heinebach im Fuldataal (vgl. Kap. 2.2.1 und Anhang 6.4). Im höchsten Zechstein – wahrscheinlich mit Beginn der Fulda-Folge (z7) – dominieren wenig geschichtete, häufig auch rippelgeschichtete Feinsand- und Siltsteinlagen (Sl- und Sr-Typ) sowie Tonsiltsteine des Typs Fm oder Tl die Sedimentabfolge. Pelitische Mischsedimente des Typs Md treten demgegenüber zurück.

Die **Calvörde-Folge** des Unteren Buntsandstein ist in Caaschwitz dagegen wesentlich tonreicher ausgebildet als in der Bohrung Rockensußra und in Hessen, andererseits mit wesentlich grobkörnigeren Sandsteinen: In nur dezimeter-

mächtige fein- bis grobkörnige Sandsteinbänke sind zahlreiche geschichtete oder massige Tonsiltsteinlagen eingeschaltet. Dank charakteristischer Bereiche mit graugrün gefärbten Tonsiltsteinen („Graubankbereiche“) und anhand palä-

ontologischer Untersuchungen konnte die Perm-Trias-Grenze etwa 18 m oberhalb der lithologischen Zechstein-Buntsandstein-Grenze bestimmt werden (BACHMANN & BEUTLER 1998).

### 2.2.7.2 Nordbayern

#### Bohrung (Übersichtsaufnahme):

Lindau 1 (2002): TK25 Blatt 5935 Marktschor-gast, R 4465680, H 5547160

#### als Fremdaufnahme:

Obernsees (1983): TK25 Blatt 6034 Mistelgau, R 4455530, H 5531030 (EMMERT et al. 1985, WEBER 1990)

#### Literatur:

EMMERT et al. (1985), DILL (1976), FREUDENBERGER & WAGNER (in Vorber.), GUDDEN (1985), KÄDING (1978b), KLARE (1989), LEITZ (1976), LEITZ & SCHRÖDER (1985), SCHUH (1985), WEBER (1990)

Zu Vergleichszwecken wurde die Forschungsbohrung Lindau 1 in Nordbayern (12 km nördlich Bayreuth) als Übersichtsprofil aufgenommen. Sie liegt – ebenso wie die bereits in der Literatur beschriebene Bohrung Obernsees – am Südostrand der Hessischen Senke im sog. Coburger Becken, einem NW–SE-verlaufenden Seitenbecken der Fränkischen Senke (KLARE 1989). Die stratigraphische Gliederung des Zechstein in diesem Randbereich der Hessischen Senke ist problematisch und erfordert die genaue Kenntnis und Korrelation vieler Bohrungen aus distalere Positionen bis in proximalste Bereiche. Hier soll nur ein Eindruck der faziellen Ausbildung des höchsten Zechstein am Südostrand der Hessischen Senke gegeben werden, daher wird der stratigraphischen Einstufung aus der Literatur oder aus mündlichen Mitteilungen bei gemeinsamen Bohrungsbefahrungen im Wesentlichen gefolgt. Eine ausführliche Bearbeitung der Bohrung Lindau geschieht durch das Bayerische Geologische

Landesamt (FREUDENBERGER & WAGNER, in Vorber.).

In **Bohrung Lindau** ist der gesamte **Zechstein** etwa 100 m mächtig und ausschließlich siliziklastisch ausgebildet; Karbonat tritt nur in Form von Konkretionen oder Zementen auf. Der höhere Zechstein wird von Sandsteinen des Sd-Typs dominiert, in die einzelne gut geschichtete Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Relativ häufig sind Anzeichen von Bioturbation, möglicherweise auch pedogener Strukturen. Etwa 20 m unterhalb der Buntsandstein-Basis treten geringmächtige geschichtete Tonsiltsteine und wellige Sandsteinlagen (SlT-Typ) auf, einige Meter darüber ist ein 2,5 m mächtiger Bereich aus sandig-tonigen Mischsedimenten (Mds- bis Md-Typ) in die Sd-Abfolge eingeschaltet.

Der **Untere Buntsandstein** setzt in Bohrung Lindau relativ scharf mit gröberen Sedimentschüttungen ein. Die einzelnen Schüttungen werden nach oben jeweils feinkörniger (deutliche fining-upward-Zyklen) und bestehen aus karbonatfreien, schräggeschichteten Grob- bis Mittelsandsteinen, die an der jeweiligen Zyklenbasis meist stark konglomeratisch sind. Dieses Sedimentationsmuster hebt die Sandsteine des Unteren Buntsandstein sehr deutlich von denen des höheren Zechstein ab.

**Bohrung Obernsees**, 20 km südwestlich von Bohrung Lindau gelegen, zeigt eine etwas beckennähere Ausbildung des **Zechstein**: Nach der Bohrkernbeschreibung von EMMERT et al. (1985) wird hier die Werra-Folge (z1) z.T. von Dolomitsteinen und Dolomitsandsteinen aufgebaut, und auch im Niveau des Leine-Karbonats (z3CA) liegen noch wechsellagernde Dolomit,



Mergel-, Silt- und Tonsteine. Die darüber folgenden Sedimente des höheren Zechstein unterscheiden sich offenbar nicht von denen aus Bohrung Lindau; in die Sandsteine sind lediglich etwas mehr tonig-siltige Lagen (vermutlich Md-Typen) eingeschaltet. In der Bohrkernbeschreibung fallen mehrere „blättrige“ Tonsilt- oder Silt- bis Feinsandsteinlagen auf, bei denen es sich vermutlich um feingeschichtete Sedimente – möglicherweise um heterolithische Lagen – handelt. Die Gesamtmächtigkeit der Zechstein-Sedimente (inkl. „Bröckelschiefer-Folge“, in EMMERT et al. (1985) noch zum Buntsandstein ge-

rechnet) ist in Bohrung Obersees mit 106 m kaum größer als in Bohrung Lindau, wobei die „Bröckelschiefer-Folge“ (heute Fulda-Folge, z7) nach der in EMMERT et al. vorgenommenen Einstufung 50 m Mächtigkeit erreichen soll.<sup>10</sup>

Die Ausbildung der Sedimente des untersten **Buntsandstein** gleicht nach der Bohrkernbeschreibung von EMMERT et al. (1985) in Bohrung Obersees derjenigen von Bohrung Lindau.

Nach LEITZ & SCHRÖDER (1985) keilen die Zechstein-Ablagerungen bei Bayreuth aus, die des Unteren Buntsandstein etwas weiter südlich.

### 2.2.7.3 Pfalz und Kraichgau

#### Bohrungen als Fremdaufnahmen:

Baalborn BK 1 (1995): TK25 Blatt 6512 Kaiserslautern, R 3415300, H 5484550 (DITTRICH 1996, HECKMANN 1998)

Hochspeyer (1993): TK25 Blatt 6512 Hochspeyer, R 3418720, H 5477710 (DITTRICH 1996, PRIEWISCH 1997)

Kraichgau 1002 (1992): TK25 Blatt 6819 Eppingen, R 3497465, H 5447183 (JUNGHANS et al. 2002)

#### Aufschlüsse als Fremdaufnahmen:

Aufschlüsse in der Südpfalz zwischen Neustadt/Weinstraße und Klingenstein (HENTSCHEL 1963, PAUL 1985, SCHWEISS 1984)

#### Literatur:

DITTRICH (1996), DITTRICH (in Vorber.), EL OUEJLI & STAPF (1995), HECKMANN (1998), HENTSCHEL (1963), JUNGHANS et al. (2002), PAUL (1985), PRIEWISCH (1997), SCHWEISS (1984)

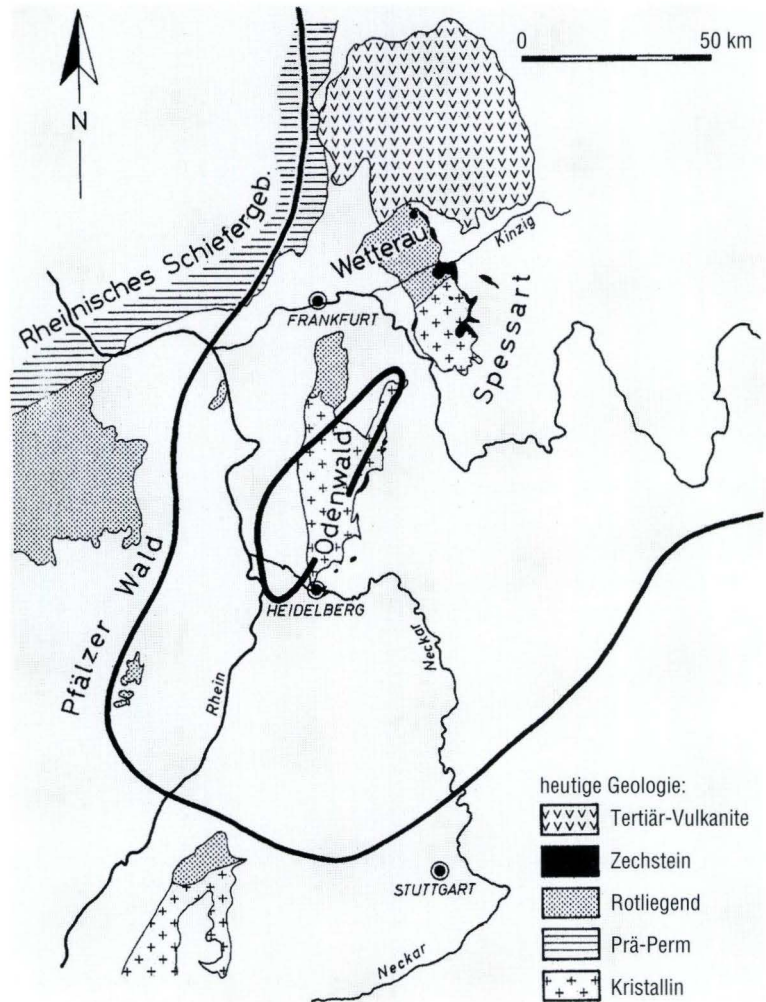
Ebenso wie für den Zechstein Nordbayerns ist auch die stratigraphische Einstufung und Korrelation für den südwestdeutschen Zechstein problematisch und erfordert die genaue Kenntnis einer Vielzahl von Bohrungen oder Aufschlüssen. Daher soll auch in diesem Kapitel nur ein Eindruck der faziellen Ausbildung des höchsten Zechstein im Südosten von Rheinland-Pfalz (Nord- und Südpfalz) und im Norden Baden-Württembergs (Kraichgau) gegeben werden, ohne diese Profile mit den hessischen im Detail zu korrelieren.

Da im südwestdeutschen Raum eine überwiegend kontinentale, sandige Ausbildung des Zechstein vorliegt, wurden diese Sedimente früher je nach Bearbeiter entweder dem Rotliegend oder dem Buntsandstein zugeordnet (PAUL 1985). Abweichend davon endet nach DITTRICH (1996, DITTRICH in Vorber.; vgl. DSK 2002) in der **Nordpfalz** das Rotliegend mit der Standenbühl-Formation; die hangende Stauf-Formation umfasst den gesamten Zechstein und erst mit den darü-

<sup>10</sup> Möglicherweise ist jedoch die Basis des Buntsandstein in Bohrung Obersees analog zu Bohrung Lindau um 10 m höher zu ziehen als in EMMERT et al. (1985: 44) vorgeschlagen. Ebenfalls in Analogie zur Einstufung in Bohrung Lindau sollten vermutlich die 19 m mächtigen rotbraunen Brekzien und Sandsteine mit Dolomitkonkretionen an der Basis des Zechstein in Bohrung Obersees eher als Oberrotliegend bezeichnet werden. Beide Abweichungen einberechnet, ergibt sich für Bohrung Obersees eine Zechstein-Mächtigkeit von 97 Metern. (Der stratigraphischen Einstufung von KLARE 1985 und WEBER 1990, die die „Bröckelschiefer-Folge“ erst an der Basis der Gelnhausen-Folge von EMMERT et al. 1985 beginnen lassen, wird hier nicht gefolgt.)

ber folgenden Trifels-Schichten beginnt der Untere Buntsandstein. Die Mächtigkeit der Stauf-Formation schwankt stark zwischen 70 m und etwa 270 m (DITTRICH in Vorber.). DITTRICH (1996) vergleicht die sandigen und z.T. konglomeratischen, teilweise trogförmig schräggeschichteten, aber oft ungeschichteten und horizontalweise „wolkig-schlierig“ dolomitisch zementierten Sedimente der Stauf-Formation mit der Randfazies des Zechstein im Frankenberger Raum (vgl. Kap. 2.2.3). Sie weist auch bereits auf deren hochsalinanes Bildungsmilieu hin. PRIEWISCH (1997) und

HECKMANN (1998) interpretieren die Sedimente der Stauf-Formation in den Bohrungen Baalborn und Hochspeyer (beide östlich von Kaiserslautern) als Ablagerungen von Überflutungsebenen und Schwemmfächern mit zahlreichen pedogenen Merkmalen (Bioturbationsspuren, karbonatischen Krusten und Konkretionen) und ordnen sie einem hypersalinaren, wadiähnlichen Milieu mit hohen Evaporationsraten zu. Eindeutige Hinweise auf eine marine Beeinflussung sind nach PRIEWISCH und HECKMANN weder in der Stauf-Formation noch in den hangenden Trifels-



**Abb. 14.** Maximale Ausdehnung des Zechstein-Meeres am Südwestrand der Hessischen Senke (dicke Linie; aus PAUL 1985: Abb. 1).



Schichten (s.u.) zu finden. Bei den von EL OUEJLI & STAPF (1995) mit gewissem Vorbehalt mikroskopisch erkannten Glaukonit-Körnern in der Stauf-Formation könnte es sich auch um – mikroskopisch identischen – Corrensit handeln, der lediglich Salinität, aber nicht notwendigerweise marines Milieu anzeigt (GAUPP, mdl. Mitt.).

Nord- und Südpfalz stellten während des Zechstein zwei verschiedene Senkungszentren mit unterschiedlicher Subsidenz und Faziesausbildung dar (DITTRICH, schriftl. Mitt.). So sind – im Unterschied zur rein terrestrischen Zechsteinfazies der Nordpfalz – in der **Südpfalz** (Haardt) geringmächtige fossilführende marine Zechstein-Ablagerungen an Tagesaufschlüssen beschrieben worden (u.a. HENTSCHEL 1963, SCHWEISS 1984, PAUL 1985)<sup>11</sup>. Nach PAUL (1985, vgl. a. SCHWEISS 1984) sind diese „grauen und braunen, sandigen, glimmerreichen Tonsteine, in die geringmächtige dolomitische Mergelbänke und Dolomitlinsen eingeschaltet sind“, aufgrund ihrer Fauna der ersten Zechstein-Transgression (Werra-Folge, Zechstein 1) zuzuordnen. Dies steht auch mit der derzeitigen Einstufung der Zechsteinkarbonate des Odenwaldes im Einklang (vgl. Kap. 2.2.6). Von früheren Bearbeitern wurden die marinen Ablagerungen der Südpfalz jedoch auch schon in den mittleren oder sogar oberen Zechstein gestellt, so beispielsweise von HENTSCHEL (1963) unter Vorbehalt in die Aller-Folge (z4, zit. n. PAUL 1985). Nach DITTRICH (in Vorber.) stellen die marinen Sedimente den unteren Teil der insgesamt maximal 14 m mächtigen Rothenberg-Formation dar, die nach bisherigen Erkenntnissen den mittleren Zechstein beendet und mit marin-lagunären Ablagerungen das Maximum der marinen Entwicklung in der Südpfalz darstellt. Die marinen Zechstein-Sedimente keilen im südpfälzischen Raum zwischen Neustadt und Klingenstein auf kurzer Distanz aus bzw. gehen in siliziklastische, fossilfreie Sedimente über, so dass hier wohl die ehemalige Küstenlinie verlief

(HENTSCHEL 1963, PAUL 1985, vgl. Abb. 14). Der obere Teil der Rothenberg-Formation ist bereits wieder tonig-feinsandig ausgebildet und wurde früher als „Untere Leberschiefer“ bezeichnet (DITTRICH in Vorber., vgl. HENTSCHEL 1963). Die „Leberschiefer“ beschreibt HENTSCHEL (1963) als „braune bis hellrot-braune, etwas sandige Schiefertone, in welchen vereinzelt dolomitische Knollen auftreten können“. Hierbei handelt es sich zweifellos um Gesteine des Md-Typs. Darüber folgt in der Südpfalz die diskordant auflagernde Annweiler-Formation, die aus gleichmäßig ausgebildeten roten Fein- bis Mittelsandsteinen aufgebaut wird und mit 40 m bis maximal etwa 80 m Mächtigkeit den Hauptteil des oberen Zechstein ausmacht (DITTRICH in Vorber.). Die feldspat- und lithoklastreichten Sandsteine der Annweiler-Formation sind z.T. frühdiagenetisch dolomitisch zementiert; charakteristisch sind die „nahezu allgegenwärtigen Grabgänge“, die HORNING (2001, zit. n. DITTRICH in Vorber.) auf eine besonders milieutolerante Form von *Thalassinoides paradoxicus* (WOODWARD 1830) zurückführte. SCHWEISS (1984) konnte eine schwache Ooidführung nachweisen. Die Sandsteine der Annweiler-Formation werden einem terrestrisch geprägten, nur zeitweise marin bzw. lagunär beeinflussten Randbereich des Zechstein-Beckens zugeordnet (DITTRICH 1996, DITTRICH in Vorber.). Ebenfalls diskordant auflagernd lässt sich – sofern die Annweiler-Formation nicht zu feinklastisch ausgebildet ist – die nur etwa 5–12 m mächtige, deutlich feinkörnigere Speyerbach-Formation abgrenzen (früher „Obere Leberschiefer“; DITTRICH in Vorber.). Sie besteht aus zyklisch wechsellagernden dunkelbraunroten Tonsteinen und dolomitischen Fein- bis Mittelsandsteinen, die in einer vergleichsweise reliefarmen fluviatilen Tiefebene abgelagert wurden (DITTRICH in Vorber.). Die Hangengrenze der Speyerbach-Formation ist ausgesprochen scharf: DITTRICH (in Vorber.) beschreibt eine

<sup>11</sup> Nach PAUL (1985) sind die marinen Zechstein-Ablagerungen in diesem Raum maximal 2,9 m mächtig, SCHWEISS (1984) weist dagegen eine Mindestmächtigkeit der fossilführenden Schichten von 4,2 m nach.

deutliche Schichtfuge mit zu beobachtender Bleichung und Verhärtung und schließt Schichtausfälle in diesem Niveau nicht aus.

Die dem Zechstein auflagernden Trifels-Schichten des **Unteren Buntsandstein** bestehen in der Pfalz aus schrägeschichteten, z.T. geröllführenden Sandsteinen (sog. „Felszonen“) und feinschichtigen tonig-siltig-sandigen Zwischenschichten mit einzelnen Gerölllagen (sog. „Dünnschichten“; DITTRICH 1996). Hier werden Rippelmarken, Trockenrisse („Netzleisten“), Bioturbationsspuren und auch Hinweise auf äolische Transportmechanismen in Form von gut gerundeten, mattierten Quarzkörnern beschrieben. Nach DITTRICH (1996) zeigen die Trifels-Schichten keine Hinweise auf hohe Salinität mehr. Karbonat tritt nur in Form von kleinen Dolomitzement-Flecken auf, die jedoch meist bereits wieder gelöst sind und nur noch durch die braunen Lösungsrückstände („Mangansandbutzen“) erkennbar bleiben.

Im Unterschied zu den Zechstein-Ablagerungen wurden die Sandsteine der Trifels-Schichten einheitlich nach NNE geschüttet (DITTRICH in Vorber.). PRIEWISCH (1997) und HECKMANN (1998) interpretieren die Trifels-Schichten als Rinnen-Sedimente eines verzweigten Flusssystemes.

Auch in der Bohrung Kraichgau 1002 bei Gemmingen im **Norden Baden-Württembergs** (35 km südöstlich Heidelberg) ist noch ein etwa 20 m mächtiger Abschnitt in mariner Fazies ausgebildet („Zechsteindolomit-Formation“, JUNGHANS et al. 2002). Nach dieser marinen Transgression erreichte jedoch keine weitere den südpfälzisch-baden-württembergischen Raum (PAUL 1985). In Bohrung Kraichgau folgen über den marinen Sedimenten nach oben zunehmend gröbere Ton-, Silt- und Sandsteine, die von JUNGHANS et al. (2002) als „Tigersandstein-Formation“ zusammengefasst und dem Zechstein zugeordnet werden.

## **2.3 Dünnschliffanalysen**

### **2.3.1 Primäre und pedogen-diagenetische Strukturen der Mischgesteine**

Entgegen der makroskopischen Monotonie besonders der pelitischen Mischgesteine werden im Dünnschliff zahlreiche charakteristische Internstrukturen sichtbar, die teilweise bereits in Kap. 2.1.3 genannt wurden, sofern sie für die Differenzierung von Mischgesteins-Subtypen von Bedeutung waren. Im Folgenden werden er-

gänzend dazu weitere in Dünnschliffen beobachtete primäre und pedogen-diagenetische Strukturen beschrieben und ihre Bildungsprozesse interpretiert. Daraus lassen sich Rückschlüsse auf das Sedimentationsmilieu ziehen, die zusammenfassend in Kap. 3.1 dargelegt werden.

#### **2.3.1.1 Korngrößenverteilung und Schichtung**

##### **Fehlende Korngrößensegregation**

Das vielleicht charakteristischste Merkmal der Mischgesteins-Lithotypen ist die völlige Durchmischung aller Korngrößen zu einer unsortierten „Schlamm-Matrix“, in der Tonminerale und Glimmerblättchen vollkommen regellos verteilt liegen (vgl. dazu Taf. 2 bis 9 in Kap. 2.1.3). Allenfalls diffuse flecken-, nester- oder taschenartige Ansamm-

lungen größerer Körner werden beobachtet. In sandigen Nestern sind häufig Schwerminerale angereichert, insbesondere in Sd-Sandsteinen, aber auch in pelitischen Mischgesteinstypen. Rein tonige Laminae in den Subtypen Sd,l, Mds,l und Md,l sind extrem dünn und diskontinuierlich-wellig ausgebildet (vgl. Kap. 2.3.1.2) oder stellen Bruchstücke dünner Tonsteinlagen, also Intra-



klasten, dar. Eine saubere Korngrößentrennung und daraus folgende Lamination oder Schichtung kommt in den Mischgesteins-Lithotypen nicht vor (vgl. Taf. 12, Fig. 1, 2).

### **Fehlende Schichtungsmerkmale**

Aufgrund der fehlenden Korngrößensegregation sind auch diskrete Schichtungsformen in den Mischgesteinen nicht ausgebildet: Insbesondere fehlen Feinlamination und Kleinrippelschichtung völlig, aber auch Horizontal- und Schrägschichtung sind allenfalls reliktsch in manchen Sd-Sandsteinen erhalten – in diesen Fällen handelt es sich

um ursprünglich geschichtete, durch Oberflächenprozesse sekundär überprägte Schichtflutsedimente (vgl. Kap. 3.2.1). Eine Ausnahme bilden die schräggeschichteten Mds,c-Subtypen, die nach Diagnose der in der Regel erst im Anschliff erkennbaren Schrägschichtung eigentlich als kiesführende Sandsteine dem Sc-Typ zuzuordnen wären (vgl. Kap. 2.1.3.2, 2.1.1.4). Die vorherrschende Struktur der tonigen Mischgesteine ist dagegen durch vollkommen unregelmäßige, nahezu erratisch orientierte Tonminerale und unregelmäßig eingestreute Silt- und Sandkörner geprägt (vgl. Kap. 2.1.3).

---

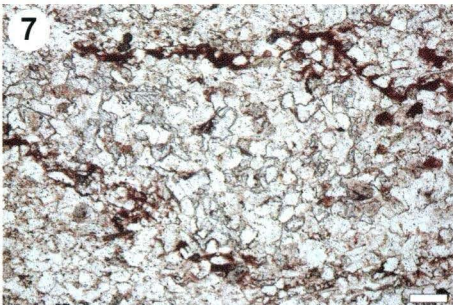
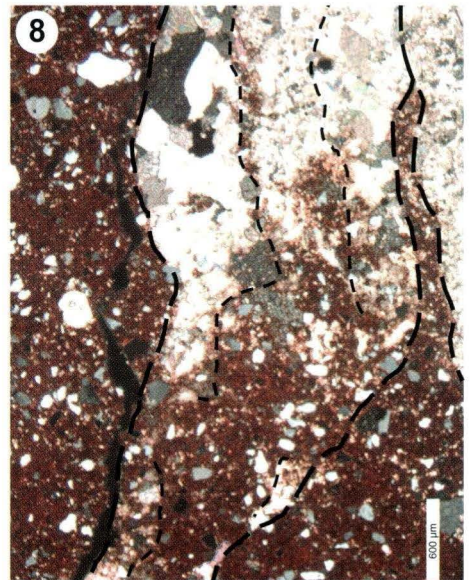
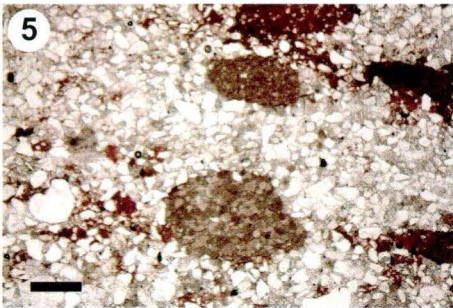
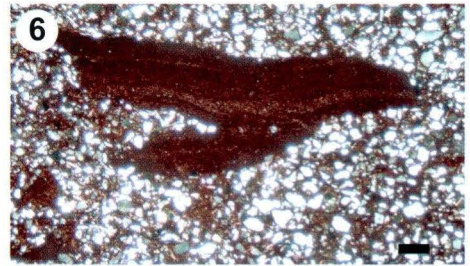
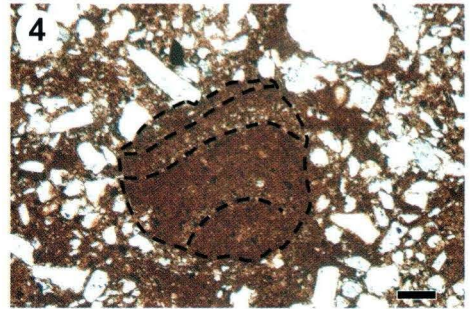
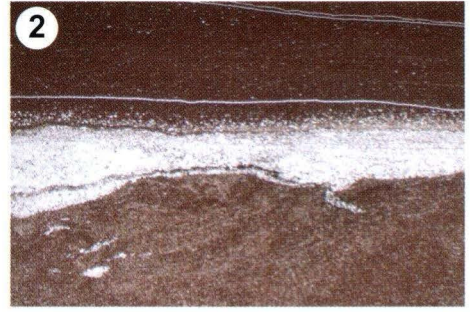
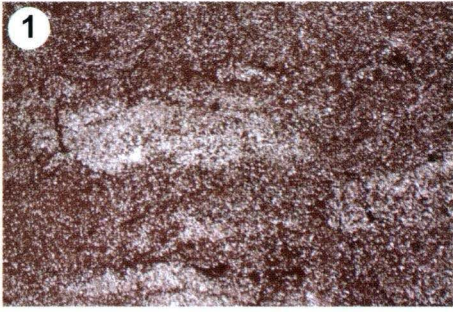
## **Tafel 12**



### **Mischgesteins-Strukturen I**

- Fig. 1** Vollständig durchmischte Ton- und Siltfraktion eines Mdt-Lithotyps, Silt z.T. in diffusen Flecken und Schlieren, keine Korngrößensegregation erkennbar; kleine subvertikale oder subhorizontale Tonhäutchen sind durch Ton-Illuviatation entstanden. – Brg. Weißenbach, z7T; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 2** Zum Vergleich zu Fig. 1 das Dünnschliffbild eines massigen Tonsiltsteins des Fm-Typs mit eingelagerter Siltlage: sehr gute Korngrößensegregation zwischen Ton- und Siltfraktion, deutliche Feinschichtung, untere Tonlage massig bzw. bioturbat, mit kleinem siltgefülltem Trockenriss an der Oberfläche, obere Tonlage feinlaminiert mit gradierter Basis und eingeregelter Feinstglimmerblättchen. – Brg. Rosenthal, suC; Bildbreite 1,8 cm
- Fig. 3** Grobkörner in einer Schüsselform im Sd-Sandstein, am unteren Bildrand illuvial entstandene wellig-diskontinuierliche Tonlamina. – Brg. Rosenthal, z5-z7FB
- Fig. 4** Tonsteingeröll mit „Armierung“ aus Siltkörnern; im Tonsteingeröll des Fm-Typs ist die interne, leicht deformierte Lamination durch Feinsiltlagen noch erkennbar. – Brg. Rockensußra, z6; Maßstab 150  $\mu\text{m}$
- Fig. 5** Gut gerundete Tonstein- und Karbonatgerölle, letztere wahrscheinlich aus erodiertem Calcrete-Material. – Brg. Aura, z7T; Maßstab 500  $\mu\text{m}$
- Fig. 6** Randlich aufgeblätterter Tonstein-Intraklast des Typs Fm. – Brg. Gelnhaar, Top z7Tr; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 7** Diskontinuierliche Tonhäutchen in einem Slt-Sandstein. – Brg. Aura, Top z7Tr; Maßstab 150  $\mu\text{m}$
- Fig. 8** Subvertikale Wurzelbahn, an der die Karbonatausfällung (hier am Rand einer größeren Konkretion) früher eingesetzt hat als im umgebenden Sediment; Karbonatkristalle sind am Rand der Bahn grobkristalliner als zum Zentrum hin. – Brg. Aura, z7T







## Intraklasten und Gerölle

Ein weiteres charakteristisches Merkmal der pelitischen Mischgesteine ist ihr Reichtum an Intraklasten, die in der Regel erst im An- oder Dünnschliff erkennbar werden, da der Korngrößenunterschied zur umgebenden Matrix gering ist. Auffallend ist, dass die Matrix aus Silt und Ton zusammengesetzt und damit grundsätzlich grobkörniger ist als die überwiegend rein tonigen Intraklasten – ein Phänomen, auf das schon CARLÉ (1956) hinwies. Die Intraklasten sind in der Regel eckige Tonsteinklasten des Typs Fm oder auch Tl, weitaus seltener kommen dagegen Md- oder Mdt-Intraklasten vor. Die Intraklasten liegen matrixgestützt und häufig nicht streng eingeregelt in der siltdominierten Matrix (s. Taf. 4–7 in Kap. 2.1.3).

Gerundete Intraklasten treten in den Mischgesteinen etwas seltener auf als eckige und sind meist besser eingeregelt. Die Gerölle sind in der Regel grobsand- bis feinkiesgroß, oval und gut bis sehr gut gerundet und bestehen aus Ton- oder Tonsiltstein des Typs Fm, aus pelitischen Mischgesteinen oder selten auch aus Karbonat. Die Karbonatgerölle treten zusammen mit klastischen Geröllen der gleichen Korngröße auf und sind aus einem feinkristallinen Karbonatmosaik zusammengesetzt (Taf. 12, Fig. 5 sowie Kap. 2.1.3: Taf. 4, Fig. 4 und Taf. 6, Fig. 3). Tongerölle sind teilweise durch Siltkörner „armiert“ – eine Beobachtung, die auch RUST & NANSON (1989) in der mitteldevonischen Maringouin Formation in Nova Scotia machten (s. Taf. 12, Fig. 4 sowie Taf. 7, Fig. 4). Andere Tongerölle sind plastisch

---

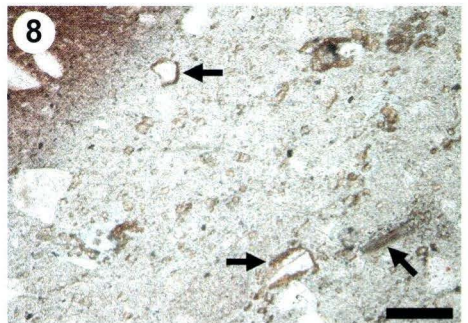
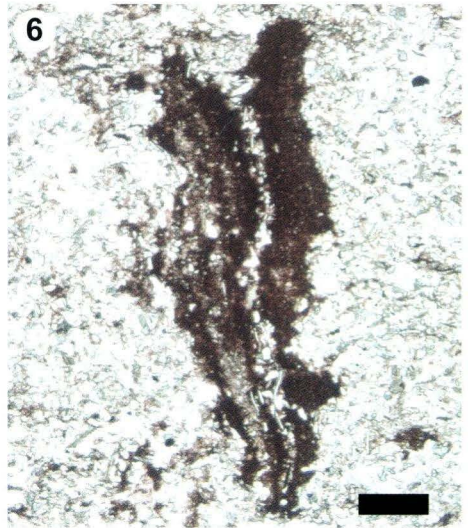
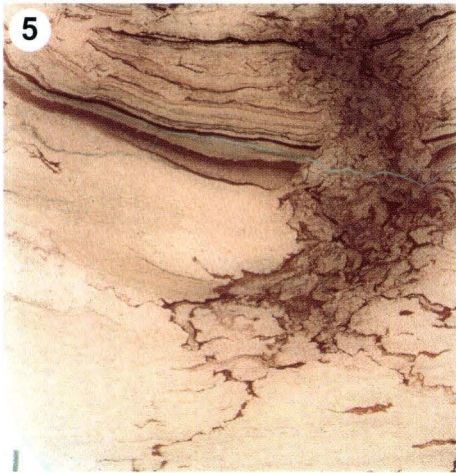
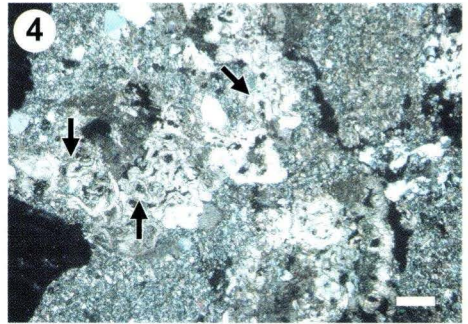
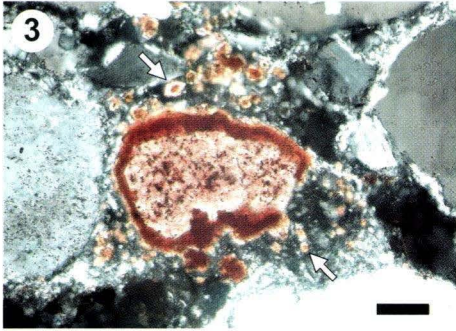
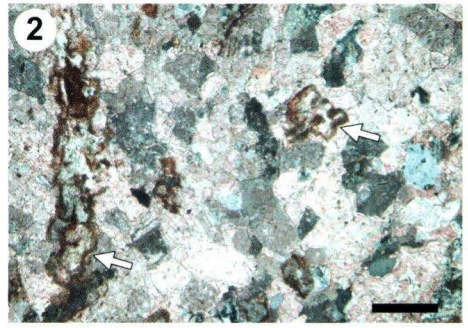
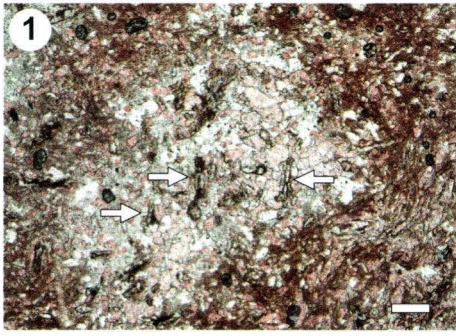
## Tafel 13



### Mischgesteins-Strukturen II

- Fig. 1** Subvertikale Wurzelbahnen (s. Pfeile) mit Eisenoxid-Säumen in einer Karbonatkonkretion eines Md-Mischgesteins. – Brg. Gelnhaar, z4; Maßstab 150  $\mu\text{m}$
- Fig. 2** Längs- und Querschnitte eisenoxidgesäumter Wurzelbahnen in einer Karbonatkonkretion eines Md-Mischgesteins; bei dieser Vergrößerung erkennt man die bogig-wulstige Form dieser Bahnen (s. Pfeile). – Brg. Gelnhaar, z4 (gleicher Dünnschliff wie Fig. 1); Maßstab 100  $\mu\text{m}$
- Fig. 3** Eisenoxid-Saum um einen kleinen Karbonatzement-Fleck (oder umgelagerte Karbonatkonkretion); die umgebende Tonmineralmatrix ist von kleinen, wahrscheinlich spätdiagenetischen Eisen-dolomit-Rhomben durchsetzt (s. Pfeile). – Brg. Weißenbach, z6; Maßstab 50  $\mu\text{m}$
- Fig. 4** Knäueiförmige Wachstumsformen von Karbonatkonkretionen (Beispiele mit Pfeilen markiert). – Brg. Weißenbach, z7T; Maßstab 150  $\mu\text{m}$
- Fig. 5** Riss-Struktur mit toniger Füllung in karbonatisch-sulfatisch zementiertem Slt-Feinsandstein. – Brg. Rockensußra, z7Tr; Bildbreite 3,7 cm
- Fig. 6** Mehrphasige tonig-siltige Füllung einer Riss- oder Wurzelstruktur in sulfatisch-karbonatisch zementiertem Feinsandstein. – Brg. Schlierbachswald, z7Tr; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 7** Mehrphasige tonig-siltige Füllung eines Trockenrisses. – Brg. Rockensußra, z7Tr; Bildbreite 1 cm
- Fig. 8** Primär heller Bereich, der durch frühen Karbonatzement vor  $\text{Fe}^{2+}$ -Eintrag und späterer Oxidation geschützt war; Karbonat ist jetzt nur noch reliktsch erhalten und mit braunem Fe-Dolomit umkrustet (Pfeile in der Mitte); durch den frühen Karbonatzement blieb auch grüner Biotit (Pfeil rechts) vor Oxidation/Verwitterung geschützt. – Brg. Weißenbach, z7T; Maßstab 100  $\mu\text{m}$







deformiert oder randlich leicht aufgeblättert (Taf. 12, Fig. 5 sowie Taf. 6, Fig. 4).

Schließlich fallen die einzeln oder auch in Schüssel- oder Nesterform eingestreuten Mittelsand- bis Feinkieskörner in den Mischgesteinen auf. Sie sind auch in sandigen Mischgesteinen

häufig um ein Vielfaches gröber als die mittlere Korngröße des umgebenden Sediments sowie annähernd sphärisch und sehr gut gerundet (Taf. 12, Fig. 3 sowie Taf. 2, Fig. 3, 4, 9 und Taf. 5, Fig. 2, 5).

### **2.3.1.2 Expositions- und Turbationsspuren, Hinweise auf Bodenbildung**

Abgesehen von den bisher beschriebenen, überwiegend primären Sedimentstrukturen enthalten die Mischsedimente zahlreiche Anzeichen sekundärer Überprägung, die bereits unmittelbar nach der Ablagerung einsetzte. Diese starke pedogene bis frühdiagenetische Überprägung der Sedimente ist ebenfalls sehr charakteristisch und trug wahrscheinlich in gleichem Maß zur Ausbildung der typischen Mischsediment-Strukturen bei wie die primären Ablagerungsprozesse (vgl. Kap. 2.3.1.3 sowie 3.1). Im Folgenden werden die pedogenen Überprägungen der Paläobodenrelikte aus Bohrung Gelnhaar nicht wiederholt, hierzu wird auf Kap. 2.2.5.1 und Taf. 11 verwiesen.

#### **Riss-Strukturen**

Trockenrisse als einfachstes Anzeichen der Exposition und Austrocknung toniger Sedimente fehlen in den pelitischen Mischgesteinen der gesamten MD-SD-Faziesassoziation – mit Ausnahme von „umgelagerten Trockenrissen“ in Tonstein-Intraklasten (s. Kap. 2.1.3: Taf. 4, Fig. 3). Erst in Heterolithen der höheren Fulda-Folge sind Trockenrisse häufig, und zwar als siltig oder feinsandig gefüllte Risse in Tonsteinlagen.<sup>12</sup>

Inbesondere in den tonreichen Mischgesteinen beobachtet man feine, tonig belegte Mikrorisse, die das Sediment durchziehen. Diese Mikrorisse sind in den Mdt-Gesteinen meist völlig regellos verteilt und teilen das Sediment in kleine

scharfkantige, splittrige Aggregate (Taf. 7, Fig. 5, 6). In den Md-Gesteinen verlaufen die Mikrorisse etwas weitständiger und häufig gebogen, so dass etwas größere, rundlich herausbrechende Aggregate entstehen (Taf. 5, Fig. 3, 4).

Eine Besonderheit stellen tonig gefüllte Rissstrukturen in sulfatisch oder karbonatisch zementierten Sandsteinen (meist des St- oder Sl-Typs) der Bohrungen Rockensußra und Schlierbachswald dar (Taf. 13, Fig. 5–7). Bei diesen Strukturen ist häufig nicht klar zu entscheiden, ob es sich um Risse im Sinne von Trockenrissen oder um initiale Wurzelbahnen handelt. Vermutlich handelt es sich aber wenigstens teilweise um Trockenrisse, hier überraschenderweise in einem nicht-bindigen Sediment.

#### **Sedimentgefüllte Bahnen und Stege**

Nahezu alle Mischgesteinsproben zeigen im Dünnschliff subvertikale Stege und (etwas seltener) subhorizontale Bahnen, die das Sediment durchziehen und sich häufig gegenseitig überlagern (s. Kap. 2.1.3: Taf. 3, Fig. 7, 8; Taf. 4, Fig. 3, 5; Taf. 5, Fig. 5, 6, 8; Taf. 7, Fig. 3, 6). Die Stege sind tonig oder siltig-feinsandig gefüllt und verzweigen sich meist nach unten, teilweise sind sie verzweigt. Die Füllung ist z.T. mehrphasig und konzentrisch, die Ränder siltgefüllter Stege können mit feinen tonigen „Tapeten“ ausgekleidet sein (Taf. 13, Fig. 5, 6 sowie Taf. 2, Fig. 8).

<sup>12</sup> Zwischen Trockenrissen (subaerisch entstanden) und den sog. Synäreserissen (subaquatisch entstanden) wird hier nicht unterschieden, da deren Differenzierung ausschließlich nach der Rissform nicht zuverlässig ist: In den initialen Stadien der Trockenrissebildung treten Rissformen auf, die den sog. Synäreserissen vollkommen gleichen, und man beobachtet jede Übergangsform zwischen beiden (GAUPP, TIETZE, mdl. Mitt.).

Zum Teil setzt an solchen Stegen eine Karbonatzementation früher als im umgebenden Sediment ein, wobei durch die Kristallitgröße des Karbonats ein konzentrischer Aufbau des Steges deutlich werden kann (Taf. 12, Fig. 8).

### **Eisenoxid-Anreicherungen**

Eisenoxid ist fast allgegenwärtig in Form von amorphem Pigment, das Kornoberflächen belegt und die tonige Matrix imprägniert und so die Rotfärbung der Sedimente des Untersuchungs-bereiches bewirkt. Nur an einzelnen, mit Karbonat zementierten Stellen ist das Gestein hell. An solchen Stellen sind im Dünnschliff mitunter gut erhaltene Chlorite und grüne Biotite zu erkennen (Taf. 13, Fig. 8).

In manchen Dünnschliffen treten Eisenoxide auch in Form von Umkrustungen und Säumen um Poren, Bahnen oder Stege auf. So wurden beispielsweise kleine mit Eisenoxid ausgekleidete Stege von unregelmäßig-wulstiger Form innerhalb von Karbonatkonkretionen beobachtet (Taf. 13, Fig. 1, 2). Auch Eisenoxid-Krusten um Karbonatkörner oder kleine Karbonatkonkretionen herum sind relativ häufig, z.T. sind mehrere Generationen von Eisenoxid-Säumen entwickelt (Taf. 13, Fig. 3). Auf die starke Eisenoxid-Imprägnation und die eisenoxidreichen Umkrustungen von Poren-räumen in einem deutlich pedogen überprägten Abschnitt der Bohrung Gelnhaar wurde bereits in Kap. 2.2.5.1 hingewiesen (s. Taf. 11).

### **Diskontinuierliche Tonhäutchen**

Vor allem sandige Mischgesteins-Typen weisen z.T. feine diskontinuierliche Tonhäutchen auf, die in der Regel subhorizontal verlaufen (Subtypen Sd<sub>1</sub> und Mds<sub>1</sub>, s. Kap. 2.1.3: Taf. 2, Fig. 8 und Taf. 3, Fig. 4). Im Dünnschliff erkennt man, dass diese

„Tonhäutchen“ aus Sedimentkörnern bestehen, die durch Tonminerale und Eisenoxidpigment ummantelt sind (Taf. 12, Fig. 7). Es handelt sich also nicht, wie makroskopisch zunächst suggeriert, um sedimentäre Tonlagen üblicher Ausprägung.

### **Wulstig-unregelmäßige Sedimentoberflächen**

In sandigen Mischgesteinen erkennt man häufig sehr unregelmäßig geformte ehemalige Sedimentoberflächen, die tiefe Taschen und größere Aufwölbungen aufweisen (s. Kap. 2.1.3: Taf. 2, Fig. 5 und Taf. 3, Fig. 5). In den Taschen haben sich z.T. größere Sedimentkörner gesammelt, häufig auch tonig-siltige Substanz, vereinzelt mit kleinen Siltlinsen. Das Oberflächensediment ist wulstig aufgewölbt, teilweise ist die größere Kornfraktion an der Oberfläche konzentriert.

### **„Knäueförmige“ Strukturen von Karbonatkonkretionen**

In manchen karbonatischen Konkretionen wurden „knäueförmige“ Strukturen beobachtet, die an biogene Wachstumsformen, beispielsweise an Biomatten erinnern. Die Karbonatflecken im Sediment werden dabei von einzelnen Karbonatlaminae aufgebaut, die in komplizierter Weise geschlängelt oder teilweise auch kastenförmig verlaufen. Mehrere Laminae liegen direkt aufeinander, aber es entstehen auch Hohlräume, insbesondere im Mittelpunkt kastenförmig verbogener Laminae (Taf. 13, Fig. 4). Ein anderes Beispiel von an Biomatten erinnernde Karbonatlaminae zeigt Taf. 7 mit Fig. 7 und 8: Hier handelt es sich jedoch nicht um konkretionäre, sondern um sedimentäre Karbonatlagen. Die einzelnen Laminae liegen lückenlos und leicht gebogen aufeinander, z.T. überlagern sie sich gegenseitig (Taf. 7, Fig. 8).

## **2.3.1.3 Ableitung der Bildungsmechanismen**

### **Umlagerung**

Insgesamt wird durch die Vielzahl an gerundeten oder eckigen Intraklasten deutlich, dass Um-

lagerungsprozesse – äolischer oder aquatischer Natur – eine große Rolle im betrachteten Sedimentationsraum spielten. Auf die große Bedeu-



tung von Umlagerungs- und Deflationsprozessen im faziell ähnlichen Playa-Becken des Lake Eyre in Australien wiesen auch NANSON et al. (1986), RUST & NANSON (1989) und MAGEE et al. (1995) hin. Dabei ist zu beachten, dass viele Intraklasten gerade in pelitischen Mischgesteinen oft erst im Anschliff oder Dünnschliff erkannt werden, da die Korngrößenunterschiede zwischen Intraklasten und Matrix nur gering sind und die Umriss der Intraklasten durch die Kompaktion zusätzlich verschleiert worden sein können (vgl. RUST & NANSON 1989, TALBOT et al. 1994). Bei der makroskopischen Aufnahme von Bohrprofilen oder Aufschlüssen werden daher vermutlich viele Anzeichen für Umlagerung übersehen und die Bedeutung der Umlagerungsprozesse insgesamt eher unterschätzt (vgl. NANSON et al. 1986, RUST & NANSON 1989).

Die zahlreichen Intraklasten aus gut geschichteten Peliten (Typen Fm und Tl) in den pelitischen Mischgesteinen zeigen, dass Stillwasserseimente auch während des höchsten Zechstein durchaus abgelagert wurden, aber in der Sedimentabfolge nicht mehr überliefert sind, da sie offenbar vollständig aufgearbeitet und umgelagert wurden. Die Transportwege waren dabei nicht groß, sonst wären die relativ leicht zu zerreißenden Tonsteinklasten und Bruchstücke hauchdünner Tonlagen nicht erhalten geblieben (vgl. MAGEE et al. 1995). Wahrscheinlich wurden die tonigen Überzüge am Boden flacher, bald nach ihrer Entstehung wieder ausgetrockneter „Pflützen“ durch Trockenrissbildung in kleine Scherben zerlegt, die dann sofort wieder umgelagert wurden – entweder durch Wasser oder durch Wind (s. u.).

Im Falle der pelitischen Mischgesteins-Intraklasten (Typen Md und Mdt) ist im Untersuchungsgebiet eine pedogene Bildung von Tonaggregaten durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse am wahrscheinlichsten, da solche Prozesse in vielen Proben nachgewiesen werden konnten (s. u.; vgl. NANSON et al. 1986, RUST & NANSON 1989, TALBOT et al. 1994). Die Desintegration pelitischer Matrix durch intrasedimentä-

re Salzausblühungen ist ebenfalls naheliegend, konnte jedoch in den untersuchten pelitischen Mischgesteinen nicht eindeutig belegt werden (vgl. BOWLER 1973, 1983, MAGEE et al. 1995).

### **Transportmedium – Wasser oder Wind?**

Um die Frage des Transportmediums zu beantworten, ist das Phänomen der grundsätzlich siltigen Matrix der **pelitischen Mischgesteine** bei grundsätzlich weniger siltigen, meist sogar rein tonigen Intraklasten von besonderer Bedeutung. Hier liegt die Vermutung nahe, dass der beachtliche Siltanteil der Matrix durch Winderosion aus den Sandebenen der Sabkha herausgeweht und äolisch in die Tonebenen eingetragen wurde (vgl. z.B. TALBOT et al. 1994). Auch die Tonscherben und -aggregate sind daher wahrscheinlich nicht durch strömendes Wasser, sondern durch Wind erodiert und zusammen mit der Siltfracht unweit der erodierten „Pflützen“ in der Sabkha-Tonebene wieder abgelagert worden (vgl. MAGEE et al. 1995). Ein weiterer Hinweis auf äolische Transportbeteiligung wird durch die sphärischen, sehr gut gerundeten Grobkörner gegeben, die einzeln oder in Hohlformen in die feinkörnige Matrix eingestreut sind. Sie wurden bei stärkeren Windstößen über die Sabkha-Ebene getrieben, fingen sich in kleinen Vertiefungen der Oberfläche und bildeten dann Grobkorn-Nester im Sediment. Umgekehrt können Grobkornlinsen Relikte darstellen, die als gröbste Fraktion nicht erodiert wurden, während alle feineren Körner durch Winderosion ausgetragen wurden (Deflation).

Im Falle der aquatischen Ablagerung der pelitischen Mischgesteine muss eine Erklärung für die vollkommen fehlende Korngrößenseggregation und die matrixgestützten Intraklasten gefunden werden. Eine Möglichkeit wäre ein sehr hohes Sediment/Wasser-Verhältnis, durch das es etwa bei Schlammstromereignissen (debris flows, mud flows) zu vollkommen fehlender Schichtung kommt (FÜCHTBAUER 1988: 812ff.). Solche hochkonzentrierten Suspensionen sind im Sabkha-Sedimentationsmilieu durchaus wahrscheinlich, beispielsweise in Form von flutartigen Ab-

schwemmungen nach Starkregeneignissen (z.B. PURSER 1985, TALBOT et al. 1994). Hinweise auf aquatischen Transport stellen beispielsweise die plastisch deformierten und randlich aufgeblättern Tonklasten dar, die beim Transport wieder aufgeweicht wurden und am Rand aufquollen. Auch die Siltarmierung von Tonsteingeröllen lässt auf feuchte Gerölle schließen, an denen beim Abrollen Siltkörner haften blieben.

In diesem Zusammenhang kommt auch die Möglichkeit in Betracht, dass scheinbar schichtungslose, unsortierte pelitische Mischgesteine in Wirklichkeit aus gut sortierten, fluviatil oder äolisch transportierten Tonaggregaten oder -pellets bestehen, deren Umriss jedoch im kompaktierten Sediment nicht mehr sichtbar sind (s. o.). So führen TALBOT et al. (1994) ähnlich ausgebildete pelitische Mischsedimente der keuperzeitlichen Mercia Mudstone Group in Somerset z.T. auf die fluviatile Umlagerung tonigen Materials – als Suspension oder in Form von Tonaggregaten – sowie die pedogene Überprägung der fluviatilen Sedimente zurück. Dieses Modell vergleichen sie mit dem heutigen Ablagerungsraum der Playas und Flussebenen des Lake Eyre Basin in Australien (vgl. NANSON et al. 1986 u. a.). Dies erscheint auch plausibel für diejenigen pelitischen Mischgesteinstypen des Untersuchungsgebietes, bei denen Tonaggregate oder -pellets zumindest mikroskopisch noch ansatzweise erkennbar sind (s. o.). Für die vollkommen massigen oder die brekzierten pelitischen Mischgesteinstypen (Subtypen Md,m und Md,br) ohne jegliche Hinweise auf Tonaggregate muss es jedoch noch andere Erklärungen dafür geben, warum das Wasser zwar Transportmedium sein kann, aber nicht zur Trennung der Korngrößen der Suspensions- und der Bodenfracht führt. Hier liegt es nahe, den Einfluss der z.T. extrem hohen Salinität der Oberflächenwässer in Sabkha-Milieus zu betrachten. Dies wird im nächsten Abschnitt diskutiert.

Im Gegensatz zu den pelitischen Mischgesteinen gibt es in den **sandigen Mischgesteinen** (Sd- und Mds-Lithotypen) mehr Hinweise auf aquatische Ablagerung (vgl. Kap. 2.1.3.1 und

2.1.3.2). Insbesondere der schrägeschichtete Mds,c-Subtyp mit gerundeten pelitischen Intra-klasten wurde durch strömendes Wasser abgelagert (vgl. NANSON et al. 1986), aber auch die Sd-Sandsteine könnten in vielen Fällen aquatisch abgelagert und durch Oberflächeneinflüsse sekundär überprägt worden sein (s.u.). Eine äolische Komponente ist auch in den sandigen Mischgesteinen in Form der sphärischen Grobkörner enthalten – Sandlagen mit eindeutigen Anzeichen einer äolischen Ablagerung wurden jedoch nicht beobachtet.

### **Einfluss der Salinität auf Korngrößensegregation und Schichtung**

In der Frage einer möglichen aquatischen Ablagerung der pelitischen Mischgesteine trotz fehlender Korngrößentrennung und Schichtung ist ein weiterer Einflussfaktor auf das Strömungs- und Ablagerungsverhalten in der Sabkha-Ebene zu beachten: die im semiariden bis ariden Milieu wechselnd hohe bis extrem hohe Salinität. Sie erhöht einerseits die Dichte des Wassers, was theoretisch zu einer verbesserten Korngrößentrennung beim Absinken der Sedimentpartikel in einem stehenden Wasserkörper führen würde. Dieser Dichteeffekt der Salinität ist jedoch weit aus geringer als der Effekt, dass die elektrische Oberflächenladung der Sedimentpartikel mit steigender Salinität des Wassers größer wird. Dadurch erhöht sich auch die Tendenz der Tonmineralblättchen, aneinander zu haften und Kolloide zu bilden bzw. auszuflocken (NELSON 2000). In hypersalinaren Lösungen sinkt deshalb nicht nur die Korngröße ab, die durch die herrschende Strömungsenergie nicht mehr in Schwebelage gehalten werden kann (z.B. die Feinsandfraktion), sondern es sedimentieren auch wesentlich kleinere Korngrößen, wenn sie zu Kolloiden verbunden sind und damit größere, sedimentierfähige Aggregate bilden (z.B. Tonpartikel in feinsandkorngrößen Kolloiden). Die Korngröße der abgelagerten Sedimentaggregate entspricht damit nicht mehr der gerade herrschenden Strömungsenergie, und eine saubere Korngrößentrennung findet nicht statt.



Dieser Vorgang würde sehr gut die Schichtungslosigkeit, das Nebeneinander der verschiedenen Kornfraktionen und die matrixgestützten Silt- und Sandkörner der pelitischen Mischgesteine erklären. Allerdings sind die postulierten Tonkolloide im Dünnschliff nicht nachweisbar, vermutlich weil sie als gelartige Gebilde in der Regel schon kurz nach der Sedimentation deformiert und während der Kompaktion vollständig zerstört wurden. Der beschriebene Mechanismus wird dennoch als der wahrscheinlichste für den Fall der aquatischen Ablagerung der vollkommen massigen pelitischen Mischgesteine (Subtyp Md,m, analog auch Mdt,m) angesehen – neben der ebenfalls möglichen äolischen Ablagerung, die im vorhergehenden Abschnitt beschrieben wurde.

Neben der fehlenden Korngrößensegregation in den Mischgesteinen wurde auch das völlige Fehlen von Feinschichtung und Kleinrippeln beschrieben. Auch hier stellt sich die Frage, ob im Falle einer aquatischen Ablagerung die extreme Salinität des Wassers die Ursache für das Fehlen dieser Strukturen sein könnte. Rippeln bilden sich im unteren Strömungsregime durch Ablagerung rollender und saltierender Körner über kleinen Unregelmäßigkeiten im Gewässerboden, die bei ausreichend turbulenter Strömung durch Erosion entstehen (FÜCHTBAUER 1988: 780ff.). Wird demnach die Turbulenz der Strömung unter einen kritischen Wert herabgesetzt, z.B. durch zu viele Sedimentkörner in der Suspension (> 10 Vol.-% nach FÜCHTBAUER 1988: 782), so können keine Rippeln gebildet werden. Nach demselben Prinzip könnte die Rippelbildung in extrem übersalzenen Lösungen (nahe der Sättigungsgrenze) verhindert werden, weil die kinematische Viskosität in diesen Lösungen zu hoch ist und keine ausreichende Turbulenz mehr zulässt (vgl. COLLINSON & THOMPSON 1989: 20). Eine zu geringe Turbulenz verhindert dabei nicht nur die Rippelbildung auslösenden Unregelmäßigkeiten im Gewässerboden, sondern auch die Saltation von Sedimentkörnern, so dass auch aus diesem Grund keine Rippeln mehr entstehen (vgl.

FÜCHTBAUER 1988: 780ff.). Dieser Zusammenhang wurde von WEISS (2002) rechnerisch nachvollzogen und durch SECKEL (2003) experimentell untersucht (s.a. SECKEL et al. 2003). SECKELS Experimente im Strömungskanal der Universität Marburg ergaben, dass die Rippelbildung bei extremen Salinitäten zwar nicht verhindert wird, dass aber größere Wellenlängen und einfachere Rippelformen gebildet werden und es zu zeitlicher Verzögerung der Rippelbildung kommen kann. Das bedeutet, dass die Wahrscheinlichkeit der Rippelbildung und -erhaltung in hypersalinen Milieus stark herabgesetzt wird. Dies entspricht auch der Beobachtung an rezenten Salzseen, in deren Flachwasserbereichen sich bei leichter Wellenbewegung keine Rippeln bilden, sondern nur flache, langgezogene, „diffuse“ Sandwellen (GAUPP, mdl. Mitt.).

Der mögliche Einfluss extrem hoher Salinität auf die Ausbildung von Trockenrissen wird zusammen mit den Mechanismen der Rissbildung weiter unten diskutiert.

#### **Quellung und Schrumpfung: Peloturbation**

Bis hierher wurden vorwiegend primäre Ablagerungsprozesse rekonstruiert, wobei vorausgesetzt wurde, dass die vorgefundenen Strukturen der Mischgesteine nicht ausschließlich durch sekundäre Überprägung entstanden sind, sondern auch auf primäre Prozesse zurückgehen. In jedem Falle aber wurden die primären Sedimentstrukturen durch verschiedene Oberflächenprozesse nochmals stark überprägt.

Das Netzwerk von tonig belegten Mikrorissen, das alle pelitischen Mischgesteine mehr oder weniger stark durchzieht, ist auf Quellungs- und Schrumpfungsprozesse zurückzuführen: Beim Austrocknen des tonigen, kohärenten Sediments entstehen Spannungen, die zum Aufreißen führen. In darauf folgenden Durchfeuchtungsphasen quillt das Sediment wieder auf, die Mikrorisse schließen sich und es kommt zu kleinen Scherbewegungen an den geschlossenen Rissen, die zur Einregelung der dort angrenzenden Tonminerale führen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998:

388). So bilden sich hauchdünne tonige Beläge auf den Mikrorissen, z.T. mit kleinen Rutschharnischen (slickensides oder „Stresscutane“, dto., s. a. YAALON & KALMAR 1978). Es entsteht schließlich ein Aggregatgefüge, das der „subangular blocky structure“ nach FITZPATRICK (1984: 160f.) entspricht und das typisch ist für tonige Böden unter wechselfeuchten Bedingungen (Pelosole und Vertisole, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 431f., 449f.). Dabei kann die Aggregatbildung im Boden so weit gehen, dass ursprünglich feinkörnige, kohärente Substrate die Eigenschaften grobkörniger Böden annehmen, z. B. hinsichtlich ihrer Erodierbarkeit (dto: 161). Dies kann ein weiterer Grund für den hohen Grad umgelagerter tonigen Materials in der untersuchten Sedimentabfolge sein (s. o.). Durch starke Peloturbation kann außerdem das primär bereits relativ unsortierte Korngemisch noch weiter durchmengt werden (WILDING et al. 1983: 114, MAROULIS & NANSON 1996) – Voraussetzung dazu ist ein ausreichender Anteil quellfähiger Tonminerale (v. a. Smektite) im Sediment, der jedoch in älteren Sedimenten aufgrund diagenetischer Umwandlungsprozesse, v. a. der Umbildung von Smektiten zu Illit, nicht mehr nachweisbar sein kann (vgl. z.B. RUST & NANSON 1989). Die tonige Belegung von Aggregatoberflächen kann zusätzlich durch den mit deszendenden Sickerwässern (illuvial) oder auch aszendenden Porenwässern eingebrachten Ton verstärkt werden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 449f.).

Nach der Paläoboden-Klassifikation von MACK et al. (1993) sind die beschriebenen, durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse deutlich geprägten tonigen Mischgesteine als „vertisols“ (Vertisole), im Falle illuvialer Tonkutane als „argillic vertisols“ und bei Auftreten karbonatischer Konkretionen als „calci vertisols“ zu bezeichnen.

### **Einflussfaktoren der Trockenrissbildung**

Das völlige Fehlen von Trockenrissen in den pelitischen Mischgesteinen kann auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden, die im Folgenden diskutiert werden:

- a) Eine mögliche Ursache der fehlenden Trockenrisse könnte die Schichtungslosigkeit der Mischsedimente sein, bei deren Austrocknung andere Spannungsverhältnisse entstehen als in feingeschichteten oder laminierten Sedimenten. In geschichteten pelitischen Sedimenten entstehen beim Austrocknen Risse an den internen Schichtflächen, und es entwickelt sich ein an den Schichtflächen und den Ursprungspunkten der Risse orientiertes Spannungsfeld (WEINBERGER 2001). Zum Aufreißen des Sediments kommt es schließlich, wenn die Zugkräfte die Kohäsionskräfte der Tonpartikel übersteigen. In einem völlig unorientierten Mischsediment ist dagegen zu erwarten, dass beim Austrocknen entstehende Spannungen in alle Raumrichtungen verteilt sind. Dadurch würden sich die Zugkräfte überlagern und z.T. gegenseitig aufheben. Hinzu kommt, dass an erratisch eingestreuten größeren Einzelkörnern im tonigen Mischsediment die Zugkräfte abgelenkt und geschwächt werden. So können zwar viele Mikrorisse jeglicher Orientierung entstehen, aber kein einheitliches Rissmuster mit systematisch verlaufenden, vertikal zu Schichtflächen orientierten Rissen.
- b) Denkbar ist auch, dass die Seltenheit von Trockenrissen in pelitischen Sabkha-Sedimenten auf die extreme Salinität des Milieus zurückgeht (GAUPP et al. 2000), beispielsweise indem intrasedimentäre Salzausblühungen das Aufreißen des Sediments bei bindigem Material erschweren. Im Schwankungsbereich normalmariner Salinitäten wurde jedoch beobachtet, dass stärker salzige Supratidalsedimente schneller und daher enger aufreißen als weniger salzige Schlämme des Intertidalbereiches (FÜCHTBAUER 1988: 829). Auch am Rand von rezenten Playaseen gibt es Trockenrisse in tonigen Sedimenten, allerdings offenbar ausschließlich in aquatisch abgesetzten frischen Tonüberzügen und nicht in älteren Sedimenten der Tonebene (z.B. BOWLER 1983). FÜCHTBAUER (1988: 479, 486) beschreibt sogar Tro-



ckenrisse in Salzkrusten. Hier wäre allerdings denkbar, dass die Trockenrisse beim Austrocknen randlich eingetragener Tonüberzüge entstanden, also nach Süßwasserzuflüssen in die Playa, und erst danach von Salzausblühungen überzogen wurden: Einmal entstandene Risse stellen in der Folge gute Wasserwegsamkeiten dar, so dass unter wieder eingestellten hypersalinaren Bedingungen gerade an den vorher entstandenen Trockenrissen bevorzugt Sickerwasser aufsteigen und Salze ausblühen, wie rezent beispielsweise am Salar de Uyuni in Bolivien zu beobachten ist (Gaupp, mdl. Mitt.). In diesem Fall sind demnach die Trockenrisse Reliktstrukturen aus einer anderen – weniger salinaren – Sedimentationsphase und stehen in keinem direkten Zusammenhang mit den Salzausblühungen.

- c) In Betracht zu ziehen ist schließlich die Möglichkeit, dass auch in hypersalinarem Milieu initiale Trockenrisse entstehen könnten, die jedoch aufgrund der starken Überprägung der Sedimente durch Quellung und Schrumpfung (Peloturbation, s. o.) oder auch durch Haloturbation (GAUPP et al. 2000; s. u.) nicht erhalten bleiben. Auch wenn die Risse im tonigen Sediment nicht mit Sand, sondern mit pelitischem Material gefüllt werden – entweder mit äolisch eingetragenen Staub oder auch mit Tonpellets –, können sie aufgrund des fehlenden Korngrößenunterschiedes im kompaktierten Sediment kaum noch erkennbar sein (vgl. RUST & NANSON 1989).

Um die Frage der Trockenrissebildung unter hypersalinaren Bedingungen zu klären, sind experimentelle Untersuchungen erforderlich, wie sie bereits für die Frage der Rippelbildung durchgeführt wurden (SECKEL 2003, SECKEL et al. 2003).

Die tongefüllten Risse in Slt- oder Sl-Sandsteinen des Oberen Fulda-Tons in den Bohrungen Rockensußra und Schlierbachswald stellen eine Besonderheit dar, weil normalerweise Sand-

steine als nicht-bindige Sedimente nicht zur Ausbildung von Trockenrissen neigen. Nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1998: 453) können jedoch ausnahmsweise auch in sandigem Substrat Trockenrisse entstehen, indem die Sandkörner des trockenen Bodens (im Beispiel eines Arenosols) durch Salz verbacken sind und der Boden während der nächtlichen Abkühlung etwas schrumpft und aufreißt. Die beobachteten trockenrissigen Sandsteine sind ausnahmslos durch Sulfate oder Karbonate sehr früh zementiert worden, so dass der o.g. Prozess hier zutreffen könnte. In diesem Fall eines rolligen Sediments wird demnach die Trockenrissebildung erst durch die hohe Salinität und die intrasedimentären Evaporitminerale möglich gemacht. Die verschiedenen Generationen illuvialen Tons in diesen Rissen belegen, dass auch hier mehrere Schrumpfungs-, Illuvial- und Quellungsphasen aufeinander folgten, ähnlich wie bei den pelitischen Mischgesteinen (s. o.).

### **Bioturbation**

Die sedimentgefüllten Stege und Bahnen sind durch Bioturbation entstanden, entweder als Grabspuren kleiner Bodenorganismen oder Insekten (vgl. TALBOT et al. 1994) oder – gerade bei nach unten verzweigten und verzweigten Bahnen – infolge Durchwurzelung. Die in diesen Bahnen z.T. früher einsetzende und mitunter auch konzentrisch aufgebaute Karbonatzementierung könnte auf die Mineralisation von Wurzeln zurückgehen. Konservierte Zellstrukturen von Wurzeln, wie sie beispielsweise von GÓMEZ-GRAS & ALONSO-ZARZA (2003) beschrieben werden, wurden allerdings nicht beobachtet. Eisenoxid-Säume entstehen durch erhöhte Konzentration gelösten zweiwertigen Eisens im reduzierenden Mikromilieu der Wurzeln sowie nachfolgende Oxidation und Ausfällung als dreiwertiges Eisenoxid bzw. -hydroxid. Die nachgewiesenen Bioturbationsspuren belegen eine zwar spärliche, aber doch vorhandene Vegetation und Besiedelung des Bodens durch Organismen.

## Haloturbation

Die gerade in **sandigen Mischgesteinen** beobachteten unregelmäßigen ehemaligen Sedimentoberflächen mit Taschen und Aufwölbungen weisen ebenfalls auf starke Turbation der primären Sedimentoberfläche hin. Quellungs- und Schrumpfungsprozesse kommen hier wegen des geringen oder fehlenden Tonanteils nicht in Frage, und bioturbate Strukturen sind nicht erkennbar. Vielmehr handelt es sich bei dieser Oberflächenüberprägung wahrscheinlich um Haloturbation, d.h. um die Überprägung durch Ausblühungen und spätere Auflösung von Evaporitmineralen auf oder nahe unterhalb der Sedimentoberfläche. Durch die Verdunstung von Oberflächenwasser oder von azendent durch „evaporative pumping“ an die Oberfläche gelangtem Porenwasser entstehen Effloreszenzkrusten von sehr unregelmäßiger Struktur. Als eine typische Oberflächenstruktur von Sabkha-Ebenen wird beispielsweise die „Popcorn-Oberfläche“ (popcorn surface) von SMOOT & CASTENS-SEIDELL (1994) beschrieben. In den Vertiefungen dieser Effloreszenzkrusten fängt sich äolisch oder auch aquatisch eingetragenes klastisches Sediment. Werden die leicht löslichen Evaporitminerale während späterer Feuchtphasen wieder gelöst, kann die unregelmäßige Oberflächenstruktur durch die eingefangenen Sedimenttaschen dennoch sichtbar bleiben (SMOOT & OLSEN 1988, SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994, vgl. Abb. 8). Im wechselfeuchten Milieu der Sabkha ist damit zu rechnen, dass sich an solchen Oberflächen Ausblühungs- und Auflösungsphasen vielfach wiederholen und die überlieferten Strukturen im später rein klastischen Sediment entsprechend vielfältig und komplex sind. Die relativ leicht zu erkennende, mit größeren Sedimentkörnern gefüllte „Tasche“, die häufig in Md- oder Mds-Lithotypen zu sehen ist (vgl. Kap. 2.3.1.1, 2.3.1.2), stellt dabei nur eine von vielen möglichen Strukturen dar.

In den **pelitischen Mischgesteinen** sind dagegen die meisten beobachteten Strukturen mit Pelo- bzw. Pedoturbation und Bioturbation zu er-

klären (s.o.), haloturbate Prozesse waren hier in den untersuchten Proben nicht nachweisbar.

## Ton-Illuviation

Dünne diskontinuierliche subhorizontale Tonhäutchen in sandigeren Mischgesteinen ähneln sehr den von MALICSE & MAZZULLO (1996) beschriebenen, die als pedogene Bildungen gedeutet werden. MALICSE & MAZZULLO nennen als mögliche Bildungsmechanismen solcher diskontinuierlicher Tonhäutchen (a) rhythmische Effloreszenz, durch die primäre Laminae deformiert und zerrissen werden, oder (b) Textur-Stratifizierung, wenn sich im bereits abgelagerten Sediment Tonlaminae durch stagnierendes tonhaltiges Porenwasser bilden, oder (c) das Ausflocken freier Eisenoxide aus der Lösung oder Suspension. Für die in den bearbeiteten Dünnschliffen aufgetretenen „diffusen“ Tonhäutchen erscheinen die zwei letztgenannten Prozesse am wahrscheinlichsten. Da beide auf migrierende Porenwässer und das Ausfallen von Oxiden oder Partikeln aus einer Lösung oder Suspension zurückzuführen sind, wird ihre Entstehung unter dem Begriff der Ton-Illuviation zusammengefasst.

Neben einer Sickerwasserbewegung im Boden ist für die Bildung von illuvialen Tonkutanen nach MCCARTHY et al. (1998: 102) auch ein zeitweises Austrocknen des Bodens erforderlich, damit die mit dem Sickerwasser verfrachteten Tonpartikel an Oberflächen im Boden haften bleiben. Damit sind auch illuviale Tonkutane ein Hinweis auf alternierend nasse und trockene Phasen (dto.).

Für das Absetzen der Tonpartikel oder Eisenoxide als diskontinuierlich-wellige Häutchen in bestimmten Niveaus ist ein Wechsel der Permeabilität (GLENNIE et al. 1978) und des Mikromilieus im Sediment verantwortlich, der sehr wahrscheinlich nicht nur anorganische Ursachen hat, sondern z.T. auch durch lagig oder zoniert im Sediment angeordnete Mikroorganismen hervorgerufen wird (s.u.).

## Mikrobielle Prozesse

Auf die Bedeutung mikrobieller Prozesse gera-



de in hypersalinaren Sedimentationsräumen wurde bereits in Kap. 1.4.3 hingewiesen.

Beispielsweise könnten feine wellig-diskontinuierliche „Tonhäutchen“ in sandigen Mischgesteinen (vgl. Kap. 2.3.1.2) auf Biomatten zurückgehen, gerade wenn sie in relativ regelmäßigen vertikalen Abständen voneinander auftreten: Hier ist beispielsweise an subhorizontal angeordnete faserige Biomatten zu denken, wie sie in hypersalinaren Sabkhas sehr häufig auftreten (z.B. GERDES et al. 2000; vgl. Abb. 5d). Phototrophe Mikroorganismen sind auf Lichtenergie angewiesen und folgen daher bei andauernder Sedimentation der Oberfläche, indem sie durch die neu abgelagerte Sedimentschicht hindurchwachsen. Übersteigt die Sedimentationsrate die Geschwindigkeit, mit der die Mikroorganismen nachfolgen können, stirbt die Biomatte ab und hinterlässt im Sediment einen Saum aus anorganischen Substanzen, die in der Biomatte eingelagert waren (GERDES et al. 2000). Dieser Saum kann im verfestigten, kompaktierten Sediment als „Tonhäutchen“ erscheinen, bei mehrfacher Wiederholung des geschilderten Prozesses entsteht ein sog. „Biolaminit“ (dto.). Reste biotischer Zellstrukturen konnten in den untersuchten Dünnschliffen jedoch nicht mehr nachgewiesen werden.

Der Verdacht auf mikrobielle Bildungsprozesse wurde auch bereits bei der Beschreibung der „knäueelförmigen“ Strukturen in Karbonatkonkretionen und sedimentären Karbonatlaminae (s. Kap. 2.3.1.2) geäußert, bei denen die Ähnlichkeit mit Biomatten auf der Hand liegt. Im Falle der Karbonatkonkretionen würde das bedeuten, dass es sich nicht um eine rein chemische Karbonatfällung im Sediment handelt, sondern dass Mikroorganismen beteiligt sind, die das zur Karbonatfällung erforderliche Mikromilieu schaffen und die biomattenähnlichen Ausfällungsstrukturen bewirken (vgl. MAGEE et al. 1995: „bio-induced carbonates“). Gerade im Bereich der Bodenbildung ist die Anwesenheit von Mikroorganismen selbstverständlich, obwohl in pedogen überprägten Sedimenten selten nachweisbar. Die

„knäueelförmigen“ Strukturen der Karbonatkonkretionen wären demnach ein Hinweis auf eine biogen beeinflusste, wahrscheinlich pedogene Entstehung dieser Konkretionen, also auf eine Form der Calcrete-Bildung. Allerdings ist auch bei sog. „phreatischen“, d.h. im Grundwasser-Schwankungsbereich entstandenen Konkretionen eine mikrobielle Beteiligung nicht auszuschließen.

Die gebogenen und z.T. einander überlagernden Karbonatlaminae innerhalb eines makroskopisch als „Mdt“ angesprochenen Sediments (vgl. Taf. 7, Fig. 7, 8) wurden dagegen bereits bei der Beschreibung als sedimentär – nicht konkretionär entstanden – eingestuft. Hier handelt es sich vermutlich um Karbonate sehr flacher Wasserkörper oder „Pfüten“, die ebenfalls durch Mikroorganismen in Biomatten ausgefällt wurden. Die beobachteten welligen und sich gegenseitig überlagernden Laminae können durch laterales Wachstum und gegenseitiges „Zusammenschieben“ oder auch durch blasen-, warzen- oder nadelförmiges Wachstum von Mikrobenkolonien entstanden sein (vgl. GERDES et al. 2000 und Abb. 5c).

### **Eisenimprägation**

Fast alle Gesteine des Untersuchungsbereiches zeigen eisenoxidbelegte Kornoberflächen und eine von Eisenoxiden imprägnierte tonige Matrix. Das belegt, dass Eisen erstens unter reduzierenden Bedingungen als  $Fe^{2+}$  ins Sediment eingetragen werden konnte und zweitens unter oxidierenden Bedingungen als  $Fe^{3+}$  ausgefällt wurde. Reduzierende Bedingungen herrschen im wassergesättigten Sediment unter einer Wassersäule oder unmittelbar nach einem Regenereignis, aber auch häufig im feuchten hypersalinaren Milieu (PURSER 1985, vgl. Kap. 1.4.3). Oxidierendes Milieu stellt sich ein, sobald das Sediment teilweise oder vollständig trockenfällt. Aufgrund des wechselseuchten Milieus ist damit zu rechnen, dass sich die Redoxbedingungen in den Sabkha-Sedimenten mehrfach geändert haben, aber offenbar überwogen schließlich die oxidierenden Perio-

den, gerade in den fast durchweg rot gefärbten tonigen Sedimenten. Die wenigen hellen Stellen in den tonigen Mischgesteinen zeigen immer wenigstens reliktsch erhaltenen eodiagenetischen Karbonatzement (Taf. 13, Fig. 8). Hier wurde demnach das Sediment durch sehr frühe, möglicherweise pedogene Karbonatzementation vor dem Eintrag und der folgenden Oxidation von Eisen geschützt. Die hier gute Erhaltung von Chlo-

rit und grünem Biotit belegt, dass diese Stellen tatsächlich nie vollständig oxidiert wurden, sonst hätten sich diese verwitterungsanfälligen Minerale nicht so gut erhalten. Die hellen Stellen in den tonigen Mischsedimenten zeigen demnach die primäre Sedimentfarbe und sind keine „Bleichungsflecken“, wie sie bei der makroskopischen Beschreibung des Gesteins oft fälschlicherweise genannt werden.

### 2.3.2 Sandsteindiagenese

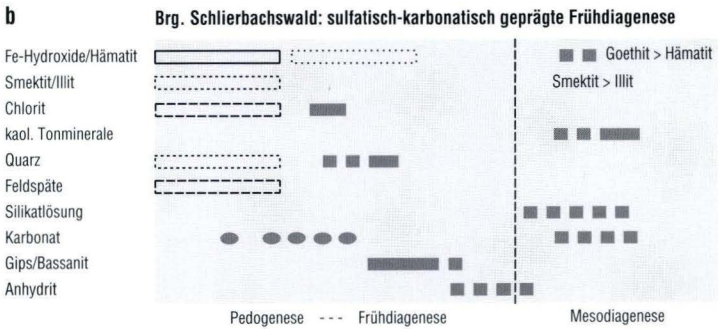
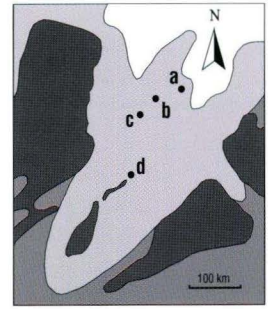
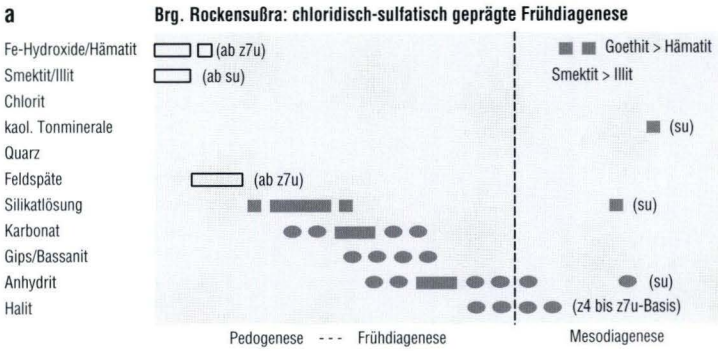
Die Diagenese von Sandsteinen, insbesondere die frühen Diagenese-Erscheinungen, wurde an Dünnschliffen der Bohrungen Rockensußra, Schlierbachswald, Blankenheim und Aura untersucht. Diese Bohrungen liegen ungefähr in der zentralen Achse der Hessischen Senke und repräsentieren die wesentlichen Fazieszonen, vom beckennächsten Bereich der Senke (Bohrung Rockensußra) bis zum relativ proximalen, liefergebietsnahen südlichen Bereich (Bohrung Aura) (vgl. Abb. 4 und Abb. 15).

Die thüringische **Bohrung Rockensußra** liegt im Mündungsbereich der Hessischen Senke in das Norddeutsche Becken, was sich insbesondere auch darin äußert, dass hier bis in den Zechstein 4 hinein mächtige Salze abgelagert und erhalten wurden (z4NA, vgl. Kap. 2.2.7.1 und KÄSTNER 2000). Die Sandsteindiagenese dieser Bohrung ist infolgedessen auch in den folgenden Zechstein-Folgen 5–7 noch chloridisch-sulfatisch geprägt (Abb. 15a): Die Sandsteine werden bis in den Zechstein 7 hinein vorwiegend durch Anhydrit und Gips zementiert. Diese Sulfate füllen fast den gesamten Porenraum aus und blähen das Korngefüge z.T. stark auf. Nur teilweise sind Eisenoxidbeläge auf Kornrändern zu beobachten, die vor den Sulfaten entstanden sind. Karbonatkongkretionen und fleckenhafte Karbonatzemente sind geringfügig vor oder zeitgleich mit den Sulfaten ausgefällt worden. Im Zentrum sulfatisch ausgefüllter Hohlräume oder sulfatisch-karbona-

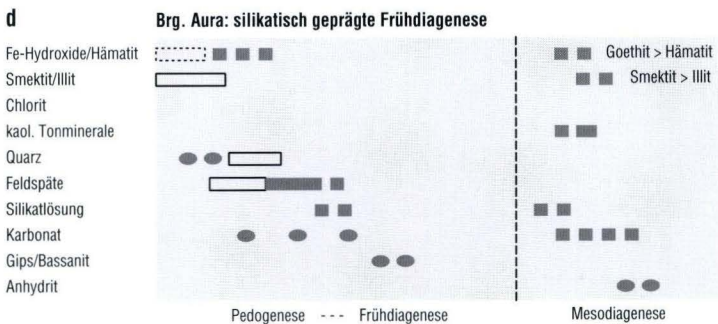
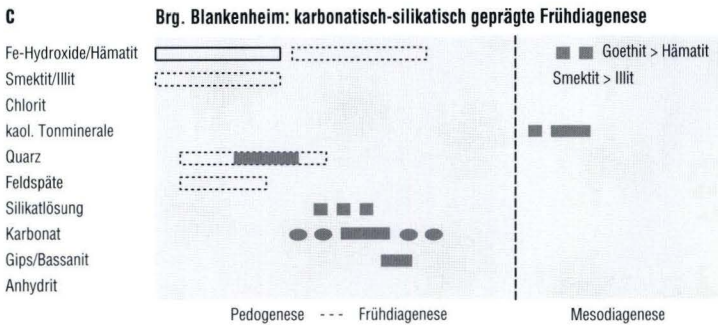
tischer Konkretionen sind teilweise Halit-Einzelkristalle oder massig-körniger Halitzement ausgebildet, besonders im Zechstein 5 und 6, in Einzelfällen jedoch auch noch im untersten Zechstein 7 (vgl. Taf. 9, Fig. 8). Die Verdrängung von Feldspäten und Quarz durch Anhydrit, Gips und Karbonat ist in den Sandsteinen der Bohrung Rockensußra sehr häufig zu beobachten und weist auf frühdiagenetische Silikatlösung hin. Etwa ab dem Zechstein 7 treten die Sulfatzemente allmählich zurück und kommen nur noch in isolierten Zementflecken oder Konkretionen vor. Stattdessen bilden Karbonate die Hauptzementart. Ihnen gehen meist Eisenoxid-Kornbeläge und Feldspat-Kornrandsäume als früheste diagenetische Bildungen voraus. Erst ab dem Unteren Buntsandstein sind dagegen Illit-Kornbeläge vermehrt zu beobachten. Daneben bilden im Unteren Buntsandstein Eisenoxid-Kornbeläge, Quarz- und Feldspat-Säume sowie Karbonatzementflecken die frühdiagenetischen Erscheinungen. Anhydrit- oder auch Gipszemente sind hier auf kleinere Flecken und eng umgrenzte Porenräume beschränkt und daher eher der späteren Diagenese zuzuordnen. Auch hier verdrängen jedoch Sulfate z.T. Silikat Körner und -zemente.

Anders als in den nachfolgend beschriebenen Bohrungen zeigen die Zementabfolgen der Bohrung Rockensußra demnach auch in der vertikalen Abfolge eine Entwicklung von halitisch-sulfatisch geprägter Frühdiagenese im Zechstein 5–6 zu sulfatisch-karbonatisch geprägter im höheren





- porenfüllender Zement
- Kornrandsäure-/beläge
- stellenweise
- selten
- Konkretionen/Flecken



**Abb. 15.** Sandsteindiagenese im höheren Zechstein (Zechstein 4 bis Buntsandstein-Basis) in der Hessischen Senke: **a)** Bohrung Rockensußra: nördlicher Mündungsbereich der Hessischen Senke; **b)** Bohrung Schlierbachswald: nördliche Hessische Senke; **c)** Bohrung Blankenheim: nördliche zentrale Hessische Senke; **d)** Bohrung Aura: südliche Hessische Senke.

Zechstein 7 und schließlich zu silikatisch dominierter im Unteren Buntsandstein (Abb. 15).

**Bohrung Schlierbachswald** liegt am äußeren Rand der terrigen geprägten Hessischen Senke. Die frühe Sandsteindiagenese dieser Bohrung ist sulfatisch-karbonatisch geprägt (Abb. 15b): Frühe Kornrandüberzüge werden durch Goethit, Smektit, Quarz und Feldspäte gebildet. Ebenfalls sehr früh entstanden karbonatische Konkretionen, etwas später Quarz-Zemente, während die Eisenoxidbildung auf Zementrändern fortbestand. Als letzte frühdiagenetische Zementphase wurde Gips ausgeschieden, der in dieser Bohrung überwiegend zum Halbhydrat Bassanit dehydrierte, teilweise wurde sogar Anhydrit im Zentrum von Gipszementbereichen gebildet. Das Korngefüge wird durch diese Sulfatzemente größtenteils aufgebläht, so dass nur wenige Kornkontakte im Dünnschliff zu beobachten sind. In der späteren Diagenese wurden Smektit-Kornüberzüge zu Illit umgewandelt, ebenso Goethit zu Hämatit. Es setzte Silikatlösung und der Ersatz von Feldspäten durch Karbonat ein, und Restporenräume wurden durch feinkörnige kaolinitische Tonminerale gefüllt und meist durch Goethit bzw. Hämatit imprägniert.

In der vertikalen Abfolge vom Zechstein 4 bis zur Basis des Unteren Buntsandstein der Bohrung Schlierbachswald treten die sulfatisch-karbonatischen Zementanteile gegenüber den ferritisch-silikatischen zwar tendenziell etwas zurück, an der grundsätzlichen Diageneseabfolge ändert sich jedoch nichts.

Nur etwa 40 km südwestlich von Bohrung Schlierbachswald liegt die **Bohrung Blankenheim**, die jedoch bereits eine deutlich andere, karbonatisch-silikatisch dominierte Diageneseabfolge zeigt (Abb. 15c): Wieder bilden Goethit- und Smektit-Kornrandbeläge die früheste Phase, gefolgt von Quarz- und Feldspatsäumen. Quarz tritt z.T. auch porenraumfüllend auf. Karbonat kommt meist in Form von Konkretionen vor, z.T. aber auch als zusammenhängender Zement. In

diesem Fall noch während der Frühdiagenese, vermutlich während der Phase der Karbonatzementation, setzte z.T. die Lösung von Feldspäten und deren Ersatz durch Karbonat oder – wesentlich seltener – durch Gips ein. Die Silikatlösung dauerte vermutlich noch bis in die spätere Diagenese an, die in Bohrung Blankenheim durch dieselben Erscheinungen geprägt war wie in Bohrung Schlierbachswald (s. o.).

An dieser Diageneseabfolge ändert sich im untersuchten Profilabschnitt der Bohrung Blankenheim vom Unteren Fulda-Ton (z7T) bis zur Basis des Unteren Buntsandstein nichts, allerdings werden illitische Kornrandbeläge zur Buntsandstein-Basis hin häufiger.

Die in der südlichen Hessischen Senke gelegene **Bohrung Aura** zeigt eine stark silikatisch geprägte Diageneseabfolge der Sandsteine, wenngleich auch hier noch diagenetische Karbonate und vereinzelt sogar Sulfate auftreten (Abb. 15d): Erste Kornrandbeläge werden fast immer durch Illite (bzw. primär Smektite) gebildet. Darauf folgen fleckenhaft ausgebildete Quarzzemente, häufiger Quarz- und Feldspat-Kornrandsäume. Feldspäte bilden schließlich auch porenfüllende Zemente. Karbonatkonkretionen entstanden nur in einigen Sandsteinen, dann ungefähr zeitgleich mit den Quarz- und Feldspatausscheidungen und z.T. auch auf Kosten von gelösten Feldspäten und Quarzen. Gipskonkretionen wurden nur in den Basissandsteinen des Zechstein 5 und 6 beobachtet, sie sind hier noch der Frühdiagenese zuzuordnen. Vermutlich erst später dehydrierten diese Gipskonkretionen teilweise, und es entstand Anhydrit im Zentrum. Ebenfalls nicht mehr frühdiagenetisch fand eine zweite Phase der Silikatlösung und der Ersatz dieser Silikate durch Karbonat statt, ebenso die Verfüllung der Restporosität mit feinkörniger kaolinitischer oder auch illitischer Tonmineralmatrix. Smektite wurden zu Illit umgewandelt, ebenso Goethit zu Hämatit. Illit bzw. Sericit entstand nun auch innerhalb von Feldspäten.

An dieser Diageneseabfolge ändert sich im Pro-



fil der Bohrung Aura wenig: Die Feldspatzementation tritt im höchsten Zechstein etwas zurück, dafür werden Hämatit-Säume und -Imprägnationen häufiger.

### **Interpretation der frühen Diagenese-Erscheinungen**

Frühdiaogenetische Neubildungen spiegeln in aller Regel noch das Ablagerungsmilieu wider (FÜCHTBAUER 1974, ABDALLAH et al. 1993, GAUPP 1996). So belegen Illit- (bzw. primär Smektit-) Kornbeläge als früheste diagenetische bzw. pedogene Neubildung, dass Tonverlagerung stattfand. Diese ist nur bei relativ niedrigrisalinaren Sickerwässern möglich, da sonst die zur Tonverlagerung notwendige Dispergierung von Tonpartikeln nicht stattfindet (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 388). Folgerichtig fehlen diese Tonmineral-Kornüberzüge in den stark salinar geprägten Zechstein-Sandsteinen der Bohrung Rockensußra. Das Auftreten von Eisenoxiden auf Kornoberflächen belegt ebenfalls saure Porenlösungen (Niederschlags- oder Sickerwässer), die Eisen als  $Fe^{2+}$  lösen und transportieren können: Unter oxidierenden Bedingungen wird  $Fe^{2+}$  wieder zu  $Fe^{3+}$  oxidiert und fällt bei pH-Werten oberhalb von 5 als Hydroxid aus. Die frühdiaogenetischen Quarz- und Feldspatzemente und besonders die Karbonat-, Sulfat- und sogar Halitzemente bzw. -konkretionen belegen, dass schon bald nach der Bildung der Smektit- und Eisenhydroxid-Beläge die Ionenkonzentration in den Porenlösungen ansteigt, vermutlich als Folge fehlender Frischwasserzufuhr und fortschreitender Verdunstung.

Welcher Grad der Ionenkonzentration erreicht wurde, d.h. ob als letzte frühdiaogenetische Phase Silikate, Karbonate oder sogar Sulfate und Halit ausgefällt wurden, hängt nicht nur von der Verdunstungsintensität, sondern auch von der Ausgangskonzentration und der Fließdynamik der Porenlösungen ab. So ist es zu erklären, dass die frühdiaogenetischen Zementabfolgen der vier untersuchten Bohrungen die Fazieszonierung der Hessischen Senke in chloridisch, sulfatisch und karbonatisch geprägte evaporitische Sabkha-Ebene und nicht-evaporitische („trockene“) Sabkha-Ebene widerspiegeln (vgl. Abb. 7 sowie Kap. 3.2.2). Am beckenwärtigen Rand der Hessischen Senke (Bohrung Rockensußra) wird darüber hinaus auch eine zeitliche Entwicklung deutlich von chloridisch-sulfatisch dominierten Porenlösungen und entsprechenden frühen Zementen im Zechstein 4 zu karbonatisch oder später sogar silikatisch dominierter Frühdiaogenese und beginnender Eisen- und Tonverlagerung im Zechstein 7 und im Unteren Buntsandstein.

Die Grenze zwischen pedogenen und frühdiaogenetischen Neubildungen wird hier bewusst nicht scharf gezogen. Insbesondere die Karbonate sind teilweise sicherlich bereits pedogene (Calcrete-) Bildungen. Auch Ton- und Eisenoxidverlagerung sind typisch pedogene Prozesse. Die Quarz- und Silikatausscheidung, die Silikatlösung und die Verdrängung von Silikaten und Quarz durch Karbonat sind dagegen eher der Frühdiaogenese und späteren Diagenesestadien zuzuordnen (s. o.).

### **2.3.3 Geröllspektrum grobklastischer Sedimente am Westrand der Hessischen Senke**

Das Geröllspektrum der Konglomerate und Brekzien der Frankenberg-Formation (z5-z7FB, früher „Jüngere Konglomerate“) am Westrand der Hessischen Senke wurde an Dünnschliffen der Bohrung Rosenthal und des Steinbruchs „Weimarscher Kopf“ bei Niederweimar (kleiner Konglomerat-Aufschluss am Steinbrucheingang;

s. Kap. 2.2.3) untersucht. Eine ausführliche Geröllanalyse der Frankenberg-Formation führte SAUER (1964) für den gesamten Frankenger Raum durch. Neben der Granulometrie untersuchte er besonders intensiv die Mikrofauna der Gerölle.

Bei den Konglomeraten der Frankenberg-Formation handelt sich um überwiegend komponentengestützte, z.T. auch durch sandig-tonige Matrix gestützte Konglomerate mit gerundeten bis kantengerundeten Geröllen von Fein- bis Grobkiesgröße (Lithotyp Gc, vgl. Kap. 2.1.1.1). Das Geröllspektrum besteht zu einem großen Anteil aus Lithoklasten, außerdem aus Quarzen und Feldspäten. Die Quarze löschen häufig undulös aus, nicht selten sind auch länglich-gestreckte polykristalline Quarze oder Lithoklasten aus orientiert gewachsenem Quarz und Calcit (Taf. 14, Fig. 1, 2). Als Lithoklasten treten sehr zahlreich Sediment- und Metasedimentgesteine auf (Taf. 14, Fig. 3): (Meta-) Silt- bis Feinsandsteine und Quarzite, tonreiche (Meta-)Sandsteine (z.T. „Grauwacken“, d.h. lithische Subarkosen nach McBRIDE 1963), graue Metatonsteine und Phyllite, aber auch rotbraune, anscheinend nicht metamorphe Tonsiltsteine. Relativ häufig sind auch Lithoklasten metamorph überprägter vulkanischer Gesteine, wie beispielsweise Metabasalte und -dolerite sowie ehemalige vulkanische Gläser (Taf. 14, Fig. 4–6). In diesen basischen Vulkanit-Lithoklasten wurden eindeutige Hinweise auf metamorphe Überprägung beobachtet, z. B. Sericitisierung von Feldspäten mit orientiert gewachsenen Sericitkristallen. Auch Lithoklasten saurer Vulkanite sind relativ häufig, insbesondere Rhyolithe und dazu gehörende vulkaniklastische Gesteine (Taf. 14, Fig. 7, 8). Hierfür sind Quarz-Einsprenglinge mit charakteristischen Korrosionsschläuchen in einer ehemals glasigen Grundmasse – z.T. rekristallisiert zu einem Quarz-Feldspat-Pflaster – kennzeichnend (vgl. TRÖGER 1967: 156). Ob diese sauren Vulkanite und Vulkaniklastite ebenfalls metamorph überprägt sind, ließ sich anhand der untersuchten Dünnschliffe nicht mit Sicherheit klären (s.u.). Seltener sind Karbonat-Lithoklasten, z.T. mit erhaltenen biogenen Strukturen (Taf. 14, Fig. 9), sowie kryptokristalline bis amorphe Kieselsäurebildungen (Chert, Fig. 10) und verschiedene eisenimprägnierte Sedimentgesteine (z.B. „Ton-eisensteine“).

## Interpretation des Geröllspektrums

Die zahlreichen Metasedimente und auch die basischen Metavulkanite entstammen zweifellos der Rheinischen Masse (vgl. SAUER 1964): Diese ist an ihrem Ostrand aus schwach metamorphen marinen Sedimenten, Vulkaniten und Subvulkaniten des Devon und Karbon aufgebaut. In den Verbreitungsgebieten der Metavulkanite kommen auch devonische Riffkalke vor; ihnen entstammen nach paläontologischen Untersuchungen von SAUER (1964) die Karbonat-Lithoklasten der Frankenberg-Formation. Auch die undulöse Auslöschung der Quarze weist auf metamorphe Überprägung hin (FÜCHTBAUER 1988: 105f.). Offenbar nicht metamorph überprägte Sediment-Lithoklasten sind lokalen rotliegend- bis zechsteinzeitlichen Ablagerungen am Ostrand der Rheinischen Masse oder aus kleineren Senken innerhalb derselben zuzuordnen (Battenberg-Formation, rzBT, bzw. früher „Ältere Konglomerate“ und Geismar-Formation, z1–z4GS, bzw. früher „Geismarer Schichten“, vgl. SAUER 1964, KUPFAHL 1985, HUG 2000, HEGGEMANN et al. in Vorber.)

Auch die Rhyolithe und rhyolithischen Vulkaniklastite können der Rheinischen Masse entstammen, wo gleichartige Gesteine Bestandteil der devonischen Vulkanitserien sind. Bereits SAUER (1964) nahm ein devonisches Alter der rhyolithischen Lithoklasten der Frankenberg-Formation an. In den untersuchten Dünnschliffen konnte jedoch eine metamorphe Überprägung der rhyolithischen Lithoklasten nicht nachgewiesen werden. So zeigen Quarz-Einsprenglinge keine undulöse Auslöschung und Alkalifeldspäte keine Schachbrett-Albitisierung. Obwohl derartige sichere Anzeichen für metamorphe Überprägung fehlen bzw. in den untersuchten Dünnschliffen nicht enthalten waren, ist ein devonisches Alter – und damit die Herkunft aus der Rheinischen Masse – auch für die sauren Vulkanite und Vulkaniklastite nicht auszuschließen. Sollten die rhyolithischen Lithoklasten jedoch tatsächlich nicht metamorph überprägt worden sein, kommt nur ein permisches Alter in Frage und damit die Herkunft aus Rotliegendetrögen mit vulkanischen Ab-



lagerungen. Letztere sind im Bereich der Rheinischen Masse nicht bekannt; das nächstliegende Rotliegendbecken mit weit verbreiteten sauren Vulkaniten ist das Saar-Nahe-Becken, das sich südöstlich an die Hessische Senke anschließt (vgl. Abb. 4). Dieses Liefergebiet würde voraussetzen, dass es zur Zeit der Ablagerung der Frankenberg-Formation (ungefähr im Zechstein 5–7) Flusssysteme gab, die soweit kanalisiert waren, dass sie vom Saar-Nahe-Becken am Ostrand der Rheinischen Masse entlang nach Norden bzw. Nordnordosten führten. KULICK (1987) schließt aufgrund der relativ guten Rundung der Gerölle der

Frankenberg-Formation auf verwilderte Flusssysteme im Vorland der Schwemmfächer. Auch HORN et al. (1993) gehen von „flächhafte(n) fluviatile(n) Grobschüttungen am Fuße des Schiefergebirgs-Hochs“ und „längeren Transportwege(n)“ aus. Allerdings wird von allen Autoren als Transportrichtung jeweils nur die von Westen nach Osten verlaufende genannt.

Die Frage der Liefergebiete und die Konsequenzen für die Paläogeographie der Hessischen Senke werden in Kap. 3.2.2 und 3.3.1 näher diskutiert.

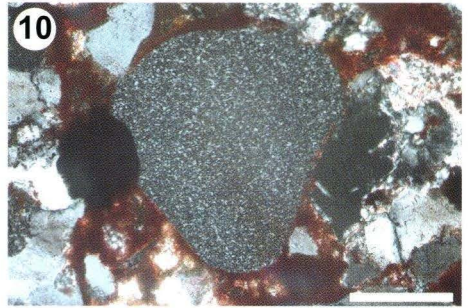
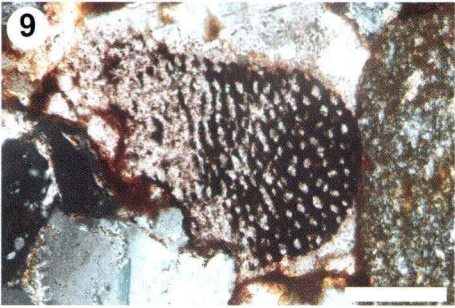
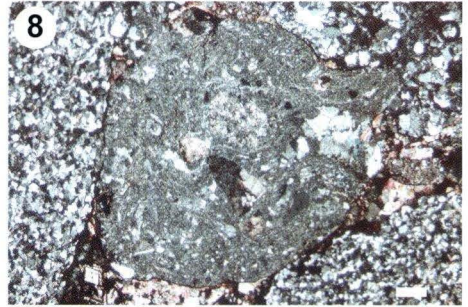
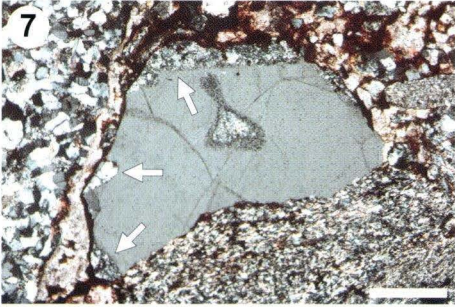
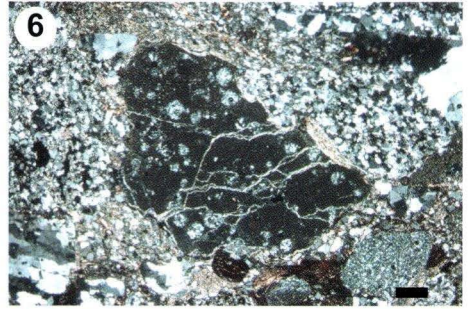
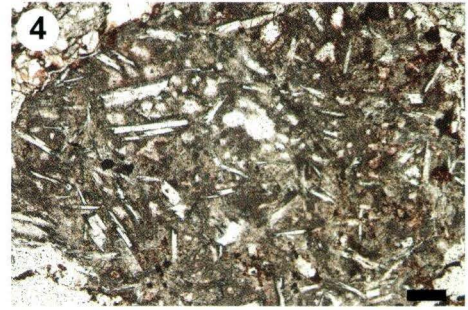
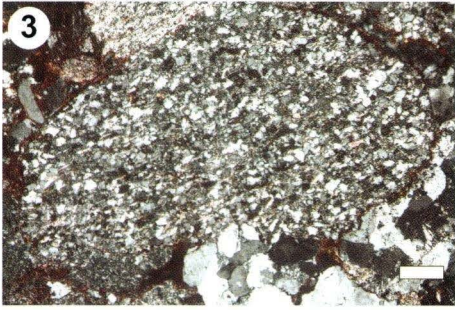
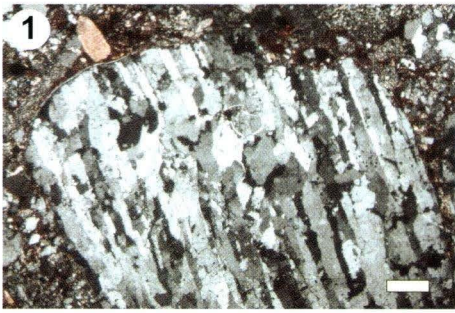
## Tafel 14

### Lithoklasten



- Fig. 1** Polykristallines Quarzkorn aus länglich-gestreckten Quarzkristallen. – Eingang zum Steinbruch „Weimarscher Kopf“, Niederweimar, z5-z7FB; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 2** Lithoklast aus länglichen, orientiert gewachsenen, undulös auslöschenden Quarzkristallen und Calcit. – Brg. Rosenthal, z5-z7FB; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 3** Metamorph überprägter Silt- bis Feinsandstein, schwach geschiefert. – Eingang zum Steinbruch „Weimarscher Kopf“, Niederweimar, z5-z7FB; Maßstab 150  $\mu\text{m}$
- Fig. 4** Metabasalt mit kleinen Feldspat-Leisten in ehemals glasiger bis feinkristalliner Grundmasse. – Eingang zum Steinbruch „Weimarscher Kopf“, Niederweimar, z5-z7FB; Maßstab 150  $\mu\text{m}$
- Fig. 5** Feldspatreicher Metabasalt: stark sericitisierte Feldspatleisten in einer vollständig mit Opakmineralen imprägnierten Grundmasse. – Brg. Rosenthal, z5-z7FB; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 6** Ehemaliges vulkanisches Glas: Gasblasen mit Tonmineralen gefüllt. – Eingang zum Steinbruch „Weimarscher Kopf“, Niederweimar, z5-z7FB; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 7** Rhyolith-Geröll: Quarz-Einsprengling mit Korrosionsschlauch, am Rand des Quarz-Einsprenglings z.T. noch glasige Grundmasse des Rhyoliths erhalten (Pfeile). – Brg. Rosenthal, z5-z7FB; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 8** Vulkaniklastisches Gestein mit zahlreichen vulkanischen Lithoklasten in einer feinkörnigen Grundmasse. – Brg. Rosenthal, z5-z7FB; Maßstab 300  $\mu\text{m}$
- Fig. 9** Stark mit Opakmineralen imprägnierter Karbonat-Lithoklast mit biogener (Stromatoporen?) Struktur, umgeben von diagenetischem Calcit-Zement. – Brg. Rosenthal, z5-z7FB; Maßstab 100  $\mu\text{m}$
- Fig. 10** Chert-Geröll aus amorphem bis kryptokristallinem  $\text{SiO}_2$ . – Brg. Rosenthal, z5-z7FB; Maßstab 100  $\mu\text{m}$







## 2.4 Geochemische und mineralogische Analysen

### 2.4.1 Geochemie der pelitischen Lithotypen

Es stellt sich die Frage, ob die in Kap. 2.1.3 beschriebenen pelitischen Mischgesteinstypen der MD-SD-Faziesassoziation sich nicht nur durch ihre Sedimentstrukturen und ihren Verwitterungszustand von den in Kap. 2.1.2 beschriebenen gut geschichteten Peliten der S-Faziesassoziation unterscheiden, sondern möglicherweise auch durch ihre geochemische Zusammensetzung. Dazu wurden 56 geschichtete Pelite (Lithotyp Fm) und 142 pelitische Mischgesteine (Lithotypen Mdt, Md, Mds, z.T. mit evaporitischen Konkretionen) mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF) auf ihre Hauptelementoxid-Gehalte untersucht. Bei 47 geschichteten Peliten und 95 pelitischen Mischgesteinen wurden außerdem Kohlenstoff als  $\text{CO}_2$  und Schwefel als  $\text{SO}_3$  mittels C/S-Elementaranalysator bestimmt (vgl. Kap. 1.3.3).

Die Hauptelement-Geochemie der untersuchten Lithotypen zeigt keine grundsätzlichen Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen geschichteten Peliten (im Folgenden kurz „Fm-Typen“ genannt) und tonigen Mischgesteinen („Md-Typen“). Nur bei wenigen Elementoxid-Verhältnissen ergaben sich – z.T. nur geringfügige – Unterschiede zwischen den beiden Pelittypen (Abb. 16):

Im Verhältnis  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  (Abb. 16a) zeigen die Fm-Typen insgesamt etwas höhere  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte bei gleichem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt sowie eine etwas stärkere Abnahme des  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalts mit steigendem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt als die Md-Typen.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{SiO}_2$  sind bei allen Lithotypen insgesamt negativ korreliert, es gibt allerdings einige Md-Proben mit „anormal“ niedrigen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalten. Die  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte liegen bei den Fm-Typen zwischen 10 und 24 %, bei den Md-Typen zwischen 5 und 21 %; die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte aller Lithotypen liegen zwischen 42 und 81 %.

Das Verhältnis  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Abb. 16b) liegt bei den Fm-Typen tendenziell geringfügig höher als bei den Md-Typen. Bei allen Lithotypen nimmt der  $\text{TiO}_2$ -Gehalt linear mit dem  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt zu.

Die absoluten  $\text{TiO}_2$ -Gehalte schwanken bei den Fm-Typen zwischen 0,5 und 1,0 %, bei den Md-Typen zwischen 0,28 und 0,85 %.

Das Verhältnis  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Abb. 16c) zeigt bei den Fm-Typen positive Korrelation. Bei den verschiedenen Md-Typen ist dagegen keine deutliche Korrelation erkennbar, hier ist die Streuung sehr groß. Bei gleichen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalten sind die  $\text{MgO}$ -Gehalte in Md-Typen insgesamt deutlich höher als in Fm-Typen: Die Absolutgehalte von  $\text{MgO}$  liegen für die Md-Typen zwischen 0,5 und 6,5 %, mit einigen Spitzen bis 14 %; bei den Fm-Typen schwankt  $\text{MgO}$  zwischen 0,7 und 3 %, abgesehen von wenigen Spitzen bis 6,3 %.

Durch die im Folgenden beschriebenen Verhältnisse zwischen  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CO}_2$  und  $\text{SO}_3$  sollten neben den unterschiedlichen  $\text{CaO}$ - und  $\text{MgO}$ -Gehalten der einzelnen Lithotypen auch die Anteile karbonatisch bzw. silikatisch gebundenen Calciums und Magnesiums abgeschätzt werden. Dazu wurden die Massenanteile dieser Elementoxide in Molalitäten umgerechnet (s. Kap. 1.3.3):

Das molare Verhältnis  $(\text{CaO} + \text{MgO})/(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$  (Abb. 16d) liegt für alle untersuchten Lithotypen über dem Wert 1, es ist keine lineare Korrelation ersichtlich. Die  $(\text{CaO} + \text{MgO})$ -Gehalte und die  $(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$ -Gehalte der Fm-Typen liegen jeweils deutlich unter dem Durchschnitt der Md-Typen. Letztere streuen bei beiden genannten Gehalten stark, schließen jedoch den Bereich der Fm-Typen mit ein.

Das molare Verhältnis  $\text{CaO}/(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$  (Abb. 16e) liegt bei allen untersuchten Lithotypen nahe dem Wert 1, meist knapp darunter. Bei den Md-Typen wird eine lineare Korrelation zwischen  $\text{CaO}$  und  $(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$  deutlich, die Fm-Typen streuen dagegen stark. Die  $\text{CaO}$ -Gehalte der Md-Typen liegen – wie schon zuvor für  $(\text{CaO} + \text{MgO})$  und  $(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$  beschrieben – im Durchschnitt über denen der Fm-Typen, schließen jedoch den Bereich der Fm-Typen mit ein.

Das molare Verhältnis  $\text{MgO}/(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$

(Abb. 16f) liegt für fast alle untersuchten Lithotypen über dem Wert 1, für die Md-Typen mit den höchsten  $(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$ -Gehalten unter 1. Es ist keine lineare Korrelation ersichtlich, da die Werte stark streuen. Die MgO-Gehalte der Fm-Typen liegen im unteren Streubereich der MgO-Gehalte der Md-Typen, der Unterschied ist hier jedoch nicht so deutlich wie bei den zuvor beschriebenen CaO- und  $(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$ -Gehalten. Alle Md-Typen mit evaporitischen Konkretionen zeigen höhere MgO-Gehalte als der Durchschnitt der übrigen Md-Typen.

### Interpretation

Das  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnis kann in erster Näherung als repräsentative Größe für den Anteil an Tonmineralen im Verhältnis zu Quarz (in Silt- bis Feinsandkorngröße) gesehen werden – allerdings ist zu bedenken, dass auch Feldspäte zum  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt eines Gesteins beitragen und dass verschiedene Tonminerale und Feldspäte Unterschiede in der Al-Besetzung der Silikat-Tetraeder aufweisen. Die bei den Fm-Typen etwas stärkere Abnahme des  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalts bei steigendem  $\text{SiO}_2$ -Anteil kann damit erklärt werden, dass Fm-Typen sehr gut nach Korngrößen sortiert sind. Eine etwas siltigere Lage hat damit automatisch weniger Tonanteil, also höhere  $\text{SiO}_2$ -Gehalte bei gleichzeitig niedrigeren  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalten. Bei Md-Typen ist diese hydrodynamisch verursachte gute Sortierung nicht gegeben, hier bedingt ein Anstieg in der Silt- und Sandfraktion nur einen relativen Rückgang der Tonfraktion.

Da  $\text{TiO}_2$  mit steigendem  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt in der gesamten Probenmenge ansteigt, ist es offenbar vor allem an Tonminerale gebunden – bei den Fm-Typen in etwas größerem Maße als bei den Md-Typen. Letzteres könnte darauf hinweisen, dass  $\text{TiO}_2$  bei den Md-Typen in relevanten Anteilen auch in Form Ti-haltiger stabiler Schwerminerale (Rutil, Anatas, Brookit<sup>13</sup>; Titanit<sup>14</sup>) enthalten ist, die sich folglich nicht gleichzeitig im  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt niederschlagen (s. a. Kap. 2.4.2.1).

Aus der positiven Korrelation von MgO und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in den Fm-Typen lässt sich ableiten, dass MgO hier an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  bzw. an Tonminerale gebunden ist. Die fehlende Korrelation beider Elementoxide bei den Md-Typen belegt dagegen, dass MgO hier außer in Tonminerale noch in andere Minerale eingebaut ist, am wahrscheinlichsten in Dolomit oder Mg-Calcit (s. u.).

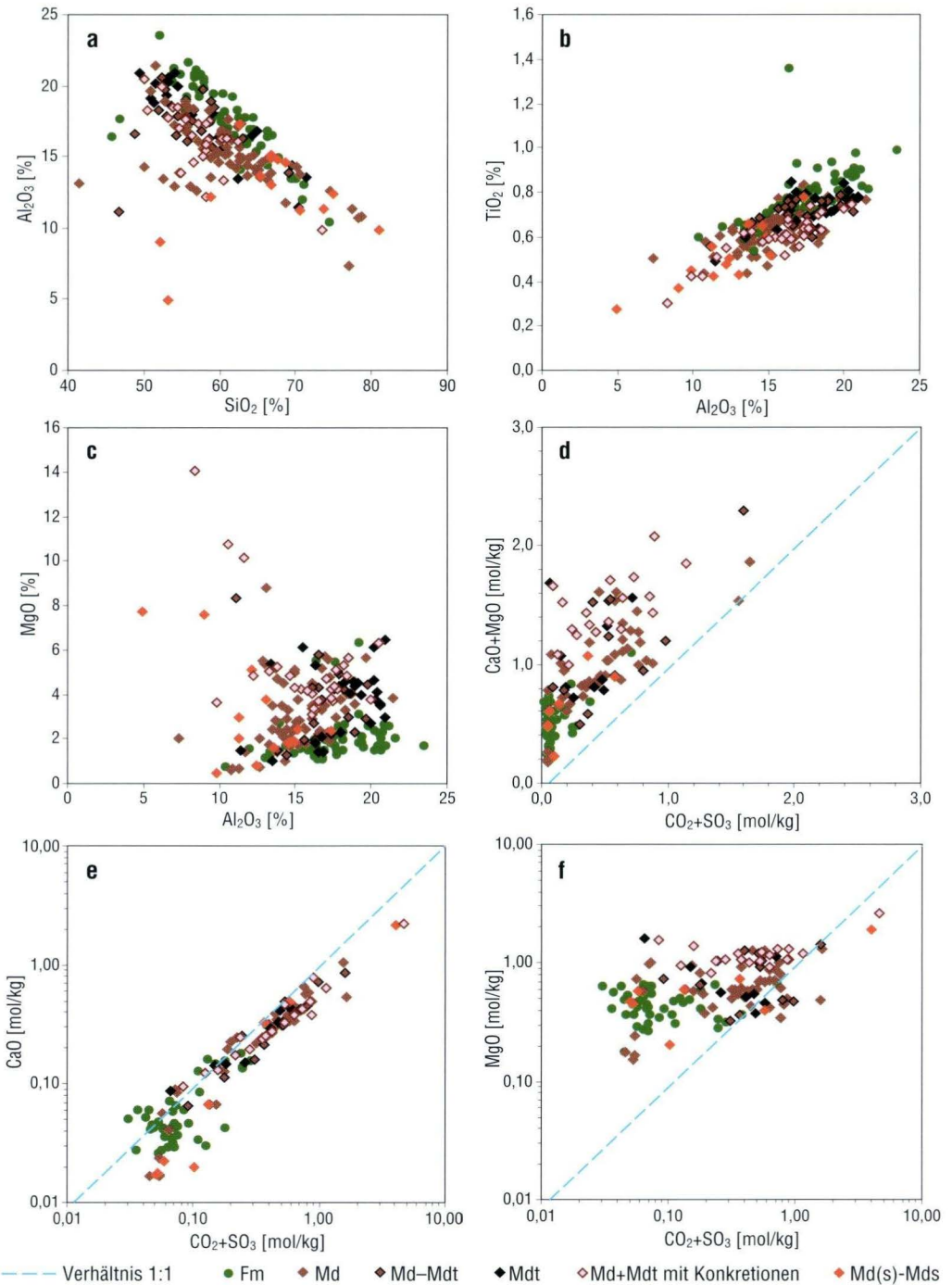
Der molare Überschuss von  $(\text{CaO} + \text{MgO})$  gegenüber  $(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$  macht zunächst deutlich, dass CaO und MgO nicht ausschließlich an Karbonate und/oder Sulfate gebunden sind, sondern auch an Silikate. Dies gilt in erster Linie für MgO, wie am Überschuss von MgO gegenüber  $(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$  deutlich wird. CaO ist dagegen wahrscheinlich fast ausschließlich karbonatisch-sulfatisch (d.h. vor allem an Calcit und Gips) gebunden, da das molare Verhältnis  $\text{CaO}/(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$  nahe dem Wert 1 bzw. knapp darunter liegt. Die tendenziell höheren CaO-, MgO- und  $(\text{CO}_2 + \text{SO}_3)$ -Gehalte der Md-Typen gegenüber derer der Fm-Typen weisen auf höhere Karbonat- und Sulfat-Gehalte hin. Eine sichere Differenzierung zwischen Md-Typen und Fm-Typen anhand der genannten Elementoxidgehalte ist jedoch nicht möglich, da der Streubereich der Md-Typen den der Fm-Typen einschließt. Aus der Tatsache, dass Md-Typen mit evaporitischen Konkretionen höhere MgO-Gehalte zeigen als der Durchschnitt der konkretionsfreien Md-Typen, lässt sich schließen, dass evaporitische Konkretionen zu einem großen Anteil aus Mg-Mineralen, also v.a. aus Dolomit, bestehen. CaO ist demnach weniger auf Konkretionen, sondern auf karbonatische (Calcit-) und sulfatische (Gips-, Anhydrit-) Zemente konzentriert, die in konkretionshaltigen wie konkretionsfreien Md-Typen gleichermaßen vorkommen.

Die wesentlichen Unterschiede in der Hauptelement-Geochemie zwischen geschichteten Peliten und pelitischen Mischgesteinen liegen demnach vor allem im Karbonat- bzw. Sulfatgehalt und in der damit zusammenhängenden kar-

<sup>13</sup> Rutil, Anatas, Brookit:  $\text{TiO}_2$

<sup>14</sup> Titanit:  $\text{CaTi}[(\text{O},\text{OH},\text{F})\text{SiO}_4]$





**Abb. 16.** Unterschiede in den Hauptelementoxid-Gehalten der geschichteten Pelite („Fm-Typen“) und der pelitischen Mischgesteine („Md-Typen“, s. Glossar in Anhang 6.2 bzw. Beilage 3).

bonatischen/sulfatischen versus silikatischen Bindung von CaO und MgO. Dies ist auf sekundäre Bildung von Karbonatmineralen, z.B. in Form von Konkretionen oder Zementen, zurückzuführen. Die einzigen primären, allerdings auch nur sehr geringen Unterschiede zwischen geschichteten Peliten und pelitischen Mischgesteinen liegen in den Verhältnissen  $Al_2O_3/SiO_2$  und  $TiO_2/Al_2O_3$  und sind auf unterschiedliche Ton- resp. Quarz- und evtl. Schwermineralgehalte zurückzuführen, letztendlich also auf unterschiedliche hydrodynamische Sortierungsgrade, im Falle der Schwermi-

neralfracht z.T. möglicherweise auch auf unterschiedliche (lokale) Liefergebiete. Diese geringen „primären“ geochemischen Unterschiede der beiden Pelittypen unterstützen die aus der Analyse von Handstücken und Dünnschliffen gezogene Schlussfolgerung, dass geschichtete Pelite und pelitische Mischgesteine im Wesentlichen aus demselben Ausgangsmaterial entstanden sind, die pelitischen Mischgesteine jedoch infolge vielfacher Umlagerung und Überprägung der geschichteten Pelite (vgl. Kap. 2.3.1). Dies wird abschließend in Kap. 3.1.2 dargestellt.

## 2.4.2 Geochemische und mineralogische Trends im höheren Zechstein

### 2.4.2.1 Korbacher Bucht (Bohrung Braunsen)

#### Mineralogische Analysen (XRD)

Aus dem Teufenbereich 95–288 m (Top Calvörde-Folge bis Top Zechstein 3) der Bohrung Braunsen wurden 44 Pelitproben (geschichtete Pelite und pelitische Mischgesteine) röntgendiffraktometrisch analysiert. Dabei wurden im Zechstein-Buntsandstein-Grenzbereich mehrere markante Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung deutlich (Abb. 17):

Die **Evaporitminerale** Calcit und Dolomit zeigen teufenabhängige Verteilungsmuster: Calcit wurde bis auf drei Ausnahmen nur in Zechstein-Proben nachgewiesen und ist in diesem Bereich sehr häufig. Dolomit ist dagegen im Zechstein nicht nachweisbar, er tritt erstmals bei 217 m (ca. 30 m oberhalb der Buntsandstein-Basis) und erst oberhalb von 175 m (Mitte der Calvörde-Folge) durchgängig auf. Gips wurde über das gesamte Profil verteilt nur in einigen Proben nachgewiesen.

Das **Illit/Quarz-Verhältnis**, das den Tonmineralgehalt der Pelite widerspiegelt, zeigt im tieferen Untersuchungsbereich bis ungefähr in die Mitte des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) eine große Schwankungsbreite, die nicht nur durch die hier auch wesentlich größere Probendichte hervorge-

rufen wird. Zwischen Zechstein 3 und der Buntsandstein-Basis sind mehrere relative Maxima entwickelt. Davon werden die Maxima bei 279 m (Top z6) und 261 m (z7Tr) jeweils gefolgt von einem länger andauernden Rückgang des Illit/Quarz-Verhältnisses. Auch bei 241 m, an der Buntsandstein-Basis, tritt ein relatives Illit-Maximum auf, ein anschließender Rückgang ist jedoch aufgrund der geringeren Probendichte nur über einen größeren Teufenabschnitt bis etwa 200 m zu verfolgen. Im höheren Teil des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) und in der gesamten Calvörde-Folge geht die Schwankungsbreite im Illit/Quarz-Verhältnis immer mehr zurück und die Werte pendeln sich auf ein mittleres Niveau ein.

Das **Chlorit/Kaolinit-Verhältnis**<sup>15</sup> steigt oberhalb von 270 m merklich an, d.h. im höchsten Unteren Fulda-Ton (z7T) bzw. in der Mitte des Abschnittes in „Grenzsand-Fazies“ (Faziesassoziation SD, vgl. Abb. 17). Die in Relation gesetzten Peakflächen bei 14 Å für Chlorit sind hier jedoch noch klein. Oberhalb von ca. 250 m (höherer Oberer Fulda-Ton, z7Tr) bis in die obere Calvörde-Folge dominiert Chlorit dann deutlich; sein Gehalt steigt mit einigen kleineren Schwankungen stetig an, während Kaolinit stark zurückgeht.

<sup>15</sup> Zur Bestimmung von Chlorit und Kaolinit in den Übersichtsanalysen vgl. Kap. 1.3.4.2.



Das **Feldspat/Quarz-Verhältnis** nimmt vom Zechstein 3 zum Top der Calvörde-Folge zu, ein relativ deutlicher Sprung zu höheren Feldspatgehalten liegt bei etwa 270 m Teufe. Oberhalb von etwa 276 m Teufe werden die Feldspat-Peaks in den Diffraktogrammen wesentlich schärfer und deutlicher, was auch auf bessere Feldspaterhaltung hinweist.

Das **Plagioklas/Alkalifeldspat-Verhältnis** nimmt im untersuchten Bereich vom höheren Zechstein bis in die mittlere Calvörde-Folge bei regelmäßigen Schwankungen insgesamt zu und bleibt bis zum Top der Calvörde-Folge hoch: Während im Zechstein Alkalifeldspäte dominieren, sind in den Proben oberhalb 215 m Teufe – d.h. etwa 30 m oberhalb der Buntsandstein-Basis – vorwiegend Plagioklase (und Anorthoklase) nachweisbar. Die Plagioklasführung wird im Diffraktogramm besonders am nun entwickelten Peak bei  $3,2 \text{ \AA}$  (entsprechend  $27,9^\circ 2\theta$ ) deutlich.

### Interpretation der XRD-Ergebnisse

Die beschriebenen Maxima im Illit/Quarz-Verhältnis im höchsten Zechstein liegen z.T. genau im Niveau deutlicher Süßwasserimpulse, die im Bohrprofil durch entsprechende Lithotypen belegt sind und in Kap. 3.2.1 als Zeitmarken bei der prozessorientierten Korrelation dienen. Während dieser Süßwasserphasen war der Toneintrag vom umgebenden Abtragungsgebiet ins Becken offenbar deutlich erhöht. Dies wird in Kap. 3.1 noch näher diskutiert.

Der Umschlag von Kaolinit-Dominanz im mittleren Zechstein zu Chlorit-Dominanz im höchsten Zechstein und Unteren Buntsandstein überrascht zunächst, da Kaolinit in saurem, ionenarmem Milieu stabil ist, Chloritminerale dagegen in alkalischem, Fe- und Mg-reichem Milieu (u.a. TRÖGER 1967: 629ff., FÜCHTBAUER 1988: 173, TUCKER 2001: 58f.). Im mittleren Zechstein – wo Kaolinit dominiert – ist jedoch ein salinares, karbonatdominiertes Milieu durch Sedimente der MD-Faziesassoziation mit teilweise evaporitischen Konkretionen belegt. Im höchsten Zechstein und Unteren Buntsandstein – wo Chlorit dominiert –

weisen dagegen Sandsteine und Pelite der S-Faziesassoziation auf ein deutlich saureres, süßwasserbetontes und ionenärmeres Milieu hin, wengleich die hier immer wieder eingeschalteten Md-Lagen in Bohrung Braunsen noch an die Zechstein-Sedimentation erinnern (vgl. Kap. 2.2.2 und Bohrprofil in Anhang 6.4).

Daher sind Kaolinit und Chlorit hier nicht als authigene Neubildungen und unmittelbare Milieuidekatoren zu interpretieren, sondern als detritisch eingetragene Tonminerale. Ursache für den beobachteten Umschlag von Chlorit- zu Kaolinit-Vormacht ist demnach wahrscheinlich ein Wechsel der Liefergebiete bzw. der erodierten Gesteine: Gerade in ariden bis semiariden Klimaten mit geringer chemischer Verwitterung wird die Tonmineralfracht eher durch die Gesteinszusammensetzung als durch das Klima des Liefergebietes bestimmt (EINSELE 1992: 348). Im mittleren Zechstein ist davon auszugehen, dass proximale Liefergebiete die Sedimentfracht ins Becken lieferten (s. Kap. 3.2.2 und 3.3.1). Als Kaolinitquelle kämen bei Bohrung Braunsen demnach feldspatreiche Sedimente des Rotliegend oder des randfaziellen Zechstein in Frage. Demgegenüber spricht das Einsetzen der Chlorite im höheren Zechstein für den beginnenden Einfluss chloritreicher Metasedimente und -vulkanite aus der Rheinischen Masse. Demnach reichte entweder das Einzugsgebiet von Braunsen im mittleren Zechstein nur bis zu den Schwemmfächern am Rande der Rheinischen Masse und erst später bis in dieselbe hinein, oder die chloritreichen paläozoischen Gesteine der Rheinischen Masse wurden erst im höheren Zechstein unter permischen feldspatreichen Siliziklastika freigelegt. Die Frage der Transportwege und Liefergebiete im höchsten Zechstein wird in Kapitel 3.3.1 unter Einbeziehung der Ergebnisse aus anderen Bohrungen und aus der paläogeographischen Rekonstruktion (Kap. 3.2.2) weiter diskutiert.

Wenn auch Kaolinit und Chlorit detritisch eingetragene wurden und keine authigenen Neubildungen sind, so ist doch ihre Erhaltung bei den o.g. Oberflächenbedingungen in den jeweiligen

Zeitabschnitten bemerkenswert. Besonders die Kaoliniterhaltung im mittleren Zechstein verlangt nach Mechanismen, die trotz nachgewiesener Alkalinität und Salinität der Oberflächenwässer die Umbildung von Kaolinit in andere Tonminerale verhindern oder wenigstens verzögern konnten. Die gute Erhaltung der Chlorite im höchsten Zechstein und Unteren Buntsandstein weist hingegen zwar – im Gegensatz zu allen anderen Ergebnissen des Untersuchungsgebietes – auf ein relativ alkalisches, ionenreiches (salinares) Milieu im Bereich von Braunsen; dies steht aber auch mit der Tatsache im Einklang, dass im Profil der Bohrung Braunsen ab der mittleren Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein wieder Md-Lithotypen mit geschichteten Sandsteinen der S-Faziesassoziation wechsellagern – ebenfalls im Unterschied zum übrigen Untersuchungsgebiet (vgl. Kap. 2.4.2.2 und 2.4.2.3 sowie Bohrprofile in Anhang 6.4). Auch die Beschränkung des Vorkommens von Dolomit fast ausschließlich auf die evaporitisch geprägten Md-Gesteine der höheren Calvörde-Folge weist auf hier höhere  $Mg^{2+}$ -Gehalte der Oberflächenwässer und folglich sogar eher höhere Salinität als im Zechstein hin. Die Entwicklung der Salinität der Oberflächen- bzw. Porenwässer im Bereich von Braunsen und im gesamten Untersuchungsgebiet sowie Aspekte der Tonminerallerhaltung in Abhängigkeit von der Wasserbeschaffenheit werden in Kap. 3.1.1 näher erläutert.

Später als der Umschwung im Chlorit/Kaolinit-Verhältnis ändert sich die Feldspat-Zusammensetzung von einer Alkalifeldspat-Dominanz im Zechstein zu einem deutlichen Plagioklasanteil im Unteren Buntsandstein (s. o.). Plagioklase sind verwitterungsanfälliger als Alkalifeldspäte und daher in Sedimenten, insbesondere in mehrfach rezyklierten Sedimenten und Metasedimenten, gegenüber Alkalifeldspäten selten (FÜCHTBAUER 1988: 113f.). Plagioklasreiche Sandsteine sind daher meist „first-cycle-sediments“ aus Gebieten starker Hebung und schneller Abtragung und folglich verminderter Verwitterung im Liefergebiet (FÜCHTBAUER 1988: 113). Bereits HEIM (1966, 1974) stellte Unterschiede in der Feld-

spatführung des Unteren Buntsandstein fest, insbesondere einen sprunghaften Anstieg des Plagioklas-Gehaltes nördlich der Rhön-Schwelle, und führte dies auf geänderte Transportwege und Liefergebiete zurück (vgl. Kap. 3.3.1).

### Geochemische Analysen (XRF)

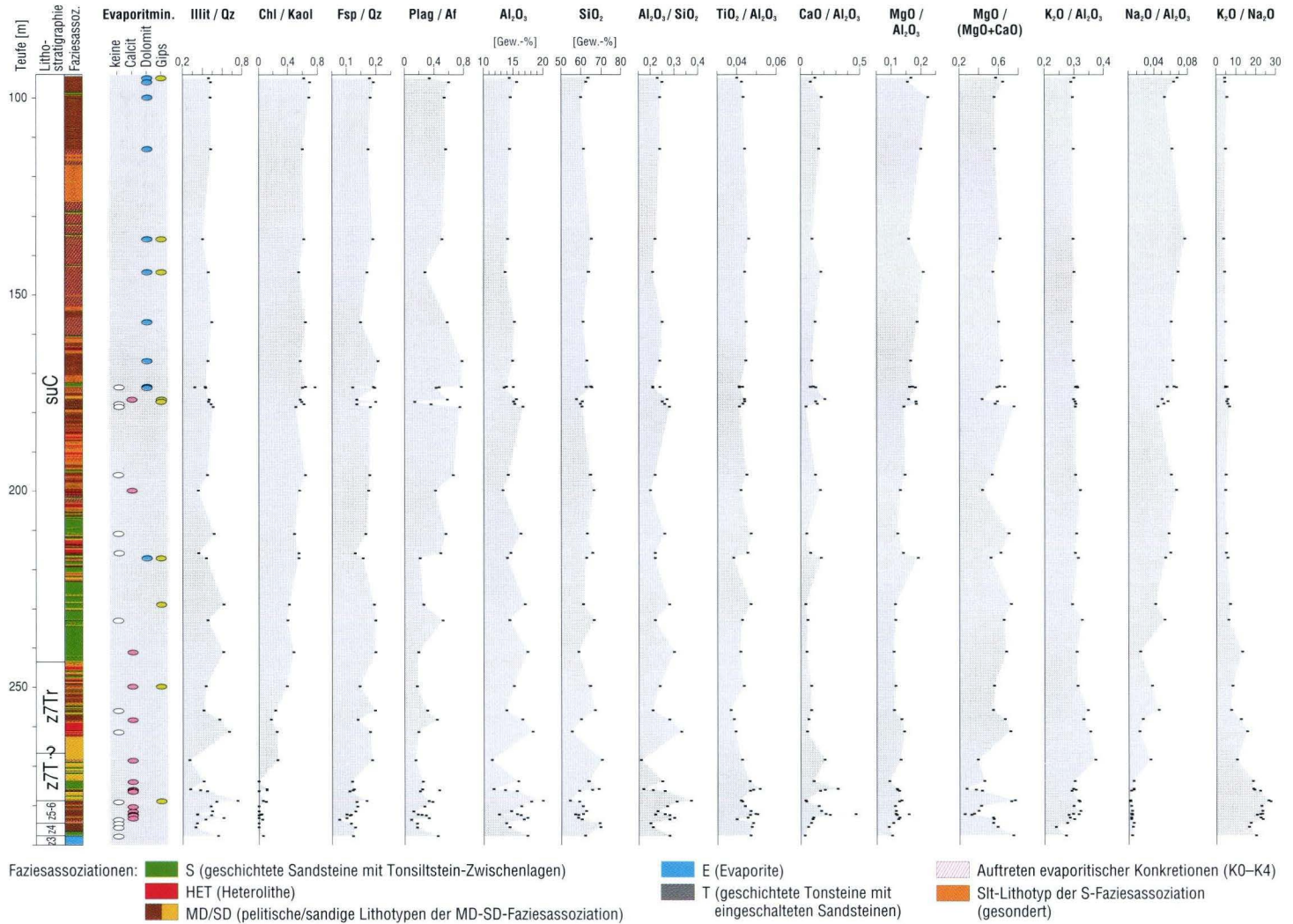
Für die gleichen Pelitproben des Teufenbereichs zwischen 95 und 288 m (Top Calvörde-Folge bis Top Zechstein 3), die bereits röntgendiffraktometrisch untersucht worden waren, wurden die Hauptelementoxid-Gehalte mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF) bestimmt. Dabei ließen sich in Bohrung Braunsen folgende Trends beobachten (Abb. 17):

Die absoluten  $Al_2O_3$ -Gehalte zeigen einen deutlichen Rückgang der Schwankungsbreite bei etwa 265 m Teufe (Basis des Oberen Fulda-Tons, z7Tr): Unterhalb von 265 m liegen sie zwischen 11 und 20%, darüber zwischen 13 und 18%. Die Maximalgehalte nehmen von 20% im Zechstein 3 nach oben bis auf 16% in der höheren Calvörde-Folge ab. Die absoluten  $SiO_2$ -Gehalte zeigen einen zu den  $Al_2O_3$ -Gehalten in der Regel genau entgegengerichteten Verlauf. Auch bei  $SiO_2$  ist die Schwankungsbreite unterhalb von 265 m (51–70%) größer als darüber (58–66%). Die Maximalwerte gehen jedoch – ebenso wie bei  $Al_2O_3$  – von unten 70% auf oben 64% leicht zurück. Das  $Al_2O_3/SiO_2$ -Verhältnis verläuft im Untersuchungsabschnitt genau parallel zu den oben beschriebenen absoluten  $Al_2O_3$ -Gehalten.

Das  $TiO_2/Al_2O_3$ -Verhältnis erreicht unterhalb von etwa 275 m geringfügig höhere Werte und schwankt etwas stärker als darüber, es lässt sich jedoch kein deutlicher Wechsel oder Trend im untersuchten Profil erkennen. Zwischen  $TiO_2/Al_2O_3$ -Verhältnis und  $Al_2O_3$ -Gehalt besteht in diesem Profil offenbar kein direkter Zusammenhang.

Das  $CaO/Al_2O_3$ -Verhältnis zeigt große Schwankungen bis 265 m (Basis des Oberen Fulda-Tons, z7Tr), darüber folgt bis 230 m (etwa 15 m über der Buntsandstein-Basis) eine Zone konstant niedriger Werte. Oberhalb von 230 m nehmen sowohl





**Abb. 17.** Charakteristische mineralogische und geochemische Trends im Profil der Bohrung Braunsen; untersucht wurde der Abschnitt vom Top der Calvörde-Folge (suC) bis zum Top des Zechstein 3 (z3).

die  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Werte als auch die Schwankungsbreite wieder zu. Auch das  **$\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis** schwankt unterhalb von 265 m mehr als darüber, bei insgesamt leicht ansteigenden Werten. Zwischen 265 und 230 m sind auch die  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse sehr konstant, aber nicht niedriger als darunter. Oberhalb von 230 m steigen die Werte stetig an, bei wieder etwas größerer Schwankungsbreite. Entsprechend zeigen sich auch im  **$\text{MgO}/\text{CaO}$ -Verhältnis** – berechnet als  $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$  – unterhalb von 265 m stark schwankende Werte. Sie steigen darüber deutlich an und bleiben bis 230 m recht konstant. Oberhalb von 230 m ist die Schwankungsbreite wieder größer, die  $\text{MgO}/\text{CaO}$ -Verhältnisse liegen im Mittel jedoch nur wenig niedriger als unterhalb von 230 m.

Kontinuierlich ansteigende Werte zeigt das  **$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis** bis 268 m (Top des Unteren Fulda-Tons, z7T), wo mit 0,37 das absolute Maximum erreicht wird. Darüber gehen die Werte wieder kontinuierlich zurück, und oberhalb von 230 m bleiben sie auf konstantem Niveau, das über dem Mittelwert des Zechsteinabschnitts liegt. Das  **$\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis** ist unterhalb von 270 m (höherer Unterer Fulda-Ton, z7T) konstant niedrig, steigt darüber bis etwa 215 m (etwa 30 m über der Buntsandstein-Basis) kontinuierlich an und bleibt oberhalb von 215 m relativ konstant auf diesem hohen Niveau. Das  **$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis**, der sog. „Alkali-Index“ nach HEIM (1966, vgl. Kap. 1.3.4), ist in den Zechstein-Folgen 4–6 am höchsten, das absolute Maximum liegt am Top des Zechstein 6 bei 278 m. Darüber fallen die Werte bei kleineren Schwankungen kontinuierlich ab und bleiben oberhalb von 220 m (etwa 25 m über der Buntsandstein-Basis) auf konstant niedrigem Niveau.

### Interpretation der XRF-Ergebnisse

Der mehrfach beschriebene Schnitt bei etwa 265 m Teufe liegt an der Grenze zwischen Unteren und Oberem Fulda-Ton (z7T/z7Tr) und etwa am Top des Abschnittes in „Grenzsand-Fazies“ (Abb. 17). Während unterhalb dieser Teufe nur

Md- und Sd-Lithotypen mit wenigen eingeschalteten geschichteten Sandstein-Lithotypen (Sl, Sh, Sc) die Sedimentfolge aufbauen, wird der Abschnitt von 262 m bis 243,5 m (Zechstein-Buntsandstein-Grenze) geprägt durch eine Wechselagerung von Md-Typen, Heterolithen und geschichteten Sandsteinen (häufig Sl-Typen), also häufigen Süßwasser-Einschaltungen in die Sabkha-Sedimente. Die Basis des Buntsandstein (243,5–205 m) setzt sich aus geschichteten fluviatilen Sandsteinen und nach oben zunehmend eingeschalteten Heterolithen zusammen. Oberhalb von 205 m dominieren erneut Md-Lithotypen mit geschichteten Sandsteinen oder Sl-Typen die Sedimentabfolge, z.T. mit eingelagerten Heterolithlagen. Auch evaporitische Konkretionen treten in der höheren Calvörde-Folge wieder auf, so dass man insgesamt von einem wieder hergestellten Sabkha- bzw. Playa-Milieu mit häufigen Süßwasserzuflüssen ausgehen muss.

Als Ursache für den beobachteten Schnitt bei 265 m an der Basis des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) käme damit einerseits ein Salinitätswechsel in Frage: Durch die verstärkten Süßwasserzuflüsse wird zunächst die Salinität der Oberflächenwässer und oberflächennahen Porenwässer wenigstens zeitweise herabgesetzt. Dies führt zu verstärkter Lösung von Karbonaten und Sulfaten, aber auch zur Verwitterung mafischer Minerale und Auslaugung kationenreicher Tonminerale, wodurch Kationen wie  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{Ti}^{2+}$  freigesetzt und aus dem Sediment abgeführt werden. Im untersuchten Profil sind jedoch hohe Kationengehalte nicht generell an Profilabschnitte in Sabkha-Fazies (MD-SD-Faziesassoziation) und umgekehrt geringe Kationengehalte nicht an süßwasserdominierte Abschnitte (S-Faziesassoziation) gebunden. Zu beachten ist nämlich andererseits, dass durch häufigere Süßwasserzuflüsse mehr Minerale ins Becken eingetragen werden.

So weist vermutlich auch die z.T. beobachtete große Schwankungsbreite im Zechstein unterhalb von 265 m eher auf wechselhafte Verhältnisse im Sedimenteintrag als auf schwankende Milieubedingungen des Ablagerungsraumes hin:



Wie bereits in Kap. 2.3.1 dargestellt wurde, bestehen die Sabkha-Sedimente (MD-SD-Fazies-assoziaton) normalerweise aus beckenintern vielfach umgelagertem, sehr stark ausgelaugtem Material (vgl. Kap. 3.1.2, 3.1.3). So könnte einerseits die – in diesem Profil weitgehend  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -unabhängige – Schwankung des  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisses mit teilweise hohen Werten im tiefsten Untersuchungsabschnitt darauf zurückgehen, dass  $\text{TiO}_2$  hier außer an Tonminerale auch an Ti-haltige stabile Schwerminerale gebunden ist, wie in Kap. 2.4.1 für die Md-Typ-Pelite vermutet worden war. Stabile Schwerminerale können z.B. in Deflationshorizonten angereichert sein. Andererseits wird verstärkte frische Sedimentzufuhr von der Rheinischen Masse in diese stark ausgelaugte Sabkha-Ebene deutlich höhere Gehalte derjenigen Elementoxide verursachen, die in den eingetragenen detritischen Mineralen enthalten sind und nicht oder nur zu geringen Anteilen in den Sedimenten und Oberflächenwässern der Sabkha-Ebene vorkommen. Hierzu zählen insbesondere  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$ : So gehen Maxima und Anstiege von  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vor allem auf den durch Süßwasserzuflüsse verstärkten Eintrag von Illit und Alkalifeldspäten oder Al-

biten zurück (vgl. Abb. 17, XRD-Ergebnisse und Kap. 3.1.1). Auch CaO und MgO werden detritisch eingetragen durch Abtrag von Plagioklasen, Chloriten und anderen mafischen Mineralen. So führt der Anstieg des Chloritgehalts im Verlaufe des höheren Zechstein und Unteren Buntsandstein, wie er bereits röntgendiffraktometrisch nachgewiesen wurde, zu höheren  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnissen. Die Verteilung von  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  wird jedoch stark beeinflusst durch die unregelmäßige Verteilung evaporitischer Konkretionen und deren schwankende Zusammensetzung (vgl. Abb. 17: Evaporitminerale): Entsprechend geht der Anstieg des  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisses im gesamten Untersuchungsabschnitt außer auf den Chloritanstieg auch auf das Einsetzen von Dolomit in der oberen Hälfte des Untersuchungsbereichs zurück.

Sowohl Mineralogie als auch Hauptelement-Geochemie der Pelite aus Bohrung Braunsen zeigen demnach eher eine Abhängigkeit von Sedimentfracht und Klima des Liefergebietes als vom Oberflächenmilieu des Sedimentationsraumes, obwohl letzteres nicht ganz unbeachtet bleiben darf (vgl. Kap. 3.1).

#### **2.4.2.2 Östliche Vogelsberg-Umrandung (Bohrung Ützhausen)**

Aus Bohrung Ützhausen wurden 21 Pelitproben aus dem Teufenbereich 135–258 m (Calvörde-Folge bis Zechstein 4) röntgendiffraktometrisch und mittels Röntgenfluoreszenzanalyse untersucht. Dabei ist zu beachten, dass große Teile des Unteren Buntsandstein in dieser Bohrung durch Subrosion stark verstürzt sind: Insbesondere die Bereiche 113–135 m, 161–166 m und 173–221 m liegen in gestörtem Schichtverband und z.T. sehr steiler Lagerung vor – der tiefste der genannten Bereiche bei mindestens 50% Kernverlust –, aber auch die umliegenden Bereiche sind z.T. leicht verkippt oder brekziiert. Wenigstens im näher untersuchten Abschnitt zwischen der Basis des Unteren Buntsandstein

und dem Zechstein 4 (229,5–258 m) kann jedoch von einer annähernd vollständigen und ungestörten Schichtabfolge ausgegangen werden.

#### **Mineralogische Analysen (XRD)**

Durch röntgendiffraktometrische Übersichtsmessungen und Peakflächenanalyse werden zeitliche Veränderungen der Pelitmineralogie von Bohrung Ützhausen deutlich (Abb. 18):

**Evaporitminerale** werden im Zechstein durch Dolomit dominiert, Calcit tritt dagegen nur im tiefsten Profilabschnitt auf (unterhalb 251 m, Zechstein 4–6). Gips wurde im Zechstein nur in einer Probe bei 245,33 m (Unterer Fulda-Ton, z7T) mit einem sehr kleinen Peak nachgewiesen.

In nur zwei Proben sind keinerlei Evaporitminerale enthalten (248,64 m: Unterer Fulda-Ton, z7T, und 233,32 m: Oberer Fulda-Ton, z7Tr). In diesen Niveaus liegen auch das Illit/Quarz- und das Plagioklas/Alkalifeldspat-Verhältnis relativ hoch oder zeigen sogar Maxima. Dieses Phänomen wurde auch bei Bohrung Aura beobachtet (Kap. 2.4.2.3), nicht dagegen bei Bohrung Braunsen (Kap. 2.4.2.1). Im Buntsandstein wurden in Bohrung Ützhausen keine Evaporitminerale nachgewiesen, außer einem sehr kleinen Gips-Reflex bei 184 m.

Das **Illit/Quarz-Verhältnis** als Maß für den Tongehalt der Pelite nimmt im untersuchten Abschnitt nach oben leicht zu. Das niedrigste Verhältnis wurde in der am tiefsten entnommenen Probe aus dem Zechstein 4 gemessen, bereits die darüber folgenden Proben von der Basis des Zechstein 5 zeigen deutlich höhere Illit/Quarz-Verhältnisse. Oberhalb von etwa 210 m zeigt der Untere Buntsandstein einen annähernd gleichbleibenden, gegenüber den Zechstein-Sedimenten höheren Illitgehalt.

Das **Chlorit/Kaolinit-Verhältnis** nimmt im analysierten Bereich vom Zechstein zum Buntsandstein – bei Schwankungen – stetig ab. Chlorit ist im höheren Unteren Buntsandstein häufig nicht mehr nachweisbar, während er im Zechstein stets enthalten ist und deutliche Reflexe im Diffraktogramm erzeugt. Die höchsten Chlorit/Kaolinit-Verhältnisse wurden im tiefsten Untersuchungsbereich (Zechstein 4–5) nachgewiesen.

Das **Feldspat/Quarz-Verhältnis** zeigt im Untersuchungsbereich keine deutliche Entwicklung. Maxima liegen bei 255,5 m (Basis Zechstein 5) und bei 246 m (tieferer Unterer Fulda-Ton, z7T). Die Bereiche zwischen 235 m und 245 m (Mitte der Fulda-Folge) sowie zwischen 145 m und 185 m (Calvörde-Folge) zeichnen sich durch niedrigere Feldspat/Quarz-Verhältnisse aus.

Beim **Plagioklas/Alkalifeldspat-Verhältnis** ist allenfalls ein leichter Rückgang innerhalb des Zechstein zu beobachten, bevor bei 233,5 m ein sehr deutliches Maximum auftritt, das jedoch nur durch eine einzelne Probe repräsentiert

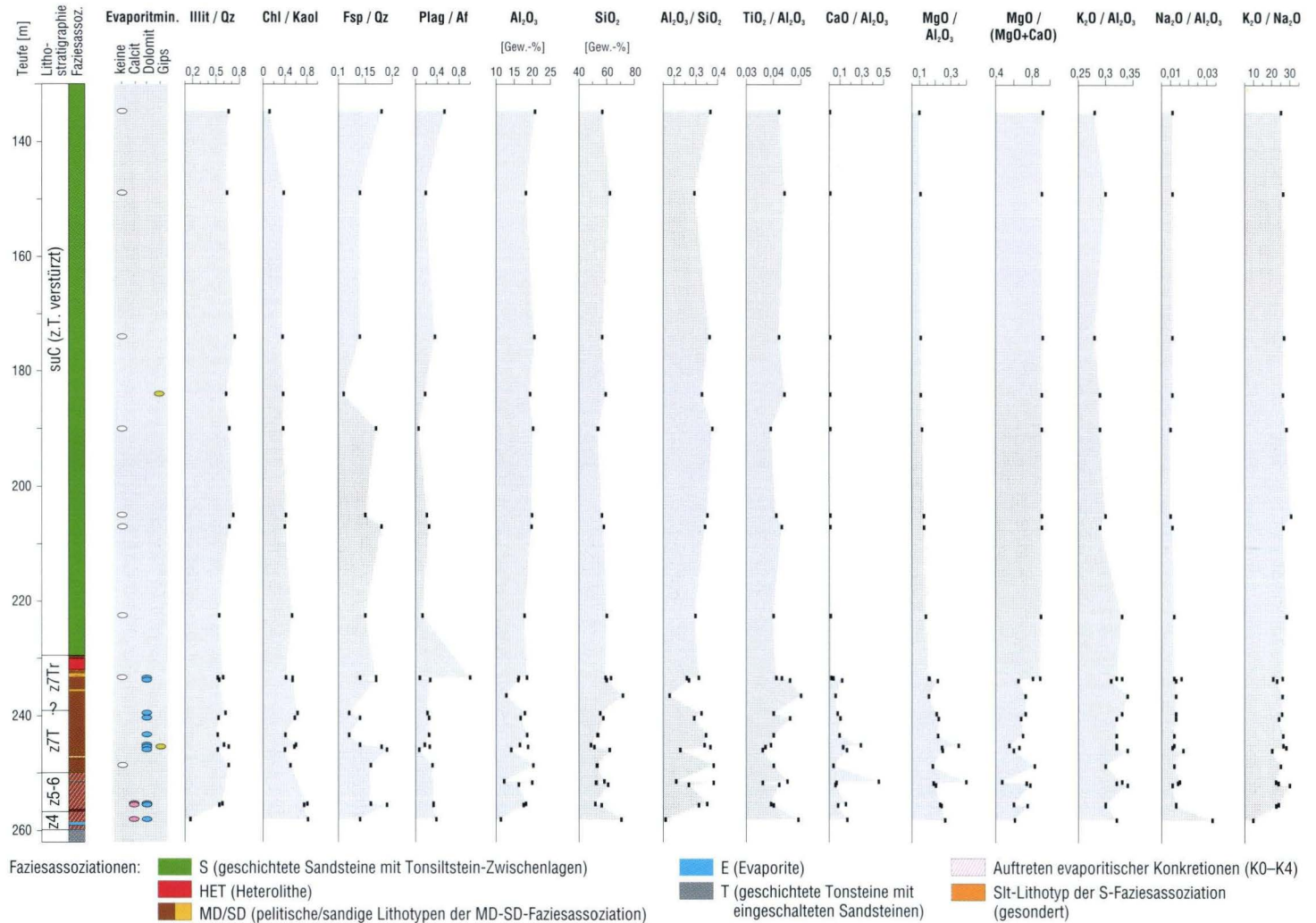
wird. Oberhalb dieses Maximums ist das Plagioklas/Alkalifeldspat-Verhältnis wieder wie im Zechstein, bei regelmäßigen Schwankungen und leicht ansteigender Tendenz.

### Interpretation der XRD-Ergebnisse

Bei der Bewertung der Analysenergebnisse von Bohrung Ützhausen ist zu beachten, dass große Bereiche des Unteren Buntsandstein verstrützt und vermutlich Teil einer Subrosionsbrekzie sind (s. o.). Demnach muss gerade im höheren Profilabschnitt mit (sekundärer) Auslaugung gerechnet werden.

Die Dominanz von Karbonatmineralen gegenüber Sulfaten im höheren Zechstein belegt, dass die Bohrung Ützhausen während dieser Zeit im Bereich der karbonatisch geprägten Sabkha-Ebene lag. Nach der Sedimentation des Zechstein-4-Anhydrits (z4AN), der in Bohrung Ützhausen noch erhalten ist, verschob sich die Zone der sulfatisch geprägten Sabkha demnach dauerhaft weiter nach Norden (vgl. Sandsteindiagenese in den Bohrungen Schlierbachswald und Blankenheim, Kap. 2.3.2). Calcit ist ausschließlich an den Bereich mit makroskopisch sichtbaren evaporitischen Konkretionen gebunden, an deren Aufbau es neben dem dominierenden Dolomit beteiligt ist (vgl. Kap. 2.1.3.5). Dolomit ist dagegen auch in pelitischen Mischgesteinen enthalten, in denen makroskopisch keine Evaporitbildungen erkennbar waren – wahrscheinlich in sehr feinkristalliner Form. Die Bildung von Dolomit anstelle von Calcit belegt einen höheren Mg-Gehalt des Porenwassers, im Falle einer frühdiagenetischen Bildung also stärker saline oder marin geprägte Oberflächenwässer. Allerdings ist auch eine spätdiagenetische Dolomitsprossung oder die spätere Dolomitisierung frühdiagenetischer Calcitkonkretionen denkbar. Die weitere Entwicklung der Salinität der Oberflächenwässer im Unteren Buntsandstein lässt sich in Bohrung Ützhausen nicht interpretieren, da Evaporitminerale in fast allen untersuchten Proben des Unteren Buntsandstein fehlen und dies wahrscheinlich eher auf subrosionsbedingte Auslaugung als auf primä-





**Abb. 18.** Charakteristische mineralogische und geochemische Trends im Profil der Bohrung Utzhausen; untersucht wurde der Abschnitt von der Calvörde-Folge (suC) bis zum Zechstein 4 (z4).

re Milieubedingungen zurückzuführen ist (s. o.).

Das Chlorit/Kaolinit-Verhältnis liegt in Bohrung Ützhausen so, wie es aufgrund der allgemeinen, durch die Sedimentabfolge belegten Salinitätsentwicklung in der Hessischen Senke zu erwarten ist (vgl. Kap. 3.1.1): Chlorit ist im salinaren mittleren Zechstein stabil; nach oben nimmt der Chlorit-Gehalt aufgrund der immer weniger salinaren Oberflächen- und Porenwässer bei Schwankungen ab und ist im von Süßwasser geprägten Unteren Buntsandstein häufig nicht mehr nachweisbar. Kaolinit kommt zwar auch schon im mittleren Zechstein vor, aber nur in kleinen Anteilen, da er in salinaren Wässern nicht stabil ist. Vielmehr wird er erst bei hohem Durchsatz saurer Niederschlagswässer durch die Sedimente gebildet und erhalten, in der Regel mit Halloysit als Vorstufe (JASMUND & LAGALY 1993: 170f.).

Maxima in der Feldspatführung können entweder auf verstärkten Feldspateintrag, d.h. auf die Zufuhr von relativ frisch erodiertem kristallinen oder metamorphen Gesteinsmaterial, zurückgehen oder auf eine bessere Erhaltung der Feldspäte, beispielsweise aufgrund eines stärker alkalischen Milieus. Eine durch starke Süßwasserzuflüsse erhöhte Materialzufuhr würde auch Illit in größerer Menge enthalten – dies lässt sich jedoch anhand der Illit/Quarz-Kurve weder eindeutig bestätigen noch widerlegen.

### Geochemische Analysen (XRF)

Auch bei Bohrung Ützhausen wurden an den gleichen Pelitproben des Teufenbereichs zwischen 135 m und 258 m (Calvörde-Folge bis Zechstein 4), die bereits röntgendiffraktometrisch untersucht worden waren, die Hauptelementoxid-Gehalte mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF) bestimmt (Abb. 18).

Bei fast allen Hauptelementoxiden fällt auf, dass – ähnlich wie in Bohrung Braunsen – die Schwankungsbreite im Zechstein wesentlich größer ist als im Unteren Buntsandstein. Der Rückgang der Schwankungsbreite liegt in Bohrung Ützhausen knapp unterhalb der Zechstein-Buntsandstein-Grenze bei etwa 235 m und ist noch

deutlicher ausgeprägt als in Bohrung Braunsen. Diese große Schwankungsbreite im Zechstein wird durch die hier größere Probendichte noch unterstrichen, ist aber nicht ausschließlich auf diese zurückzuführen.

Die absoluten  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte schwanken im Zechstein sehr stark (11–20%) und liegen im Unteren Buntsandstein auf einem gleichbleibend hohen Niveau von 20%, das den Maximalwerten des Zechstein entspricht. Die absoluten  $\text{SiO}_2$ -Gehalte gehen nach großen Schwankungen (51–71%) im Zechstein auf konstant mittlere Gehalte um 58% im Unteren Buntsandstein zurück. Der Kurvenverlauf von  $\text{SiO}_2$  ist fast komplementär zu dem der  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte. Das  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnis verläuft genau parallel zu der oben beschriebenen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Entwicklung.

Das  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis zeigt große Schwankungen im Zechstein und einen Rückgang auf gleichbleibend mittlere Werte im Buntsandstein.

Auch das  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und das  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis gehen nach großen Schwankungen im Zechstein sehr abrupt auf konstant niedrige Werte im Buntsandstein zurück. Das  $\text{MgO}/\text{CaO}$ -Verhältnis – berechnet als  $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$  – schwankt ebenfalls im Zechstein stark, steigt aber zum Buntsandstein hin abrupt an auf konstant höhere Werte.

Weniger deutlich ist der Wechsel knapp unterhalb der Zechstein-Buntsandstein-Grenze im  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis ausgebildet, aber auch hier schwanken die Werte im Zechstein stärker als im Buntsandstein. Ab dem Top des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) gehen sie nach oben kontinuierlich zurück. Das  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis zeigt nur im Zechstein 4 einen einzelnen hohen Wert und geht dann schnell zurück. Die Werte schwanken bis in die Mitte des Unteren Fulda-Tons (z7T) noch etwas – was eher auf  $\text{Al}_2\text{O}_3$  als auf  $\text{Na}_2\text{O}$  zurückgeht, vgl.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Kurve in Abb. 18 – und bleiben darüber auf konstant niedrigem Niveau. Das  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis („Alkali-Index“ nach HEIM 1966, vgl. Kap. 1.3.4) steigt vom Zechstein 4 zum Zechstein 5–6 rasch an und bleibt dann bis in den höheren Oberen Fulda-Ton



(z7Tr) bei einigen Schwankungen ungefähr auf gleichbleibendem Niveau. Noch im höchsten Oberen Fulda-Ton steigen die Werte leicht an und bleiben im Buntsandstein konstant ohne Schwankungen.

### Interpretation der XRF-Ergebnisse

Die große Schwankungsbreite fast aller geochemischen Parameter im Zechstein und der Rückgang auf nur noch sehr geringe Streuung an der Basis des Buntsandstein wurde auch bei der geochemischen Auswertung der Bohrung Braunsen beobachtet, allerdings lag dort der Wechsel der Schwankungsbreite im unteren Teil des Oberen Fulda-Tons (z7Tr, vgl. Kap. 2.4.2.1). Die große Schwankungsbreite scheint zunächst auf stark schwankende Milieubedingungen hinzuweisen. Bei der Interpretation der geochemischen Ergebnisse von Bohrung Braunsen wurde jedoch bereits die Vermutung geäußert, dass wahrscheinlich nicht extreme Milieuwechsel, sondern vielmehr die starke Auslaugung der vielfach umgelagerten Sabkha-Sedimente des Zechstein der Grund für die große Schwankungsbreite sind: In solchen ausgelaugten Sedimenten wird sich ein

kurzzeitiger Eintrag von frischem Abtragungsmaterial durch Süßwasserzuflüsse von den umgebenden Hochgebieten geochemisch besonders stark niederschlagen und die Schwankungen verursachen, ohne dass sich das Milieu des Ablagerungsraumes grundsätzlich geändert haben muss (vgl. Kap. 2.4.2.1). Dennoch gibt es in Bohrung Ützhausen etwas mehr Hinweise auf den Einfluss des Ablagerungsmilieus auf die Pelitzusammensetzung als in Bohrung Braunsen, beispielsweise in der Verteilung der Evaporitminerale oder im Chlorit/Kaolinit-Verhältnis (s.o.: Mineralogische Analysen). Dies wird abschließend in Kap. 3.1.1 diskutiert.

Der starke Rückgang von  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  auf konstant extrem niedrige Werte im Buntsandstein spiegelt vor allem die Auslaugung von Karbonat und Gips wider, wie schon durch die Verteilung der Evaporitminerale deutlich wird (Abb. 18: Evaporitminerale).  $\text{MgO}$  ist dagegen nicht ausschließlich an Evaporitminerale gebunden (vgl. Kap. 2.4.1), so dass die  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse im Buntsandstein zwar zurückgehen, das  $\text{MgO}/\text{CaO}$ -Verhältnis sich aber gleichzeitig vergrößert.

### 2.4.2.3 Spessart (Bohrung Aura)

#### Mineralogische Analysen (XRD)

In Bohrung Aura wurden 37 Pelitproben aus dem Teufenbereich 201–236 m (Top Zechstein 7 bis Zechstein 4) röntgendiffraktometrisch analysiert. Folgende Trends und markante Wendepunkte lassen sich in der Tonmineral- und Feldspatführung der Pelite feststellen (Abb. 19):

Von den **Evaporitmineralen** ist Dolomit fast durchgehend nachweisbar, wenn auch oberhalb von etwa 215 m (Top des Unteren Fulda-Tons, z7T) mit durchschnittlich kleineren Reflexen als darunter. Gips ist dagegen insbesondere im tieferen Untersuchungsbereich bis etwa 222,5 m enthalten (Top Zechstein 6), darüber nur noch dreimal innerhalb der Fulda-Folge bis 211 m (Zechstein 7). Calcit tritt nur in einem kleinen Bereich

von 215,6 m bis 222,8 m (Zechstein 6 bis Unterer Fulda-Ton, z7T) in einigen Proben auf. In nur drei Proben des gesamten Untersuchungsbereiches waren keinerlei Evaporitminerale nachweisbar: in einem für den Zechstein untypischen massigen Tonstein mit Trockenrissen bei 212,8 m (Typ Fm, höchster Unterer Fulda-Ton, z7T) und in zwei Proben des Lithotyps Mdt bei 234,50 m und 234,57 m (Oberer Aller-Ton, z4Tr).

Das **Illit/Quarz-Verhältnis** zeigt starke Schwankungen, aber vom Zechstein 4 bis zur Teufe von etwa 217 m (Mitte des Unteren Fulda-Tons, z7T) ist ein insgesamt rückläufiger Trend zu verzeichnen. Maximalwerte werden bei 234,5 m (Zechstein 4), bei 230,5 m (Basisbereich Zechstein 5), bei 222,5 m (Top Zechstein 6) und bei 212,8 m

(Unterer Fulda-Ton, z7T) erreicht. Dem Maximum bei 222,5 m folgt ein sehr abrupter Abfall auf wesentlich geringere Werte bei 222,1 m. Oberhalb von 210 m (Oberer Fulda-Ton, z7Tr) bleibt das Illit/Quarz-Verhältnis gering – allerdings wurden hier nur zwei Proben gemessen.

Das **Chlorit/Kaolinit-Verhältnis** schwankt, nimmt aber im Mittel nach oben ab. Beide Tonmineralarten verursachten in allen Proben nur relativ kleine Röntgenreflexe.

Das **Feldspat/Quarz-Verhältnis** steigt bei starken Schwankungen nach oben leicht an.

Das **Plagioklas/Alkalifeldspat-Verhältnis** zeigt deutlichere Maxima, die mit den Illit/Quarz-Maxima korrelieren. Zusätzlich liegt bei 227,6 m ein Maximum. Oberhalb von 210 m wurden keine Plagioklase mehr nachgewiesen.

### Interpretation der XRD-Ergebnisse

Im Teufenbereich von 215,6 m bis 222,8 m (Zechstein 6 bis Unterer Fulda-Ton, z7T), in dem Calcit auftritt, sind auch die Plagioklas/Alkalifeldspat-Verhältnisse gering, ebenso die Illit/Quarz-Verhältnisse. Dies weist darauf hin, dass während dieser Zeit der Süßwassereintrag von den umliegenden Hochgebieten geringer war und der Ablagerungsraum näher am salinaren Milieu der evaporitischen Sabkha-Tonebene lag als in den übrigen Teufenbereichen der Bohrung (vgl. Kap. 3.2.2). Umgekehrt deutet die Abwesenheit von Evaporitmineralen bei gleichzeitigem Maximum im Illit/Quarz- und im Plagioklas/Alkalifeldspat-Verhältnis des Fm-Pelits bei 212,8 m auf verstärkten terrestrischen Eintrag durch Süßwasserzuflüsse ins Becken hin. In der Probe bei 234,5 m, in der ebenfalls keine Evaporitminerale nachgewiesen wurden, waren dagegen große Dolomitenknollen des Typs K3 enthalten, die jedoch nicht mit aufgemahlen wurden: Hier führte die Konkretionsbildung offensichtlich zur Herauslösung des gesamten Karbonats aus dem umgebenden Sediment.

Chlorit und Kaolinit sind – wie in den Bohrungen Braunsen und Ützhausen auch – detritisch eingetragene Tonminerale und keine Neubildun-

gen. Das zeigt sich insbesondere daran, dass Kaolinit im gesamten untersuchten Profilabschnitt nachweisbar ist, auch in den evaporitisch geprägten Teufenbereichen. Die Neubildung von Kaolinit ist bei Anwesenheit von Calcit nicht möglich (TRÖGER 1967: 629ff.), und auch die Erhaltung von detritischem Kaolinit ist im evaporitisch geprägten Milieu des Zechstein außergewöhnlich. Immerhin passt jedoch die leichte Abnahme des Chlorit/Kaolinit-Verhältnisses in Bohrung Aura zur allgemeinen Tendenz der allmählichen Ausfüllung während des höheren Zechstein. Diese bereits in den vorangegangenen Kapiteln 2.4.2.1 und 2.4.2.2 angesprochene Problematik der salinitätsabhängigen Tonmineralerhaltung wird in Kap. 3.1.1 abschließend diskutiert.

### Geochemische Analysen (XRF)

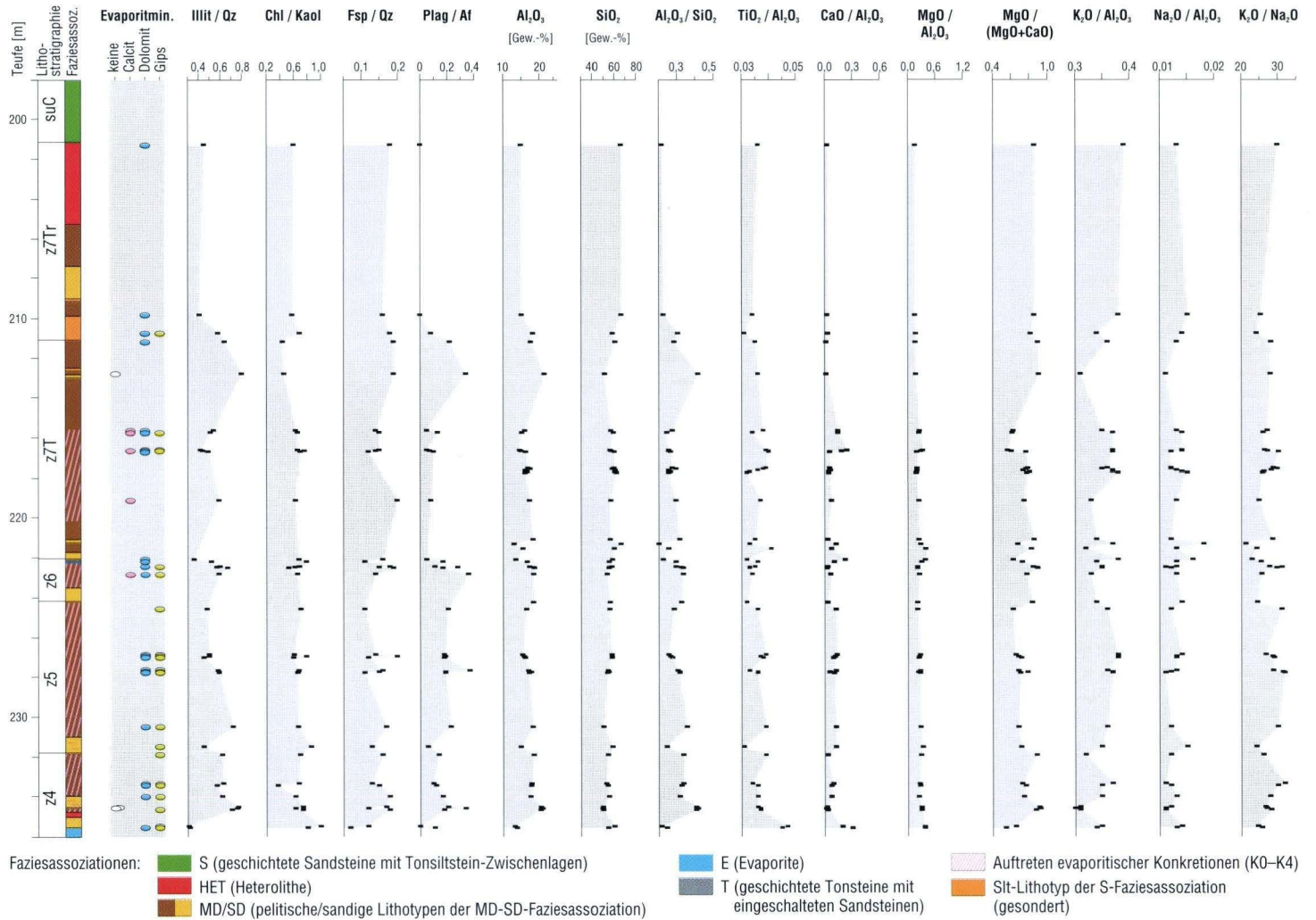
Bei der Röntgenfluoreszenzanalyse der Pelitproben aus dem Bereich vom Top des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) bis zum Zechstein 4 zeigten sich in Bohrung Aura nur wenige auswertbare Trends. Fast alle geochemischen Parameter zeigen stark schwankende Werte (Abb. 19):

Die absoluten **Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte** schwanken im gesamten Untersuchungsbereich zwischen 14 % und 21 %. Fast genau gegenläufig verhalten sich die absoluten **SiO<sub>2</sub>-Gehalte**, die zwischen 50 % und 67 % schwanken und nach oben einen allenfalls sehr leichten Anstieg zeigen. Das **Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>-Verhältnis** verläuft genau parallel zur Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Kurve.

Das **TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnis** liegt in den beiden tiefsten analysierten Proben mit 0,046 höher als in allen darüber folgenden Proben, in denen die Werte zwischen 0,03 und 0,04 schwanken. Ein Trend ist jedoch nicht erkennbar.

Das **CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-** und das **MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnis** liegen unterhalb von etwa 215 m (höherer Unterer Fulda-Ton, z7T) insgesamt etwas höher als darüber, und auch die Schwankungsbreite ist unterhalb von 215 m größer. Das **MgO/CaO-Verhältnis** – berechnet als  $MgO/(MgO+CaO)$  – zeigt vom Zechstein 4 bis zum Zechstein 5 eine insgesamt leicht rückläufige Tendenz. Bei 225 m





**Abb. 19.** Charakteristische mineralogische und geochemische Trends im Profil der Bohrung Aura; untersucht wurde der Bereich zwischen Top des Zechstein 7 (z7Tr) bis zum Zechstein 4 (z4).

(Top Zechstein 5) steigen die Werte an und bleiben bis 215 m (höherer Unterer Fulda-Ton, z7T) auf diesem Niveau. Darüber sinken sie abrupt ab und steigen nach oben erst wieder allmählich an.

Das  $K_2O/Al_2O_3$ -Verhältnis schwankt im gesamten Untersuchungsbereich, steigt aber nach oben insgesamt sehr leicht an. Aus dem  $Na_2O/Al_2O_3$ -Verhältnis lässt sich kein deutlicher Trend ablesen, es schwankt im gesamten Untersuchungsbereich stark. Dasselbe gilt für das  $K_2O/Na_2O$ -Verhältnis.

### Interpretation der XRF-Ergebnisse

Die fast fehlenden Trends in der geochemischen Zusammensetzung sprechen für ein während des höheren Zechstein relativ gleichbleibendes sedimentäres Milieu ohne kontinuierliche Veränderungen. Der Wechsel in der Schwankungsbreite und der Rückgang auf geringere Werte von  $CaO/Al_2O_3$  und  $MgO/Al_2O_3$  bei 215 m (Unterer Fulda-Ton, z7T) geht auf den starken Rückgang der Evaporitminerale oberhalb dieses Niveaus zurück (Abb. 19: Faziesassoziationen und Evaporitmineral-Verteilung). Dies gilt insbesondere für Calcit und Gips, aber offenbar auch für Dolomit, der röntgendiffraktometrisch zwar weiterhin meist nachweisbar war, jedoch in geringeren Intensitäten (s. o.). Die im gesamten Untersuchungsbereich jedoch zu beobachtenden regelmäßigen Schwankungen der beschriebenen

Hauptelementoxide stehen im Einklang mit entsprechenden Beobachtungen großer Schwankungsbreiten im Zechstein der Bohrungen Braunsen und Ützhausen (Kap. 2.4.2.1 und 2.4.2.2). Der Übergang zu geringeren Schwankungsbreiten im Buntsandstein wurde in Bohrung Aura jedoch durch die Probennahme nicht erfasst.

Die Maxima im  $Al_2O_3/SiO_2$ -Verhältnis korrelieren mit den röntgendiffraktometrisch nachgewiesenen Illit/Quarz- und Plagioklas/Alkalifeldspat-Maxima und sind ebenso wie die beiden letzteren auf verstärkten Toneintrag aus terrestrischen Liefergebieten in den Sedimentationsraum zurückzuführen. Entsprechend geht der leichte Anstieg von  $SiO_2$  wahrscheinlich auf eine allmählich immer quarzreichere bzw. tonmineralärmere Sedimentfracht zurück.

Auch in Bohrung Aura wird demnach die Zusammensetzung der Pelite nicht nur durch die Milieubedingungen des Ablagerungsraumes bestimmt, sondern entscheidend auch durch den Sedimenteintrag von den umgebenden Abtragsgebieten. Wie auch in Bohrung Ützhausen (Kap. 2.4.2.2) wird dennoch der Einfluss des Ablagerungsmilieus stärker erkennbar als in Bohrung Braunsen (Kap. 2.4.2.1). Eine abschließende Diskussion dieser Thematik erfolgt in Kap. 3.1 und 3.3.

## 2.5 Ergebnisse der multispektralen Gamma-Strahlungsmessungen an Aufschlüssen

Die multispektralen Messungen der Gamma-Strahlung (gamma ray, GR) an Aufschlüssen dienen zunächst der weitergehenden Charakterisierung der aufgeschlossenen Gesteinsabfolge und – bei größeren Aufschlüssen – dem Vergleich des Aufschluss-GR-Profiles mit GR-Logs nahe gelegener Bohrungen zu Korrelationszwecken. Darüber hinaus können in großen Aufschlüssen mit relativ einheitlicher Lithologie Aussagen zur zeitlichen Veränderung der Kalium-, Uran- und Tho-

rium-Gehalte der Gesteine gemacht werden (Kap. 2.5.1). Dabei sollte untersucht werden, ob sich Rückschlüsse auf Veränderungen des Ablagerungsmilieus oder auch des Mineralbestands der Gesteine ziehen lassen. Die Gesamtheit aller gewonnenen Messdaten wurde außerdem zur Charakterisierung der gemessenen Lithotypen verwendet und für deren Abgrenzung untereinander (Kap. 2.5.2).



## 2.5.1 Zeitliche Entwicklung der Kalium-, Uran- und Thoriumgehalte

Wegen der starken Lithologieabhängigkeit der Gamma-Strahlung bzw. der strahlungserzeugenden Elemente Kalium (K), Uran (U) und Thorium (Th) können zur Auswertung der zeitlichen Entwicklung dieser Elemente nur solche Aufschlüsse herangezogen werden, die ausreichend groß und außerdem von annähernd einheitlicher Lithologie sind. Dies trifft zu auf die Aufschlüsse:

- Vierstöck (Odenwald, Messprofil ca. 8 m hoch, Bereich z2–z5/6),

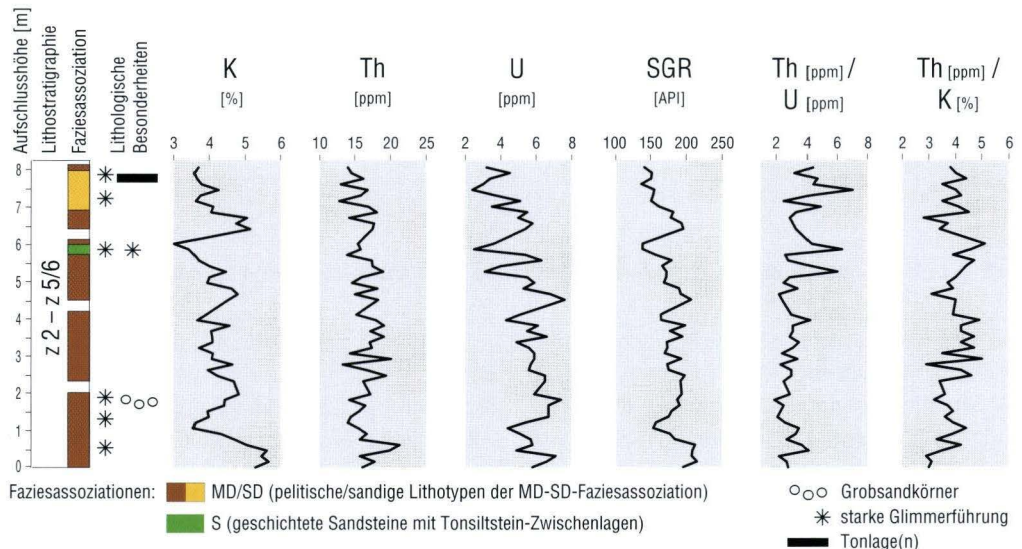
- Heinebach (Fuldata, Nordosthessen, Messprofil 29 m hoch, Bereich z5Tr–z7T),
- Altenhaina (Frankenberger Raum, Messprofil 5 m hoch, z5-z7FB–suC),
- Niederweimar (Marburger Raum, Messprofil ca. 12 m hoch, z5-z7FB–suC).

Im Folgenden werden die Ergebnisse der GR-Messungen in diesen vier Aufschlüssen dargestellt. Eine zusammenfassende Interpretation der Ergebnisse folgt in Kap. 2.5.1.5.

### 2.5.1.1 Aufschluss Vierstöck: Zechstein 2–5/6 in Randfazies

In der Tongrube Vierstöck im Odenwald (vgl. Kap. 2.2.6) sind über dem Dolomit des Zechstein 1 homogene pelitische Mischgesteine der MD-SD-Faziesassoziation mit wenigen sandigeren Lagen aufgeschlossen, die ungefähr dem Zechstein 2–5/6 zuzuordnen sind. Aus Messungen auf den vier Bermen der Tongrube wurde ein Messprofil von etwa 8 m Höhe zusammengesetzt (Abb. 20).

Die K-, Th- und U-Gehalte zeigen im gesamten Messprofil einen rückläufigen Trend. Der **K-Gehalt** schwankt zwischen 3% und 5,7%, wobei die höchsten Gehalte innerhalb von Mdt-dominierten Bereichen liegen. Der niedrigste Wert wird bei 6 m Profilhöhe am Top einer siltigen Feinsandsteinlage erreicht. Der **Th-Gehalt** liegt bei sehr häufigen Schwankungen zwischen 13 ppm und



**Abb. 20.** Spektrales Gamma-Strahlungs-Profil im Aufschluss Vierstöck: K-, Th-, U-Gehalte, errechnete Gesamtstrahlung (SGR), Th/U- sowie Th/K-Verhältnis; links vereinfachtes Litholog (Faziesassoziationen) mit lithostratigraphischer Gliederung.

21 ppm, der **U-Gehalt** schwankt zwischen 2,4 ppm und 7,6 ppm. Die Kurve der **Gesamtstrahlung** (SGR, s. Kap. 1.3.5) folgt im Wesentlichen der K-Kurve und wird nur selten durch besonders hohe U- oder Th-Gehalte verstärkt. Auch bei der Gesamtstrahlung liegt der niedrigste Wert am Top der Feinsandsteinlage bei 6 m.

Das **Th/U-Verhältnis** liegt bei geringen Schwankungen zwischen 2 und 7, der Durchschnitt bei 3,3. Drei Maxima liegen in jeweils

unterschiedlichen Gesteinstypen – einem Mdt-Lithotyp, einem glimmerreichen siltigen Feinsandstein der S-Faziesassoziation und einem Mds-Lithotyp – und gehen in allen Fällen auf Th-Maxima und korrespondierende U-Minima zurück.

Das **Th/K-Verhältnis**<sup>16</sup> schwankt zwischen 3 und 5 und steigt nach oben leicht an. Eine Abhängigkeit des Th/K-Verhältnisses von der Lithologie ist nicht festzustellen.

### 2.5.1.2 Aufschluss Heinebach: Zechstein 5–7

Im hessenweit größten Aufschluss des höchsten Zechstein, der ehemaligen Tongrube Heinebach im Fuldata (Nordosthessen, vgl. Kap. 2.2.1), wurde ein annähernd lückenloses 29 m hohes GR-Messprofil vom Top der Ohre-Folge (z5Tr) bis in den höchsten Unteren Fulda-Ton (z7T) erstellt (Abb. 21, vgl. Taf. 10, Fig. 4, 5). Das Aufschlussprofil wird aus sehr homogenen pelitischen Mischgesteinen („Md-Typen“) der MD-SD-Faziesassoziation aufgebaut; eingelagert sind nur einzelne sandige Lagen des Sd- oder Mds-Typs, sehr dünne geschichtete Tonsteinlagen des Tl-Typs und eine sog. „Dolomitknollenlage“ (Konkretionstyp K4). Aufgrund dieser homogenen Lithologie eignet sich das Profil ganz besonders zur Auswertung hinsichtlich zeitlicher Variationen der Gesamtstrahlung und der einzelnen zur Strahlung beitragenden Elemente.

Die Strahlungs- bzw. die daraus abgeleiteten Elementgehaltskurven von K und Th verlaufen annähernd parallel (vgl. Abb. 21): Hohe **K- und Th-Gehalte** treten zwischen 6 m und 10 m Profilhöhe auf (Bereich z6T–z6Tr: K 4,5–6,6%, Th 14–22 ppm) sowie zwischen 23 m und 29 m (höherer Unterer Fulda-Ton, z7T, unterhalb der höchsten Sd-Sandsteinbank: K 4,4–5,9%, Th 12–20 ppm). In den übrigen Profilabschnitten liegen die K-Gehalte um 4%, die Th-Gehalte um 13 ppm. Minima sowohl von K als auch von Th treten im Bereich

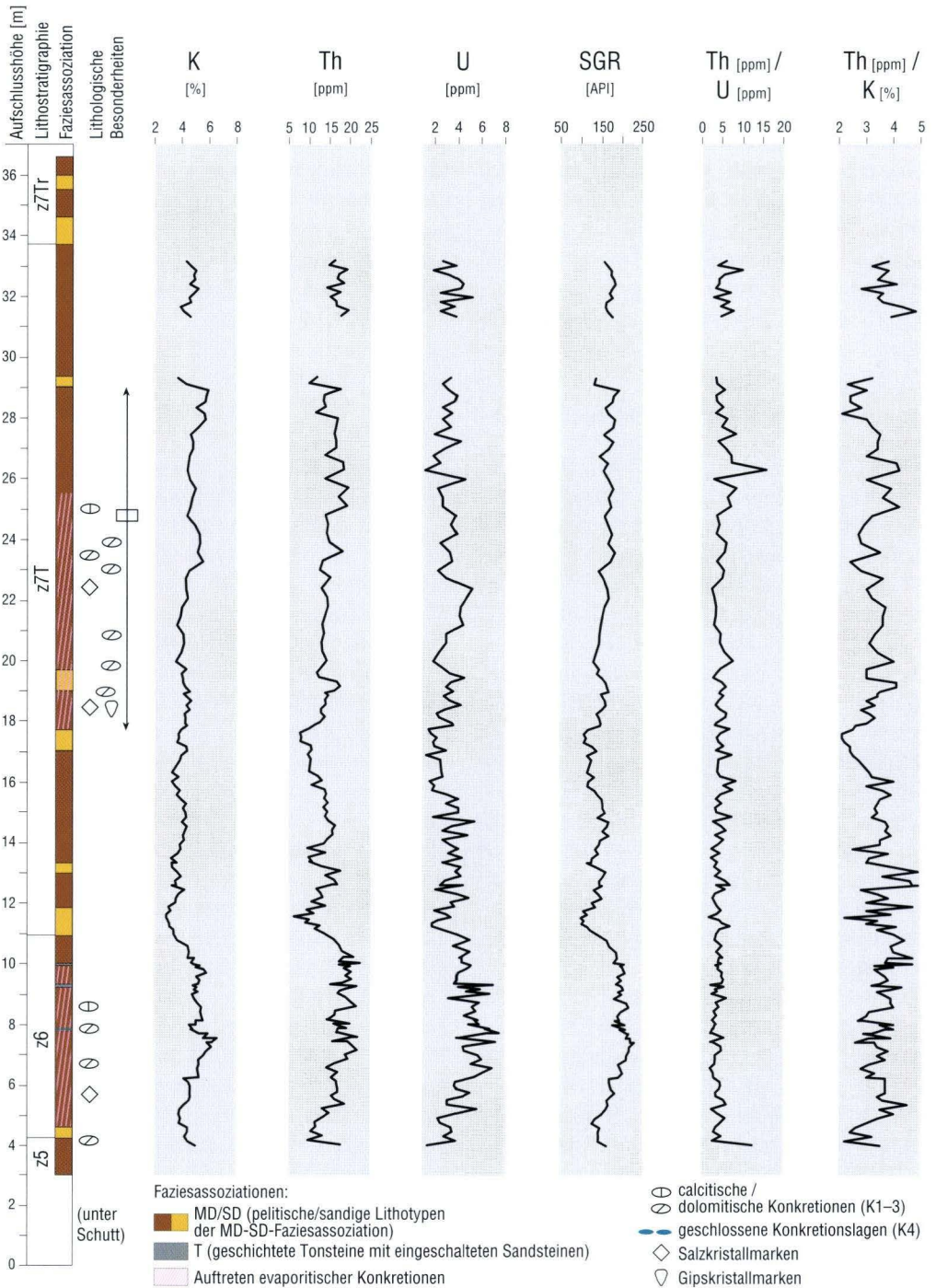
der eingeschalteten Sandsteinbänke auf und ebenfalls bei der sog. „Dolomitknollenlage“. Zwischen 11 m und 29 m des Messprofils, vom Basissandstein des Unteren Fulda-Tons (z7T) bis in den höheren Teil der Fulda-Folge, steigen insbesondere die K-Gehalte, aber auch die Th-Gehalte insgesamt deutlich an. Die **U-Gehalte** sind wie K und Th im Bereich zwischen 6 m und 10 m etwas erhöht (3–7,5 ppm), im übrigen Messprofil schwanken sie zwischen 1,2 ppm und 5,2 ppm, ohne dass ein Trend erkennbar ist. Die Sandsteinbänke drücken sich in der U-Kurve – im Gegensatz zu den Kurven von K und Th – nicht in relativen Minima aus. Die Kurve der **Gesamtstrahlung (SGR)** folgt im Wesentlichen der K- bzw. der Th-Kurve.

Das **Th/U-Verhältnis** liegt im gesamten Profil in der Regel zwischen 2 und 6, im Bereich von 11–20 m (tieferer Unterer Fulda-Ton, z7T) erreichen Spitzen den Wert 8. Im Bereich von 25–28 m (höherer Unterer Fulda-Ton, z7T) sind Maxima mit Werten bis zu 15,8 (bei 26,25 m) ausgebildet. Ein zeitlicher Trend ist nicht zu beobachten, aber die einzelnen Maxima steigen im Verlaufe des Unteren Fulda-Tons bis zur höchsten eingelagerten Sandsteinbank auf immer höhere Werte an.

Das **Th/K-Verhältnis** zeigt keinen deutlichen Trend, die Werte schwanken um einen Mittelwert von 3,4. Deutliche Minima sind bei den eingelagerten Sd- oder Mds-Bänken ausgebildet,

<sup>16</sup> Th/K berechnet als  $(Th[ppm] / K[\%])$  nach RIDER (1996: 86f.)





**Abb. 21.** Spektrales Gamma-Strahlungs-Profil im Aufschluss Heinebach: K-, Th-, U-Gehalte, errechnete Gesamtstrahlung (SGR), Th/U- sowie Th/K-Verhältnis; links vereinfachtes Litholog (Faziesassoziationen) mit lithostratigraphischer Gliederung.

aber auch im Bereich von 28–29 m, d.h. in den Md-Gesteinen unmittelbar unterhalb der höchsten Sandsteinbank des Unteren Fulda-Tons (z7T). Diese Minima werden vor allem durch sehr nied-

rige Th-Gehalte verursacht, obwohl häufig auch K in diesen Niveaus deutlich niedrigere Gehalte zeigt (Abb. 21).

### 2.5.1.3 Aufschluss Altenhaina: Zechstein-Buntsandstein-Grenze in Randfazies

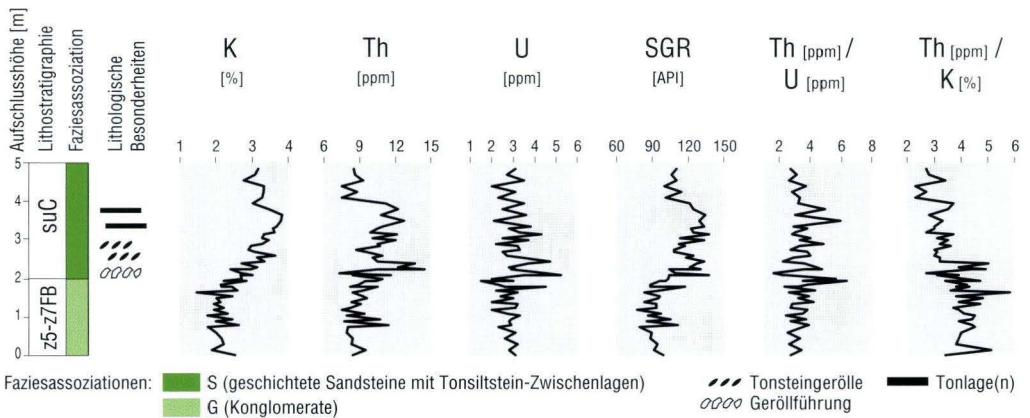
Im alten Bausandsteinbruch bei Altenhaina (Frankenberger Raum, vgl. Kap. 2.2.3) ist die Grenze zwischen Frankenberg-Formation (z5-z7FB) und Unterem Buntsandstein (Calvörde-Folge, suC) aufgeschlossen und konnte geophysikalisch vermessen werden (Abb. 22).

Die **K-Gehalte** liegen im Konglomerat des höchsten Zechstein zwischen 1,4% und 2,8%, steigen an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze stark an, insbesondere im untersten Meter des Unteren Buntsandstein, und liegen dann relativ konstant bei 2,7–3,8%. **Th** tritt in Gehalten von 7–14 ppm auf, der Durchschnitt liegt bei 10 ppm. Der Th-Anstieg an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze ist nur sehr schwach ausgebildet. Die Kurve der **U-Gehalte** zeigt keinen deutlichen Trend, die Gehalte liegen zwischen 1,5 ppm und 5 ppm, im Mittel bei 3 ppm. Die **Gesamtstrahlung (SGR)** verläuft ähnlich wie die K-Kurve, der Anstieg an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze ist hier ebenfalls deutlich sicht-

bar. Außerdem zeigt sich in der Gesamtstrahlung deutlicher als in den einzelnen Elementgehalten ein Rückgang oberhalb von 4 m, wo dickbankige Feinsandsteine einsetzen.

Das **Th/U-Verhältnis** liegt gleichbleibend zwischen 1,4 und 6,3, zwischen dem Konglomerat des Zechstein und den Feinsandsteinen des Unteren Buntsandstein ist kein wesentlicher Unterschied im Th/U-Verhältnis erkennbar. Im Bereich zwischen dem Top des Konglomerats und den weiter oben einsetzenden bankigen Feinsandsteinen werden etwas höhere Th/U-Spitzen erreicht, ohne dass sich das Normalniveau erhöht. Der höchste und der niedrigste Wert liegen dicht beieinander an der Buntsandstein-Basis.

Das **Th/K-Verhältnis** geht im gesamten Messprofil kontinuierlich zurück von durchschnittlich 4 im Zechstein auf durchschnittlich 3 im Unteren Buntsandstein. Besonders große Schwankungen liegen im Zechstein-Buntsandstein-Grenzsbereich.



**Abb. 22.** Spektrales Gamma-Strahlungs-Profil im Aufschluss Altenhaina: K, Th-, U-Gehalte, errechnete Gesamtstrahlung (SGR), Th/U- sowie Th/K-Verhältnis; links vereinfachtes Litholog (Faziesassoziationen) mit lithostratigraphischer Gliederung.

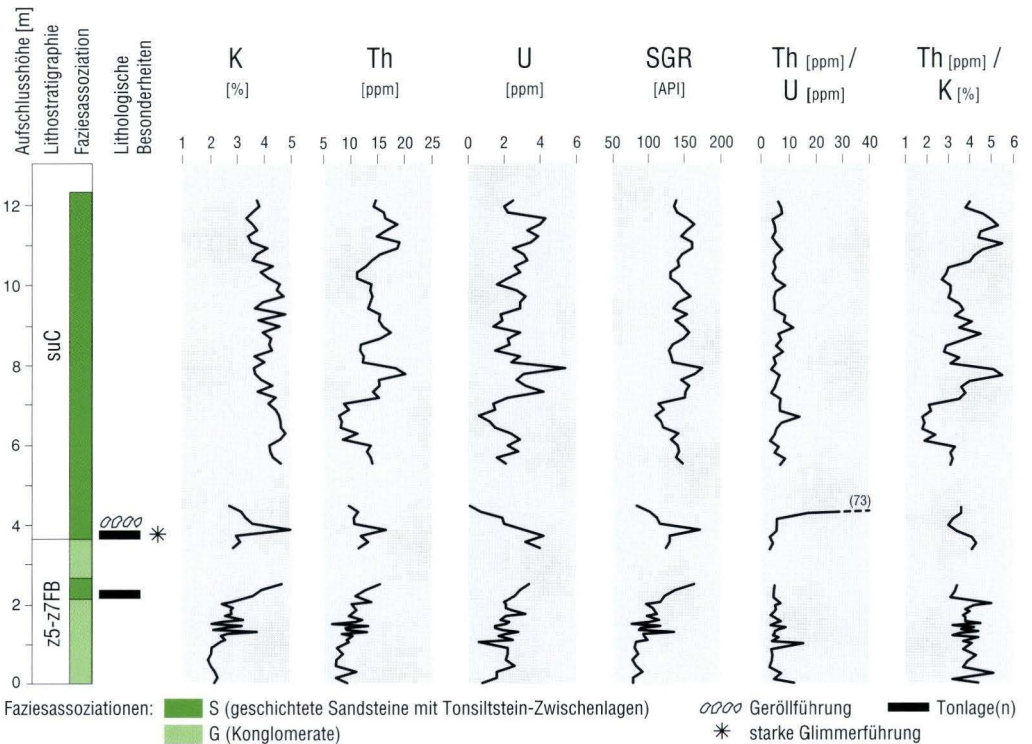


### 2.5.1.4 Aufschluss Niederweimar: Zechstein-Buntsandstein-Grenze in Randfazies und Basisbereich des Unteren Buntsandstein

Im Aufschluss Niederweimar (Steinbruch „Weimarscher Kopf“, Marburger Raum, vgl. Kap. 2.2.3) wurde ein Gamma-Strahlungs-Profil über 4,5 m vom oberen Zechstein bis zur Zechstein-Buntsandstein-Grenze erstellt, fast lückenlos daran anschließend ein weiteres über 6,5 m im Unteren Buntsandstein (Abb. 23). Der obere Zechstein liegt hier in Konglomeratfazies mit eingeschalteten Sandstein- und Pelitlagen vor (Frankenberg-Formation, z5-z7FB), der Untere Buntsandstein (Calvörde-Folge, suC) besteht im Steinbruch aus bankigen bis dickbankigen Feinsandsteinen der S-Faziesassoziation mit nur vereinzelten, sehr dünnen Tonsiltsteinlagen (vgl. Taf.

10, Fig. 2). Wegen der uneinheitlichen Lithologie im Zechstein werden hier im Wesentlichen die Entwicklungen im homogen feinsandig aufgebauten Buntsandstein betrachtet.

Die **K-Gehalte** gehen im Buntsandstein-Abschnitt des Messprofils insgesamt zurück von 4,8% auf 3,5%. **Th** zeigt starke Schwankungen, nimmt aber nach oben tendenziell zu von 8 ppm auf 19 ppm. **K** und **Th** zeigen im Buntsandstein keine gleichgerichteten Veränderungen, im Gegensatz dazu verlaufen ihre Kurven im Zechstein fast genau parallel. Die **U-Gehalte** nehmen ebenso wie die von **Th** im Buntsandstein-Abschnitt nach oben bei Schwankungen leicht zu, die



**Abb. 23.** Spektrales Gamma-Strahlungs-Profil im Aufschluss Niederweimar: K-, Th-, U-Gehalte, errechnete Gesamtstrahlung (SGR), Th/U- sowie Th/K-Verhältnis; links vereinfachtes Litholog (Faziesassoziationen) mit lithostratigraphischer Gliederung.

Schwankungsbreite ist jedoch bei U wegen der insgesamt niedrigeren Gehalte geringer als bei Th (0,6 ppm bis max. 5,4 ppm, im Mittel etwa 3 ppm U). Die aus den Anteilen von K, Th und U berechnete **Gesamtstrahlung SGR** wird im Wesentlichen durch Th geprägt: Die SGR-Kurve verläuft sehr ähnlich wie die von Th und wird nur z.T. noch verstärkt durch hohe K- oder U-Gehalte. Die Gesamtstrahlung steigt im Buntsandstein-Abschnitt des Messprofils nach oben nur sehr leicht an. Während der Messungen im Aufschluss fiel auf, dass in der Regel die Basis einer Sandsteinbank die höchsten Strahlungswerte zeigt.

Das **Th/U-Verhältnis** zeigt im Buntsandstein relative Maxima in regelmäßigen Abständen von etwa 1 m, die meist auf U-Minima und z.T. auch auf gleichzeitige Th-Maxima zurückgehen. Die

Th/U-Maximalwerte liegen zwischen 6,5 und 14, die Normalwerte zwischen den Maxima zwischen 3 und 5. Im konglomeratischen Bereich des Zechstein gibt es ähnliche Th/U-Maxima, die jedoch enger und in unregelmäßigeren Abständen aufeinander folgen und geringfügig höhere Maximalwerte von 6,9–15,4 zeigen.

Der Kurvenverlauf des **Th/K-Verhältnisses** ist im Buntsandstein-Abschnitt dem der Gesamtstrahlung (SGR) bzw. des Th-Gehalts sehr ähnlich. Die Werte steigen nach oben leicht an; Maxima im Th/K-Verhältnis gehen auf Th-Maxima zurück, seltener auf K-Minima. Im Zechstein-Abschnitt, in dem die K- und die Th-Kurve parallel verlaufen, folgt die Th/K-Kurve nicht der Gesamtstrahlung bzw. dem Th-Gehalt. Ein Trend des Th/K-Verhältnisses ist hier nicht erkennbar.

### **2.5.1.5 Zusammenfassende Interpretation der Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen**

Welche Rückschlüsse sich aus den ermittelten K-, Th- und U-Gehalten sowie den abgeleiteten Größen Th/U und Th/K ziehen lassen, insbesondere hinsichtlich Mineralbestand der Gesteine und Ablagerungsmilieu (pH-Wert, Redoxbedingungen), wurde bereits in Kap. 1.3.5 (vorwiegend nach RIDER 1996) ausführlich dargestellt und soll daher hier nicht wiederholt werden.

In den tonig geprägten Messprofilen, in denen das Th/K-Verhältnis klimatisch gesteuerte Variationen der Tonmineralzusammensetzung anzeigen kann (RIDER 1996: 68, vgl. Kap. 1.3.5), wurden keine deutlichen Th/K-Trends festgestellt, so dass sich keine klimatischen Veränderungen ableiten lassen. In den sandig dominierten Profilen haben Variationen des Th/K-Verhältnisses ihre Ursache in der detritischen Zusammensetzung, z.B. in der Feldspat-, Glimmer- oder Schwermineralführung der Sandsteine (vgl. Kap. 1.3.5). Bankweise wechselnde Th/K-Verhältnisse sind dabei sicherlich nicht auf wechselnde Liefergebiete, sondern auf kleinräumig schwankende Strömungsverhältnisse zurückzuführen.

Auch das Th/U-Verhältnis zeigt keine deutlichen Trends und keine anormal kleinen Werte, die hinsichtlich Paläomilieu oder Sedimentationsrate auswertbar wären (vgl. Kap. 1.3.5). Die häufig auftretenden anormal großen Th/U-Werte gehen vermutlich auf Th-Spitzen in lagenweise angereicherten Schwermineralen oder Glimmern zurück oder aber auf sekundär aus dem Sediment herausgelöstes Uran. Paläoklimatisch sind sie nicht interpretierbar (vgl. Kap. 1.3.5).

Im Vergleich der Aufschlüsse Vierstöck und Heinebach, die eine sehr ähnliche Lithologie aus Md-Gesteinen aufweisen, fällt auf, dass die U-Gehalte in Vierstöck durchschnittlich etwas höher liegen. Dies könnte auf einen höheren Eintrag organischer Substanz in dieser randnahen Position der Hessischen Senke zurückgehen.

Der Vergleich der beiden in Lithologie und stratigraphischem Bereich gleichen Aufschlüsse Niederweimar und Altenhaina ergibt für den Buntsandstein-Abschnitt in Niederweimar durchweg höhere Strahlung als in Altenhaina. Diese geht auf K und Th zurück, U ist in Niederweimar



nicht erhöht. Die Gesamtstrahlung wird im Buntsandstein-Abschnitt in Niederweimar von Th bestimmt, im gleichen Abschnitt in Altenhaina dagegen von Th und K. Daraus ist abzuleiten, dass in Niederweimar Th-reiche Schwerminerale die Gesamtstrahlung der Sandsteine bestimmen, in Altenhaina dagegen detritische Minerale wie Feldspäte und Glimmer, die sich vor allem in der K-Strahlung widerspiegeln. Der größere Einfluss der Schwerminerale in Niederweimar ist möglicherweise durch die Lage am westlichsten Rand der im Buntsandstein einheitlich nach Norden gerichteten fluviatilen Schwemmebene zu erklären (vgl. Kap. 3.3.1). In den Konglomeraten des Zechstein wird die Strahlung dagegen in beiden Aufschlüssen durch Th und K bestimmt, beide Elemente zeigen hier parallele Kurvenverläufe. Dies geht vor allem auf tonige und feldspatreiche Lithoklasten in den Konglomeraten zurück (vgl. Kap. 2.3.3: u. a. Metavulkanite, Tonschiefer und „Grauwacken“ bzw. lithische Subarkosen nach McBRIDE 1963). Die etwas höheren K- und Th-Gehalte der Konglomerate von Niederweimar sind – bei einer im Zechstein noch von Westen nach Osten gerichteten Schüttungsrichtung, vgl. Kap. 3.3.1 – wahrscheinlich durch die größere Nähe zum Liefergebiet der Rheinischen Masse zu erklären.

Der im Aufschluss Heinebach beobachtete Anstieg von K und Th innerhalb der Friesland-Folge

(z6) und erneut innerhalb des Unteren Fulda-Tons (z7T) ist als Anstieg des Tongehaltes der Sedimente zu interpretieren. Das Th/K-Verhältnis bleibt dabei in beiden o.g. Abschnitten des Aufschlussprofils konstant, so dass der K-Anstieg nicht auf höhere Illitgehalte gegenüber Kaolinit und damit auch nicht auf klimatische Veränderungen (gesteigerte Aridität) hinweist (s. o. und Kap. 1.3.5).

Ebenfalls im Aufschluss Heinebach werden Verdünnungseffekte durch karbonatische Zemente und Konkretionen deutlich, die die Gamma-Strahlung innerhalb ansonsten homogener MdBereiche lagenweise stark herabsetzen. Dies betrifft in der Regel nur die Th- und K-Anteile der Gesamtstrahlung, nicht dagegen den U-Anteil, was recht gut zur Affinität von U zu organischer Substanz, die in Karbonaten enthalten sein kann, passt (vgl. RIDER 1996: 80).

Diese Auswertung macht deutlich, dass zeitliche Veränderungen der Milieubedingungen aus den beschriebenen Aufschlussmessungen nicht abgeleitet werden konnten. Um mögliche lithologiespezifische Unterschiede der K-, Th- und U-Verteilung erkennen zu können, wurden die Messwerte aller 12 vermessenen Aufschlussprofile zusammen zusätzlich nach Lithotypen ausgewertet, wie im nächsten Kapitel dargestellt wird.

### **2.5.2 Auswertung der spektralen Gamma-Strahlungs-Messungen nach Lithotypen**

Die spektralen Strahlungsintensitäten aller 12 vermessenen Aufschlüsse (auch der kleineren, s. Tab. 8) werden im Folgenden nach Lithotypen bzw. Faziesassoziationen getrennt ausgewertet, ähnlich der lithologiespezifischen Auswertung der geochemischen Analysen (Kap. 2.4.1). Damit soll untersucht werden, ob sich bestimmte Lithotypen anhand ihres Strahlungsspektrums von an-

deren unterscheiden lassen und ob möglicherweise doch Ableitungen hinsichtlich des Ablagemilieus möglich sind. Daher werden vor allem die Th/U-Verteilung und die Th/K-Verteilung als potenzielle Milieuindikatoren betrachtet (vgl. Kap. 1.3.5). Eine zusammenfassende Interpretation der Messergebnisse folgt in Kap. 2.5.2.3.

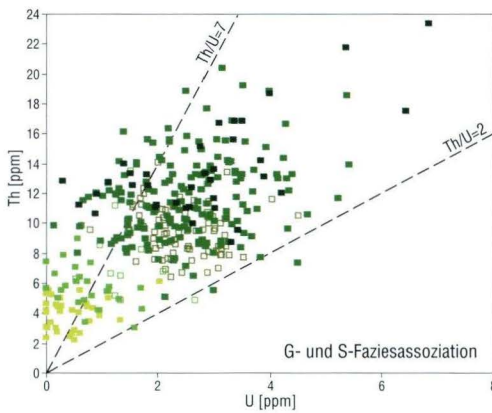
### 2.5.2.1 Th/U-Verteilung

Im Th/U-Verhältnis zeigen sich z.T. Unterschiede zwischen den verschiedenen Lithotypen bzw. Faziesassoziationen, insbesondere zwischen den sandigen Lithotypen der S- bzw. G-Faziesassoziation und denen der MD-SD-Faziesassoziation (Abb. 24, 26 und Tab. 8):

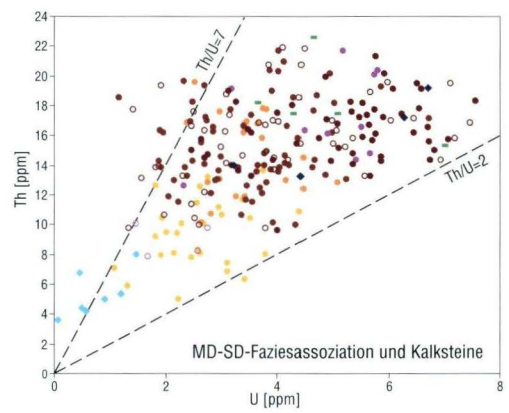
Konglomerate bis konglomeratische Sandsteine der **G-Faziesassoziation** zeigen generell geringe Strahlung ( $\bar{\varnothing}$  SGR = 89 API) und entsprechend geringe Th- und U-Gehalte, das mittlere Th/U-Verhältnis liegt bei 4,5. Sandigere Lithotypen der G-Faziesassoziation zeigen noch geringere Gesamtstrahlung und durchschnittlich kleinere Th- und U-Gehalte als die Konglomerate, dabei aber ein etwas höheres Th/U-Verhältnis von 6.

Die **S-Faziesassoziation**, aus der Feinsandsteine, Fein- bis Mittelsandsteine, Mittelsandsteine und Proben aus sog. „Zwischenschichten“ (Feinsand-, Silt- und Tonsiltsteine) gemessen wurden, zeigt – entsprechend ihrer lithologischen Variabilität – auch in den Strahlungsspektren eine große

Variationsbreite: Insgesamt schwanken die U-Gehalte der S-Faziesassoziation zwischen 0 ppm und 7 ppm, die Th-Gehalte zwischen 2 ppm und 23 ppm, und die Gesamtstrahlung (SGR) liegt zwischen 31 API und 214 API, im Mittel bei 116 API. Das mittlere Th/U-Verhältnis ist mit 7,8 wesentlich höher als in der G-Faziesassoziation. Erwartungsgemäß zeigen innerhalb der S-Faziesassoziation die tonig-siltig geprägten „Zwischenschichten“ eine deutlich höhere Gesamtstrahlung ( $\bar{\varnothing}$  SGR = 145 API) und ein kleineres Th/U-Verhältnis von durchschnittlich 7 aufgrund verhältnismäßig höherer U-Gehalte. Ähnliche Strahlungswerte zeigen auch die Feinsandsteine, hier ist die Schwankungsbreite der Th- und U-Gehalte aber noch höher. Gegenüber diesen beiden feinkörnigen Lithotypen setzen sich die Fein- bis Mittelsandsteine und die reinen Mittelsandsteine deutlich ab, sowohl durch eine wesentlich geringere Gesamtstrahlung ( $\bar{\varnothing}$  SGR von 41 API bei Fein- bis Mittelsandsteinen und 73 API bei Mittelsandstein-



- Lithotypen der G- und S-Faziesassoziation:
- |            |                               |                |
|------------|-------------------------------|----------------|
| □ Gc       | ■ mittelsandige               | } S-Lithotypen |
| □ Gc-Ss-Sc | ■ fein- bis mittelsandige     |                |
|            | ■ feinsandige                 |                |
|            | ■ Sr+Fm („Zwischenschichten“) |                |



- Lithotypen der MD-SD-Faziesassoziation:
- |       |                              |                                  |
|-------|------------------------------|----------------------------------|
| ● Sd  | ○ Md-Mdt                     | ○ Sd mit K3-Konkretionen         |
| ● Mds | ● Mdt                        | ● Md mit K0- bis K2-Konkretionen |
| ● Md  | ■ TI (als dünne Lagen in Md) | ◆ K3- und K4-Konkretionen        |
- Lithotyp der E-Faziesassoziation: ● Kalkstein

**Abb. 24.** Th/U-Verhältnis verschiedener Lithotypen bzw. Faziesassoziationen (Kürzel s. Anhang 6.2 bzw. Beilage 3) nach multispektralen Gamma-Strahlungsmessungen an Aufschlüssen.



**Tab. 8.** Ergebnisse der multispektralen Gamma-Strahlungs-Messungen an 12 Aufschlüssen, Auswertung nach Lithotypen bzw. Faziesassoziationen (FA): K, Th- und U-Gehalte, berechnete Gesamtstrahlung SGR, Th/U- und Th/K-Verhältnis.

FA (Lithotyp) Probenzahl n	Aufschlüsse	statistische Größen	SGR [API]	K [%]	Th [ppm]	U [ppm]	Th [ppm]/ U [ppm]	Th [ppm]/ K [%]
<b>G (gesamt)</b> n = 87	Alth, Balz, Ndw, Talb, Opb	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	89±16 47–136	2,1±0,5 1,1–3,7	9,2±1,9 4,8–14,0	2,3±0,7 0,5–4,5	4,5±2,3 1,8–15,4	4,5±1,0 3,2–8,2
G (Gc) n = 75	Alth, Balz, Ndw, Talb	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	92±13 96–136	2,2±0,4 1,4–3,7	9,5±1,7 6,4–14,0	2,4±0,7 0,6–4,5	4,3±2,1 2,2–15,4	4,4±0,9 3,2–8,2
G (Gc-Ss-Sc) n = 12	Ndw, Opb	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	68±20 47–117	1,6±0,7 1,1–3,2	7,6±2,6 4,8–13,4	1,5±0,5 0,5–2,7	6,0±2,9 1,8–11,4	5,0±1,4 3,2–7,7
<b>S (gesamt)</b> n = 270	Alth, Balz, Frau, Heid, Hdl, Mors, Ndw, Steink, Talb, Wehr, (Vier)	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	116±38 31–214	3,6±1,3 0,5–6,7	10,2±4,1 2,2–23,4	2,1±1,3 0,0–6,8	7,8±12,1 1,6–115,8	3,3±1,9 0,5–14,0
S (mS) n = 36	Mors	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	73±9 60–96	3,3±0,4 2,7–4,3	3,9±1,0 2,2–6,1	0,4±0,5 0,0–2,0	19,4±29,5 2,6–115,8	1,2±0,3 0,5–1,8
S (mS-fS) n = 27	Steink	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	41±5 31–50	0,8±0,2 0,5–1,3	5,6±1,4 3,0–8,9	0,7±0,5 0,0–1,7	10,5±9,0 1,9–40,6	7,3±2,1 4,1–14,0
S (fS) n = 171	Alth, Frau, Heid, Hdl, Ndw, Talb, Wehr, (Vier)	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	131±20 84–175	4,0±1,0 1,8–6,7	11,6±2,8 5,0–20,3	2,5±1,0 0,1–5,4	5,7±5,8 1,6–73,3	3,1±1,1 0,8–7,1
S (Sr+Fm)* n = 36	Frau, Heid, Hdl, Ndw, Talb, Wehr	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	145±26 115–214	4,2±0,9 2,6–6,5	13,5±3,2 8,7–23,4	2,8±1,5 0,3–6,8	7,0±7,4 2,6–44,9	3,3±1,0 1,6–5,9
<b>SD (gesamt)</b> n = 52	Balz, Hein, Vier	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	122±30 65–176	3,3±0,9 1,6–4,6	11,4±3,6 5,0–19,6	2,9±0,9 1,1–5,1	4,1±1,3 1,8–7,7	3,6±0,9 2,1–6,2
SD (Sd) n = 28	Balz, Hein	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	105±24 65–145	2,9±1,0 1,6–4,4	9,4±2,3 5,0–13,6	2,6±0,8 1,1–4,4	3,8±1,2 1,8–6,9	3,5±1,0 2,1–6,2
SD (Sd,K3) n = 4	Balz, Hein	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	102±12 87–116	3,0±1,0 2,1–3,9	8,9±1,1 7,8–10,0	2,1±0,6 1,5–2,8	4,5±1,6 3,2–6,8	3,2±1,1 2,1–4,3
SD (Mds) n = 20	Hein, Vier	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	149±15 114–176	3,9±0,4 3,3–4,6	14,7±2,7 10,1–19,6	3,5±0,7 2,4–5,1	4,4±1,3 2,5–7,7	3,8±0,6 3,0–4,9
<b>MD (gesamt)**</b> n = 182	Hdl, Hein, Opb, Vier	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	169±26 107–230	4,5±0,8 2,4–6,6	15,8±2,7 9,6–21,9	4,2±1,5 1,2–7,6	4,3±1,8 2,1–15,8	3,6±0,6 2,1–6,2
MD (Md) n = 68	Hdl, Hein, Opb	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	160±24 107–207	4,4±0,9 2,4–5,9	15,3±2,8 9,9–21,7	3,5±1,0 1,2–6,7	4,8±2,0 2,3–15,8	3,6±0,8 2,1–6,2
MD (Md-Mdt) n = 51	Hein	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	170±32 114–230	4,7±0,8 3,3–6,6	15,7±3,0 9,7–21,9	3,9±1,6 1,3–7,5	4,6±2,0 2,1–12,4	3,4±0,4 2,2–4,5
MD (Mdt) n = 53	Hein, Vier	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	177±19 134–216	4,4±0,6 3,6–5,7	16,3±2,1 9,6–21,3	5,1±1,3 2,5–7,6	3,4±1,0 2,1–6,0	3,7±0,6 2,4–5,0
MD (Md,K0- K2) n = 10	Hein, Vier	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	190±21 142–216	5,1±0,4 4,5–5,6	17,2±3,0 12,6–21,6	4,8±1,2 2,3–5,8	3,8±1,1 2,6–6,0	3,4±0,6 2,7–4,0
MD (K3, K4) n = 4	Hein	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	174±31 147–208	4,3±0,5 3,6–4,8	15,9±2,8 13,2–19,2	5,2±1,6 3,2–6,7	3,2±0,7 2,7–4,3	3,7±0,3 3,4–4,0
MD (TI)*** n = 5	Hein	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	193±10 180–205	5,0±0,3 4,7–5,3	18,2±2,7 15,3–22,5	5,0±1,3 3,7–7,0	3,9±1,1 2,2–4,9	3,7±0,6 3,2–4,7
<b>E (Kalkst.)</b> n = 7 ****	Opb	$\bar{a} \pm \sigma_{n-1}$ Min.–Max.	41±12 26–63	0,9±0,2 0,7–1,2	5,3±1,5 3,6–8,0	0,7±0,5 0,1–1,5	13,4±16,0 4,5–48,9	6,3±1,5 4,2–8,8

\* „Zwischenschichten“; \*\* ohne TI und K3, K4; \*\*\* „Graugrüne Lagen“; \*\*\*\* „Randkalk“, z3; FA=Faziesassoziation (Kürzel s. Kap. 2.1 sowie Anhang 6.2 bzw. Beilage 3);  $\bar{a}$ : arithmetisches Mittel;  $\sigma_{n-1}$ : Stichproben-Standardabweichung; Aufschlüsse (s. Kap. 2.2 und Anhang 6.3.2): Heid=Heidelberg, Opb=Oppenbach (beide Korbacher Bucht), Alth=Altenhaina, Balz=Balzersberg, Ndw=Niederweimar, Talb=Talberg, Wehr=Wehrholz (alle Frankenberger bis Marburger Raum), Frau=Frauenberg, Hein=Heinebach (beide Fuldatal, Nordosthessen), Hdl=Heidelberg, Mors=Morsberg, Steink=Steinkopf, Vier=Vierstöck (alle Odenwald).

nen, bedingt durch höheren K-Gehalt) als auch durch deutlich kleinere Th- und besonders U-Gehalte (Th bei beiden Lithotypen < 10 ppm, U ≤ 2 ppm). Das Th/U-Verhältnis liegt daher mit 11 für Fein- bis Mittelsandsteine bzw. 19 für Mittelsandsteine über dem der feinkörnigen Lithotypen.

Die **sandigen Lithotypen der MD-SD-Faziesassoziation** (Sd- und Mds-Lithotypen) zeigen klare Unterschiede im Vergleich zur S-Faziesassoziation: Die überwiegend mittelsandigen Sd-Sandsteine haben eine durchschnittliche Gesamtstrahlung von 105 API und insbesondere höhere U-Gehalte, auch etwas höhere Th-Gehalte als die S-Faziesassoziation. Daraus resultiert ein Th/U-Verhältnis von 3,8, also ein wesentlich niedrigeres als bei der S-Faziesassoziation, sogar gegenüber den von der Korngröße her ähnlichen Mittelsandsteinen (s. o.). Sd-Sandsteine mit evaporitischen Konkretionen (Sd,K) heben sich von den übrigen Sd-Sandsteinen nicht ab. Die Mds-Lithotypen zeigen entsprechend dem höheren Tonanteil eine höhere Gesamtstrahlung als die Sd-Lithotypen (149 API) und geringfügig höhere U- und Th-Gehalte, aber ebenso wie die Sd-Typen ein relativ niedriges Th/U-Verhältnis von 4,4.

Die **pelitischen Lithotypen der MD-SD-Faziesassoziation** (Mdt- und Md-Lithotypen) weisen die höchsten Gesamtstrahlungswerte der bisher beschriebenen Gesteine auf ( $\bar{\Sigma}$  SGR = 169 API), bei ebenfalls hohen U- und Th-Gehalten. Das Th/U-Verhältnis ist jedoch mit durchschnittlich 4,3 ähnlich klein wie das der sandigen Lithotypen dieser Faziesassoziation. Gesamtstrahlung, U- und Th-Gehalte nehmen mit steigendem Tongehalt (von Md- zu Mdt-Typen) zu, das Th/U-Verhältnis nimmt in dieser Reihe ab. Die Md-Lithotypen mit evaporitischen Konkretionen (Md,K) zei-

gen eine noch größere Gesamtstrahlung und noch etwas höhere Th-Gehalte als die Mdt-Lithotypen. In dieser Faziesassoziation treten selten sehr dünne, geschichtete, häufig grün gefärbte Tonlagen des Lithotyps T1 auf, die im Aufschluss Heinebach ebenfalls vermessen wurden („Graugrüne Grenzbank“, zweigeteilt in „GG1“ und „GG2“ nach KULICK 1987, vgl. Kap. 2.2.1). Sie zeigen ähnliche Strahlungswerte wie die Md,K-Lithotypen: hohe Gesamtstrahlung von durchschnittlich 193 API, hohe U- und Th-Gehalte (5 ppm bzw. 18,2 ppm) und ein niedriges Th/U-Verhältnis von 3,9. Damit unterscheiden sie sich sehr deutlich von den tonigen Zwischenlagen des Fm-Lithotyps der S-Faziesassoziation (in dieser Auswertung als „Zwischenschichten“ mit Feinsand- und Siltsteinen zusammengefasst, s. o.).

Aus der **MD-SD-Faziesassoziation** wurden auch einzelne **karbonatische „Knollen“** (Konkretionstyp K3, s. Kap. 2.1.3) und **„Knollenlagen“** (Typ K4) gemessen. Sie liegen in der Gesamtstrahlung und im Th- und U-Gehalt vollkommen im Bereich der Md- und Mdt-Lithotypen, ihr Th/U-Verhältnis ist mit 3,2 nur geringfügig kleiner (Abb. 24).

Dagegen weisen die gemessenen **Kalksteine der E-Faziesassoziation** (hier „Randkalke“ des Zechstein 3 im Steinbruch Opperbach) sehr geringe Gesamtstrahlungswerte von durchschnittlich 41 API auf, entsprechend auch sehr geringe U- (0,7 ppm) und Th-Gehalte (5,3 ppm). Aufgrund der äußerst niedrigen U-Gehalte ergibt sich ein hohes Th/U-Verhältnis von durchschnittlich 13,4, die Streuung ist allerdings sehr groß (Werte zwischen 4,5 und 48,9, Stichproben-Standardabweichung von 16, nur 7 Messwerte; Tab. 8).

### 2.5.2.2 Th/K-Verteilung

Auch in der Th/K-Verteilung zeigen sich z.T. Unterschiede zwischen den Lithotypen bzw. Faziesassoziationen. Hier sind allerdings nur die Konglomerate (G-Faziesassoziation), die Mittel-

sandsteine und die Fein- bis Mittelsandsteine der S-Faziesassoziation voneinander und von den übrigen siliziklastischen Lithotypen zu trennen, ebenso die Kalksteine (E-Faziesassoziation) von



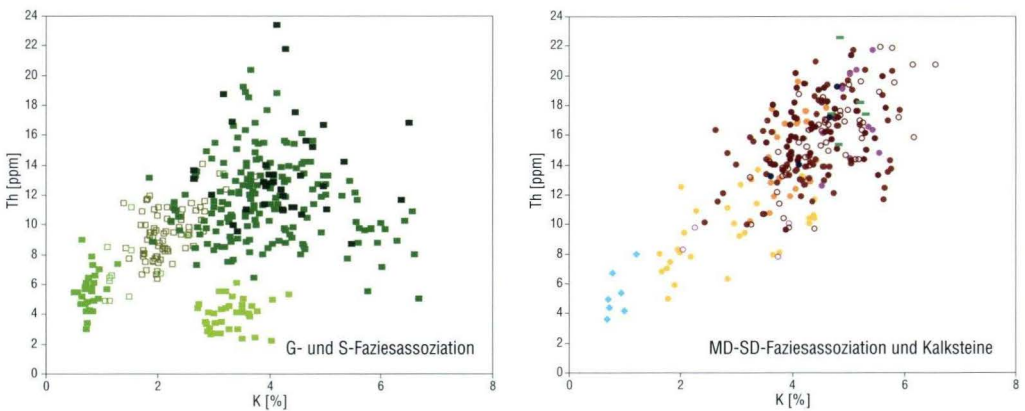
den karbonatischen Konkretionen (K3 und K4 der MD-SD-Faziesassoziation; Abb. 25, 26 und Tab. 8).

Die Konglomerate und sandigen Konglomerate (**G-Faziesassoziation**) haben niedrige K-Gehalte von durchschnittlich 2,1% und ein Th/K-Verhältnis, das mit durchschnittlich 4,5 deutlich über dem der meisten anderen Siliziklastika liegt (s. u.). Auffallend ist, dass die sandigen Konglomerate noch niedrigere K-Gehalte als die Konglomerate aufweisen, wodurch sich trotz der ebenfalls niedrigeren Th-Gehalte ein durchschnittlich höheres Th/K-Verhältnis von 5,0 ergibt. Im Th/K-Diagramm ist der Bereich der G-Faziesassoziation von den übrigen Siliziklastika mit Ausnahme der Sd-Sandsteine recht gut abzutrennen, nur mit dem Bereich der Feinsandsteine der S-Faziesassoziation gibt es Überlappungen (Abb. 25).

Aus der **S-Faziesassoziation** sind die Mittelsandsteine und die Fein- bis Mittelsandsteine im vorliegenden Datensatz deutlich von den übrigen Lithotypen zu unterscheiden: Die Mittelsandsteine, die alle im Aufschluss Morsberg im Odenwald gemessen wurden, zeigen mittlere K-Gehalte von 3,3% bei geringen Schwankungen und ein im Vergleich zu allen anderen Siliziklastika äußerst niedriges Th/K-Verhältnis von 1,2, das vor allem auf die vergleichsweise sehr niedrigen Th-Gehalte von durchschnittlich nur 3,9 ppm zurück-

zuführen ist. Im Gegensatz dazu weisen die Fein- bis Mittelsandsteine, die aus dem Aufschluss Steinkopf im Odenwald stammen, äußerst geringe K-Gehalte von nur 0,8% auf und ein entsprechend hohes Th/K-Verhältnis von durchschnittlich 7,3. Bei den Feinsandsteinen und den „Zwischenschicht-Sedimenten“ aus Feinsand-, Silt- und Ton-siltsteinen schwanken die K-Gehalte zwischen 2% und 7%, und das Th/K-Verhältnis liegt im Durchschnitt bei 3,1 bzw. 3,3. Dies entspricht dem Th/K-Verhältnis, das auch für alle übrigen Siliziklastika – bis auf die vorgenannten Ausnahmen – ermittelt wurde (zwischen 3,1 und 3,8).

Die Lithotypen der **MD-SD-Faziesassoziation** heben sich im K-Gehalt und im Th/K-Verhältnis in der Regel nicht von den Feinsandsteinen und den „Zwischenschicht-Sedimenten“ ab (Abb. 25, Tab. 8): Die K-Gehalte schwanken bei den **pelitischen Lithotypen** dieser Faziesassoziation zwischen 2,4% und 6,6%, das Mittel liegt bei 4,5%. Bei ebenfalls sehr ähnlichen Th-Gehalten schwankt das Th/K-Verhältnis dieser großen Probenmenge zwischen 2,1 und 6,2, das Mittel liegt bei 3,6 – wie für Siliziklastika typisch (s. o.). Die Md-Lithotypen mit evaporitischen Konkretionen (Md,K) zeigen im Durchschnitt geringfügig höhere K-Gehalte von 5%, ebenso die in den Md-Lithotypen vereinzelt eingelagerten laminierten Tonsteinlagen (Tl). Das Th/K-Verhältnis dieser bei-



**Abb. 25.** Th/K-Verhältnis verschiedener Lithotypen bzw. Faziesassoziationen (Kürzel s. Anhang 6.2 bzw. Beilage 3) nach multispektralen Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen. Legende s. Abb. 24.

den Lithotypen hebt sich aber mit 3,4 für die Md,K-Typen und 3,7 für die Tl-Typen nicht von dem der übrigen pelitischen Lithotypen dieser Faziesassoziation ab. Die **sandigen Lithotypen** der MD-SD-Faziesassoziation (Lithotypen Sd, Mds und Sd,K) zeigen mit abnehmendem Tongehalt einen Trend zu niedrigeren Th- und K-Gehalten, wodurch sich jedoch das Th/K-Verhältnis nicht wesentlich ändert. Die Mds-Lithotypen liegen im Th/K-Diagramm im Bereich der pelitischen Lithotypen dieser Faziesassoziation sowie dem der Feinsandsteine und „Zwischenschichten“ der S-Faziesassoziation und sind daher von diesen nicht zu differenzieren. Das Th/K-Verhältnis der Mds-Lithotypen beträgt im Durchschnitt 3,8 und liegt damit am oberen Ende des für Siliziklastika typischen Bereichs. Sd-Sandsteine und auch konkretionsreiche Sd,K-Sandsteine haben sowohl niedrigere Th- als auch niedrigere K-Gehalte als die übrigen Lithotypen der MD-SD-Faziesassoziation. Sie liegen damit im Th/K-Diagramm außerhalb des großen Bereichs der pelitischen bis feinsandigen Siliziklastika der S- und der MD-SD-Faziesassoziation und überlagern sich mit dem Bereich der G-Faziesassoziation

(Abb. 25). Das Th/K-Verhältnis der Sd- und Sd,K-Typen liegt jedoch bei durchschnittlich 3,5, also genau im Bereich der übrigen Siliziklastika und deutlich unter dem der G-Faziesassoziation.

Die konkretionär entstandenen **Karbonat-“Knollen“ (K3) und -“Knollenlagen“ (K4) der MD-SD-Faziesassoziation** zeigen die gleichen K-Gehalte und Th/K-Verhältnisse wie die pelitischen Lithotypen dieser Faziesassoziation (Abb. 25).

Die **Kalksteine der E-Faziesassoziation** heben sich auch im Th/K-Verhältnis deutlich von den konkretionär entstandenen Karbonaten und den meisten Siliziklastika ab: Ihre K-Gehalte sind mit nur 0,9% im Durchschnitt extrem gering, das Th/K-Verhältnis liegt entsprechend mit durchschnittlich 6,3 wesentlich höher als das der Siliziklastika. Die einzige Ausnahme bilden dabei die Fein- bis Mittelsandsteine des Aufschlusses Steinkopf im Odenwald, die mit durchschnittlich 0,8% ähnlich niedrige K-Gehalte und mit 7,3 noch höhere Th/K-Verhältnisse als die Kalksteine aufweisen. Außer von diesen Fein- bis Mittelsandsteinen sind die Kalksteine im Th/K-Diagramm von allen Siliziklastika deutlich zu unterscheiden (Abb. 25, 26).

### **2.5.2.3 Zusammenfassende Interpretation der lithologiespezifischen Gamma-Strahlungs-Auswertung**

Während sich die pelitischen Lithotypen der MD-SD-Faziesassoziation und der S-Faziesassoziation anhand der Hauptelement-Geochemie in der Regel nicht unterscheiden ließen (vgl. Kap. 2.4.1), scheinen sich in der Gesamt-Gamma-Strahlung, den K-, Th- und U-Gehalten sowie den Th/U- und Th/K-Verhältnissen z.T. Unterschiede zwischen verschiedenen Faziesassoziationen bzw. Lithotypen (hier sowohl pelitischen als auch sandigen und konglomeratischen) zu ergeben. Das gilt auch für die Unterscheidung von konkretionären und sedimentären Karbonaten. Zu klären ist jedoch, ob diese Unterschiede Variationen im Ablagerungsmilieu (z.B. in den Redoxbedingungen) widerspiegeln, oder ob auch hier – wie be-

reits die geochemischen und mineralogischen Analysen nahelegten – die Einflüsse unterschiedlicher Strömungsdynamik, sekundärer Überprägung oder verschiedener Liefergebiete die dominierenden sind (vgl. Kap. 2.4.1).

Bei den meist mittelsandigen Sd-Sandsteinen fallen die hohen U-Gehalte und die entsprechend niedrigen Th/U-Verhältnisse auf, die sich von den Strahlungswerten der Mittelsandsteine der S-Faziesassoziation sehr deutlich unterscheiden. In Dünnschliffen aus Sd-Sandsteinen wurden häufig Schwermineral-Anreicherungen in welligen Lagen und Nestern beobachtet (Kap. 2.1.3.1, 2.3.1.1), so dass die hohen U-Gehalte hierauf zurückzuführen sein können (z.B. auf U-haltigen



Zirkon), da es keine Hinweise auf relevante Anteile organischer Substanz gibt, an die U ebenfalls gebunden sein könnte. Umgekehrt gehen die im Vergleich zur MD-SD-Faziesassoziation durchschnittlich höheren Th/U-Verhältnisse der S-Faziesassoziation nicht auf höhere Th-Gehalte, sondern auf durchschnittlich niedrigere und z.T. extrem geringe U-Gehalte – vor allem der grobklastischeren Lithotypen – zurück. Dabei ist zu beachten, dass U auch lange nach der Ablagerung noch gelöst und aus dem Gestein abgeführt werden kann, insbesondere in permeablen Gesteinen. Daher spiegelt auch hier das Th/U-Verhältnis nicht das Ablagerungsmilieu wider, sondern in diesem Fall sekundäre Lösungsprozesse, die wahrscheinlich vorwiegend auf unterschiedliche Permeabilitäten zurückgehen. Die für die grobe Korngröße verhältnismäßig hohen U- und Th-Gehalte der gemessenen Konglomerate aus Aufschlüssen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges sind vermutlich auf höhere Anteile an Schwermineralen und Lithoklasten zurückzuführen (vgl. Kap. 2.5.1.5).

Ähnlich wie die Sd-Lithotypen zeigen auch die pelitisch-feinsandigen Md-Lithotypen der MD-SD-Faziesassoziation im Durchschnitt wesentlich höhere U-Gehalte, nur geringfügig höhere Th-Gehalte und entsprechend ein wesentlich kleineres Th/U-Verhältnis als die von der Korngröße her vergleichbaren tonig-siltig-feinsandigen „Zwischenschicht-Sedimente“ (Ton-, Silt- und Feinsandsteine) der S-Faziesassoziation. Das Th/U-Verhältnis kann jedoch auch hier nicht als Redox-Indikator verwendet werden, da fast alle analysierten Proben der MD-SD-Faziesassoziation Th/U-Werte zwischen 2 und 7 zeigen und damit in dem Zwischenbereich wechselnder oder nicht genau bestimmbarer Redoxbedingungen liegen (Abb. 24; Th/U-Grenzwerte nach JUNGHANS et al. 2003, vgl. Kap. 1.3.5).

Die wesentlich höheren U- und Th-Gehalte der konkretionären Karbonate der MD-SD-Faziesas-

soziation im Vergleich mit denen der sedimentären Karbonate der E-Faziesassoziation müssen mit der Entstehung der Konkretionslagen im U- und Th-haltigen Sediment erklärt werden: Bei der Kristallisation des Karbonats (in den untersuchten Fällen überwiegend Dolomit) wird das im umgebenden Sediment vor allem an Tonminerale gebundene U in die Karbonatstruktur eingebaut, und die in der Tonfraktion enthaltenen Th-haltigen Schwerminerale werden von Karbonat umschlossen, so dass die U- und Th-Absolutgehalte und auch das Th/U-Verhältnis der Konkretionen annähernd denen des umgebenden Sediments entsprechen.

Das Th/K-Verhältnis ist in allen pelitischen Lithotypen bzw. Faziesassoziationen sehr einheitlich; hier scheint sich keine Variation des Illit/Kaolinit-Verhältnisses niederschlagen, über die ggf. eine klimatische Interpretation des Th/K-Verhältnisses möglich gewesen wäre (RIDER 1996: 68, vgl. Kap. 1.3.5). Die von der „Norm“ abweichenden Th/K-Verhältnisse der untersuchten Mittelsandsteine und Fein- bis Mittelsandsteine (vgl. Abb. 25) haben ihre Ursache in der mineralogischen Zusammensetzung der Sandsteine, z.B. im Feldspatgehalt oder der Schwermineralfracht (RIDER 1996, vgl. Kap. 1.3.5). Die Proben der beiden genannten Lithotypen entstammen jeweils einem einzigen Aufschluss im Odenwald (s. Tab. 8), so dass hier mit lokaler Prägung zu rechnen ist.

Folglich sind auch die mittels spektraler GR-Messungen beobachteten Variationen der K-, Th- und U-Gehalte und deren Verhältnisse untereinander weniger auf unterschiedliche Milieu- bzw. Klimabedingungen zurückzuführen, sondern eher auf Unterschiede in Liefergebiet, Strömungsdynamik oder sekundärer Überprägung. Dieser Schluss war bereits bei der Interpretation der geochemischen und mineralogischen Analysen gezogen worden (Kap. 2.4).





### 3. Diskussion der Ergebnisse

#### 3.1 Sedimentationsmilieu im ausgehenden Zechstein

Die Umweltbedingungen im hier untersuchten Ablagerungsraum der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete haben sich vom übersalzten Binnenmeer des mittleren Zechstein zur weit gespannten fluviatilen Schwemmebene des Unteren Buntsandstein dramatisch geändert. Diese Umgestaltung des Sedimentationsraumes wurde durch die sedimentologische Aufnahme der Bohrungen und Aufschlüsse (Kap. 2.2), die Untersuchung von Sedimentstrukturen und Zementabfolgen an Dünnschliffen (Kap. 1.1), die geochemische und mineralogische Analyse der Pelite

(Kap. 2.4) und die multispektrale Gamma-Strahlungs-Vermessung von Aufschlussprofilen (Kap. 2.5) in der vorliegenden Arbeit näher untersucht. Mit den unterschiedlichen Methoden konnten Umweltfaktoren wie Salinität, Prozesse des Sedimenttransports, Reliefenergie, Expositionszeiten, Wasserdargebot, Saisonalität und Redoxbedingungen rekonstruiert werden. Diese das Sedimentationsmilieu bestimmenden Faktoren und ihre Änderung vom mittleren Zechstein bis zum Unteren Buntsandstein werden im folgenden Kapitel zusammenfassend dargestellt.

##### 3.1.1 Salinität

Zwischen den letzten Evaporitausscheidungen des Zechstein 4 und den fluviatilen Feinsandsteinen und Tonsteinen des Unteren Buntsandstein liegt ganz offensichtlich eine Veränderung der Salinität des Ablagerungsraumes der Hessischen Senke (s.a. KOWALCZYK et al. 1978). Diese Salinitätsabnahme weist zunächst auf eine Zunahme des Verhältnisses zwischen Wasserdargebot und Evaporationsintensität, also auf klimatische Veränderungen hin. Allerdings kann die Salinität des Ablagerungsraumes auch durch „Recycling“ von Salzen des Liegenden beeinflusst werden, hier insbesondere von den mächtigen Salzlagern des Zechstein 1 (Werra-Folge) in Nordost- und Osthessen: Durch die Kompaktion solcher Salzlager oder salzhaltiger Sedimentschichten während der Versenkung können hochsalinare Kompaktionswässer nach oben gedrängt werden und zu Salzwasseraustritten führen. In diesem Fall können an der Oberfläche hypersalinare Bedingungen entstehen, die nicht auf entsprechende klimatische Verhältnisse – hohe Evaporation bei kleinem Wasserdargebot – zurückgehen (vgl. FÜCHTBAUER 1988: 480).

Wie aber vollzog sich der Salinitätswechsel während des höchsten Zechstein in der Hessischen Senke?

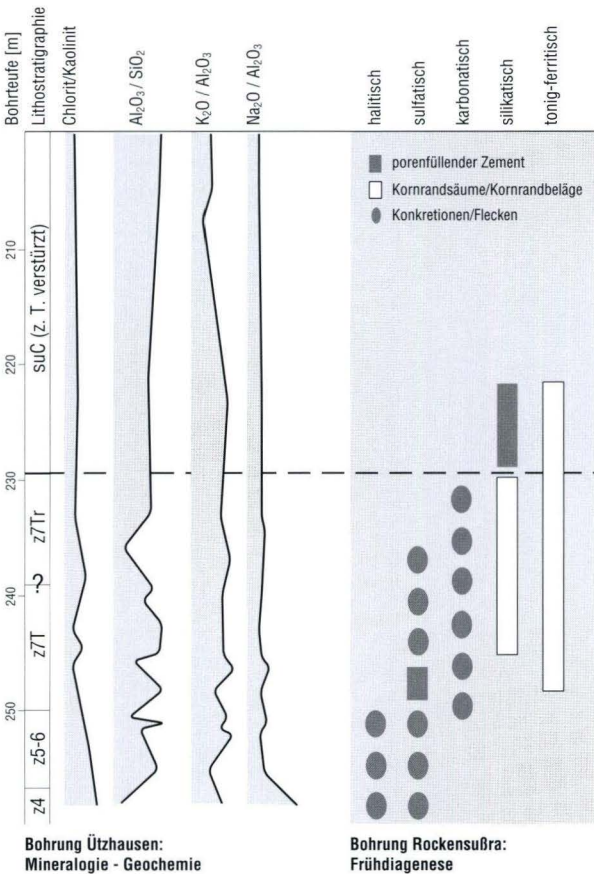
Die Sedimente des Zechstein 5–7 lassen sich grob in zwei Abschnitte teilen: Einen unteren Abschnitt, in dem ungeschichtete, unsortierte, im unteren Teilabschnitt konkretionsreiche pelitische Mischgesteine der MD-SD-Faziesassoziation vorherrschen, und einen oberen Abschnitt mit konkretionsfreien Mischgesteinen und zunehmend mehr feingeschichteten Sedimenten der S-Faziesassoziation. Die Grenze zwischen diesen beiden Abschnitten liegt in der Regel an der Basis oder in der Mitte des Oberen Fulda-Tons (z7Tr), z.T. aber auch bereits im Unteren Fulda-Ton (z7T; s. Kap. 3.2). Die Mischgesteine der MD-SD-Faziesassoziation werden dem hypersalinaren bis wechselfeuchten Milieu der Sabkha-Ton- und -Sandebenen zugeordnet, da sie zahlreiche Merkmale halo- und peloturbater Überprägung, Evaporitkonkretionen, frühe Evaporitzemente sowie hohe Anteile äolisch transportierter Sedimentkörner aufweisen (vgl. Kap. 2.3.1, 2.3.2). Auch SCHWEISS (1984) schließt aus der Tatsache, dass Plagioklase im Odenwald und in der Pfalz ausschließlich in Zechstein-Sedimenten bis zur basalen Fulda-Folge (damals noch „Bröckelschiefer-Folge“) auftreten, auf ein alkalisches Milieu im Zechstein. Dagegen wurden die

feingeschichteten Sand-, Silt- und Tonsteine der S-Faziesassoziation in Süßwasser oder gering salinarem Wasser abgelagert, wie insbesondere durch die Interpretation der Sedimentstrukturen gezeigt werden konnte (vgl. Kap. 2.3.1).

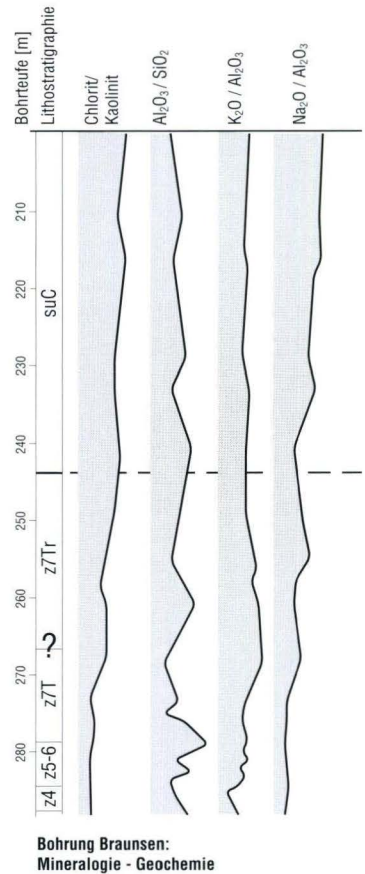
Die durchgeführten Untersuchungen haben jedoch verdeutlicht, dass dieser Salinitätswechsel nicht so abrupt vonstatten ging, wie es auf den ersten Blick den Anschein hat (Abb. 27):

- In die MD-SD-Mischgesteine eingeschaltete dünne Sedimentlagen mit guter Korngrößen-segregation und Feinschichtung treten bereits an der Basis des Zechstein 5 und auch in den folgenden Zechstein-Zyklen unterhalb des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) auf – auch wenn diese Lagen häufig so geringmächtig und auch teilweise sekundär überprägt (deformiert oder entschichtet) sind, dass sie erst bei einer de-

**a Normal-Entwicklung der Hessischen Senke**



**b Sonderentwicklung am Nordostrand der Rheinischen Masse**



**Abb. 27. a)** Allmähliche Änderung des Oberflächenmilieus im höheren Zechstein der Hessischen Senke, verdeutlicht durch charakteristische Trends mineralogischer und geochemischer Parameter (Beispiel: Bohrung Ützhausen) sowie durch frühdiagenetische Zemente von Sandsteinen (Beispiel: Bohrung Rockensußra, stark schematisiert). **b)** Sonderentwicklung des Oberflächenmilieus im gleichen Zeitraum am Nordostrand der Rheinischen Masse (Bohrung Braunsen). Die Teufenmaßstäbe der Bohrungen wurden in dieser Abbildung so angepasst, dass der betrachtete Zeitabschnitt zwischen Zechstein 4 (z4) und der Buntsandstein-Basis (suC) gleich groß ist.



taillierten sedimentologischen Aufnahme der Schichtenfolge erkannt werden. Die feingeschichteten Horizonte fallen oft auch durch ihre geochemischen und mineralogischen Merkmale auf, insbesondere durch ein hohes Illit/Quarz-Verhältnis. Hier werden Süßwasserzuflüsse in die Sabkha-Ebene belegt, die verstärkt toniges Abtragungsmaterial in die Sabkha-Ebene transportierten und die Salinität für kurze Zeit herabsetzten (vgl. Kap. 2.3.1).

- Dünnschliffuntersuchungen haben gezeigt, dass frühe Zementausscheidungen noch das Oberflächenmilieu und die Fazieszonierung der Sabkha-Ebene wiedergeben (Kap. 2.3.2). Diese frühen Zemente ändern sich in den Sandsteinen der MD-SD-Faziesassoziation im untersuchten Zeitabschnitt nicht abrupt, sondern allmählich von sulfat- oder karbonatdominierten zu silikatisch und tonig-ferritisch geprägten Assoziationen (Abb. 27). Außerdem sind auch in den Dünnschliffen – neben vielen Hinweisen auf saline Porenwässer – nach oben zunehmend Merkmale enthalten, die feuchtere und weniger saline Phasen anzeigen: Hier sind vor allem Anzeichen von Ton-Illuviation sowie Quellungs- und Schrumpfungs-Prozessen zu nennen (vgl. Kap. 2.3.1, 2.3.2).
- Die geochemischen und mineralogischen Trends, insbesondere die Chlorit/Kaolinit-Verteilung und die mit dem Feldspatgehalt zusammenhängenden  $K_2O/Al_2O_3$ - bzw.  $Na_2O/Al_2O_3$ -Verhältnisse, verändern sich im höheren Zechstein nur allmählich: Im Normalfall geht das Chlorit/Kaolinit-Verhältnis in der Hessischen Senke während des höheren Zechstein zurück, bis im Unteren Buntsandstein Kaolinit dominiert (Abb. 27). Ebenso nehmen die  $K_2O/Al_2O_3$ - und  $Na_2O/Al_2O_3$ -Verhältnisse im höheren Zechstein ab und sind im Unteren Buntsandstein schließlich gleichbleibend niedrig. Charakteristisch für den Abschnitt des Zechstein 5–7 ist darüber hinaus die große Schwankungsbreite fast aller geochemischen und mineralogischen Parameter. Dies weist auf Variationen des Oberflächenmilieus hin, die vor

allem durch wechselnd starken Süßwasser- und Sedimenteintrag von den umgebenden Abtragungsgebieten in die Sabkha-Ebene hervorgerufen werden (vgl. Kap. 2.4.2). Erst mit Beginn des Unteren Buntsandstein herrschen annähernd konstante Bedingungen vor.

Diese Ergebnisse machen deutlich, dass schon zu Beginn des Zechstein 5 das hypersaline Sabkha-Milieu immer wieder – wenn auch zunächst nur kurzzeitig – unterbrochen wurde durch weniger saline Phasen. Dies war bereits von ECKE (1986) für den gesamten Zechstein aufgrund palynologischer Untersuchungen vermutet worden. Die Phasen geringerer Salinität der Sabkha-Ebene wurden wahrscheinlich durch Perioden ergiebigerer Niederschläge im höher gelegenen Hinterland der Hessischen Senke hervorgerufen. Längere Regenperioden in der Sabkha-Ebene selber sind dagegen angesichts des äußerst flachen Reliefs und der relativ trockenen Nordost-Passatwinde nicht zu erwarten (vgl. Kap. 1.4.2 mit Abb. 4). Während der Niederschlagsperioden kam es zu verstärkter Bodenerosion in den Abtragungsgebieten, und suspensionsreiche Süßwasser-Schichtfluten gelangten bis weit in die Sabkha-Ebene hinein. Die Annahme verstärkter Bodenerosion im höheren Zechstein steht im Einklang mit SEPHTON et al. (2003), die einen globalen Anstieg der Bodenerosion als Folge eines dramatischen Rückgangs der Vegetation am Ende des Perm nachweisen konnten (s. Kap. 1.4.1). Ein rezentes Beispiel für das Eindringen tonreicher Suspensionen in ein arides Gebiet untersuchten beispielsweise STANISTREET & STOLLHOFEN (2002) und SVENDSEN et al. (2003) in der Wüste Namib.

Bereits im Oberen Fulda-Ton (z7Tr) ist die Zeit der Salinitätsschwankungen schließlich abgeschlossen, und das Süßwassermilieu setzt sich in der gesamten Hessischen Senke durch. Diese Entwicklung lässt sich zeitlich sehr genau auflösen, indem die Ablagerungsprozesse der Sedimente und deren zeitliche Zusammenhänge betrachtet werden. Diese Methode der „prozess-

orientierten Korrelation“ und die daraus entwickelten paläogeographischen Karten der Hessischen Senke für den untersuchten Zeitabschnitt zwischen Zechstein 4 und der Basis des Buntsandstein werden in Kap. 3.2 vorgestellt.

In den bisherigen Ausführungen zur Salinität wurde in der Regel hohe Salinität in Verbindung mit hoher Alkalinität beschrieben. Dies ist kein notwendiger Zusammenhang, da es sowohl rezent wie auch in älteren Sedimentabfolgen hypersalinare, aber extrem saure Seensysteme mit pH-Werten  $< 1$  gibt (BENISON & GOLDSTEIN 2002). BENISON & GOLDSTEIN nennen als einzige diagnostische, die hohe Azidität eines Systems beweisende Kriterien hohe  $\text{HSO}_4^-$ - und hohe Al-Gehalte in Flüssigkeitseinschlüssen von Sedimenten und Mineralen. In der vorliegenden Arbeit konnten jedoch keine Flüssigkeitseinschlüsse analysiert werden. Gips, Anhydrit und andere Sulfat- und Sulfidminerale (z.B. Jarosit) können Hinweise auf saures Milieu sein, sind aber nach BENISON & GOLDSTEIN (2002) nicht diagnostisch. Als einziger Hinweis auf alkalische Bedingungen verbleiben in der untersuchten Sedimentabfolge die fast überall nachweisbaren Karbonatminerale, bei denen eine überwiegend frühdiagenetische Bildung angenommen werden kann (Kap. 2.1.3.5, 2.3.2, 2.4). Daher wird für die Phasen hoher Salinität im Untersuchungsgebiet von überwiegend alkalischen Bedingungen ausgegangen.

### **Sonderentwicklung am Nordostrand der Rheinischen Masse**

Im Gegensatz zur allgemeinen Entwicklung in der Hessischen Senke (s.o.) deuten die geochemischen und mineralogischen Trends bei Bohrung Braunsen auf eine scheinbar nahezu gegensätzliche Entwicklung im Vergleich zur übrigen Hessischen Senke hin: Hier herrscht im Zechstein Kaolinit vor – der saures, niedrigsalinanes Milieu anzeigt (s.u.) – und ab dem unteren Bereich des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) bis an den Top der Calvörde-Folge (suC) Chlorit – alkalisches, salinanes Milieu anzeigend (Abb. 27, vgl. Kap. 2.4.2.1).

Dabei ist jedoch zu beachten, dass in Peliten – im Unterschied zu Sandsteinen – nur ein geringer Anteil der Tonminerale authigen ist, der überwiegende Anteil dagegen detritisch (CHAMLEY 1989, VELDE 1995). Dies unterstützt auch die in der vorliegenden Arbeit aus den verschiedenen Untersuchungen gezogene Folgerung, dass die Zusammensetzung der Pelite weniger das Ablagerungsmilieu, sondern überwiegend den unterschiedlich starken Einfluss der – z.T. variierenden – Liefergebiete bzw. erodierten Gesteine widerspiegelt (vgl. Kap. 2.4, 2.5). Zwischen detritischen und authigenen Tonmineralen eines Pelits kann kaum differenziert werden, und so sind Interpretationen des Paläoklimas bzw. des Ablagerungsmilieus über Tonmineralzusammensetzungen in Peliten äußerst kompliziert und nicht immer möglich (CHAMLEY 1989, VELDE 1995). Neben den Milieubedingungen des Ablagerungsraumes (z.B. Salinität, pH-Wert) beeinflussen Faktoren der Liefergebiete (z.B. Art der abgetragenen Gesteine/Böden, Verwitterungsbedingungen, Erosionsraten, Transportmedien und Länge der Transportwege) die Tonmineralzusammensetzung des Pelits, und der Einfluss des Ablagerungsmilieus kann vollkommen verschleiert werden (VELDE 1995). Der Einfluss unterschiedlicher Liefergebiete wird erst in großen Becken ausgeglichen; in kleineren variiert die Tonmineralogie dagegen je nach der Gesteinszusammensetzung des lokalen Liefergebietes, und klimatische Variationen werden demgegenüber völlig überlagert (dto.). Hinzu kommt der Einfluss der Versenkungsdiagenese, durch den die Tonmineralstrukturen generell vereinfacht und letztendlich in die stabilen Strukturen von Kaolinit, Chlorit und Illit überführt werden (dto.). Angesichts einer Buntsandstein-Mächtigkeit von ca. 750 m in Nordwesthessen (zusammengestellt nach HORN 1976) und zuzüglich der nur ungefähr bekannten Mächtigkeiten der in Gräben und Mulden erhaltenen Gesteine des Muschelkalk (mind. 250 m nach MEIBURG 1983), des Keuper (ca. 130–200 m nach MEIBURG 1983) und des Lias (ca. 130 m nach HORN 1982) ist in Nordwesthessen mit ei-



ner Versenkungstiefe des höheren Zechstein von mindestens 1300 m zu rechnen – wobei die ursprüngliche Existenz postliassischer Gesteine in diesem Gebiet bisher noch nicht widerlegt ist.

Vor diesem Hintergrund kann die abweichende Chlorit/Kaolinit-Verteilung von Bohrung Braunsen gegenüber der übrigen Hessischen Senke (Abb. 27) durch die Sonderstellung dieser Region am Nordostrand der Rheinischen Masse, also in unmittelbarer Nähe des Liefergebietes während des Zechstein, erklärt werden:

Bei der Interpretation der geochemischen und mineralogischen Ergebnisse für Bohrung Braunsen (Kap. 2.4.2.1) wurde bereits diskutiert, dass das Einsetzen von Chlorit und z.T. Smektiten wahrscheinlich weniger auf klimatische Veränderungen, sondern auf eine geänderte Sedimentfracht zurückgeht: Kaolinit als vorherrschendes Tonmineral im Zechstein der Bohrung Braunsen belegt feldspatreiche Erosionsgebiete, für die insbesondere die Arkosen des Rotliegend in Frage kommen, die am Rande und in Senken der Rheinischen Masse abgelagert worden waren und während des Zechstein der Verwitterung und Erosion ausgesetzt waren. Chlorit hingegen weist auf den Abtrag älterer magmatischer oder metamorpher Gesteine hin, beispielsweise devonischer bis unterkarbonischer Metabasalte und -dolerite sowie karbonischer Tonschiefer und „Grauwacken“ (lithischer Subarkosen nach McBRIDE 1963), die den präpermischen Aufbau der Rheinischen Masse bestimmen. Ein landwärtiges Fortschreiten der Erosion in die Rheinische Masse hinein und/oder ein tieferes Einschneiden des Erosionsniveaus durch die Rotliegendesedimente hindurch in den präpermischen Untergrund ist deshalb die wahrscheinlichste Ursache des Einsetzens von Chlorit in Bohrung Braunsen. Die fortgesetzte Chlorit-Dominanz im Unteren Buntsandstein könnte demzufolge auf eine Fortdauer lokaler Sedimentschüttungen aus der Rheinischen Masse hinweisen. Dies steht jedoch im Widerspruch zur Sedimentfazies, die in der tiefen Calvörde-Folge in Bohrung Braunsen ebenso feinkörnig und gleichartig ausgebildet ist wie in

der übrigen Hessischen Senke und keine Anzeichen eines proximalen Liefergebietes enthält. Die „Chlorit-Dominanz“ im Unteren Buntsandstein von Bohrung Braunsen geht auch nicht auf extrem hohe Chlorit-Reflexe zurück, sondern auf verhältnismäßig kleine Kaolinit-Reflexe. So zeigt Bohrung Ützhausen im Unteren Buntsandstein ähnlich große Chlorit-Reflexe wie Bohrung Braunsen (s. Anhang 6.6). Die Sedimente des Unteren Buntsandstein von Bohrung Braunsen unterscheiden sich demnach im Chloritgehalt nicht von denen aus anderen Gebieten der Hessischen Senke und können daher ebenso wie diese den weit entfernten, südlichen Liefergebieten der inneren Varisziden zugeordnet werden. Der Unterschied, der in Bohrung Braunsen die „anomale“ Chlorit-Dominanz im Unteren Buntsandstein verursacht, liegt vielmehr in der andersartigen Kaolinitverteilung in dieser Bohrung im Vergleich zur übrigen Hessischen Senke.

Trotz der o.g. leicht abzuleitenden detritischen Herkunft des Kaolinit aus Rotliegendesedimenten der Rheinischen Masse bleibt seine Erhaltung ausgerechnet im Zechstein der Bohrung Braunsen erstaunlich, da Kaolinit ein saures Porenwasser-milieu erfordert und in ionenreicheren, alkalischen Lösungen unter Aufnahme von z.B. Eisen und Magnesium verhältnismäßig rasch in andere Tonminerale umgebildet wird, beispielsweise in Chlorit oder Illit (TRÖGER 1967: 629ff., FÜCHTBAUER 1988: 173, HEIM 1990: 56ff., TUCKER 2001: 58f.). Unter den „normalsalinaren“ und nur mäßig alkalischen Verhältnissen des marinen Milieus bleibt Kaolinit allerdings offenbar relativ lange erhalten, wie die Verbreitung terrigenen Kaolinit in den heutigen Ozeanen zeigt (z.B. CHAMLEY 1989, VELDE 1995). Dennoch ist angesichts der Kaolinit-Dominanz im höheren Zechstein der Bohrung Braunsen entweder ein relativ niedrigsalinanes, eher saures Oberflächen- bzw. Porenwasser-milieu zu vermuten, oder es muss andere Mechanismen gegeben haben, welche die Umbildung von Kaolinit in andere Tonminerale verhinderten oder wenigstens stark verzögerten.

In Betracht zu ziehen ist ein vom Gesamtklima

der Hessischen Senke abweichendes lokales, niederschlagsreicheres und daher weniger salinares Mikroklima im Bereich der Bohrung Braunsen. Als Ursache dafür kommt erneut die besondere Position am Nordostrand der Rheinischen Masse in Frage: Die Hessische Senke befand sich während des Zechstein im nördlichen Passatwind-Gürtel, also im Bereich gleichmäßig starker Nordostwinde (ZIEGLER 1990; von dieser vorherrschenden Windrichtung abweichende Monsunwinde sind zwar ebenfalls denkbar, aber nicht belegt, vgl. Kap. 1.4.2 und Abb. 4). Diese Passatwinde hatten beim Überqueren des Südlichen Perm-Beckens wahrscheinlich nur wenig Feuchtigkeit aufgenommen, da das Becken im höheren Zechstein schon zu großen Teilen trockengefallen war. In der reliefarmen Hessischen Senke führten die Winde daher nicht zu nennenswerten Niederschlägen, sondern verstärkten im Gegenteil die Evaporation. Am Nordwestrand der Hessischen Senke aber, an dem die Bohrung Braunsen liegt, kann es vor dem Aufstieg der Luftmassen zum Hochgebiet der Rheinischen Masse zu Steigungsregen gekommen sein. Derartige Passatschauer sind zwar in der Regel nicht sehr ergiebig, aber gegenüber der nahezu niederschlagsfreien übrigen Hessischen Senke müssen sie die oberflächennahe Salinität im Niederschlagsgebiet dennoch deutlich herabgesetzt haben. Dies erklärt die vielen geringmächtigen Süßwasserlagen im Profil der Bohrung Braunsen (s. Anhang 6.4) und kann auch ein Grund sein für die in Braunsen im Zechstein vorhandene Kaolinitführung: Erhöhte Niederschlagsintensität im Erosionsgebiet führt zu verstärkter chemischer Verwitterung der Feldspäte und folglich zu höheren Kaolinitgehalten des Abtragungsmaterials, und gleichzeitig wird Kaolinit im Ablagerungsraum bei höherer Niederschlagsrate besser erhalten (JASMUND & LAGALY 1993, VELDE 1995). Da Kaolinit am Südrand der Hessischen Senke dagegen im Zechstein nicht auftritt und es auch weniger Anzeichen für Süßwasserzuflüsse und herabgesetzte Salinität gibt (s. Kap. 2.4.2.2, 2.4.2.3), kam es dort offensichtlich nicht zu stärkeren Nie-

derschlägen – vermutlich weil der Südrand der Hessischen Senke immer noch durch sehr flaches Relief gekennzeichnet war und der Anstieg zum zentralen Variszischen Gebirge erst weiter im Süden steiler wurde.

Die konkretionsreiche MD-SD-Faziesassoziation im höheren Zechstein der Bohrung Braunsen belegt jedoch ein überwiegend ionenreiches (salinares) Oberflächenmilieu, auch wenn Süßwasserzuflüsse dieses Hintergrundmilieu im Bereich von Braunsen häufiger als in der übrigen Hessischen Senke unterbrochen haben (vgl. Kap. 3.2.2 und Bohrprofil in Anhang 6.4). Durch die karbonatischen Konkretionen und frühen Zemente wird auch die Möglichkeit nahezu ausgeschlossen, dass trotz salinärer Verhältnisse extrem saure Milieubedingungen existiert haben könnten, wie von BENISON & GOLDSTEIN (2002) beschrieben (s. o.). Auch von sauren Porenwässern im Mikromilieu zerfallender Pflanzenreste ist nicht auszugehen, da in den Sedimenten keinerlei Relikte organischer Substanzen beobachtet wurden. Um Kaolinit dennoch zu erhalten, wäre schließlich die Möglichkeit denkbar, dass die Sedimente im Bereich von Braunsen relativ schnell dem Einflussbereich des Oberflächenmilieus entzogen wurden und auf diese Weise in saurere Porenwassermilieus gelangten. Tatsächlich liegt Braunsen am westlichen Rand eines Bereiches besonders großer Mächtigkeiten im höheren Zechstein, was auf relativ hohe Sedimentationsraten und rasche Subsidenz schließen lässt (Kap. 3.3.2). Allerdings nimmt die Salinität der Porenwässer mit steigender Versenkungstiefe in der Regel zu, wenn nicht organische Substanzen als Säureproduzenten in den Sedimenten oder in benachbarten Formationen enthalten sind (FÜCHTBAUER 1988). Saure Formationswässer sind am Nordostrand der Rheinischen Masse zwar nicht auszuschließen, aber auch nicht zu belegen. Die Möglichkeit der Kaolinit-Erhaltung durch rasche Abkopplung vom Oberflächenmilieu ist daher eher unwahrscheinlich. Möglich erscheint jedoch, dass eine unter salinaren Oberflächenbedingungen ggf. begonnene Umbildung von Kaolinit in andere Tonmine-



rale während der späteren Versenkungsdiagenese wieder rückgängig gemacht oder wenigstens stark überprägt wurde (VELDE 1995, s. o.).

Schließlich kann es Mechanismen geben, welche die Umbildung von Kaolinit in ionenreichen Lösungen verhindern oder entscheidend verzögern. Dass Kaolinit unter bestimmten Umständen in ionenreichen Lösungen offenbar erhalten werden kann, zeigt beispielsweise der Nachweis von Kaolinit neben Palygorskit in hypersalinaren, gipshaltigen Playasedimenten durch MAGEE et al. (1995). Ein Beispiel eines solchen „kaolinitkonservierenden“ Mechanismus ist der von VELDE (1995: 150f.) für Ferralsole tropisch-humider Klimate beschriebene: In Ferralsolen werden die Kaolinit-Aggregate im Boden durch Beläge aus amorphen bis schwach kristallisierten Eisenoxyhydroxiden (FeOOH) „gepanzert“, so dass die Oberflächeneigenschaften von Kaolinit (z.B. die Kationenaustauschkapazität) stark behindert oder sogar inaktiviert werden. Eine derartige Konservierung von Kaolinit ist im Untersuchungsgebiet zwar vorstellbar, allerdings liegt Kaolinit hier immer zusammen mit anderen Mineralen und nicht in reinen Kaolinit-Aggregaten vor, und die Gehalte an Eisenoxyhydroxiden sind bei weitem nicht so hoch wie in Ferralsolen. Ein weiterer möglicher Retardierungsfaktor ist eine erhöhte Kristallitgröße der Kaolinite, die angesichts der im Vergleich zur übrigen Hessischen Senke kurzen Transportwege der detritischen Kaolinite in Bohrung Braunsen durchaus wahrscheinlich ist. Größere Kristallite mit entsprechend kleineren spezifischen Oberflächen zeigen eine geringere Reaktionsfähigkeit als kleine Kristallite (HEIM 1990). Weitere Retardierungsmechanismen der Kaolinitumbildung könnten auch auf ungewöhnliche Si- oder Al-Konzentrationen im Oberflächen- bzw. Porenwasser zurückgehen. Zur Klärung dieser Frage sind Untersuchungen zur Reaktionskinetik von Kaolinit unter verschiedenen – auch ungewöhnlichen, z.B.

hypersalinaren – geochemischen Bedingungen nötig. Diese spezielle tonmineralogische Thematik war jedoch nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

Auch in der mittleren und höheren Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein stellt sich in Bohrung Braunsen im Vergleich mit allen anderen untersuchten Bohrungen der Hessischen Senke eine Sonderentwicklung dar: Hier wird die Rückkehr zu einem erneut stärker salinaren Milieu durch die Wechsellagerung von Sandsteinen der S-Faziesassoziation mit Md-Lithotypen der MD-SD-Faziesassoziation verdeutlicht (Kap. 2.2.2 und Anhang 6.4). Auch Dolomit – der Mg-reiche, salinare Wässer anzeigt – tritt in diesem Bereich auf, während er in der tieferen Calvörde-Folge und sogar im Zechstein weitgehend fehlt (Kap. 2.4.2.1 mit Abb. 17). Während also die Hessische Senke in der Fulda-Folge vollkommen aussüßte und in der gesamten Calvörde-Folge von fluviatilen Sandablagerungen dominiert wurde, waren im nordwestlichen Randbereich der Hessischen Senke, im Vorland der Rheinischen Masse, die Pausen zwischen den Sandschüttungen seit der mittleren Calvörde-Folge wieder länger. In diesen relativen Ruhephasen wurden Pelite sedimentiert und durch ähnliche Oberflächeneinflüsse wie im Zechstein überprägt, so dass die gleichen Md-Lithotypen wie im Zechstein vorliegen. Wahrscheinlich reichte hier das – wie im Zechstein – übersalzene Milieu des nördlich anschließenden Buntsandstein-Playabeckens (PAUL 1982 u. a.) bis an den Rand der Rheinischen Masse heran, wenn die Playafazies nicht durch verstärkte Süßwasserzuflüsse vom Hochland her unterbrochen wurde. Dass sich diese Entwicklung in den meisten geochemischen und mineralogischen Trends nicht widerspiegelt, weist erneut darauf hin, dass diese Trends weniger das Milieu des Sedimentationsraumes, sondern vielmehr die Zusammensetzung der Sedimentfracht, also das Liefergebiet, wiedergeben (vgl. Kap. 2.4.2).

### 3.1.2 Transportprozesse und Sedimentgenese

Die ungewöhnlich monotonen bis fleckig-diffusen Strukturen der Mischgesteine der MD-SD-Faziesassoziation, die sich deutlich von fluviatilen, limnischen oder äolischen Ablagerungen unterscheiden, werfen die Frage nach dem Ablagerungsmechanismus und den beteiligten Transportprozessen auf. Diese Frage wurde bereits in Kap. 2.3.1 bei der Interpretation der beobachteten Sedimentstrukturen diskutiert. Im Folgenden werden die dort entwickelten Vorstellungen unter Einbeziehung der Ergebnisse der geochemischen und mineralogischen Analysen abschließend dargestellt.

Schon CARLÉ (1956) versuchte die Genese der Md-Gesteine des „Bröckelschiefers“ (des Abschnitts der Zechstein-Folgen 4/5–7) anhand der beobachteten Sedimentstrukturen zu deuten. Er hielt eine aquatische Ablagerung in sehr flachem, häufig trockenfallendem Wasser, das abwechselnd durch Meeressingressionen und durch Süßwasser-Überflutungen geliefert wurde, für wahrscheinlicher als eine äolische Entstehung. Gegen eine aquatische Ablagerung in flachem Wasser spricht jedoch die Schichtungslosigkeit und die fehlende Korngrößensegregation bzw. die nahezu vollständige Durchmischung aller Korngrößen, besonders in den pelitischen Mischgesteinen (Kap. 2.3.1). TALBOT et al. (1994) schlossen in ähnlich ausgebildeten Gesteinen der keuperzeitlichen Mercia Mudstone Group in Somerset auf eine polygenetische Entstehung.

Die mikroskopische Untersuchung der Sedimentstrukturen der pelitischen Mischgesteine hat unter anderem ergeben, dass diese Gesteine durch vielfältige und wiederholte Umlagerungsprozesse und längere Expositionszeiten geprägt sind und dass enthaltene pelitische Intraklasten oder Gerölle in der Regel aus Peliten der S-Faziesassoziation, seltener aus solchen der MD-SD-Faziesassoziation bestehen (Kap. 2.3.1). Der geochemische Vergleich der Pelite beider Faziesassoziationen ergab keine grundsätzlichen Unterschiede in der primären Zusammensetzung, bis

auf einen deutlich höheren Quarzanteil und teilweise höhere Schwermineralgehalte der Pelite der MD-SD-Faziesassoziation (Kap. 2.4.1). Aus diesen Ergebnissen ist zu folgern, dass die Pelite beider Faziesassoziationen primär unter ähnlichen Bedingungen und auf ähnliche Weise – also aquatisch durch Absetzen von Tonpartikeln aus einer Suspension – abgelagert wurden, dass jedoch die Pelite der MD-SD-Faziesassoziation nach der Ablagerung mehrfach aufgearbeitet, umgelagert und durch Oberflächenprozesse überprägt wurden. Dabei muss eine Zunahme des Quarz- bzw. des Silt- und Sandanteils erfolgt sein, die im Folgenden diskutiert wird.

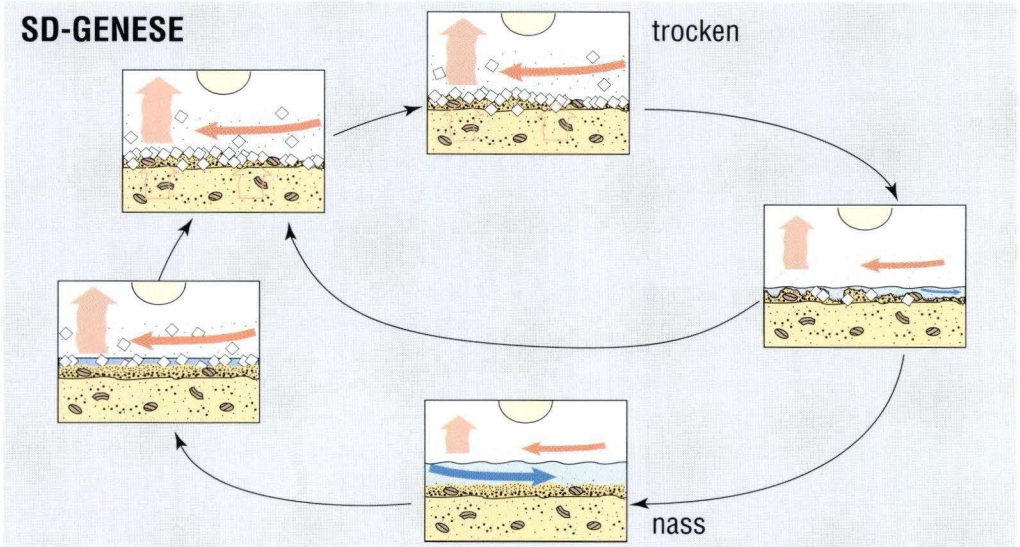
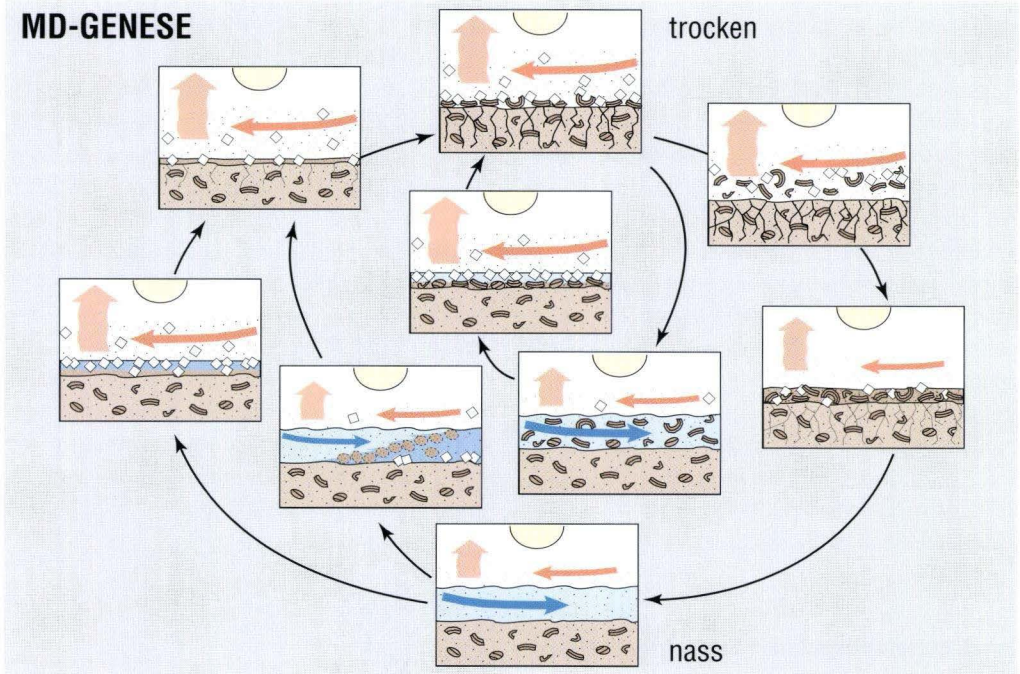
Angesichts des hohen Siltanteils der Mischsedimente der MD-SD-Faziesassoziation wurde bereits in Kap. 2.3.1 die Vermutung geäußert, dass Silt äolisch eingetragen worden sein könnte. Dies setzt voraus, dass Silt in ausreichender Menge äolisch erodiert werden konnte, dass also große Gebiete mit freiliegenden, lockeren Sedimenten aus Sand, Silt und möglichst wenig Tonanteil ohne Erosionsschutz in Form von Vegetation oder auch Effloreszenzkrusten existierten (PYE 1987: 65ff.). Zu solchen potenziellen Staubliefergebieten gehören nach PYE unter anderem auch die schnell abgelagerten und anschließend lange freiliegenden Sedimente von Wadis und Schwemmfächern sowie trockengefallene Seen, Playas oder Küstensabkhas, sofern sie nicht durch permanente Salzkrusten vor Winderosion geschützt werden (vgl. a. TALBOT et al. 1994). Die Deflation und Umlagerung von Feinmaterial wird in diesen Gebieten einerseits durch Trockenrisse und die Bildung kleiner Tonröllchen (mud curls, BOWLER 1973) und Tonaggregate begünstigt (NANSON et al. 1986, RUST & NANSON 1989). Andererseits sind auch Salzeffloreszenzen nicht nur ein Schutz vor Deflation, da durch intrasedimentäre Salzausblühungen toniges Sediment auflockert und dann in Form von kleinen Aggregaten durch Deflation erodiert werden kann (BOWLER 1973, 1983, PYE 1987, MAGEE et al. 1995). Die



Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb des Passatwindgürtels mit starken, richtungs-konstanten Nordostwinden förderte ebenfalls die Deflationsprozesse (BOWLER 1973; vgl. Kap. 1.4.2 mit Abb. 4). Umgekehrt können feuchte Stellen der Sabkha-Oberfläche äolisch transportierte Sedimentfracht durch Adhäsion binden, gerade auch bei durch Effloreszenz rauhen und unregelmäßigen Oberflächenformen (PYE 1987, SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994). Obwohl die Hessische Senke selbst demnach ein sehr wahrscheinliches Staub-Liefergebiet war, kommen auch wesentlich weiter entfernte Liefergebiete in Frage, da Staub durch die globale Windzirkulation über weite Strecken transportiert werden kann (PYE 1987). Im ausgehenden Perm waren nicht nur in unmittelbarer Nähe der Hessischen Senke weite Bereiche des Kontinents fast vegetationslos der Winderosion ausgesetzt, ebenso wie die immer größer werdenden trockengefallenen Küstenbereiche des sich zurückziehenden Zechsteinmeeres im Südlichen und Nördlichen Perm-Becken (vgl. Kap. 1.4.2). Auch weltweit beherrschten vegetationsarme aride Gebiete die Nordhalbkugel, während auf der Südhalbkugel große Bereiche vereist waren (SCHWARZBACH 1993), so dass dort die Permafrostzone ebenfalls als Staubliefertag in Frage kommt. Die Voraussetzungen für einen äolischen Staubeintrag in die Sabkha-Sedimente der Hessischen Senke waren also denkbar günstig.

Die Überlegungen zu den beteiligten Transportprozessen und die in Kap. 2.3.1.3 dargestellten Überlegungen führen zu folgendem Modell der **Genese pelitischer Mischgesteine** (Abb. 28): In der reliefarmen Sabkha-Tonebene der Hessischen Senke transportierten kurzzeitige Schichtflutereignisse vom Hinterland her tonreiche Suspensionen, aber auch Tonaggregate oder -pellets als Bodenfracht bis weit in die Ebene hinein. Tonreiche Suspensionen flockten beim Eintritt in saline Oberflächengewässer aus, die entstandenen Tonkolloide sedimentierten rasch und wurden später zu einem vollkommen massigen Sediment kompaktiert. Dagegen wurden in flachen, niedrigrsalinaren Tümpeln und Pfützen,

die nach Schichtflutereignissen zurückgeblieben waren, dünne Tonlagen langsamer sedimentiert. Sie rissen bei der anschließenden vollständigen Austrocknung dieser Tümpel auf, wobei sich die Bruchstücke randlich aufrollten und anfälliger gegenüber Erosionsprozessen wurden. Auch intrasedimentäre Salzausblühungen und Peloturbation bewirkten die Desintegration toniger Sedimente in der Sabkha-Ebene (vgl. BOWLER 1973, 1983 u.a.). Entweder durch nachfolgende Schichtfluten oder – vermutlich häufiger – durch Deflation wurden die Tonlagen-Bruchstücke und Tonaggregate weiter zerlegt, erodiert und umgelagert. Während der äolischen Umlagerung kam es zur Beimengung von äolisch eingetragenen Silt und Sand, so dass ein Gemisch aus Ton-Intraklasten oder -Geröllen sowie Silt- und Sandkörnern resedimentiert wurde. In diesem Mischsediment bildeten sich weniger leicht Trockenrisse – unter anderem aufgrund fehlender Feinschichtung (vgl. Kap. 2.3.1.3) –, so dass die Mischsedimente ihrerseits nicht mehr so häufig umgelagert wurden. Sie unterlagen jedoch weiterhin der Überprägung durch die Oberflächeneinflüsse, insbesondere Quellungs- und Schrumpfungsvorgängen infolge schwankender Durchfeuchtungsgrade (s. Kap. 3.1.4). Der Einfluss der Haloturbation war in den pelitischen Mischgesteinen offenbar nicht so stark wie in den sandigen Mischgesteinen (s. u.): Jedenfalls ergaben die mikroskopischen Untersuchungen bei den pelitischen Mischgesteinen insgesamt nur wenige Hinweise auf typische effloreszente Oberflächenstrukturen oder Sediment-Kollaps-Strukturen, die auf die Lösung von Evaporitmineralen zurückgeführt werden könnten (SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994, GOODALL et al. 2000, vgl. Abb. 8). Die Ausfällung von Evaporitmineralen im Wasserkörper oder auch im Sediment während der Eindampfung der Pfützen ist dennoch wahrscheinlich, ebenso wie der äolische Eintrag von Salz mit der Staubrucht des Windes (vgl. z.B. MAGEE et al. 1995). Dieser äolisch vergrößerte Salzgehalt im Sediment könnte ein weiterer Grund dafür sein, warum die durch äolische Komponenten „ange-



- Evaporation
- warmer, trockener Wind
- Süßwasserzufluss
- Wasserkörper, süß-niedrigsalinar
- Wasserkörper, hypersalinar
- sandiges Sediment
- pelitisches Sediment
- Riss-/Aggregatbildung
- Tonkerben, -röllchen
- Tonkolloide
- Salzkristalle

**Abb. 28.** Genese der pelitischen Mischgesteine (MD) und der sandigen Mischgesteine (SD) der MD-SD-Fazies-assoziatioon im Zusammenwirken von aquatischer und äolischer Sedimentakkumulation, Aufarbeitung und Re-sedimentation bei zyklisch sich ändernder Aridität und Salinität des Milieus.



reicherten“ Resedimente keine oder kaum noch Trockenrisse aufweisen (vgl. Kap. 2.3.1.3: Einflussfaktoren der Trockenrissebildung).

In ähnlicher Weise wie für die pelitischen Mischgesteine ist auch die **Genese sandiger Mischgesteine** der MD-SD-Faziesassoziation auf ein Zusammenwirken aquatischer und äolischer Transportprozesse sowie intensive Überprägung durch Oberflächeneinflüsse zurückzuführen (Abb. 28). Wie jedoch bereits in Kap. 2.3.1 dargestellt, sind hier die Anzeichen für aquatischen Transport häufiger. Der Mechanismus des Trockenreißens und der Bildung von Tonröllchen entfällt naturgemäß, dafür können sandige Ablagerungen auch ohne Fragmentierung leicht äolisch erodiert werden. In den sandigen Mischsedimenten haben die mikroskopischen Untersu-

chungen weitaus mehr Hinweise auf Haloturba-tion ergeben, insbesondere sehr frühe Evaporit-zemente und unregelmäßig-wulstige Paläoober-flächen als Produkt von Effloreszenzkrusten (vgl. Taf. 2, 12, 13). Diese frühen Evaporitbildungen verhindern die Deflation, und darüber hinaus kann sich in den Vertiefungen von Effloreszenzkrusten und unregelmäßigen Sedimentoberflä-chen äolisch angewehtes Material sammeln (vgl. Kap. 1.4.3 sowie SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994, GOODALL et al. 2000). Auch die sandigen Misch-gesteine der MD-SD-Faziesassoziation enthalten demnach äolische Komponenten, auch wenn sie nach den durchgeführten Untersuchungen pri-mär vermutlich ausnahmslos aquatisch abgelag-ert wurden (vgl. Kap. 2.3.1).

### 3.1.3 Reliefenergie und Expositionszeiten

Die vorangegangenen Ausführungen zu Sali-nität und Transportprozessen haben bereits ver-deutlicht, dass kurzzeitige Wasserzuflüsse aus den umliegenden Hochgebieten der Hessischen Senke sich bei äußerst flachem, „pfannenarti-gem“ Relief der Sabkha-Ebene unkanalisiert und weitflächig ausbreiteten – ein Vorgang, der auch in heutigen Sabkha-Gebieten beobachtet werden kann, wenn auch in weitaus kleinerem Maßstab (PURSER 1985, GAUPP 2003). Darauf folgte eine lange Zeit der Exposition, Aufarbeitung und Um-lagerung, d.h. das einmal von außen eingetragene Material wurde innerhalb der Sabkha-Ebene viel-fach hin und her bewegt und überprägt. Die er-forderliche Transportenergie entstand dabei nicht durch Höhenunterschiede (Relief), sondern wur-de durch die Geschwindigkeit des Transport-mediums (Wind oder Wasser) erreicht, d.h. von außen dem System zugeführt. Die Sediment-anlieferung war auf kurze Phasen beschränkt und demnach insgesamt sehr gering. Die Tatsache, dass diese geringe Sedimentmenge in der Folge mehrfach aufgearbeitet wurde, zeugt von gerin-gem Akkomodationsraum, d.h. das Erosionsni-

veau lag ungefähr in Höhe der Sedimentober-fläche. Hier ist zu beachten, dass das Erosions-niveau nicht etwa nur durch Meeres- oder See-spiegelstände gesteuert wurde, sondern auch durch geringfügige morphologische Höhenunter-schiede (s.u.), durch die von außen zugeführte Erosions- und Transportenergie (Wind- und Was-ser-Strömungsgeschwindigkeiten) und durch se-dimentstabilisierende Kräfte (Kohäsion infolge Durchfeuchtung, Zementation durch frühe Eva-poritbildungen). Der Grundwasserspiegel war hier demnach nur ein Steuerungsfaktor von mehreren. Die Entwicklung des Akkomodations-raumes und der ihn steuernden Faktoren wird auf Grundlage der prozessorientierten Korrelation von Bohrungsprofilen (Kap. 3.2.1) und der daraus rekonstruierten paläogeographischen Karten (Kap. 3.2.2) in Kap. 3.3 diskutiert.

Durch das extrem flache Relief sind auch die Verteilungsmuster der Sedimentfazies in der Sabkha-Ebene sehr unregelmäßig und fleckenhaft, wie die rekonstruierten paläogeographischen Karten in Kap. 3.2.2 verdeutlichen (vgl. a. GAUPP 2003). Bereits minimale Höhenunterschiede be-

stimmen die Räume, in denen sich Restlösungen als flachste Seen oder Pfützen sammeln, während in deren Umgebung trockene Sedimente stärker der Erosion ausgesetzt sind. Auch ein geringfügig kleinerer Grundwasser-Flurabstand im Bereich einer leichten Geländedepression kann dort Sedimentakkumulation durch Adhäsion ermöglichen – oder auch nur die Deflation begrenzen –, während in der kaum höher liegenden Umgebung nicht sedimentiert oder erodiert wird. Da nur minimale Höhenunterschiede die Sedimentations- und Erosionsräume steuern, ist eine häufige und wahrscheinlich überwiegend unsystematische Verlagerung der Faziesräume die zwangsläufige Folge.

Diese kleinräumigen Fazieswechsel sind jedoch gerade wegen der häufigen Verlagerung und der starken Überprägung der Sedimentlagen im Bohr- oder Aufschlussprofil kaum noch differenzierbar. Vielmehr ist nur das Ergebnis sichtbar als ein insgesamt kaum zu untergliederndes Sedimentpaket, in dem zwar keine Lagen erkennbar sind, dessen Mächtigkeit aber zu groß ist, als dass ein einziges Ereignis zur Ablagerung des Sediments geführt haben könnte. Erst in größerem Betrachtungsmaßstab – bei der Korrelation von mehreren Meter bis Zehnermeter mächtigen Profilabschnitten beispielsweise – werden großräumigere Faziesverschiebungen in der gesamten Sabkha-Ebene deutlich, wie in Kap. 3.3.3 auf Grundlage der paläogeographischen Karten (Kap. 3.2.2) diskutiert wird. Diese großräumigeren Fazieswechsel stellen die Summe oder das Integral der einzeln nicht differenzierbaren kleinmaßstäblichen Fazieswechsel dar.

Die Tatsache, dass diskrete Lagen in der Regel nicht erkennbar sind und dass die Anzeichen für Überprägung diejenigen der primären Ablagerungsmechanismen bei weitem übersteigen, ist

ein weiterer Beweis dafür, dass die Zeiten der Exposition und Überprägung weitaus länger waren als die Zeiten der Ablagerung. Dennoch führten diese Zeiträume der Exposition im höheren Zechstein nicht zur Ausbildung und Erhaltung „voll entwickelter“ Böden – mit Ausnahme des reliktsch erhaltenen Paläobodenbereiches an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze in Bohrung Gelnhaar (vgl. Kap. 2.2.5.1). „Voll entwickelt“ bezieht sich dabei jedoch vor allem auf die Ausbildung von Bodenhorizonten und von typischen pedogenen Merkmalen wie Wurzelspuren, Bleichungszonen, Eisen-Mangan-Konkretionen und ähnlichem. Dabei ist zunächst zu bedenken, dass in der betrachteten Sabkha-Ebene von sehr spärlicher Vegetation und folglich auch fast fehlenden Bodenorganismen ausgegangen werden muss und dass in äußerst niederschlagsarmem Klima auch die horizontbildenden Prozesse wie Tonverlagerung oder Lösung und Wiederausfällung leichtlöslicher Minerale nur in begrenztem Ausmaß ablaufen (vgl. Kap. 2.3.1). Außerdem belegen aber die häufig beobachteten Peloturbationsspuren (slickensides, Aggregatbildung, vgl. Kap. 2.3.1.3) vertisolähnliche Bodenbildungen, deren charakteristisches Merkmal gerade die nahezu fehlende Horizontierung ist, nämlich ein im gesamten Bodenprofil gleichbleibender Tongehalt als Folge vertikaler Durchmischungsprozesse (z.B. YAALON & KALMAR 1978).

Demnach wurden die Sabkha-Sedimente des Zechstein in der Hessischen Senke durchaus pedogen überprägt, wenn auch keine typischen Paläoböden im Sinne horizontierter Bodenbildungen entwickelt sind. In den Peliten des Unteren Buntsandstein fehlen dagegen Hinweise auf pedogene Überprägung vollständig, hier sind nur Trockenrisse und wenige Spurenfossilien Anzeiger für kurzzeitige Exposition.



### 3.1.4 Wasserdargebot und Saisonalität

Bei sedimentologischen Rekonstruktionen des Ablagerungsmilieus wird üblicherweise die Wassertiefe abgeschätzt, unter der die einzelnen Sedimentschichten abgelagert wurden. Dies lässt sich im marinen Milieu z.B. über den Anteil terrigenen siliziklastischen Materials gegenüber marinen Ausfällungsprodukten, über den Fossilinhalt oder über Sedimentstrukturen als Hinweise auf Besiedelung, Tiefenlage relativ zur Wellenbasis o.ä. folgern (z.B. WILSON 1975). Im fluviatilen Milieu kann die Wassertiefe von Flüssen über die Transportkörper der Bodenfracht und deren Dimensionen bestimmt werden (z.B. FÜCHTBAUER 1988).

In den im höchsten Zechstein vorherrschenden Mischgesteinen des Sabkha-Milieus ist jedoch eine Abschätzung der Wassertiefe nicht möglich. Wie in den vorangegangenen Abschnitten gezeigt wurde, ist hier von kurzzeitigen Wasserzuflüssen in Form von Schichtfluten auszugehen, in deren Folge sich im flachen Relief der Sabkha-Ebene unregelmäßig verteilte flachste Pfützen bildeten, die sehr schnell wieder austrockneten. Die dabei sedimentierten Lagen wurden danach wiederholt überprägt, erodiert und resedimentiert, so dass keine diskreten Sedimentlagen erhalten geblieben sind, aus deren Mächtigkeit es möglich wäre, die Wassertiefe abzuschätzen. Hinzu kommt, dass das heute überlieferte Sediment sich zusammensetzt aus einer aquatischen Komponente und einem äolisch eingetragenen Anteil, der das Sedimentvolumen vergrößert, ohne in einem Zusammenhang mit der Wassertiefe oder Wassermenge zu stehen (vgl. Kap. 3.1.2).

Es gibt jedoch Hinweise auf periodisch wechselnde Durchfeuchtungsgrade: Die makroskopisch erkennbaren Rutschharnische (slicken-sides) sowie mikroskopisch nachgewiesene Aggregate mit tonigen Belägen sind deutliche Hinweise auf Quellungs- und Schrumpfungsprozesse, die typisch für wechselnd feuchte tonige Substrate bzw. Vertisole sind (SCHEFFER & SCHACHT-

SCHABEL 1998, MACK et al. 1993; vgl. Kap. 2.3.1). Solche Nass-Trocken-Zyklen können bereits durch Feuchtigkeitsunterschiede im Tag-Nacht-Rhythmus entstehen, aber auch durch zyklisch schwankende Grundwasserspiegel, periodisch verstärkte Niederschläge oder auch jahreszeitlich abnehmende Windstärke und damit wechselnde Verdunstungsintensität. Wie bereits in Kap. 3.1.3 dargestellt, ist jedes Sedimentpaket in der MD-SD-Faziesassoziation zusammengesetzt aus vielen stark überprägten und nicht mehr differenzierbaren Einzellagen. In tonigen Mischsedimenten stellen Quellungs- und Schrumpfungsprozesse die wichtigste Art der Überprägung dar. Aber ebenso wie die einzelnen Lagen nicht mehr erkennbar sind, können auch die hochfrequenten Nass-Trocken-Zyklen in dieser Sedimentsäule nicht aufgelöst werden. Vielmehr sind nur länger andauernde Veränderungen in dieser Zyklizität in der sedimentären Abfolge erkennbar, beispielsweise eine allmähliche Zunahme der Dauer oder der Häufigkeit der „nassen“ Phasen gegenüber den trockenen (z.B. SMOOT & OLSEN 1988, HOFMANN et al. 2000). Solche „integrierten“ Veränderungen zeigen sich dann als Trends in der Lithologie oder in der mineralogischen bzw. geochemischen Zusammensetzung der Sedimente (vgl. Kap. 2.4.2 und 3.1.1). Im Maßstab von meist mehreren Metern bis Zehnermetern in der Sedimentsäule konnte ein Zyklentyp in vielen Bohrprofilen ausgewiesen werden, der von relativ „nass“ an der Basis zu immer trockeneren Bedingungen am Top führt und daher als „drying-up“-Zyklus bezeichnet wurde. Dieser Zyklentyp stellte sich als das wichtigste Werkzeug zur „prozessorientierten Korrelation“ der Bohrprofile heraus und wird zusammen mit anderen Zyklentypen in Kap. 3.2.1 erläutert.

Durch die starke Überprägung der tonigen Mischsedimente des höheren Zechstein infolge von Quellung und Schrumpfung bzw. von Nass-Trocken-Zyklen wird erneut die extreme Schwankung der Milieubedingungen – hier des Wasser-

dargebots – in diesem Zeitraum zum Ausdruck gebracht. Diese wurde schon bei der Interpretation der geochemischen und mineralogischen Trends (Kap. 2.4.2) und bei der Diskussion der Salinität (Kap. 3.1.1) erläutert und dort vorwiegend auf den schwankenden Süßwasser- und Sedimenteintrag von den umgebenden Hochgebieten in die Sabkha-Ebene zurückgeführt. Möglicherweise wurden die Feuchtigkeitsschwankungen aber auch durch ein stark saisonales Monsunklima hervorgerufen bzw. verstärkt. Die Ausbildung eines Monsunsystems mit jahreszeitlich wechselnden

Windrichtungen und dabei jeweils unterschiedlich feuchten Winden ist bei der Lage des Untersuchungsgebietes am Rand des Superkontinents Pangäa und innerhalb der Passatwindzone durchaus möglich, konnte jedoch bisher nicht belegt werden (vgl. Kap. 1.4.2).

Die einheitlich gut geschichteten, kaum überprägten Sand- und Tonsiltsteine des Unteren Buntsandstein spiegeln demgegenüber wesentlich konstantere und insgesamt feuchtere Bedingungen bzw. größere Abflussmengen wider (s. a. Abb. 27).

### 3.1.5 Redoxbedingungen

Im Hinblick auf die oben dargestellten langen Expositionszeiten ist im Ablagerungsraum insgesamt von langen Perioden oxidierender Bedingungen auszugehen. Allerdings kann sich das Redoxmilieu in heutigen Sabkhas durch die Beteiligung von Mikroorganismen je nach Wasserdargebot und Salinität schnell ändern (PURSER 1985): Während feuchter Phasen nach Niederschlagsereignissen oder nach Wasserzutritten vom Meer oder aus dem Hinterland verstärkt sich die mikrobielle Aktivität, es kommt zu Algenblüten und zur starken Vermehrung von Mikroorganismen, die an die besonderen Verhältnisse von Sabkhas angepasst sind (z.B. GERDES et al. 1985a). Dies führt zu reduzierenden Bedingungen, unter anderem auch aufgrund der Anwesenheit z.B. sulfatreduzierender Mikroorganismen. Daher ist auch für das Untersuchungsgebiet wahrscheinlich, dass es Phasen reduzierender Bedingungen gab, die jedoch im Sediment infolge der Überprägung während der langen Expositionszeiten nicht mehr oder nur noch relik-tisch dokumentiert sind. Einige dieser Relikte reduzierender Milieubedingungen konnten in der vorliegenden Arbeit aufgezeigt werden.

In Dünnschliffen konnte belegt werden, dass selten auftretende helle Bereiche in den Md-Sedimenten nicht etwa sekundär gebleicht sind, sondern Relikte der ursprünglich hellen Sediment-

farbe darstellen (Kap. 2.3.1.2 und Taf. 13). In diesen Bereichen wurden  $\text{Fe}^{2+}$ -haltige und damit oxidationsanfällige Minerale wie Biotit und Chlorit in frischem Zustand erhalten. Durch die sehr frühe Karbonatzementation wurde demnach der Zutritt von Sauerstoff bzw. sauerstoffreicher Lösungen verhindert, der zur Oxidation der eisenhaltigen Minerale geführt hätte. Auch der Eintrag von gelöstem  $\text{Fe}^{2+}$  durch zirkulierende Lösungen wurde in den karbonatzementierten Bereichen weitgehend blockiert, so dass selbst bei späterer Oxidation nur wenig  $\text{Fe}^{2+}$  in den Porenräumen oxidiert werden konnte. Damit wird deutlich, dass die vorherrschende Rotfärbung der Md-Sedimente nicht das Ablagerungsmilieu widerspiegelt. Während der Ablagerung in aquatischem Milieu herrschten – wenigstens teilweise – reduzierende Bedingungen. Zu vermuten ist, dass danach viele Wechsel der Redoxbedingungen im Sediment folgten, analog zu den Schwankungen in Wasserdargebot und Salinität (s.o.). Die heutige Rotfärbung spiegelt nur die letzte Redoxphase wider, die offensichtlich oxidierend war.

Ein Hinweis auf wechselnde Redoxbedingungen sind auch die in Dünnschliffen beobachteten mehrphasigen Karbonatkonkretionen oder -zemente, in denen die einzelnen Karbonat-Ausfällungsphasen durch rostbraune Eisenoxid-Säume voneinander getrennt sind (vgl. Kap. 2.1.3.5 und



Taf. 13). Hier wurde eine erste Karbonatphase unter reduzierenden Bedingungen als  $\text{Fe}^{2+}$ -haltiges Karbonat (z.B. Ankerit) gefällt. Unter darauf folgenden oxidierenden Bedingungen wurde das  $\text{Fe}^{2+}$  am Rand der Konkretion oxidiert und es bildeten sich  $\text{Fe}^{3+}$ -Oxide (Goethit, später Hämatit) als rostbrauner Saum um die Konkretion. Später – wahrscheinlich erst während der Spätdiagenese – wurde teilweise unter erneut reduzierenden Bedingungen eine weitere Karbonatgeneration ausgefällt, häufig in Form von kleinen  $\text{Fe}^{2+}$ -Dolomit-Rhomboedern.

Ein weiterer Hinweis auf schwankende Redoxbedingungen können schließlich auch die mittels Gamma-Strahlungs-Spektroskopie ermittelten Th/U-Verhältnisse der Gesteine der MD-SD-Fazies-

assoziation sein, die fast ausnahmslos in den Wertebereich zwischen 2 und 7 fallen und damit weder eindeutig reduzierendes noch eindeutig oxidierendes Milieu anzeigen (vgl. Kap. 1.3.5 sowie Kap. 2.5 mit Abb. 24). Im Gegensatz dazu fallen die Th/U-Verhältnisse der Pelite der S-Faziesassoziation etwas häufiger in den Th/U-Bereich  $> 7$ , der auf oxidierendes Milieu schließen lässt.

Im Ablagerungsraum des Unteren Buntsandstein der Hessischen Senke mit periodischen Schichtfluten, sich fortwährend verlagernden kleinen Rinnen und häufig trockenfallenden Überflutungsebenensedimenten bei spärlicher Vegetation (vgl. Kap. 3.2.2.7) ist in jedem Fall mit überwiegend oxidierenden Redoxbedingungen zu rechnen.

### 3.1.6 Zusammenfassung des Sedimentationsmilieus im ausgehenden Zechstein

Aus der vorgehenden Diskussion des Sedimentationsmilieus im ausgehenden Zechstein sollen folgende wesentliche Aspekte festgehalten werden:

- Die unterschiedlich stark salinaren Fazieszonen der Sabkha-Ebene der Hessischen Senke spiegeln sich in den frühdiagenetischen Zementabfolgen der Sandsteine und in den Konkretionen der Pelite des höheren Zechstein wider. Dagegen wird die Zusammensetzung der Pelite überwiegend durch den klastischen Sedimenteintrag aus den Liefergebieten bestimmt.
- Die Salinität des Oberflächenmilieus änderte sich zwischen der Zechstein-Folge 4 (Aller-Folge) und dem Beginn des Buntsandstein nicht abrupt, sondern allmählich und mit starken Schwankungen. Diese Salinitätsschwankungen sind weniger auf Klimavariationen des Ablagerungsraumes zurückzuführen als auf wechselnd starken Süßwasser- und Sedimenteintrag von den umgebenden Abtragungsgebieten in die Hessische Senke. Süßwasserzuflüsse sind bereits seit Beginn der Zechstein-Folge 5 dokumentiert und werden bis zur Buntsandstein-Basis immer häufiger.
- Am Nordostrand der Rheinischen Masse ist sowohl im höheren Zechstein als auch in der höheren Calvörde-Folge eine Sonderentwicklung dokumentiert, die auf lokale Liefergebiets-Charakteristika, auf die Nähe zum Buntsandstein-Playabecken und auf besondere klimatische Verhältnisse in diesem Bereich zurückgeführt wird.
- Die pelitischen und sandigen Mischgesteine des höheren Zechstein der Hessischen Senke sind polygenetisch entstanden. Dabei spielt die im Zechstein bislang kaum beachtete Beteiligung äolischer Prozesse neben aquatischen eine entscheidende Rolle, ebenso wie die vielfache Umlagerung pelitischen Materials in Aggregat- oder Pelletform. Die pelitischen Mischgesteine der Sabkha-Ebene wurden vorwiegend durch Peloturbation überprägt und stellen demnach vertisolähnliche Bodenbildungen dar. Die sandigen Mischgesteine zeigen dagegen mehr Anzeichen haloturbater Überprägung.
- Das Relief der Hessischen Senke war im ausgehenden Zechstein extrem flach, so dass Faziesunterschiede schon bei geringfügigen morpho-

logischen Höhenunterschieden entstehen konnten. Die Sedimentationszeiten waren nur sehr kurz, zwischen ihnen lagen lange Expositionszeiten, in denen das Material vielfach umgelagert wurde, was auf geringen Akkomodationsraum schließen lässt. Akkumulation und Erosion wurden nicht nur durch Wasserspiegelstände gesteuert, sondern auch durch von außen zugeführte Wind- und Strömungsenergie sowie durch pedogen-frühdia genetische, sedimentstabilisierende oder -desintegrierende Faktoren.

- Die Hessische Senke war im ausgehenden Zechstein durch semiarides, wechselfeuchtes

Klima gekennzeichnet. Nass-Trocken-Zyklen haben die Sedimente der Sabkha-Ebene entscheidend überprägt, sind jedoch nicht mehr als hochfrequente Zyklizität erkennbar, sondern nur noch „integriert“ über längere Zeiträume als Phasen häufigerer oder seltenerer Feuchtigkeit.

- Die Redoxbedingungen schwankten wahrscheinlich häufig, je nach Wasserdargebot und Salinität. In der heutigen Sedimentabfolge des höheren Zechstein sind reduzierende Bedingungen nur noch selten überliefert, die Anzeichen für oxidierendes Milieu überwiegen.

### 3.2 Paläogeographische Rekonstruktion

Die vorliegende Arbeit sollte nicht nur das Sedimentationsmilieu in der Hessischen Senke während des höchsten Zechstein rekonstruieren, sondern insbesondere die Umgestaltung des betrachteten Sedimentationsraumes vom hypersalinaren Sabkha-System im mittleren Zechstein zum rein fluviatilen System im Unteren Buntsandstein nachzeichnen. Dazu ist die Rekonstruktion der Paläogeographie für aufeinanderfolgende Zeitabschnitte notwendig, also die Korrelation isochroner Sedimente.

Die Frage nach korrelierbaren, d.h. lateral weit aushaltenden und mit großer Sicherheit zeitgleichen Marker-Horizonten gestaltet sich im untersuchten Schichtabschnitt zunächst überaus schwierig: Paläontologische Datierungen sind in den fossilereeren, allenfalls in sehr vereinzelt nicht-oxidierten Horizonten Sporomorphen enthaltenden Sedimenten nicht möglich. Stratigraphische Korrelationsmethoden für marine Abfolgen sind ebenso wenig anwendbar wie Methoden für kontinentale (fluviatil-limnische) Abfolgen, und darüber hinaus eignet sich die Lithologie des höchsten Zechstein in der Regel nicht für paläomagnetische Untersuchungen. Dennoch mussten

Horizonte gefunden werden, anhand derer sich die Sedimentabfolge alternativ zur üblichen, rein lithostratigraphischen Gliederung in Zeitabschnitte gliedern lässt. Ziel dieser sedimentologischen Gliederung ist es, zeitgleich abgelagerte Fazies zu erkennen und damit die Paläogeographie des gesamten Ablagerungsraumes sowie dessen Umgestaltung im betrachteten Zeitraum rekonstruieren zu können. Die in der Praxis seit langem erfolgreich angewendete lithostratigraphische Gliederung in die Zechstein-Folgen z4–z7, die sich in diesem Abschnitt vorwiegend an Sandstein-Einschaltungen bzw. an den daraus resultierenden Peaks im Gamma-Ray-Log orientiert, soll damit nicht in Frage gestellt werden. Allein die Tatsache, dass sich beispielsweise eine grundsätzlich an der Basis eines Sandsteins gezogene stratigraphische Grenze nicht zur Rekonstruktion einer paläogeographischen Karte eignet – diese Karte würde für den gesamten Sedimentationsraum Sandablagerung verzeichnen –, machte eine andere, mehr genetisch bzw. an Sedimentationsprozessen orientierte Gliederungs- und Korrelationsmethode notwendig.



### 3.2.1 Prozessorientierte Korrelation

Auf der Suche nach geeigneten Marker-Horizonten müssen die Genese der verschiedenen Sedimente und die zur Ablagerung führenden Prozesse beachtet werden. In einem Ablagerungsraum, in dem Sedimente vielfach überprägt und umgelagert werden und in dem die Zeiten der Nicht-Sedimentation wahrscheinlich bei weitem die Zeiten der Sedimentation übertreffen (vgl. Kap. 2.1.3, 2.3.1 und 3.1), sind die vorherrschenden Sedimente kaum zur Korrelation geeignet. Bedingt durch die überwiegend monotone tonig-siltige Lithologie der MD-Mischgesteine werden auch Erosionsdiskordanzen in der Regel nicht sichtbar.

Ein wertvoller Hinweis auf längere Sedimentationsunterbrechung sind **Paläobodenbildungen**, die von mehreren Autoren bereits als stratigraphische Gliederungshilfe verwendet wurden (u. a. ORTLAM 1974, RETALLACK 1990, KRAUS 1999). Dies setzt allerdings voraus, dass sich die Paläobodenbildungen auf bestimmte stratigraphische Niveaus in der Sedimentabfolge beschränken, so dass sie sich von den übrigen Sedimenten abheben und auf diese Weise korrelierbar sind. Im höheren Zechstein sind dagegen nahezu alle pelitischen Sedimente durch vertisolähnliche Bodenbildung überprägt (vgl. Kap. 2.3.1.2 und 3.1.3). Nur in einer einzigen Bohrung war ein als deutlich andersartig hervortretender Paläoboden-Bereich unmittelbar an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze entwickelt (Bohrung Gelnhaar, s. Kap. 2.2.5.1). Somit können Paläobodenbildungen im höheren Zechstein der Hessischen Senke nicht zur Korrelation genutzt werden.

Als geeignete **Marker-Horizonte** stellten sich schließlich die bereits bei der makroskopischen Aufnahme der Schichtfolge herausstechenden Lagen gut geschichteter Sedimente mit vorhandener Korngrößenegregation heraus, insbesondere Heterolithlagen, aber auch schräggeschichtete (Sl, Sc) oder wellig geschichtete Sandsteine (Slt) und laminierte Tonsteine (Tl). Diese Sedimente wurden in weniger salinarem Wasser abgelagert (vgl.

Kap. 2.3.1 und 3.1) und repräsentieren damit Zeiten stärkerer Wasserzuflüsse in die Hessische Senke. In heutigen semiariden, hypersalinaren Ablagerungsräumen mit extrem reliefarmer Morphologie führen Wasserzutritte – entweder vom Hinterland oder auch vom Meer – zur annähernd zeitgleichen Flutung des gesamten Beckens, wenn auch nur für einen sehr kurzen Zeitraum (z.B. PURSER 1985). Dieser zeitgleiche „Impuls“ von weniger salinarem Wasser führt innerhalb der Sabkha-Ebene zu unter Umständen sehr unterschiedlichen Ablagerungen oder auch nur zur Überprägung vorhandener Sedimente: So ist beispielsweise nach verstärkten Niederschlägen im Hinterland mit Schwemmfächerbildungen am Rand der Sabkha, mit Sand- und Silteintrag bis weit ins Beckenzentrum hinein und dort mit der Lösung von Evaporiten zu rechnen. Demnach ist dieser Süßwasserzufluss in allen Bereichen der Sabkha-Ebene nachweisbar, aber nicht in Form einer beckenweit gleichartig ausgebildeten Sedimentlage (z.B. einer Sandsteinbank), sondern als lateral äquivalente, lithologisch jedoch z.T. völlig verschiedene Sedimente oder Überprägungshorizonte.

In der Folge eines solchen Flutungsereignisses sind neue Evaporitbildungen zu erwarten, wenn das eingetragene Wasser wieder verdunstet und die gelösten Salze erneut ausgefällt werden. Dies kann entweder subaquatisch im noch bestehenden Wasserkörper geschehen, aber auch im durchfeuchteten Sediment in Form von intrasedimentären Konkretionen oder auf der Sedimentoberfläche als Effloreszenzen. Ob es sich bei den intrasedimentären Konkretionen um Bildungen oberhalb des Grundwasserspiegels oder um sog. „phreatische Konkretionen“ im Einflussbereich des Grundwassers handelt, kann in der Regel nicht zweifelsfrei entschieden werden (vgl. u. a. ALONSO-ZARZA 2003, KESSLER et al. 2001, PIMENTEL 2002). Für die weitere Interpretation ist diese Differenzierung jedoch nicht entscheidend: In beiden Fällen deuten die Konkretionen auf hohe Verdunstung, aber gleichzeitig auf aus-

reichende Feuchtigkeit hin (vgl. auch McCARTHY et al. 1998). Voraussetzung für die Konkretionsbildung ist, dass der Grundwasserspiegel nicht zu tief liegt, so dass durch Verdunstung an der Oberfläche Wasser aus dem Bereich des Kapillarsaums durch „evaporative pumping“ nach oben wandern kann (vgl. Kap. 1.4.3). Liegt der Grundwasserspiegel in sehr trockenen Perioden zu tief, bilden sich keine Konkretionen; ist umgekehrt das Verhältnis zwischen Niederschlag und Verdunstung zu groß, reicht die verdunstungsbedingte Aufkonzentration der Ionen im Porenwasser nicht aus, um Konkretionen im Sediment auszufällen. Zur Verwendung von Konkretionslagen zu Korrelationszwecken (z.B. KÄDING 1978a, KULICK 1987) ist es wichtig festzuhalten, dass Konkretionen sich überall im Bereich zwischen Grundwasserspiegel und Sedimentoberfläche bilden können. Bei tiefstehendem Grundwasser kann dieser Bereich unter Umständen mehrere Meter mächtig sein. Demzufolge sind Konkretionen als Marker-Horizonte nicht geeignet, wenn sie nicht an der Sedimentoberfläche oder unmittelbar unter ihr gebildet wurden.

Wie bereits erwähnt, kann es sich bei den Wasserzutritten in die Sabkha einerseits um Süßwasserzuflüsse über Wadis aus dem Hinterland als Folge von starken Niederschlägen handeln, aber auch um marine Ingressionen vom Beckenzentrum her (vgl. z.B. ZIEGLER 1990: 76). Letztere sind im ältesten Untersuchungsbereich (Zechstein 4) noch wahrscheinlich, da sich das Zechstein-Meer mit mehrfachen Schwankungen allmählich zurückzog. Einen letzten durch marine Ingression und nachfolgende intensive Evaporation entstandenen Marker-Horizont stellt der Anhydrit der Aller-Folge (z4AN) dar, der durch Eindampfung des Meerwassers, das noch ein letztes Mal fast die gesamte Hessische Senke erfasst hatte, als Sabkha-Anhydrit gebildet wurde (vgl. Abb. 30). In den jüngeren Zeitabschnitten liegt die Hessische Senke bereits weit entfernt vom nun abgeschnittenen Rest-Meer, dafür werden die Einflüsse vom kontinentalen Hinterland stärker. Besonders auffallend sind die z.T. mehrere Meter mächtigen

Heterolith-Einschaltungen im Oberen Fulda-Ton (z7Tr). Dagegen sind die Süßwasseranzeichen im Bereich zwischen dem Aller-Anhydrit und den Heterolithen der Fulda-Folge wesentlich schwieriger zu finden: Oft sind es nur sehr geringmächtige Lagen, die diese Phasen größerer Wasserzufuhr repräsentieren. Voraussetzung für die hier angewendete Korrelationsmethode ist daher eine detaillierte sedimentologische Aufnahme der Schichtfolge unter Einbeziehung aller erkennbaren Sedimentstrukturen. Wurden die geringmächtigen „Süßwasser-Marker“ anschließend durch verschiedene Turbationsprozesse (Halo-, Podo-, Pello-, Bioturbation) wieder überprägt, ist man auf reliktsch erhaltene Strukturen angewiesen: In den meisten Fällen sind Reste der ursprünglichen Schichtung bei genauer Betrachtung erkennbar, so dass auch diese überprägten Lagen als Marker-Horizonte eindeutig von den umgebenden Sabkha-Mischsedimenten zu unterscheiden sind.

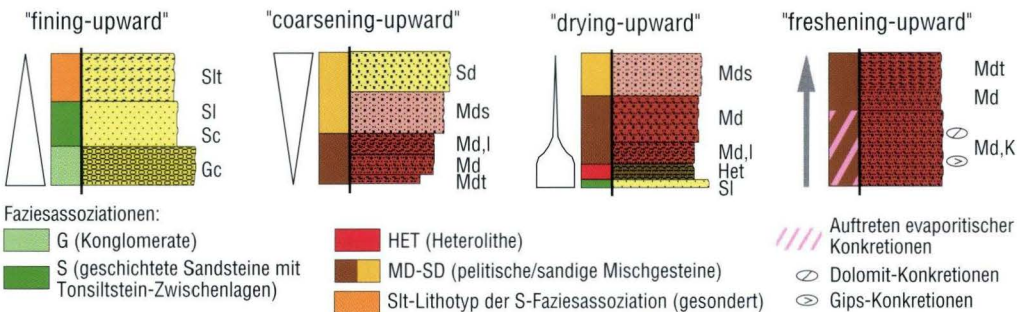
Außer den genannten „Marker-Horizonten“ wurden verschiedene **Zyklentypen** in der Sedimentabfolge erkannt und in den Bohr- und Aufschlussprofilen verzeichnet. Sie sind ebenfalls Hilfsmittel bei der prozessorientierten Korrelation, sofern ihr Bildungsmechanismus eindeutig und für die oben genannten charakteristischen Sedimentationsprozesse im Ablagerungsraum aussagekräftig ist. Nicht alle Zyklentypen sind in dieser Hinsicht auswertbar, insbesondere wenn es sich um lokal gesteuerte sog. „Autozyklen“ handelt, die nicht auf beckenweite Ereignisse oder Veränderungen zurückgehen. Darüber hinaus handelt es sich bei der untersuchten Sedimentabfolge insgesamt um sehr monotone, oft über mehrere Meter kaum differenzierbare Gesteine – das Gegenteil von feinzuklisch geschichteten „Rhythmiten“ –, so dass mit erkennbaren, regelmäßig und kontinuierlich wiederholten Zyklen nicht zu rechnen ist. Die bereits in Kap. 2.3.1 und 3.1 beschriebene, im gesamten Untersuchungsgebiet und -zeitraum beobachtete Überprägung der Mischgesteine durch Nass-Trocken-Zyklen schlägt sich in einer Gefügezerstörung und nicht in rhythmischen Abfolgen nieder.



Im Folgenden werden die im Untersuchungszeitraum beobachteten sedimentären Zyklen beschrieben und ihre Verwendbarkeit für die prozessorientierte Korrelation erläutert.

Zweifelsohne am einfachsten zu erkennen und am geläufigsten sind „fining-upward-“ und „coarsening-upward-Zyklen“, die auf abnehmende resp. zunehmende Transportenergie und gleichzeitig auf ein entsprechendes Sedimentangebot zurückzuführen sind. In der MD-SD-Faziesassoziation fallen hier besonders die Abnahme oder Zunahme des Sandanteils, z.T. auch die des Tonanteils auf, beispielsweise in Sd–Mds–Md–Abfolgen (Abb. 29). Dabei sind jedoch coarsening-upward-Zyklen im Untersuchungsbereich genauso häufig wie fining-upward-Zyklen, und beide Zyklentypen erstrecken sich nur über Abfolgen von weniger als 1–2 m Mächtigkeit. Viele Sd-Sandsteine sind zudem ohne graduellen Übergang in die Md-Gesteine eingeschaltet. Daher wurden diese Zyklentypen in der MD-SD-Faziesassoziation zwar verzeichnet, wenn sie erkennbar waren, aber sie erwiesen sich als meist nicht hilfreich bei der Korrelation. Aussagekräftiger sind beide Zyklentypen in den grobklastischen Abfolgen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, wo sie die verschiedenen Schüttungseinheiten der Schwemmfächer voneinander abzutrennen helfen.

In der MD-SD-Faziesassoziation mit eingeschalteten Süßwasser-Marker-Horizonten war vielfach ein anderer Zyklus zu beobachten, der sich als das wichtigste Werkzeug bei der prozessorientierten Korrelation in diesen Abfolgen erwies. Er wird hier „drying-upward-Zyklus“ genannt, da er mit einer gut geschichteten, auf weniger saline Verhältnisse infolge von Süßwasser-Zuflüssen – oder auch normalsalinaren Ingressionen – zurückgehenden Sedimentlage beginnt (vgl. a. HOFMANN et al. 2000). Nach oben folgen zunehmend weniger gut geschichtete, stärker überprägte bzw. primär schichtungslose Sedimente, und der Anteil äolischen Materials nimmt zu (Abb. 29). Dabei ist der basale „nasse“ Bereich oft nur geringmächtig, und auch bei mächtigerer Ausbildung finden sich bereits viele Anzeichen des Trockenfallens. Dennoch liegt hier im Vergleich mit den umgebenden MD-SD-Mischsedimenten das „nasseste“ und am wenigsten saline Milieu vor. Aus der vorstehenden Beschreibung geht bereits hervor, dass der „drying-upward-Zyklus“ nicht nur die Variation der Trockenheit, d.h. des Verhältnisses zwischen Niederschlag und Verdunstung, sondern auch die damit einhergehende Variation der Salinität einschließt: Im „drying-upward-Zyklus“ nimmt die Salinität mit (nach oben) steigender Trockenheit zu.



**Abb. 29.** Beispiele der beobachteten Zyklentypen (schematisch): Vertikalabfolgen von Lithotypen bzw. Faziesassoziationen, die jeweils zwischen ca. 0,5 m und 10 m mächtig sein können (Kürzel für Lithotypen und -subtypen: siehe Glossar in Anhang 6.2 bzw. Beilage 3).

Ein ebenfalls auf Salinitätsschwankungen zurückgehender Zyklentyp wird hier „**freshening-upward-Zyklus**“ genannt: In vielen Bohrungen folgen auf mehrere Meter mächtige Bereiche konkretionsreicher MD-SD-Mischgesteine ebenso mächtige Bereiche ohne Konkretionen (Abb. 29). Auch die umgekehrte Abfolge kommt vor, ist aber bei mehreren benachbarten Bohrungen in der Regel nicht auffallend niveaubeständig ausgebildet und kam daher für Korrelationszwecke nicht in Frage. Die häufigste Abfolge, die den „freshening-upward-Zyklus“ repräsentiert, ist die Abfolge Md,K–Md. Dabei zeigen die Konkretionen im unten liegenden Md,K-Lithotyp hypersalinare Porenwässer an, d.h. einerseits hohe Salinität, aber in diesem Fall nicht – wie im „drying-upward-Zyklus“ – einhergehend mit der größten Trockenheit innerhalb des Zyklus, sondern im Gegenteil mit etwas feuchteren Verhältnissen, die den Mechanismus des „evaporative pumping“ und damit die Konkretionsbildung erst ermöglichen (s.o. und Kap. 1.4.3). Das Fehlen der Konkretionen in den darüberliegenden Md-Lithotypen zeigt daher zunächst nur scheinbar geringere Salinität an, vor allem aber fehlende Porenwässer im Sediment. Dieser Anstieg der „Aridität“ im Sediment muss jedoch nicht zwangsläufig auch auf aridere Milieubedingungen zurückgehen – auch die Morphologie kann beispielsweise die Lage des Grundwasserspiegels relativ zur Sedimentoberfläche beeinflussen: Wird eine tief liegende Senke mit einem Grundwasserspiegel nahe der Oberfläche im Laufe der Zeit durch Sedimenteintrag aufgefüllt, reißt irgendwann der kapillare Porenwasseranstieg ab, weil der Abstand zwischen Grundwasserspiegel und Sedimentoberfläche, wo die Verdunstung erfolgt, zu groß geworden ist. In den nachfolgend abgelagerten Sedimenten entstehen deshalb keine Konkretionen mehr, obwohl sich die Salinität des Milieus, d.h. die Salinität der Oberflächen-, Poren- und Grundwässer und das Verhältnis zwischen Niederschlag und Verdunstung, nicht verändert hat. Dieses Beispiel zeigt, dass die Interpretation der „freshening-upward-Zyklen“ nicht immer eindeutig gelingen kann. Da-

her eignen sich diese Zyklen nur eingeschränkt für die prozessorientierte Korrelation. In jedem Fall sind mit „freshening-upward-Zyklen“ hier relativ große Teufenabschnitte gemeint, in der Regel in der Größenordnung von 5–10 m Mächtigkeit. Zur Korrelation verwendet wurden sie beispielsweise zwischen den Bohrungen Weißenbach und Sterbfritz oder zwischen Bohrung Wehrshausen, Aufschluss Heinebach und Bohrung Blankenheim (vgl. Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2).

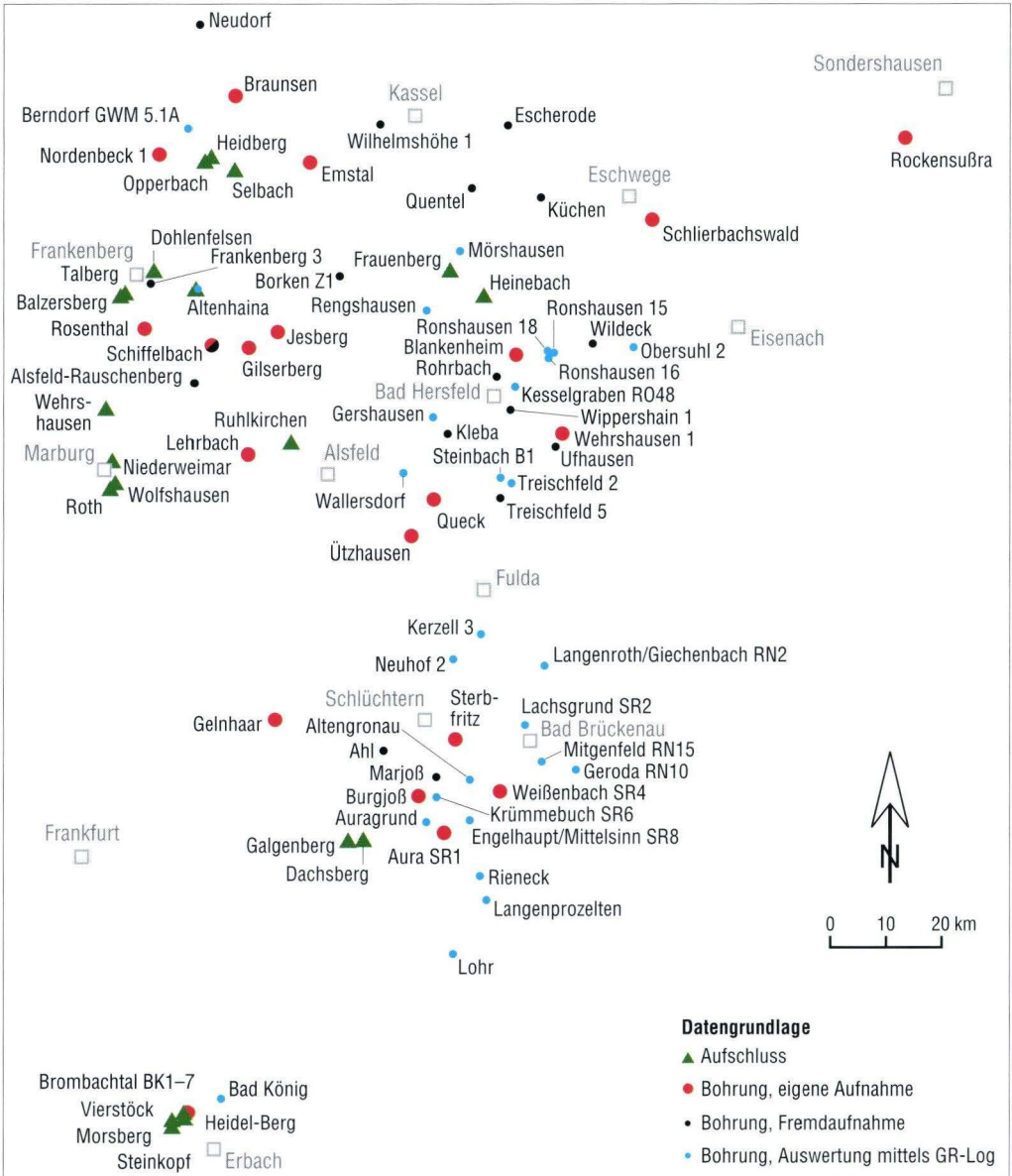
Ein in heutigen Sabkhas beobachteter Zyklentyp von trockenen zu nassen Milieubedingungen, der sich in der Überlagerung von Halit durch Klastika und schließlich durch Anhydrit widerspiegelt und als „evaporitic couplet“ bezeichnet wird (z.B. GRIFFIN 2002), wurde im klastisch geprägten Untersuchungsgebiet nicht beobachtet.

Die Sedimentabfolge der bearbeiteten Bohrungen und größeren Aufschlüsse wurde auf die genannten Zyklentypen hin untersucht, und insbesondere Süßwassereinflüsse und „drying-upward-Zyklen“ sowie nachgewiesene Erosionsflächen und Paläobodenbildungen wurden in den Bohrprofilen markiert. Dies ermöglichte die prozessorientierte Korrelation gleicher oder genetisch verwandter Zyklen und Faziesabfolgen („genetische Stratigraphie“). Das Korrelationsprofil 1 (Beilage 1) zeigt die Korrelation der bearbeiteten Bohrungen vom Südwesten zum Nordosten des Arbeitsgebietes, also ungefähr parallel zur Beckenachse der Hessischen Senke. Das Korrelationsprofil 2 (Beilage 2) stellt einen Schnitt quer zur Beckenachse vom Ostrand der Rheinischen Masse bis ins Zentrum der Hessischen Senke dar. Zur stratigraphischen Orientierung wurden in den Korrelationsprofilen auch die Gamma-Ray-Logs der Bohrungen – soweit vorhanden – dargestellt. An dieser Stelle sei jedoch ausdrücklich betont, dass die prozessorientierte Korrelation sich nicht an den Gamma-Ray-Logs orientiert, da nicht gleiche Lithologien korreliert werden (z.B. Sand- oder Anhydritlagen, die im Gamma-Ray-Log erkennbar sind), sondern Horizonte äquivalenter, aber nicht gleicher Lithofazies, die auf isochrone



Prozesse zurückgehen (s.o.). Die dazu im Wesentlichen herangezogenen „Süßwasser-Marker-Horizonte“ sowie die „drying-upward-“ und „freshening-upward-Zyklen“ sind in Gamma-Ray-Logs (und anderen geophysikalischen Logs) nicht unbedingt erkennbar.

Im Unterschied zu den Gliederungen nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten können auf Grundlage der prozessorientierten Korrelation paläogeographische Fazieskarten für bestimmte Zeitscheiben erstellt werden, die im folgenden Kapitel vorgestellt werden.



Legende zu Abb. 30–36.

### 3.2.2 Paläogeographie ausgewählter Zeithorizonte



Die untersuchte Sedimentabfolge von der Zechstein-Folge 4 bis zur Basis des Unteren Buntsandstein kann in sieben Zeitabschnitte, sog. Zeitscheiben, eingeteilt werden (Zeitscheiben A bis G). Von den Basisflächen dieser Zeitscheiben wird angenommen, dass sie isochron sind, d.h. zeitgleich abgelagerte Sedimente miteinander verbinden. Diese Annahme wird auch für die oberen Grenzflächen der Zeitscheiben gemacht, sie ist hier aber mit einer größeren Unsicherheit belegt, da längere Erosionszeiten möglicherweise nicht immer erkannt werden können, aber grundsätzlich zu vermuten sind. So ist es möglich, dass bei der Rekonstruktion der paläogeographischen Karten für das Ende einer Zeitscheibe fälschlicherweise nicht-isochrone Faziesbereiche miteinander korreliert werden bzw. dass Räume der Erosion oder der Nichtsedimentation in der Karte nicht verzeichnet sind. Diese Fehlerquelle wurde so klein wie möglich gehalten, indem geprüft wurde, ob die räumlich nebeneinander liegenden Fazies-

bereiche einer Zeitscheibe sedimentologisch sinnvoll nebeneinander vorkommen können. Zusätzlich kann auch die Mächtigkeit einer Zeitscheibe in den verschiedenen Profilen Hinweise auf mögliche Erosionsräume geben. Der Vergleich der Mächtigkeiten faziell unterschiedlicher Sedimente einer Zeitscheibe ist jedoch aufgrund der z.T. sehr verschiedenen Sedimentationsraten – beispielsweise von Schwemmfächer-Konglomeraten einerseits und Sabkha-Peliten andererseits – für die genannte Fragestellung kaum aussagekräftig.

Die ausgegliederten sieben Zeitscheiben sind begrenzt durch Marker-Horizonte, von denen mit relativ großer Sicherheit angenommen werden kann, dass sie isochron abgelagert wurden. Die Zeitscheiben dürfen nicht mit beckenweit ausgebildeten sedimentären Zyklen verwechselt werden, sondern stellen lediglich ein Gerüst für die Rekonstruktion paläogeographischer Karten für das Untersuchungsgebiet dar. Manche Zeitscheiben enthalten weitere, ebenfalls isochrone





#### Faziesbereiche, Sonderfazies

(in Klammern: Faziesassoziation FA oder charakteristischer Lithotyp)





-  Erosion / Nichtsedimentation
-  Süßwasser-Fächer, proximal (FA: G)
-  Süßwasser-Fächer, distal / Schichtfluten (FA: S)
-  Süßwasser-Fächer, Mündungsbereich (St-Sandsteine)
-  Süßwasser-See, sehr flach (Heterolithe)
-  Sabkha-Sandebene (FA: SD)
-  Sabkha-Tonebene (FA: MD)
-  Sabkha-Salztonebene (FA: MD,K)
-  Sabkha-Salzpflanze (Sulfate)
-  tiefe Sabkha-Salzpflanze oder übersalzenes Küstenmeer (Chloride)
-  Stillwasser-Sedimentation (FA: T)
-  subaquatische Karbonatsedimentation
-  geringmächtige Einschaltungen unterschiedlicher Sedimentfazies, häufig postsedimentär überprägt

Legende zu Abb. 30–36 (Fortsetzung).



#### Pedogene bis frühdiaagenetische Merkmale

-  Evaporitbildung, intrasedimentär oder als Effloreszenzen (...K)
-  pedogene Überprägung (allgemein)
-  Bodenbildung (Calcrete)
-  Bodenbildung (eisenoxidreich)

#### Wasserwegsamkeiten, Strömungen

-  saline/hypersaline Wässer (Oberflächen- und/oder Porenwässer)
-  Süßwasser-Strömung
-  Süßwasser, geringe Wasserbewegung
-  vermutete/geringe Strömung

#### Mächtigkeits-Charakteristika

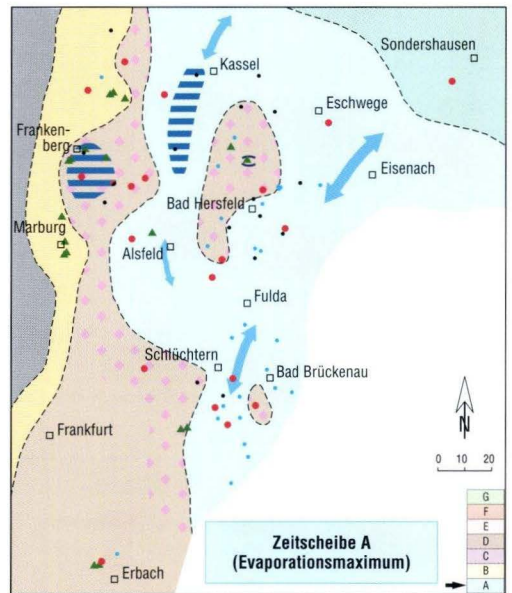
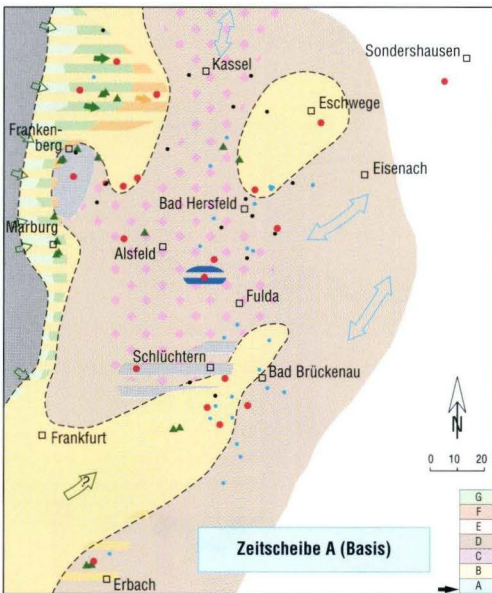
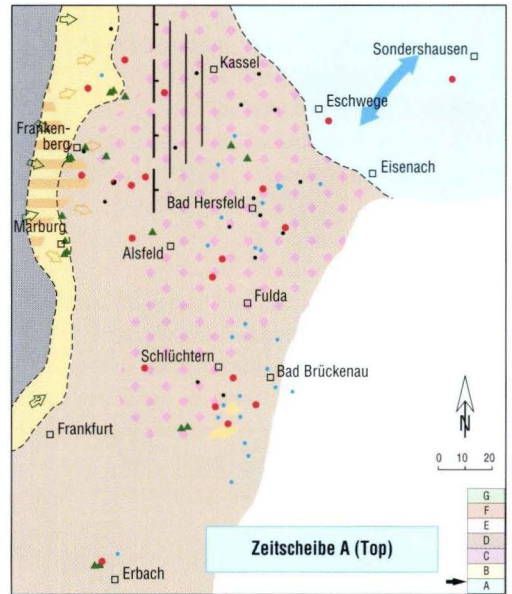
-  Bereich besonders mächtiger Sedimentakkumulation
-  vermutete Hauptverwerfung (Abschiebung)



Horizonte und könnten daher noch weiter unterteilt werden. Diese zusätzlichen Horizonte waren jedoch nicht im gesamten Untersuchungsgebiet mit der erforderlichen Sicherheit korrelierbar und wurden daher nicht als Zeitscheibengrenzen herangezogen. Für die Rekonstruktion der Um-

gestaltung des Ablagerungsraumes vom Zechstein 4 bis zum Unteren Buntsandstein sind die ausgegliederten Zeitscheiben und die daraus erstellten 14 paläogeographischen Karten in jedem Fall ausreichend (Abb. 30–36).

**Abb. 30.** Paläogeographische Fazieskarten für die Zeitscheibe A, den letzten klassischen Salinarzyklus des Zechstein (z4, Aller-Folge) mit weit verbreitetem Sabkha-Anhydrit in der Mitte der Zeitscheibe (Legende s. S. 172–173).



### 3.2.2.1 Zeitscheibe A (Aller-Folge, z4): letzter klassischer Salinarzyklus

Nach Ablagerung der rezessiven Tone (z3Tr) des Zechstein 3 (Leine-Folge) beginnt der Zechstein 4 (Aller-Folge), der in Hessen den letzten klassisch ausgebildeten Salinarzyklus darstellt. Dieser Zyklus ist auch unter den Gesichtspunkten der prozessorientierten Korrelation ein genetisch zusammenhängender Zeitabschnitt und wird hier als Zeitscheibe A bezeichnet, ohne dass dies die herkömmliche Bezeichnung „Aller-Folge“ ersetzen soll. Spätere Zechstein-Folgen sind nicht mehr identisch mit den Zeitscheiben der prozessorientierten Korrelation, so dass eine neue Nummerierung für die Untersuchungszwecke dieser Arbeit notwendig wurde. Dies ist nicht als Einführung neuer stratigraphischer Bezeichnungen zu verstehen.

Zu **Beginn der Zeitscheibe A** (Abb. 30) wurde das Untersuchungsgebiet der westlichen Hessischen Senke gegliedert durch eine SW–NE-streichende Schwelle im Süden (die rotliegendzeitliche Spessart-Rhön-Schwelle, KULICK et al. 1984) sowie eine kleinere, ebenfalls SW–NE-verlaufende Schwelle im Nordosten. Ein Saum am Ostrand der Rheinischen Masse wurde durch kleine Schwemmfächer geprägt. In diesen morphologisch höher gelegenen Gebieten wurden Sabkha-Sande des Sd-Typs abgelagert (Sabkha-Sandebene / sandflat, vgl. Kap. 1.4.3 mit Abb. 7). Zwischen den Schwellen lag eine Senke, in deren Zentrum konkretionsreiche pelitische Mischgesteine der MD-SD-Faziesassoziation abgelagert wurden (evaporitische Sabkha-Tonebene / saline mudflat), umgeben von konkretionslosen pelitischen Mischgesteinen am Rand (Sabkha-Tonebene / dry mudflat). Im tiefsten und feuchtesten Bereich dieser Randsenke kam es zur Ausfällung von geringmächtigem Dolomit (Bohrung Ützhausen). An den Rändern der Sand-Schwellen zur Tonebene bildeten sich – wahrscheinlich durch Quellaustritte – lokal kleine Seen mit Ton- und Mergersedimentation, insbesondere im Frankenberger Raum (Bohrung Rosenthal). Von der Rheinischen Masse wurden nur zeitweise geringmächtige Klastika nach Osten in

die Sabkha-Ebene geschüttet. Die Sande der Spessart-Rhön-Schwelle und der kleinen Schwelle im NE kamen vermutlich aus südwestlich gelegenen Erosionsgebieten, z. B. aus dem mit Rotliegendesedimenten gefüllten Saar-Nahe-Becken (vgl. Abb. 4). Eine Verbindung der Sabkha-Ebene mit dem sich zurückziehenden, bereits stark übersalzten Zechsteinmeer ist nach Norden und Nordosten über die tiefer gelegenen Bereiche möglich, in diesem Niveau aber nicht nachgewiesen.

Die Zeitscheibe A – bzw. die Zechstein-Folge 4 – begann demnach mit einer bereits kontinental geprägten, aber noch küstennahen Sabkha-Landschaft, deren Strukturelemente wie die Schwellen und Becken des Rotliegend und des tieferen Zechstein SW–NE orientiert waren.

In der **Mitte der Zeitscheibe A** erfolgte die letzte Ingression des Zechstein-Meeres in die Hessische Senke (Abb. 30). Das bis weit in die Senke vorgedrungene Wasser dampfte rasch ein, und es kam zur Ablagerung von Sabkha-Sulfaten (Aller-Sulfat, z4AN, in der Regel als Anhydrit). Im äußersten Nordosten des Untersuchungsgebietes wurden mächtige Chloride subaquatisch abgelagert (z4NA, Bohrung Rockensußra). Diese Sabkha-Pfanne (salt pan) war Nord–Süd-orientiert, nach Norden und Nordosten geöffnet und hatte vermutlich noch begrenzt Anschluss zum offenen Zechstein-Becken. Nach Süden erstreckte sich die Sabkha-Pfanne bis in den Schlüchterner Raum und von dort bis in das – südlich des Untersuchungsgebietes gelegene – Fränkische Becken. Etwas erhöht innerhalb der Sabkha-Pfanne lag der Bereich nördlich von Bad Hersfeld und auch ein kleiner Bereich südwestlich von Bad Brückenau (Bohrung Weißenbach): Hier fehlen Sabkha-Sulfate, entweder weil sie primär nicht ausgefällt wurden oder weil sie nur geringmächtig waren und nachfolgend wieder vollständig abgelagert wurden. Konkretionsreiche pelitische Mischgesteine der evaporitischen Sabkha-Tonebenen-Fazies liegen jetzt in diesem Niveau. Sie enthalten z.T. horizontbeständige dolomiti-



sche Konkretionslagen des Typs K4 mit Steinsalz-Pseudomorphosen, die als oberflächennahe Calcite-Bildungen interpretiert und für die Korrelation zu Hilfe genommen wurden (Aufschluss Heinebach; vgl. KÄDING 1978a, KULICK 1987). Die Sabkha-Pfanne wurde gesäumt vom Faziesbereich der evaporitischen Tonebene mit konkretionsreichen Md-Lithotypen. Im Westen, zur Rheinischen Masse hin, schloss sich eine schmale Sabkha-Sandebene an. Im Frankenberger Raum (Bohrung Rosenthal) kam es zur Ausscheidung von Dolomit, ebenso in einem weiter östlich gelegenen Arm der Sabkha-Pfanne (Bohrungen Borken und Wilhelmshöhe). Nach Dünnschliffuntersuchungen handelt es sich hier nicht um konkretionäre, sondern um sedimentäre Dolomite, die wahrscheinlich durch Zufluss karbonatreicher Wässer von der Rheinischen Masse in flachen Tümpeln der Tonebene bzw. in tieferen Bereichen der Sabkha-Pfanne abgeschieden wurden.

Die Ausrichtung der Strukturelemente in Nord-Süd-Richtung in diesem Zeitabschnitt kennzeichnet demnach eine bedeutende Veränderung im Vergleich zur Situation zu Beginn der Zeitscheibe A (und in vorangegangenen Zechstein-Zyklen). Es gibt jedoch noch keine Anzeichen eines Sedimenteintrags durch Süßwasser von den umliegenden Hochgebieten, vielmehr war der Salzwassereinfluss des Zechsteinmeeres noch dominant.

Am **Ende der Zeitscheibe A** (Abb. 30) war die Sabkha-Pfanne weit nach Nordosten (Raum Esch-

wege) zurückverlagert, und der größte Teil der Hessischen Senke war von evaporitischer Tonebenen-Sedimentation geprägt. Im Westen und Süden säumten konkretionsfreie Ton- und Sandebenen die Senke, letztere besonders entlang des Randes zur Rheinischen Masse. Salinares Wasser wurde weiterhin von Norden bzw. Nordosten in die Hessische Senke eingetragen, ein Süßwassereinfluss von Süden ist noch nicht nachweisbar. Lediglich am Westrand der Hessischen Senke bildeten sich von der Rheinischen Masse aus kleine Schichtfluten fächerartig aus (Lithotyp SlT, Bohrung Rosenthal).

Auffallend ist die große **Mächtigkeit** der Zeitscheibe A im Nordwesten der Hessischen Senke im Bereich der Bohrungen Borken, Emstal und Wilhelmshöhe. Offensichtlich stand hier infolge zeitweise stärkerer Subsidenz deutlich mehr Akkomodationsraum als in der übrigen Hessischen Senke zur Verfügung, und durch ausreichenden Sedimenteintrag von der Rheinischen Masse konnte dieser auch gefüllt werden. Zu vermuten ist, dass diese starke Absenkung entlang von aktiven Störungen parallel zum Ostrand der Rheinischen Masse erfolgte (Abb. 30). Im Buntsandstein zeichnet sich der Raum um Kassel durch extrem hohe Sedimentmächtigkeiten aus und wird deshalb auch „Kasseler Loch“ genannt.

Die Mächtigkeitsentwicklung der Zeitscheiben A–F wird in Kap. 3.3.2 noch eingehender behandelt (vgl. Abb. 37).

### **3.2.2.2 Zeitscheibe B: deutliche Süßwasserzuflüsse von Westen**

Der **Beginn der Zeitscheibe B** – in der Regel zusammenfallend mit der stratigraphischen Grenze zwischen Aller- und Ohre-Folge (z4/z5) – wird durch einen in der gesamten Hessischen Senke nachweisbaren Süßwasserzufluss in die Sabkha-Ebene markiert (Abb. 31). Hier treten erstmals terrigene, gut geschichtete siliziklastische Faziestypen mit deutlicher Korngrößensegregation auf, die in den liegenden Zechstein-Zyklen fehlen. Die

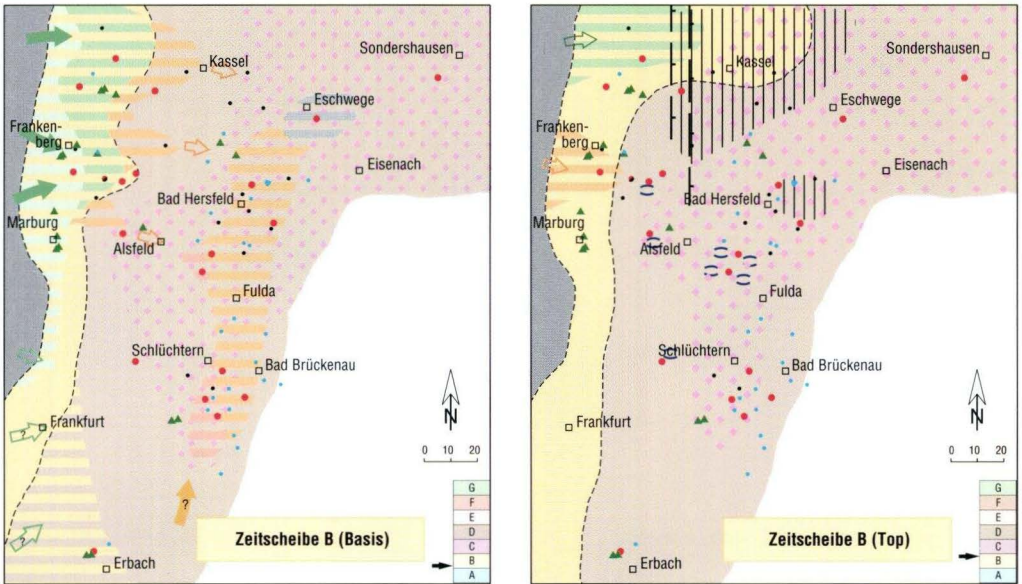
Geometrie und die Faziesverteilung blieben jedoch im Wesentlichen noch erhalten: Der größte Teil der Hessischen Senke wurde von einer evaporitischen Sabkha-Tonebene mit randlich anschließenden konkretionsfreien Tonebenen-Säumen eingenommen. Von dem ehemaligen Arm zum Fränkischen Becken im Süden bis in den Raum Eschwege zog sich ein etwas tiefer gelegener Bereich, in dem sich das von den Rändern

eingetragene Süßwasser sammelte. Hier sind gut geschichtete Süßwassersedimente (geringmächtige Silt-Sandsteine und z.T. Heterolith-Lagen) erhalten geblieben. Im Raum Eschwege endete diese Senke in einem noch tiefer gelegenen Feuchtbereich, in dem wellig geschichtete Pelite mit einzelnen dünnen Gips-Zwischenlagen sedimentiert wurden (Bohrung Schlierbachswald). Nach Nordosten hatte die Senke keine Fortsetzung, hier lag eine evaporitische Tonebene. Am Westrand der Rheinischen Masse lag – wie schon am Ende der Zeitscheibe A – eine Sabkha-Sandebene, allerdings reichte diese nun etwas weiter in die Hessische Senke hinein. Zusätzlich treten hier verstärkt Schwemmfächersedimente auf: geringmächtige Sandsteine und konglomeratische Sandsteine, die von Westen kommend über die Sabkha-Ebene hinweg in die Tonebenen geschüttet wurden. Auch Sande mit dünnen Tönhütchen (Slt-Typ) wurden abgelagert, insbesondere im Übergangsbereich der Schwemmfächer in die Sabkha-Tonebene. In Bohrung Braunsen belegen röntgendiffraktometrisch nachweisbare Chlorite

in den Peliten dieser Zeitscheibe, dass präpermi-sche chlorithaltige Gesteine der Rheinischen Masse die Sedimentfracht beeinflussten, obwohl weiterhin Kaolinit gegenüber Chlorit deutlich überwiegt (vgl. Kap. 2.4.2.1 und 3.1.1). Die gut geschichteten Sandsteine der Schwemmfächer wurden offenbar nach ihrer Ablagerung in der Sabkha-Ebene z.T. so stark überprägt, dass sie Sd-Typen gleichen. Dies legt auch die Vermutung nahe, dass die größere Ausdehnung der Sabkha-Sandebene am Ostrand der Rheinischen Masse auf das Vorbauen der Schwemmfächersande in die Hessische Senke hinein zurückzuführen ist.

Nach diesen ersten deutlichen Süßwasserzuflüssen setzte sich die Sabkha-Sedimentation in der Hessischen Senke jedoch fort, und der Sedimentationsraum glich im Wesentlichen wieder dem der oberen Zeitscheibe A.

Am **Top der Zeitscheibe B** hatte die Sabkha-Ebene ungefähr die gleiche Faziesverteilung wie zu Beginn der Zeitscheibe (Abb. 31). Anzeichen für Süßwasser- und Sedimenteintrag von Süden fehlen weitgehend, nur am Ostrand der Rhein-



**Abb. 31.** Paläogeographische Fazieskarten für die Zeitscheibe B, die durch deutliche Süßwasserzuflüsse von Westen in die siliziklastisch geprägte Sabkha-Ebene der Hessischen Senke eingeleitet wird (Legende s. S. 172–173).



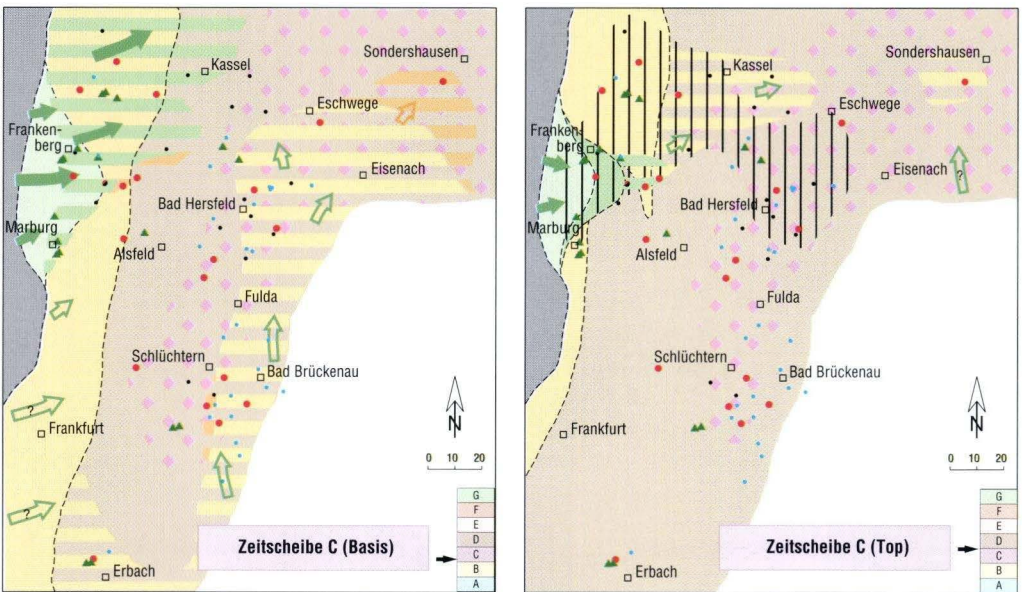
schen Masse wurden lokal begrenzte, häufig sekundär überprägte Süßwasser-Sandsteine abgelagert. Eine Verbindung der Hessischen Senke nach Norden zum nun schon weiter zurückgezogenen Zechsteinmeer lässt sich nicht mehr nachweisen. In den pelitischen Mischgesteinen der Sabkha-Tonebene bildeten sich an vielen Stellen größere dolomitische Konkretionen des Typs K3, die auf calcreteähnliche Bodenbildungen hinweisen (Bohrungen Ützhausen, Queck, angedeutet auch in den Bohrungen Gilserberg, Gelnhaar und Lehrbach). Außer diesen Bodenbildungsanzeichen deutet auch die geringe Mächtigkeit der Zeitscheibe B in den genannten Bohrungen auf längere Sedimentationspausen hin (vgl. Kap. 3.3.2).

Das Gebiet um die Bohrungen Emstal, Borken und Wilhelmshöhe (nordwestliche Hessische Senke) fällt – im Gegensatz zu den o.g. Bereichen geringer Mächtigkeiten infolge längerer Sedimentationspausen – in Zeitscheibe B noch stärker als in Zeitscheibe A durch extrem hohe **Mächtigkeiten** auf. Die bereits für die Zeitscheibe A angenommene erhöhte tektonische Absenkung entlang Nord–Süd-gerichteter Störungen und die verstärkte Sedimentakkumulation in diesem Gebiet setzte sich demnach während der Zeitscheibe B in noch größerem Maße als zuvor fort (vgl. Kap. 3.3.2 mit Abb. 37).

### 3.2.2.3 Zeitscheibe C: Süßwasserzuflüsse von Westen und in geringem Ausmaß von Süden

Die **Basis der Zeitscheibe C** wird charakterisiert durch einen erneut kräftigen Süßwasserzufluss von der Rheinischen Masse her in die nördliche Hessische Senke hinein (Abb. 32). Dies wird am Westrand der Hessischen Senke dokumentiert durch Konglomerate und konglomeratische Sandsteine an der Basis der Zeitscheibe C, die nach Osten in gut geschichtete fluviatile Sandsteine übergehen. Ebenfalls auftretende ungeschichtete Sandsteine des Sd-Typs sind vermutlich Schwemmfächer- und Schwemmebenensedimente, die nach der Ablagerung überprägt wurden. In

der Basis der Zeitscheibe C, die nach Osten in gut geschichtete fluviatile Sandsteine übergehen. Ebenfalls auftretende ungeschichtete Sandsteine des Sd-Typs sind vermutlich Schwemmfächer- und Schwemmebenensedimente, die nach der Ablagerung überprägt wurden. In



**Abb. 32.** Paläogeographische Fazieskarten für die Zeitscheibe C, in der neben starken Süßwasserzuflüssen von Westen auch erste Zuflüsse von Süden die Sabkha-Ebene der Hessischen Senke erreichen (Legende s. S. 172–173).

Bohrung Braunsen verstärkt sich die Chloritführung der Pelite, die bereits in Zeitscheibe B begonnen hatte und auf die Erosion präpermischer chlorithaltiger Gesteine der Rheinischen Masse zurückzuführen ist; Kaolinit ist weiterhin noch enthalten (vgl. Kap. 2.4.2.1 und 3.1.1). Die Schwemmfächer-Sandsteine reichen über die randliche Sabkha-Sandebene hinweg bis in die Sabkha-Tonebene hinein. Im Übergangsbereich der Schwemmebene in die Sabkha-Tonebene sind z.T. kleine Bereiche mit tonbelegten Feinsandsteinen des Slt-Typs ausgebildet (Bohrungen Jesberg und Gilsberg). Der tiefste Teil der Hessischen Senke verlief ähnlich wie am Ende der Zeitscheibe B als relativ schmale, NNE–SSW-orientierte Senke von Nordosthessen (Eschwege) über Osthessen (Bad Hersfeld, Fulda) bis in den Schlüchterner Raum. In dieser Senke wurden Sabkha-Pelite sedimentiert, in denen sich evaporitische Konkretionen bildeten. Dies deutet auf hier relativ oberflächennah stehendes salinares Grundwasser hin. Im Schlüchterner Raum sowie in Ost- und Nordosthessen sind in die Sabkha-Pelite geringmächtige Sandsteinlagen des Sd-Typs eingeschaltet. Diese stellen möglicherweise ehemals geschichtete, sekundär überprägte Sandsteine dar, die durch zeitweilige Süßwasser-Schichtfluten von Süden und Südosten abgelagert wurden. An den Ausläufern dieser Sandeinschaltungen bildeten sich z.T. kurzzeitige Stillwasserbereiche mit geringmächtigen Heterolith- oder Slt-Sandsteinlagen. Als Ursache für die Sedimentanlieferung aus südöstlicher Richtung käme eine beginnende Hebung im Bereich des heutigen Thüringer Waldes in Betracht, der später (im Mittleren Buntsandstein) als Teil der „Rhön-Ruhla-Eichsfeld-Schwelle“ (GRUMBT 1974) bzw. „Eichsfeld-Schwelle“ (HERRMANN 1961) bzw. „Eichsfeld-Altmark-Schwelle“ (RÖHLING 1991) zur faziellen Trennung der Hessischen von der Thüringischen Senke führte (vgl. Kap. 3.3.1). In den nachfolgenden Zeitscheiben werden die Hinweise auf Sedimenteintrag von Südosten immer deutlicher.

Die Beckengeometrie blieb demnach auch zu Beginn der Zeitscheibe C im Wesentlichen unver-

ändert. Der Hauptsüßwassereintrag in die Hessische Senke kam aus dem Westen von der Rheinischen Masse. Ein Einfluss salinärer Wässer vom Zechsteinbecken ist nicht erkennbar.

Die Pelitsedimentation der Sabkha-Ebene hielt im Verlaufe der Zeitscheibe C an, während die Süßwasserzuströme deutlich zurückgingen: Im Süden und Osten der Hessischen Senke sind am **Ende der Zeitscheibe C** keine Sandsteinlagen mehr in die Sabkha-Pelite eingeschaltet (Abb. 32). Am Westrand hatte sich die Sabkha-Sandebene offenbar etwas zurückverlagert, und lediglich bei Frankenberg existierte noch ein kleiner nach Osten gerichteter Schwemmfächer mit Sandsteinen und konglomeratischen Sandsteinen (Bohrungen Rosenthal und Schiffelbach). Von diesem Schwemmfächer reichten einzelne geringmächtige Sandschüttungen z.T. bis weit nach Osten in die Sabkha-Ebene hinein, die Sandsteine wurden jedoch anschließend stark überprägt und gleichen heute Sd-Sandsteinen. Gleichartige Sandsteinlagen in Bohrung Rockensußra könnten ebenfalls auf diese Schüttungen von Westen zurückgehen, möglicherweise aber auch auf kleinere Einträge von Süden bzw. Südosten (vgl. Zeitscheibe D und folgende).

Die größten **Mächtigkeiten** der Zeitscheibe C finden sich am Nordwestrand der Hessischen Senke und ziehen sich von dort in östliche Richtung weiter bis in den Raum zwischen Bad Hersfeld und Eschwege (Aufschluss Heinebach und Bohrung Blankenheim). Letzterer Raum war demnach während der Zeitscheibe C der tiefste Bereich der Sabkha-Ebene (vgl. Kap. 3.3.2 mit Abb. 37). Die Mächtigkeiten am Nordwestrand der Hessischen Senke sind in der Zeitscheibe C nicht mehr so stark erhöht wie in den vorangegangenen Zeitscheiben, und das Akkumulationsmaximum reicht nun vom Bereich um die Bohrungen Emstal, Borken und Wilhelmshöhe weiter nach Westen. Daher geht dieses Mächtigkeitsmaximum wahrscheinlich im Wesentlichen auf die Geometrie der hier abgelagerten Schwemmfächer zurück; aktive Störungen sind dagegen in Zeitscheibe C offenbar nicht mehr von Bedeutung.



### 3.2.2.4 Zeitscheibe D: Süßwasserzuflüsse von Westen und erste ephemere Seen im Nordwesten

Zu Beginn der Zeitscheibe D wurde erneut viel Süßwasser von der Rheinischen Masse in die nördliche Hessische Senke eingetragen. Am gesamten Westrand der Senke bildeten sich Schwemmfächer aus konglomeratischen Sandsteinen, die nach Osten in feinkörnigere Sandsteine auslaufen (Abb. 33). Dabei war der Sedimenteintrag im Bereich von Frankenberg und Marburg wie schon zuvor am größten. Für den Fall, dass in den Konglomeraten dieses Bereiches enthaltene rhyolithische Gerölle nicht metamorph (devonisch), sondern permisch bzw. rotliegendzeitlich sind, wäre ein Sedimenteintrag aus Südsüdosten aus dem Saar-Nahe-Becken über Flussysteme am Ostrand der Rheinischen Masse zu folgern (vgl. Kap. 2.3.3). Diese Frage ließ sich jedoch anhand der durchgeführten Dünnschliffanalysen nicht eindeutig klären. Die Schwemmfächersedimente münden in der nordwestlichen Hessischen Senke in einen großen Bereich, in

dem z.T. mehrere Meter mächtige Heterolithe abgelagert wurden: Der Süßwassereintrag von Westen war zu dieser Zeit offensichtlich so stark, dass sich am Fuße der Schwemmfächer ein flaches, aber relativ lange bestehendes Seengebiet bilden konnte. Kleinrippellagen und Trockenrisse in den Heterolithen belegen sehr flache, häufig trockenfallende Wasserkörper, in denen Silt und Sand durch kleine Strömungen und durch wind-erzeugte Wellen hin und her verlagert wurde. Etwas im Widerspruch dazu stehen ebenfalls auftretende Injektionsrisse: Sie sind auf schnelle Ablagerung von Sand- und Siltlagen zurückzuführen, die noch wassergesättigte Tonlagen zudeckten, so dass das Porenwasser bei der nachfolgenden Kompaktion der Tone nur schubweise entweichen konnte. Die mächtigsten Heterolithe liegen unmittelbar am Westrand dieses Seengebietes (Bohrung Braunsen), östlich von Kassel ver-zahnen sich die Heterolithe mit Sabkha-Peliten.

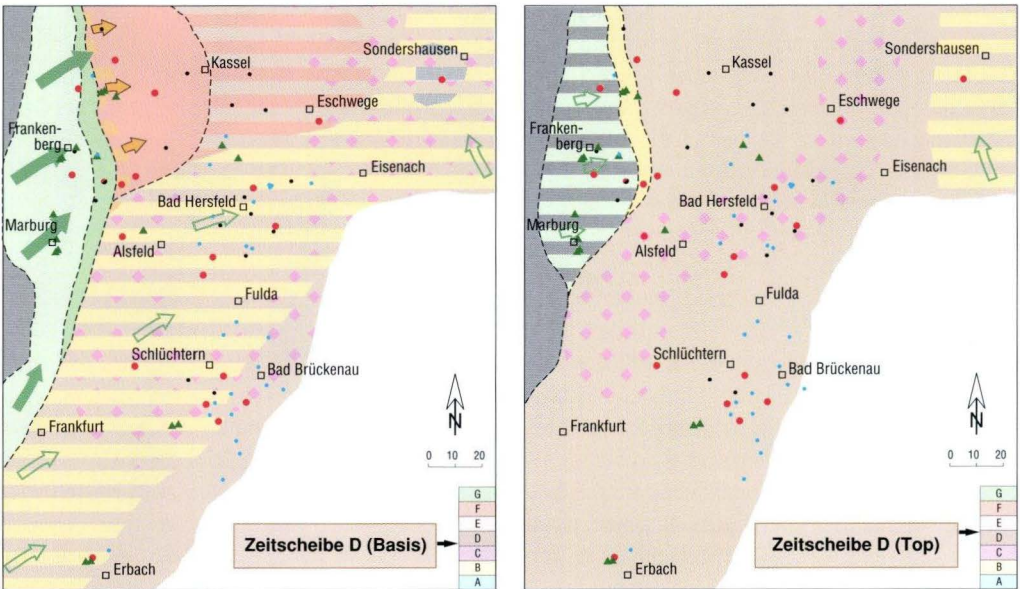


Abb. 33. Paläogeographische Fazieskarten für die Zeitscheibe D, die zu Beginn durch Süßwasserzuflüsse aus überwiegend westlichen Richtungen sowie erste Seengebiete im Nordwesten charakterisiert wird (Legende s. S. 172–173).

In der östlichen Fortsetzung des Seengebietes findet man in Bohrung Rockensußra sehr geringmächtige graue geschichtete Pelite, die ebenfalls unter stehendem Wasser abgelagert wurden. In diesem offensichtlich etwas tiefer gelegenen Bereich der Sabkha-Tonebene könnten sich Wässer gesammelt haben, die entweder von Westen oder aber auch von Süden bzw. Südosten stammten (vgl. Zeitscheiben C, E und F). Die übrigen Teile der Hessischen Senke wurden von teils konkretionsreichen, teils konkretionsfreien Sabkha-Peliten beherrscht. Die Bereiche mit Konkretionsbildung lagen dabei einerseits in den aus früheren Zeitscheiben bekannten tieferen Senken der Sabkha-Ebene, andererseits aber auch entlang der Schwemmfächer. In beiden Fällen zeigen die Konkretionen stärker durchfeuchtete Bereiche der Ebene an. Fast in der gesamten Hessischen Senke treten in den Sabkha-Peliten geringmächtige Einschaltungen von Sd-Sandsteinen auf, bei denen es sich vermutlich – wie bereits in früheren Zeitscheiben beschrieben – um sekundär überprägte distale Ausläufer der Schwemmfächer und Schichtfluten handelt.

In der lithostratigraphischen Gliederung des Zechstein wird an den Beginn der Zeitscheibe D häufig die Basis der Fulda-Folge (z7) gelegt, z.T. aber auch ungefähr die Grenze zwischen Unterem und Oberem Fulda-Ton (z7T/z7Tr, vgl. Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2).

### **3.2.2.5 Zeitscheibe E: Süßwasserzuflüsse von Westen und ausgedehntes ephemeres Seengebiet im Norden**

Mit **Beginn der Zeitscheibe E** wurde insbesondere der Nordteil der Hessischen Senke wieder durch Süßwassersedimente dominiert (Abb. 34): Wie zu Beginn der Zeitscheibe D waren am Rand der Rheinischen Masse Schwemmfächersysteme aktiv, die vor allem im Raum Frankenberg – Marburg, aber vermutlich nun auch weiter südlich Konglomerate und Sandsteine in die Sabkha-Ebene schütteten. Im Norden des Untersuchungsgebietes wurden erneut Heterolithe in

Am **Top der Zeitscheibe D** herrschte in der gesamten Hessischen Senke wieder die pelitische Sabkha-Sedimentation vor (Abb. 33). Konkretionsbildungen treten im am tiefsten gelegenen Bereich von Eschwege über Bad Hersfeld und Alsfeld bis zum südlichen Rand der zuvor abgelagerten Schwemmfächer am Rand der Rheinischen Masse auf. In den Sedimentabfolgen der zentraleren Bereiche der Hessischen Senke finden sich keine Anzeichen von Sandeinträgen, so dass davon auszugehen ist, dass das Schwemmfächersystem zu dieser Zeit nicht aktiv, sondern größtenteils trockengefallen und der Erosion ausgesetzt war. Eine deutlich erkennbare Erosionsdiskordanz ist in den Schwemmfächersedimenten jedoch nicht ausgebildet. Im Nordosten des Untersuchungsgebietes (Bohrung Rockensußra) sind Sd-Sandsteine in die Sabkha-Pelite eingeschaltet. Da derartige Einschaltungen in den westlich gelegenen Bereichen der Ebene fehlen, verstärkt sich die bereits für die vorangegangenen Zeitscheiben geäußerte Vermutung, dass hier kurzzeitige Süßwasserzuflüsse von Süden oder Südosten Sand in die Sabkha-Ebene eintrugen.

Die Hessische Senke weist am Ende der Zeitscheibe D keine deutliche Fazieszonierung auf, sondern annähernd gleichartige Sedimentation im gesamten Untersuchungsgebiet, so dass ein extrem flaches, ausgeglichenes Relief zu folgern ist (vgl. Kap. 3.3.2 mit Abb. 37).

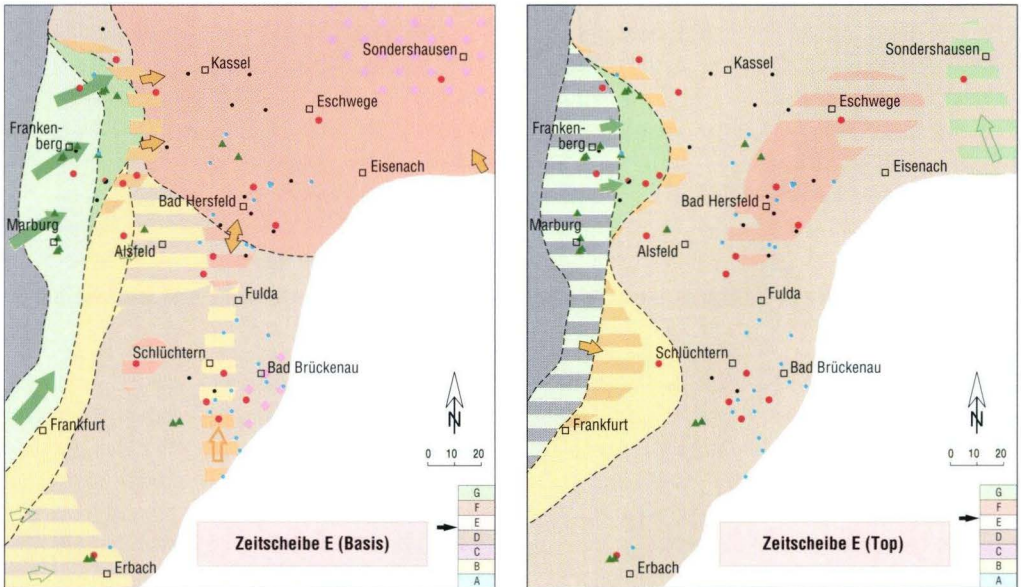
einer flachen Seenlandschaft abgelagert, die größte Heterolithmächtigkeit wird in dieser Zeitscheibe in Nordosthessen zwischen Bad Hersfeld und Eschwege erreicht (Bohrungen Wehrshausen, Blankenheim, Schlierbachswald). Wieder gibt es zahlreiche Hinweise auf sehr geringe Wassertiefe und häufiges Trockenfallen dieses Seengebietes. Im Nordosten des Untersuchungsgebietes (Bohrung Rockensußra) enthalten die Heterolithe ausnahmsweise evaporitische Kon-



kretionen, die sonst in diesem Lithotyp nicht beobachtet wurden. Dies kann ein Hinweis auf eine Verbindung zum nördlich gelegenen übersalzenen Zechsteinmeer sein – die hier dokumentierte Salinität der Porenwässer könnte aber auch auf im Untergrund gelöste („rezyklierte“) Salze zurückgehen (vgl. Kap. 3.1.1). Südlich des Seengebietes herrschen konkretionsfreie Sabkha-Pelite vor, nur im Raum Bad Brückenau (Bohrung Weißenbach) bildeten sich evaporitische Konkretionen. Die Sabkha-Tonebene säumte auch in Nordwesthessen das Seengebiet, hier deuten sehr häufige Fazieswechsel in den Bohrkernen der Bohrung Braunsen auf vielfache und rasche Verlagerungen der Faziesbereiche hin. Dort, wo die Schwemmfächer direkt in die Heterolithen mündeten, sind wieder die bereits zuvor beschriebenen tonflaserigen Slt-Sandsteine entwickelt. Bei Alsfeld lag zwischen den Schwemmfächern und der Sabkha-Tonebene ein schmaler Streifen aus Sabkha-Sanden (Sandebene), der sich vermutlich auch weiter nach Süden am Rand

der Rheinischen Masse entlang zog. Im südlichen Teil der Hessischen Senke sind in die Sabkha-Pelite relativ geringmächtige Slt- und Sd-Sandsteine eingeschaltet, fleckhaft auch dünne Heterolithlagen. Dies deutet auf kurzzeitige, den tiefsten Bereichen der Senke folgende Süßwasserzuflüsse von Süden hin. Auch ein zeitweises Vorstoßen von Süßwasser aus dem nördlichen Seengebiet bei Seespiegelhochständen bzw. verstärktem Süßwassereintrag von der Rheinischen Masse her ist denkbar.

Zum **Ende der Zeitscheibe E** hin verschwand das Seengebiet in Nordhessen wieder – wie schon in Zeitscheibe D – zugunsten der Sabkha-Tonebene, die nochmals die gesamte Hessische Senke einnahm (Abb. 34). Lediglich bei Bad Hersfeld (Bohrungen Wehrshausen und Blankenheim) reicht die Heterolithfazies bis an den Top der Zeitscheibe E heran, was zunächst auf ein etwas tieferes Niveau dieses Gebietes und ein Fortbestehen der Heterolithsedimentation schließen lässt. Umgekehrt könnte dieses Gebiet



**Abb. 34.** Paläogeographische Fazieskarten für die Zeitscheibe E, mit weiterhin vorwiegend aus Westen zufließendem Süßwasser und einem nun ausgedehnten Seengebiet im gesamten Nordteil der Hessischen Senke (Legende s. S. 172–173).

jedoch auch höher als die Umgebung gelegen haben, so dass ursprünglich abgelagerte Sabkha-Pelite im Hangenden der Heterolithe am Ende der Zeitscheibe E wieder erodiert und damit die Heterolithe freigelegt wurden. Die letztere Möglichkeit erscheint angesichts der in diesem Gebiet vergleichsweise geringen Mächtigkeiten der Zeitscheibe E etwas wahrscheinlicher.

Das Schwemmfächersystem am Westrand der Hessischen Senke war weitgehend inaktiv, nur im Raum Frankenberg wurden gut geschichtete, geröllfreie Sandsteine und Slt-Sandsteine abgelagert (Bohrungen Schiffelbach, Gilserberg, Jesberg). Am Südwestrand der Hessischen Senke lag eine Sabkha-Sandebene mit Sd-Sandsteinen und geringmächtigen Slt-Lagen, die vermutlich auf einzelne Süßwasser-Schichtflutereignisse zurückgehen (Bohrung Gelnhaar). Ebenfalls nur kurz-

zeitige Süßwasserzuflüsse aus Süden oder Südosten erreichten den Nordostteil des Untersuchungsgebietes (Bohrung Rockensußra).

Evaporitische Konkretionen fehlen am Ende der Zeitscheibe E in der gesamten Hessischen Senke; das heißt, dass der Einfluss salinärer Grundwässer und hoher Evaporationsraten merklich zurückgegangen war.

Die sehr einheitliche Sabkha-Tonebenen-Sedimentation und die fast fehlende Fazieszonierung lassen darauf schließen, dass das Relief am Ende der Zeitscheibe E erneut relativ ausgeglichen war (vgl. Kap. 3.3.2 mit Abb. 37). Grundsätzlich ist daher mit ausgedehnten Bereichen der Nichtsedimentation, Überprägung, Umlagerung und Erosion zu rechnen, auch wenn dies in Bohrkernen schwer nachweisbar ist (vgl. Kap 3.1.3).

### **3.2.2.6 Zeitscheibe F (höchste Fulda-Folge, z7): starke Süßwasserzuflüsse, ausgedehnte ephemere Seengebiete, Ende der Sabkha-Sedimentation**

Mit **Beginn der Zeitscheibe F** wurde erstmals die gesamte Hessische Senke bis weit in den Süden von einem Süßwasser-Seengebiet eingenommen, in dem trotz sehr flacher Wasserstände und regelmäßigen Trockenfallens mehrere Meter mächtige Heterolithe abgelagert wurden (Abb. 35). Vom Rand der Rheinischen Masse wurden wieder grobklastische Schwemmfächer-Sedimente geschüttet, die nach Osten in feinkörnigere Sandsteine und schließlich – im Mündungsbereich zum Seengebiet – in tonflaserige Slt-Sandsteine übergangen. Von Südosten und wahrscheinlich auch von Süden wurden zu Beginn dieser Zeitscheibe ebenfalls geringmächtige Sandsteine der Lithotypen Sc, Sl und Slt schichtflutartig in die Ebene geschüttet, dokumentiert beispielsweise in den Bohrungen Schlierbachswald und Rockensußra. In diesen Schichtflutbereichen sind in die gut geschichteten Sandsteine dünne schichtungslose tonig-siltige Sedimente eingeschaltet, die zunächst als Md-Lithotypen angesprochen wurden. Hier kann es sich jedoch nicht mehr um Sabkha-

Pelite handeln, da im gesamten Untersuchungsgebiet keine Anzeichen für eine salinare Sabkha-Sedimentation in diesem Niveau mehr existieren. Vielmehr ist anzunehmen, dass primär zwischen den Sandsteinen eingeschaltete Heterolithlagen (der „Hintergrundsedimentation“) durch Bioturbation und pedogene Überprägung so stark entschichtet und überprägt wurden, dass sie den Md-Lithotypen gleichen. Dass dies möglich ist, zeigt am deutlichsten der kontinuierliche Übergang eines Heteroliths in ein nach oben zunehmend Md-ähnliches, völlig strukturloses tonig-sandiges Mischgestein mit deutlicher pedogener Überprägung, wie er am Top der Zeitscheibe F in Bohrung Gelnhaar ausgebildet ist (Kap. 2.2.5.1). Mächtige Heterolithe ohne Sandeinschaltungen und – im tieferen Teil der Zeitscheibe F – ohne pedogene Überprägungen liegen im Raum zwischen Alsfeld und Bad Brückenau: Hier lag offenbar der beständige Teil der Seenlandschaft.

In Bohrung Braunsen beginnt mit der Zeitscheibe F die gegenüber Kaolinit vorherrschende



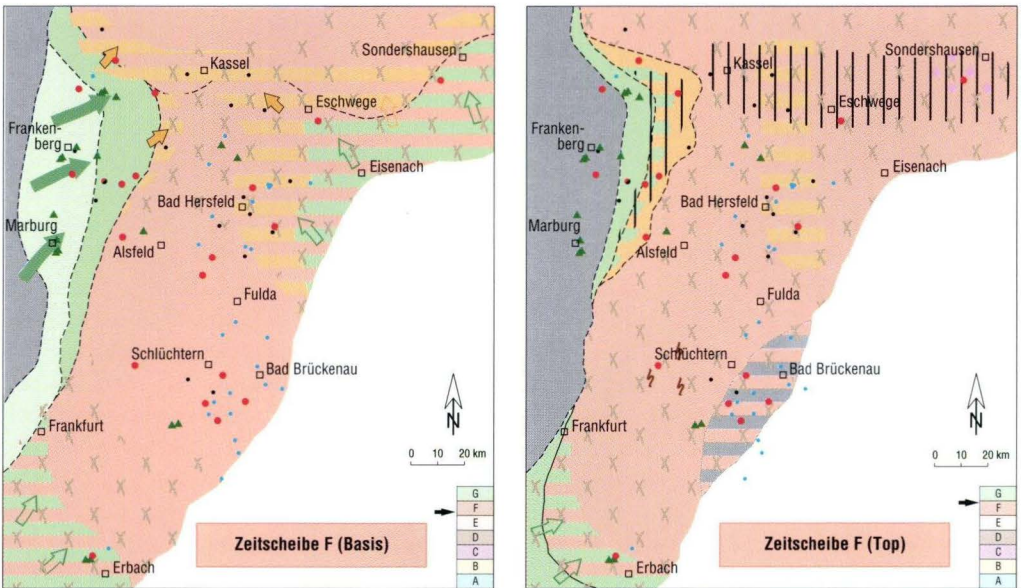
Chloritführung, die sich schon zu Beginn der Zeitscheibe C angekündigt hatte, danach aber nochmals zurückgegangen war. Die Chloritführung weist auf die Erosion präpermischer chlorithaltiger Gesteine der Rheinischen Masse hin, während der vorher dominierende Kaolinit auf den Zersatz von Feldspäten in Arkosen des Rotliegend am Rand der Rheinischen Masse oder in intramontanen Senken zurückgeführt wird. Die Erosion reichte folglich in der Zeitscheibe F weiter in die Rheinische Masse hinein und/oder griff tiefer durch die Rotliegend-Sedimente hindurch in den präpermischen Untergrund ein (vgl. Kap. 2.3.3, 2.4.2.1, 3.1.1 und 3.3.1).

Mit Beginn der Zeitscheibe F setzte sich demnach ein Süßwasser-Milieu durch, und die Sabkha-Landschaft des Zechstein wurde endgültig verdrängt. Durch verstärkte Niederschläge und wahrscheinlich auch größere Hebungsbeiträge im Hinterland griff die Erosion dort nun tiefer ein und es wurde mehr – überwiegend feinkörniges –

Sediment ins Becken transportiert. Weiterhin dominierte der Sedimenteintrag von Westen bei weitem, wenngleich der Eintrag von Süden und Südosten bis zu diesem Zeitpunkt zugenommen hatte.

Die Basis der Zeitscheibe F liegt in allen bearbeiteten Bohrungen im oberen Teil des lithostratigraphisch definierten Oberen Fulda-Tons (z7Tr), nur in Bohrung Rockensußra wird in diesem Niveau die Grenze zwischen Unterem und Oberem Fulda-Ton gezogen (z7T/z7Tr, vgl. Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2).

Im Verlaufe der Zeitscheibe F änderte sich das Sedimentationsmilieu nicht mehr grundsätzlich. Am **Ende der Zeitscheibe F** (Abb. 35) konnte im Südteil der Hessischen Senke für den nordfränkischen bis südosthessischen Raum ein Erosionsgebiet nachgewiesen werden, dem sich in nordwestlicher Richtung ein Gebiet der Nichtsedimentation mit länger andauernder Bodenbildung anschloss (Bohrung Gelnhaar, vgl. Kap. 2.2.5.1). Ebenso geriet der Westrand der Senke



**Abb. 35.** Paläogeographische Fazieskarten für die Zeitscheibe F (höchste Fulda-Folge, z7), die durch starke Süßwasserzuflüsse aus westlichen und südlichen Richtungen sowie ausgedehnte ephemere Seengebiete gekennzeichnet ist. Das saline Sabkha-Milieu der vorangegangenen Zeitscheiben ist hier beendet, und ein Süßwassermilieu hat sich etabliert (Legende s. S. 172–173).

entlang der Rheinischen Masse unter den Einfluss der Erosion (Bohrung Rosenthal). Nur in einem sehr schmalen Saum könnten feinsandige Schemmfächersedimente bis zum Ende der Zeitscheibe geschüttet worden sein; möglicherweise sind aber auch hier Erosionsdiskordanzen ausgebildet, die in den Bohrkernen nicht deutlich werden. Dieselbe sandige Fazies ist für den südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebietes anzunehmen – hier fehlen jedoch Bohrungen, und im Odenwald ist dieser höchste Teil des Zechstein nicht ausreichend aufgeschlossen. In den zentraleren Bereichen der Hessischen Senke liegt fast in allen Bohrungen am Top der Zeitscheibe F über den Heterolithen ein nur wenige Dezimeter mächtiger Md-ähnlicher Horizont, bei dem es sich – wie oben beschrieben – wahrscheinlich um bioturbat und/oder pedogen überprägten Heterolith handelt. Das bedeutet, dass wahrscheinlich die gesamte Hessische Senke vor dem Einsetzen des Buntsandstein, der nächsten Zeitscheibe, eine längere Phase der Nichtsedimentation und initialen Bodenbildung erlebte, vermutlich einhergehend mit etwas stärkerer Vegetation. Geringmächtige Slt-Sandstein-Einschaltungen in einer schmalen Süd–Nord-verlaufenden Senke (Bohrungen Wehrshausen, Blankenheim, wahrscheinlich auch Küchen und Escherode) sind die einzigen Anzeichen von Süßwasserströmungen, möglicherweise nur als Folge lokaler

Niederschläge und Abschwemmungen. Evaporitische Konkretionen treten in der gesamten Hessischen Senke nicht mehr auf, außer in der Bohrung Rockensußra. Dies macht hier erneut die Annahme des „Recycling“ von Salzen des Liegenden – und nicht den Zufluss salinärer Lösungen von Nordosten – wahrscheinlich (vgl. Zeitscheibe E, Kap. 3.2.2.5 sowie Kap. 3.1.1).

Die größten **Mächtigkeiten** treten in der Zeitscheibe F am Nordrand der Hessischen Senke, dem Mündungsbereich zum offenen Zechstein-Becken, auf. Daneben ist auch das Schwemmfächergebiet am Nordwestrand der Senke wieder ein Gebiet größerer Sedimentakkumulation (vgl. Kap. 3.3.2 mit Abb. 37). Besonders geringe Mächtigkeiten sind dagegen im südöstlichen Untersuchungsbereich ausgebildet, was die oben dargelegte These eines Erosions- bzw. Nichtsedimentationsgebietes stützt. Insgesamt ist jedoch in der Zeitscheibe F eine Mächtigkeitszunahme im Untersuchungsgebiet von Süden nach Norden festzustellen, und diese Zeitscheibe ließe sich in mächtiger ausgebildeten, weiter nördlich gelegenen Gebieten des Südlichen Perm-Beckens sicherlich noch feiner untergliedern. Erstmals im gesamten untersuchten Zeitabschnitt ist demnach eine systematische Mächtigkeitsentwicklung vom Beckenrand im Süden zum Beckenzentrum im Norden erkennbar.

### **3.2.2.7 Zeitscheibe G (Buntsandstein-Basis): weitgespannte Flussebene mit südlichen Liefergebieten**

Zu **Beginn der Zeitscheibe G**, der Basis der Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein, wurden in der gesamten Hessischen Senke Feinsandsteine in sehr einheitlicher Ausbildung abgelagert (Abb. 36). Es handelt sich um tabulare Feinsandsteinbänke mit deutlich ausgebildeter planarer Schrägschichtung, seltener auch Horizontalschichtung. Häufig sind aufgearbeitete Tonsteinklasten in die Schrägschichtung eingeregelt. Tonstein-Zwischenlagen sind nur selten

und sehr geringmächtig eingeschaltet, sie zeigen dann in der Regel Trockenrisse. Auch unmittelbar am Ostrand der Rheinischen Masse führen die Feinsandsteine keine nennenswerten grobklastischen Anteile, nur in vereinzelt kleinen Linsen sind hier feinkieskorngroße Gerölle angesammelt. In den südlichen Randgebieten der Hessischen Senke, beispielsweise im Odenwald, werden die Sandsteine zunehmend grobkörniger. Sie zeigen jedoch die gleiche Geometrie und diesel-



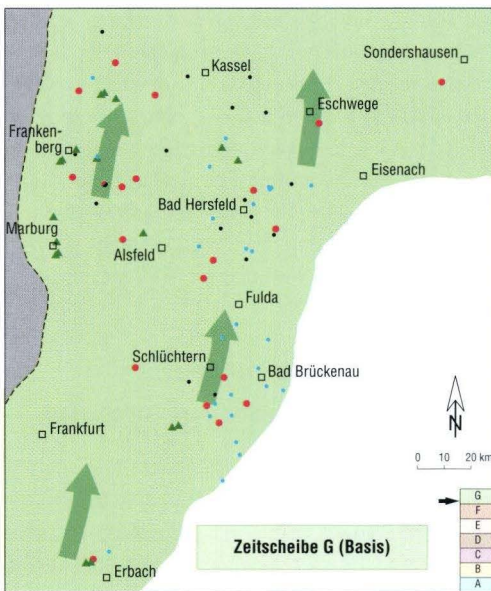
ben Schichtungstypen wie die Sandsteine in der zentralen Hessischen Senke.

In Gamma-Ray-Logs ist der basale Teil der Calvörde-Folge (in Südhessen: „Heigenbrückener Sandstein“) durch einen charakteristischen rückläufigen Trend gekennzeichnet, der über dem auch im Log deutlichen Schnitt an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze einsetzt und etwa 10 m nach oben zu verfolgen ist. Am deutlichsten ist dieser Trend in den Bohrungen des südlichen Untersuchungsgebietes ausgebildet (Bohrungen Aura, Burgjoß, Sterbfritz, Ützhausen, Gelnhaar, Lehrbach), aber auch in Bohrung Wehrshausen ist er noch erkennbar (vgl. Anhang 6.4 sowie Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2). Diese „Glockenform“ der Gamma-Strahlungs-Kurve entspricht in der beschriebenen sandig-tonigen Lithologie einer Abnahme des Tonanteils nach

oben bzw. einem Progradieren der Sandschüttungen von Süden nach Norden. Demnach ist zu erwarten, dass die Sandsteine an der Basis der Zeitscheibe G im Süden geringfügig früher abgelagert wurden als die Basissandsteine weiter im Norden. Wegen der beschriebenen, vergleichsweise viel längeren Sedimentationspause bzw. Erosionsphase am Ende der Zeitscheibe F (Kap. 3.2.2.6) dürfte die Grenze zwischen den beiden Zeitscheiben und damit die Zechstein-Buntsandstein-Grenze im Untersuchungsgebiet dennoch annähernd isochron sein.

Ausgehend von der beschriebenen Lithologie an der Basis der Zeitscheibe G muss von einer weiten, relativ reliefarmen Flussebene ausgegangen werden, die sich von Süden kommend sehr rasch nach Norden vorbaute und die gesamte Hessische Senke zu Beginn des Buntsandstein eingenommen hat. Das gleichförmig zusammengesetzte und durchweg feinkörnige Sediment lässt auf weiter entfernt im Süden gelegene Liefergebiete schließen, bei einheitlich nach Norden gerichteter Transportrichtung (vgl. Kap. 3.3.1). Da Überflutungsebenen-Sedimente nur als sehr geringmächtige Lagen zwischen den Feinsandsteinbänken erhalten sind und darüber hinaus eine grobkörnige Rinnenfazies der Sandsteine im Untersuchungsgebiet fehlt, ist von kaum kanalisierten, breiten, sich häufig verlagernden Flüssen bzw. Schichtfluten auszugehen. Aufgrund dieser häufigen Verlagerungen und hoher Sedimentationsraten (s. u.) blieb die Vegetation spärlich und Bodenbildungen fehlen.

Bemerkenswert ist die zu diesem Zeitpunkt drastisch angestiegene Sedimentmenge, die in die Hessische Senke eingeleitet und auch dort abgelagert wurde. Mögliche Ursachen hierfür werden in Kap. 3.3.1 diskutiert (vgl. auch Kap. 3.3.3). Die Sedimente des Unteren Buntsandstein wurden in der Hessischen Senke ausschließlich fluviatil abgelagert, so dass auch das Wasserdargebot zu Beginn der Zeitscheibe G nochmals erheblich angestiegen sein muss, um diese Sedimentmenge zu transportieren (vgl. Kap. 3.4).



**Abb. 36:** Paläogeographische Fazieskarte für den Beginn der Zeitscheibe G (Basis des Unteren Buntsandstein), in der die Hessische Senke durch eine weitgespannte Flussebene mit sich häufig verlagernden Rinnen, aber insgesamt streng nach Norden gerichteter Transportrichtung eingenommen wird (Legende s. S. 172–173)

### 3.2.3 Zusammenfassung der paläogeographischen Rekonstruktion

Aus der hier vorgestellten Methode der prozessorientierten Korrelation und der daraus entwickelten paläogeographischen Rekonstruktion der Hessischen Senke zwischen Zechstein 4 (Aller-Folge) und der Basis des Buntsandstein (Calvörde-Folge) sind als wesentliche Folgerungen hervorzuheben:

- Die rein klastisch ausgebildete, monotone Abfolge vorwiegend pelitischer Mischgesteine des höheren Zechstein der Hessischen Senke kann paläogeographisch nur ausgewertet werden, wenn genetisch zusammenhängende Sedimente – nicht notwendigerweise gleicher Lithologie – miteinander korreliert werden. Als geeignete Korrelationshilfen erwiesen sich eingeschaltete Horizonte gut geschichteter Sedimente, die kurzzeitige Süßwasser-Impulse in die Sabkha-Ebene repräsentieren, sowie sog. „drying-upward-Zyklen“ und – mit gewissen Einschränkungen – „freshening-upward-Zyklen“.
- Der Ablagerungsraum der Hessische Senke wurde im Untersuchungszeitraum umgestaltet von einer küstennahen Sabkha-Ebene mit typischer Fazieszonierung (Aller-Folge bzw. Zeitscheibe A) zu einem ausgedehnten flachen Süßwasser-Seengebiet (Oberer Fulda-Ton bzw. Zeitscheibe

F) und schließlich zu einer Schwemmebene kaum kanalisierter Flüsse mit einheitlich nach Norden bzw. Nordnordosten gerichteter Fließrichtung (Calvörde-Folge bzw. Zeitscheibe G).

- Die Rekonstruktion paläogeographischer Fazieskarten hat deutlich gemacht, dass sich klimatische Veränderungen bereits im höheren Zechstein (seit der Zeitscheibe B, d.h. etwa seit der Ohre-Folge) durch zunehmende Süßwasser-Impulse ankündigten. Schon in der letzten Zeitscheibe des Zechstein (Zeitscheibe F, höherer Oberer Fulda-Ton) hatte sich in der Hessischen Senke ein Süßwassermilieu fest etabliert. Eine weitere Vergrößerung des Wasserdargebots erfolgte zu Beginn der Zeitscheibe G, der Basis des Buntsandstein.
- Der vergleichsweise abrupte Wechsel der Lithologie an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze in der Hessischen Senke ist vor allem auf den Anschluss neuer Liefergebiete im Süden zurückzuführen. Die klimatischen Voraussetzungen für die Bildung eines rein fluviatilen Milieus waren bereits vorher gegeben, wenn gleich sich das Süßwasser-Dargebot zu Beginn des Buntsandstein nochmals deutlich erhöhte.

## 3.3 Beckenanalyse

### 3.3.1 Liefergebiete und Transportwege

Liefergebiete und Transportwege wurden durch die prozessorientierte Korrelation und die daraus rekonstruierten paläogeographischen Karten für die verschiedenen Zeitscheiben abgeleitet (Kap. 3.2). Diese Ergebnisse werden im Folgenden zusammenfassend dargestellt und durch weitere Erkenntnisse aus Dünnschliffuntersuchungen (Kap. 2.3.3), mineralogischen Analysen (Kap. 2.4.2) und Literaturdaten ergänzt.

Während der **Zeitscheiben A–C** des Untersuchungszeitraumes, also vom Zechstein 4 (Aller-Folge) bis ungefähr zum Zechstein 6 (Friesland-

Folge; vgl. Kap. 3.2.2.4 und Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2), wurden ausschließlich aus westlichen und – im Untersuchungsgebiet in wesentlich geringerem Maße – auch von südlichen bis südöstlichen Randgebieten Sedimente in die Hessische Senke eingetragen. Liefergesteine waren dabei vermutlich vor allem arkosisch geprägte Rotliegend-Sedimente aus Randbereichen oder intramontanen Becken der umgebenden Hochgebiete. Von solchen arkosischen Rotliegend-Sedimenten der Rheinischen Masse, die bei mäßiger Erosion zuerst abgetragen wurden, muss die



– zunächst überraschende – Kaolinit-Vormacht unter den Tonmineralen der Bohrung Braunsen während des Zechstein hergeleitet werden (vgl. Kap. 2.4.2.1, 3.1.1). Zu Beginn der Zeitscheibe B sind Chlorite in der Tonfraktion von Bohrung Braunsen erstmals nachweisbar, und mit Beginn der Zeitscheibe C steigt der Anteil chloritischer Minerale in den Peliten dieser Bohrung kontinuierlich an, während Kaolinit immer weiter zurückgeht. Dies wird darauf zurückgeführt, dass zu Beginn der Zeitscheibe B die Erosion erstmals tiefer eingriff und außer den permischen Sedimenten auch präpermische chlorithaltige Gesteine der Rheinischen Masse (Tonschiefer, „Grauwacken“ bzw. lithische Subarkosen, Metabasalte und -dolerite u.a.) abgetragen wurden. Mit Beginn der Zeitscheibe C verstärkte sich die Erosion nochmals, und präpermische Gesteine dominierten nun die Abtragungsmassen. Festzuhalten ist aber vor allem, dass während dieses älteren Untersuchungsabschnitts insgesamt nur wenig Sediment in der Hessischen Senke abgelagert wurde. Vermutlich geht dies auf insgesamt geringe Erosionsraten in den unmittelbar umgebenden Hochgebieten zurück. Auch ein durch Mangel an Akkomodationsraum in der Hessischen Senke herbeigeführter „Sediment-Bypass“ der Abtragungsmassen in das nördlich angrenzende Südliche Perm-Becken ist jedoch denkbar. Die in der Hessischen Senke während der Zeitscheiben A–C abgelagerten Sedimente stammen ganz überwiegend aus nahe gelegenen Liefergebieten, die Transportwege waren demnach kurz.

Diese Verhältnisse änderten sich nur leicht zu Beginn der **Zeitscheibe D** – ungefähr mit Beginn des Zechstein 7 (Fulda-Folge) –, indem sich die Süßwasser- und Sedimenteinträge am Westrand der Hessischen Senke verstärkten (vgl. Kap. 3.2.2.4 und Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2). Rhyolithische Gerölle in Konglomeraten der Bohrung Rosenthal zeigen keine sicheren Anzeichen metamorpher Überprägung und könnten somit auch Rotliegend-Alter haben (vgl. Kap. 2.3.3). Dies würde darauf hinweisen, dass nun auch das Saar-Nahe-Becken im Süden der Rheinischen

Masse als Liefergebiet der Hessischen Senke angeschlossen war. Weiterhin lagen die Liefergebiete jedoch ausschließlich im Westen, Südwesten und – im Untersuchungsgebiet in geringerem Maße – auch im Südosten der Hessischen Senke. Ein Eintrag von Süden fehlte, die Transportwege waren weiterhin relativ kurz und die Sedimentakkumulation in der Hessischen Senke insgesamt gering. Diese Verhältnisse hielten auch während der **Zeitscheiben E und F** bis zum Ende des Zechstein an, obwohl sich das Milieu bereits zu Beginn der Zeitscheibe F von hypersalinär zu süßwasserdominiert umgestaltete (vgl. Kap. 3.1, 3.2.2.6).

Eine drastische Änderung der Liefergebiete und Transportwege und damit eine komplette Umgestaltung der Sedimentationsverhältnisse in der Hessischen Senke setzte mit Beginn des Buntsandstein (**Zeitscheibe G**) ein: Der Sedimenteintrag von den westlichen und östlichen Randgebieten der Hessischen Senke war nun vernachlässigbar gering oder fehlte vollkommen. Stattdessen wurden große Sedimentmassen von Süden nach Norden geschüttet und auch zu großen Teilen in der Hessischen Senke akkumuliert (vgl. Kap. 3.2.2.7). Zur Ablagerung kamen während der Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein im Untersuchungsgebiet sehr einheitliche Feinsandsteine mit geringem Tonanteil. Größere Sandfraktionen sedimentierten bereits weiter südlich (Kraichgau, Pfalz), und die Tonfraktion passierte das Untersuchungsgebiet weitgehend und wurde erst weiter nördlich im Norddeutschen Becken abgelagert. Der abrupte Anstieg der Sedimentmenge, die in die Hessische Senke gelangte, ist am wahrscheinlichsten mit dem Wegfall zuvor bestehender Barrieren und dem daraus folgenden Anschluss neuer Liefergebiete im Süden zu erklären. In Betracht käme beispielsweise der mit kontinentalen Perm-Sedimenten gefüllte große Burgund-Trog, der zuvor durch eine Schwellenregion zwischen Gallisch-Ardennischem Massiv und der Süddeutschen Hauptschwelle bzw. dem nördlichen Teil des Alemannisch-Vindelizischen Hochs von der Hessi-

schen Senke und dem Südlichen Perm-Becken abgeschnitten war (ZIEGLER 1990, vgl. Kap. 1.4.2 mit Abb. 4c). Für den Wegfall dieser Barrieren müssen tektonische Senkungs- bzw. Dehnungsbewegungen angenommen werden, die mit der beginnenden Zerlegung des Superkontinents Pangäa in Zusammenhang stehen könnten. So könnte die Anlage eines verzweigten Riftsystems innerhalb des Variszischen Gebirges zu Beginn der Trias (ZIEGLER 1990) die Ursache für die Öffnung des Burgund-Troges gewesen sein (vgl. Kap. 3.3.3). Ob jedoch verstärkte Extensionstektonik und Grabenbildung innerhalb der Hessischen Senke alleine dazu führten, dass diese Sedimentmassen auch bereits hier und nicht erst im nördlich angrenzenden Hauptbecken abgelagert wurden, kann anhand der durchgeführten Untersuchungen nicht belegt werden. Hierzu wären weitere Arbeiten im Unteren Buntsandstein der Hessischen Senke notwendig. Es erscheint jedoch sehr wahrscheinlich, dass auch ein Seespiegelanstieg im Südlichen Perm-Becken – bzw. dem nachfolgenden Playa-Becken des Buntsandstein – Ursache für die Verlagerung der Sedimentationsgebiete in die südlichen Randsenken hinein gewesen sein könnte. Ein derartiger Seespiegelanstieg würde im Einklang stehen mit dem globalen Meeresspiegelanstieg zu Beginn der Trias (Griesbachium, HAQ et al. 1988) bzw. möglicherweise bereits im späten Oberperm (Changhsingium, HALLAM & WIGNALL 1999, vgl. Kap. 1.4.1).

WARD et al. (2000) beschreiben im südafrikanischen Karoo-Becken einen Wechsel der Flusssysteme an der Perm-Trias-Grenze von mäandrierenden zu verflochtenen Flüssen. Sie führen diesen Wechsel ebenfalls auf eine zu Beginn der Trias drastisch angestiegene Sedimentfracht zurück. Da jedoch tektonische Ursachen hierfür im Karoo-Becken nicht in Frage kommen, schließen WARD et al. auf einen katastrophalen Rückgang der Vegetation an Land und eine damit verbundene verstärkte Bodenerosion (vgl. a. SEPTON et al. 2003 und Kap. 1.4.1). WARD et al. (2000) verdeutlichen durch Vergleich mit anderen Perm-Trias-Grenzprofilen die globale Dimension dieser Vorgänge.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit könnten dies unterstützen, obwohl hier die o.g. tektonischen Ursachen der angestiegenen Sedimentfracht wahrscheinlich die dominierenden waren.

Frühere Bearbeiter (u.a. SINDOWSKI 1957, DIEDERICH 1966, HEIM 1974, SCHWEISS 1984) versuchten vor allem über Schwer- und Leichtmineralanalysen der Sandsteine die Transportwege und Liefergebiete des höchsten Zechstein und des Unteren Buntsandstein zu rekonstruieren. Wegen der damals noch größeren Unsicherheiten in der Gliederung des höchsten Zechstein – insbesondere in der Randfazies, aber auch in der Beckenfazies (vgl. Kap. 1.4.2) – sind die damals erzielten Ergebnisse gerade in diesem Zeitabschnitt jedoch vorsichtig zu bewerten.

DIEDERICH (1966) konnte aus der Schwermineralführung des höchsten Zechstein (damals als „Bröckelschiefer-Folge, suB“ dem Unteren Buntsandstein zugerechnet) und des Unteren Buntsandstein (damals „Gelnhausen-Folge, suG“ und „Salmünster-Folge, suSA“) keine zur stratigraphischen Korrelation verwendbaren charakteristischen Schwermineralspektren einzelner Schichten nachweisen. Aus dem Wechsel zwischen sandiger Fazies des höchsten Zechstein südlich des Odenwaldes und toniger Fazies nördlich davon schloss er, dass die „Kristallinaufragung des mittleren Odenwaldes“ (vgl. Abb. 14) als Faziesseiche fungierte, ebenso wie „alle anderen Kristallinkerne der Mittelgebirge“. Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit ergaben keine Hinweise darauf, dass der mittlere Odenwald im höheren Zechstein ein „auftragendes“ Erosionsgebiet war, da die dort vorgefundenen pelitischen Sedimente der MD-SD-Faziesassoziation keine grobkörnigen Anteile enthalten. Allerdings ist im Zechstein I eine lagunengesäumte Küstenlinie um ein kleineres Odenwald-Hochgebiet belegt (vgl. Kap. 2.2.6), und es ist zu vermuten, dass dieses Gebiet auch im höheren Zechstein morphologisch noch relativ hoch lag, so dass dort insgesamt weniger Sediment akkumuliert wurde.

Die aus Mächtigkeits- und Korngrößenvergleichen durch DIEDERICH (1966) geschlossene Folge-



zung, die in die „Bröckelschiefer-Folge“ eingelagerten Sandsteinhorizonte in der östlichen Hessischen Senke müssten aus östlichen Liefergebieten stammen, wird dagegen durch die paläogeographischen Rekonstruktionen der vorliegenden Arbeit bestätigt. Der von DIEDERICH zu diesen östlichen Liefergebieten neben Oberpfalz und Böhmischer Masse gezählte Thüringer Wald war allerdings sicherlich noch kein Erosionsgebiet, sondern begann sich im höchsten Zechstein (etwa ab der Zeitscheibe C, vgl. Kap. 3.2.2.3) allenfalls langsam zu heben. Dies lässt sich aus der Tatsache, dass gröbere Klastika und präpermische Lithoklasten im östlichen Untersuchungsgebiet vollständig fehlen, sowie aus den rekonstruierten paläogeographischen Karten, den gefolgerten Transportwegen und Liefergebieten der vorliegenden Arbeit ableiten. Auch GRUMBT (1974) kam nach Untersuchungen in Süd- und Südwestthüringen zu diesem Ergebnis und zeigte anhand paläogeographischer Karten für den gesamten Buntsandstein, dass erst im Mittleren Buntsandstein eine deutliche Schwelle („Rhön-Ruhla-Eichsfeld-Schwelle“)<sup>17</sup> zwischen dem westlichen Teil der Hessischen Senke und dem östlichen, dann als „Thüringische Senke“ bezeichneten Teil existierte. DIEDERICH (1966) selbst bemerkt bei der Betrachtung der Sand/Ton-Verhältnisse im höchsten Zechstein einschränkend, dass zwar „nahezu sämtliche Hinterländer des westlichen und östlichen Beckenrandes“ Abtragungsmaterial in die Hessische Senke lieferten, dass aber die Materialzufuhr am westlichen Rand der Senke dominierte.

Der im Unteren Buntsandstein einheitlich nach Norden bzw. Nordnordosten gerichtete Sedimenttransport war bereits nach den Untersuchungen der genannten früheren Bearbeiter unstrittig. DIEDERICH (1966) beschreibt auch die zu diesem Zeitpunkt „außerordentlich verstärkte Materialzufuhr“ und die gegenüber dem höchsten Zechstein zurückgegangene Beteiligung der östlichen und westlichen Randgebiete der Hessischen Senke, die auch HEIM (1974) und KOWAL-

CZYK et al. (1978) erkannten. SINDOWSKI (1957) unterschied mehrere Schwermineralprovinzen im Unteren Buntsandstein, z.B. die „S1-Provinz“ im Raum Schwarzwald–Spessart, in der nur stabile Schwerminerale (Turmalin, Zirkon, Rutil, z.T. Apatit) vorkommen. Die Schwermineralzusammensetzung dieser Provinz gleicht damit derjenigen der Rotliegendesedimente, woraus SINDOWSKI ableitete, dass hier im Wesentlichen die Sedimentfüllung der Rotliegend-Tröge des Variszischen Gebirges, aber noch nicht „frisches Kristallin“ abgetragen wurde. Dies stimmt sehr gut mit der oben beschriebenen Schlussfolgerung der vorliegenden Arbeit überein, dass zu Beginn des Buntsandstein das Abtragungsmaterial des mit permischen Sedimenten gefüllten Burgund-Troges in die Hessische Senke geschüttet wurde.

Aufgrund sedimentologischer Untersuchungen im Frankenberger und Marburger Raum vermutete TIETZE (1997) an der Grenze zwischen den „Jüngeren Konglomeraten“ des höheren Zechstein (heute „Frankenberg-Formation, z5-z7FB“) und den Feinsandsteinen des Unteren Buntsandstein eine „möglicherweise bedeutende Erosionsfläche, bei der der Umfang des Hiatus nicht bekannt ist“. Darüber hinaus ist nach TIETZE (in KULICK 1987: 169) an der Grenze zwischen „Jüngeren Konglomeraten“ und den Feinsandsteinen des Unteren Buntsandstein „mit einem weit über das Lokale hinausgehenden Wechsel des Drainage-Systems zu rechnen, der sich als eine wesentliche, vielleicht isochrone Marke ansehen lässt“. Sowohl der Hiatus vor Beginn der Buntsandstein-Sedimentation als auch der überregionale Wechsel in Liefergebieten, Transportwegen und im Fließregime konnten für das Untersuchungsgebiet in der vorliegenden Arbeit bestätigt und näher charakterisiert werden (vgl. Kap. 2.2.5.1, 3.2.2). Diese Ergebnisse stimmen ebenfalls sehr gut mit denen von DITTRICH (in Vorber.) aus der Pfalz überein (vgl. Kap. 2.2.7.3). Mögliche sequenzstratigraphische Konsequenzen des nachgewiesenen Hiatus werden in Kap. 3.4.1 diskutiert.

<sup>17</sup> vgl. u. a. HERRMANN (1961): „Eichsfeld-Schwelle“, RÖHLING (1991): „Eichsfeld-Altmark-Schwelle“

### 3.3.2 Mächtigkeitentwicklung

Durch die in Kap. 3.2.1 vorgestellte prozessorientierte Korrelation war es möglich, den Zeitabschnitt des höchsten Zechstein in annähernd isochrone Intervalle („Zeitscheiben“) zu gliedern (Kap. 3.2.2). Die Mächtigkeit jeder Zeitscheibe verdeutlicht somit für die verschiedenen Teile der Hessischen Senke, wie viel Sediment dort innerhalb dieses Zeitintervalls abgelagert wurde. Die jeweilige Sedimentmächtigkeit ist dabei abhängig von der angelieferten Sedimentmenge (sediment supply) und dem zur Verfügung stehenden Akkomodationsraum (accommodation space). Damit lassen sich für jede Zeitscheibe anhand der Mächtigkeit und unter Berücksichtigung der Sedimentfazies einerseits die Gebiete größter Sedimentakkumulation (depocentres) und andererseits auch die Bereiche starker Sedimentanlieferung ins Becken rekonstruieren.

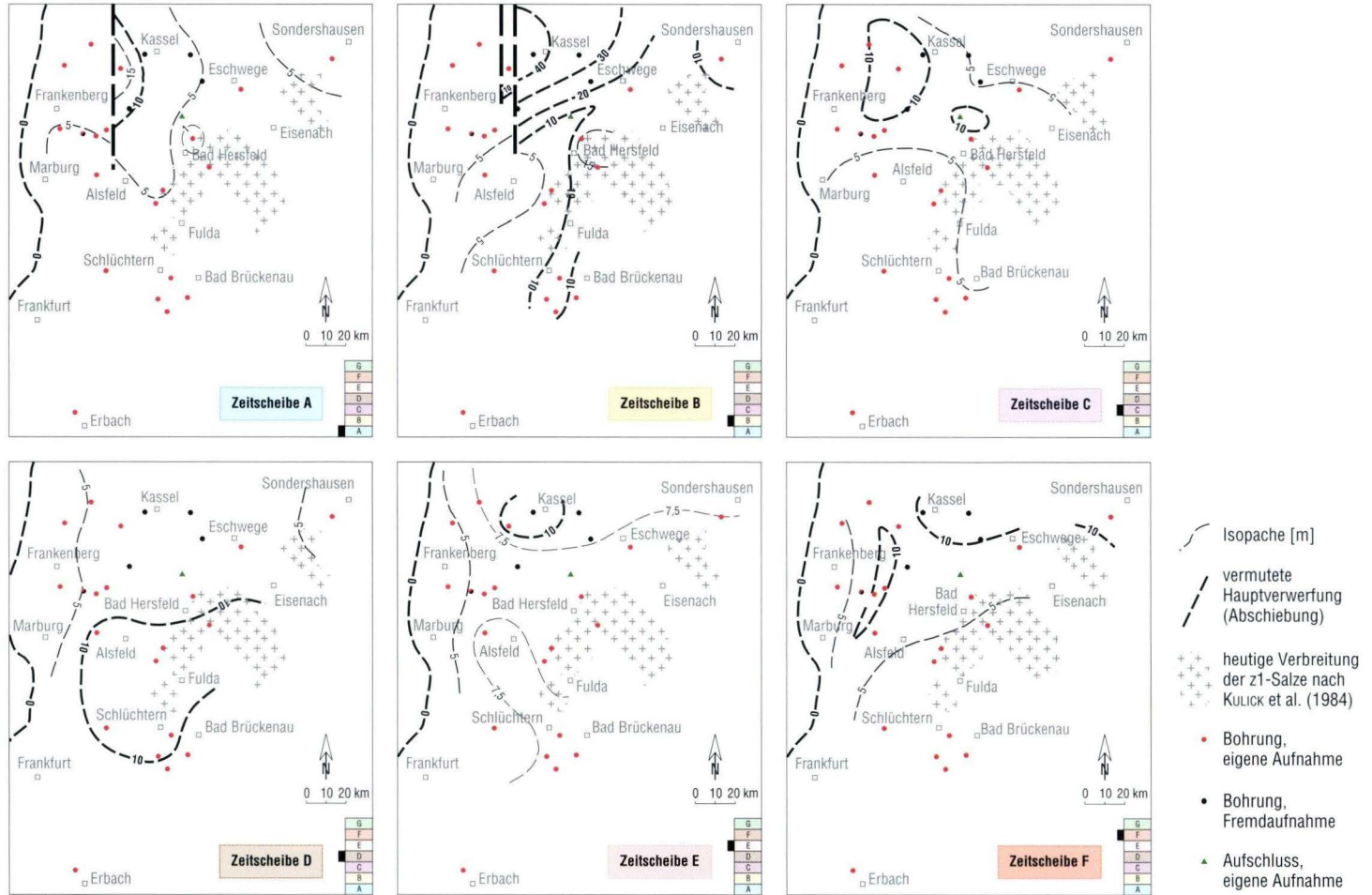
Charakteristische Merkmale der Mächtigkeitenverteilungen der Zeitscheiben A–F wurden bereits bei der paläogeographischen Rekonstruktion derselben angesprochen (Kap. 3.2.2). Im Folgenden werden die dort genannten Beobachtungen aufgegriffen, im zeitlichen Zusammenhang dargestellt und interpretiert. Dabei wurden die in den Bohrkernen vorgefundenen Mächtigkeiten ausgewertet, ohne sie lithologiespezifisch auf primäre (dekompaaktierte) Mächtigkeiten umzurechnen. Dies wird damit begründet, dass die pelitischen Mischgesteine, die den Hauptteil der Sedimentsäule aufbauen, nicht subaquatisch als lockerer, hochporöser und wassergesättigter Tonschlamm abgelagert wurden (vgl. Kap. 3.1.2). Vielmehr wurden sie durch Austrocknung, vielfache Umlagerung und Resedimentation bereits vor der Überlagerung und tieferen Versenkung „vorkompaktiert“. Die hohen Dekompaktionsfaktoren, wie sie für subaquatisch abgelagerte Tongesteine ermittelt wurden (ausgehend von z.B. 70–90 Vol.-% Wassergehalt bzw. Porosität für Tonschlamm, FÜCHTBAUER 1988: 204), sind daher für die pelitischen Mischgesteine des Untersuchungsgebietes nicht zutreffend und würden zu

stark überhöhten primären Mächtigkeiten führen. Demgegenüber ist der Fehler, der bei Verwendung heutiger Bohrkern-Mächtigkeiten ohne Berücksichtigung lithologiespezifischer Kompaktion in die Mächtigkeitsvergleiche einfließt, wesentlich geringer.

Die Gesamtmächtigkeit des untersuchten Profilabschnitts zwischen der Basis der Zeitscheibe A und dem Top der Zeitscheibe F (bzw. Basis Zechstein 4 bis Top Zechstein 7) liegt bei durchschnittlich 35–45 m. Die Isopachenkarten für die einzelnen Zeitscheiben zeigen jedoch keine einheitliche Mächtigkeitentwicklung (Abb. 37, vgl. Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2): Bei relativ geringen Mächtigkeitsunterschieden verlagern sich die Gebiete größter Sedimentakkumulation von Zeitscheibe zu Zeitscheibe. Dies gilt nicht für das Schwemmfächergebiet am Nordwestrand der Hessischen Senke, das am Ende dieses Kapitels gesondert diskutiert wird (s. u.).

Die **Zeitscheibe A** hat – abgesehen vom Schwemmfächergebiet am Nordwestrand der Hessischen Senke (s. u.) – im beckennächsten Bereich bei Bohrung Rockensußra ihre weitaus größte Mächtigkeit von mehr als 8 m (Abb. 37). Südwestlich davon folgt zunächst ein Streifen geringerer Mächtigkeiten (2,6 m in Bohrung Schlierbachswald), bevor die Zeitscheibe im Hauptteil der Hessischen Senke relativ einheitlich 3–4 m mächtig ist. Durch besonders geringe Mächtigkeit fällt der Bereich um Bohrung Blankenheim auf (0,5 m). Dies kann jedoch gerade in der Zeitscheibe A, die noch einen letzten Salinarzyklus repräsentiert und in der es auch in der Hessischen Senke noch zur Abscheidung von Sulfaten kam, auch auf Ablaugung ursprünglich mächtigerer Salze dieser Zeitscheibe zurückgehen. Geringe Sedimentmächtigkeiten müssen also nicht zwangsläufig geringe Sedimentationsraten widerspiegeln. Diese Vermutung primär größerer Mächtigkeiten wird auch unterstützt durch die Tatsache, dass die nachfolgenden **Zeitscheiben B und C** gerade in diesem Gebiet um Bohrung Blankenheim die





**Abb. 37.** Isopachenkarten für die Zeitscheiben A bis F (Basis Zechstein 4 bis Top Zechstein 7): Das Untersuchungsgebiet ist in diesem Zeitraum durch insgesamt flache, z.T. „pfannenartige“ Morphologie gekennzeichnet, die sich in geringen Mächtigkeitsunterschieden ausdrückt. Davon hebt sich das Gebiet zwischen Frankenberg und Kassel ab, das durch Schwemmfächerschüttungen von Westen und folglich höhere Mächtigkeiten geprägt ist. Extrem hohe und auf kurze Distanz anwachsende Mächtigkeiten in den Zeitscheiben A und B im Gebiet von Kassel sind nur durch syndesimentär aktive Bewegungen zu erklären, wahrscheinlich entlang von parallel zum Ostrand der Rheinischen Masse verlaufenden Störungssystemen.

größten Mächtigkeiten zeigen (16,4 m bzw. 9,6 m). Dies weist auf größeren Akkomodationsraum und demnach verstärkte Subsidenz hin und steht wahrscheinlich mit der Ablaugung von älteren Zechstein-Salzen im Untergrund in Zusammenhang, zumal das Gebiet genau am nördlichen Rand der heutigen Verbreitung der Zechstein-1-Salze des Werra-Beckens liegt (vgl. KULICK et al. 1984: Taf. 10). In der Zeitscheibe B liegt ein weiteres Mächtigkeitsmaximum im Süden des Untersuchungsgebietes (11–13 m in den Bohrungen Aura, Burgjoß und Sterbfritz), das jedoch in der Zeitscheibe C schon nicht mehr ausgebildet ist. Auch in diesem Bereich kann die verstärkte Subsidenz durch Salzablaugung erklärt werden, da hier der südliche Rand der heutigen Verbreitung der Zechstein-1-Salze liegt (dto.). Der becken-nächste Bereich um Bohrung Rockensußra zeichnet sich in der Zeitscheibe B nicht mehr durch die größte Mächtigkeit aus, die Zeitscheiben C und D sind hier sogar besonders geringmächtig (2,1 m bzw. 4,6 m). Die **Zeitscheibe D** hat in der gesamten Hessischen Senke eine einheitliche Mächtigkeit von etwa 10 m, die Isopachenkarte lässt auf ein sehr ausgeglichenes flaches Relief und gleichmäßige Sedimentanlieferung schließen (vgl. Kap. 3.2.2.4). Dies gilt auch noch für die **Zeitscheibe E**, die durchschnittlich 6–8 m mächtig ist. Dagegen nimmt die Mächtigkeit der **Zeitscheibe F** generell nach Norden zu, und der Schwerpunkt der Sedimentakkumulation lag offensichtlich im Nordteil der Hessischen Senke (8–12 m). Dagegen ist ein großer Bereich im Südosten des Untersuchungsgebietes durch besonders geringe Mächtigkeiten der Zeitscheibe F von 3–5 m gekennzeichnet, da hier vor Beginn der nächsten Zeitscheibe G (des Buntsandstein) über längere Zeit Nichtsedimentation und Bodenbildung herrschten, evtl. sogar Erosion (vgl. Kap. 3.2.2.6 und 3.3.1).

Das **Schwemmfächergebiet am Nordwestrand der Hessischen Senke** tritt in den Isopachenkarten der Zeitscheiben A–C durch große Mächtigkeiten besonders in Erscheinung (Abb.

37). Bereits in der Zeitscheibe A weisen die erhöhten Mächtigkeiten von 9–16 m in den Bohrungen Emstal und Borken auf eine in diesem Bereich besonders starke Absenkung hin, durch die Akkomodationsraum für das von Westen aus der Rheinischen Masse herantransportierte terrigene Material geschaffen wurde (vgl. Kap. 3.3.1). Noch wesentlich größere Mächtigkeiten und eng beieinander liegende Isopachen treten in diesem Bereich in der Zeitscheibe B auf: Diese Zeitscheibe ist in den Bohrungen Emstal, Borken und Wilhelmshöhe zwei- bis fünfmal mächtiger als wenige Kilometer weiter westlich, beispielsweise in Bohrung Braunsen, und auch deutlich mächtiger als in der gesamten übrigen Hessischen Senke. In der Zeitscheibe C wird das Schwemmfächergebiet ebenfalls durch etwas größere Mächtigkeiten von bis zu 13,4 m in Bohrung Emstal gekennzeichnet, die Mächtigkeitsunterschiede sind hier jedoch bereits wesentlich geringer als zuvor.

Eine derartige lokal relativ eng begrenzte, extrem starke Absenkung kann nur auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden, wahrscheinlich entlang von parallel zum Ostrand der Rheinischen Masse verlaufenden Abschiebungen (Abb. 37). Deren höchste tektonische Aktivität fiel demnach in die Zeitscheibe B. Eine ausschließlich auf den Nordwestrand der Hessischen Senke beschränkte subrosionsbedingte Subsidenz dieser Größenordnung ist unwahrscheinlich, da im tieferen Zechstein hier keine mächtigen Chloride abgelagert wurden, sondern nur Sulfate und Karbonate, die auch in den umgebenden Gebieten vertreten sind. Auch BECKER (2002) beschreibt für den Zechstein I am Nordwestrand der Hessischen Senke vier- bis fünffach erhöhte Mächtigkeiten, die er ebenfalls auf tektonische Subsidenz zurückführt. Für die Zeitscheibe C sind tektonische Bewegungen nicht mehr direkt folgerbar, da das relativ geringe Mächtigkeitsmaximum im Bereich der Bohrungen Braunsen, Emstal, Borken und Wilhelmshöhe auch mit der Geometrie der Schwemmfächer am Rand zur Sabkha-Tonebene zusammenhängen kann (vgl. Kap. 3.2.2.3). Gleiches gilt auch für die Zeitscheibe F,



deren etwas höhere Mächtigkeiten im Schwemmfächergebiet vor allem durch die grobklastischen Schüttungen zu Beginn der Zeitscheibe begründet sind (vgl. Kap. 3.2.2.6). Die Zeitscheiben D und E sind am Nordwestrand der Hessischen Sen-

ke im Unterschied zu den bisher genannten Zeitscheiben besonders geringmächtig, was auf insgesamt sehr geringe Schüttungs- bzw. Akkomodationsraten im Schwemmfächergebiet hinweist (vgl. Kap. 3.2.2.4 und 3.2.2.5).

### 3.3.3 Faziesdifferenzierungen und Beckengeometrie

Trotz der beschriebenen Mächtigkeitsschwankungen sind die meisten Zeitscheiben durch eine beckenweit jeweils relativ einheitliche Faziesausbildung charakterisiert. Nur einzelne Zeitscheiben zeigen deutlichere Differenzierungen in verschiedene Faziesräume. Daraus lassen sich auch Aussagen zur Beckengeometrie machen.

Die paläogeographischen Karten der **Zeitscheibe A** stellen letztmalig eine Faziesdifferenzierung in die klassischen Sabkha-Fazieszonen mit Salzpflanze, lagunären Bereichen, evaporitischen und trockenen Tonebenen und Sandebenen dar (Abb. 30; vgl. Abb. 7). Diese Zonierung ist vor allem auf die in dieser Zeitscheibe noch bestehende Anbindung an das „Zechsteinmeer“, das Südliche Permbecken, zurückzuführen: Durch diese Anbindung entstand eine Abstufung von starker mariner Beeinflussung bis hin zu rein terrigener Prägung der Hessischen Senke. Die eher fleckenhafte Verteilung lagunärer Bereiche innerhalb der Hessischen Senke deutet jedoch bereits an, dass das Relief offensichtlich sehr flach war.

Die folgenden **Zeitscheiben B und C** (Abb. 31 und 32) weisen dagegen – trotz z.T. deutlich unterschiedlicher Mächtigkeiten – fast die gleiche Sedimentfazies auf, mit Ausnahme der durch Schwemmfächersedimentation geprägten westlichen Randbereiche. Abgesehen von dem tektonisch gesteuerten Subsidenzgebiet im Nordwesten (vgl. Kap. 3.3.2 und Abb. 37) verlagerten sich die Gebiete maximaler Sedimentakkumulation innerhalb der Hessischen Senke relativ unsystematisch, möglicherweise gebunden an Subrosionsvorgänge im Untergrund. Ein Progradationsmuster ist außerhalb des o.g. Schwemmfächergebietes nicht zu beobachten, vielmehr muss von

einer annähernd ebenen Beckengeometrie ausgegangen werden (vgl. Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2). Dies drückt sich auch in der Verteilung der geringmächtigen Sd-Sandsteinlagen innerhalb der Sabkha-Pelite aus: Sie treten fast in der gesamten Hessischen Senke in ungefähr gleichen Niveaus und in annähernd gleicher Mächtigkeit auf und unterscheiden sich nur in der Art der Amalgamierung bzw. der Aufspaltung in mehrere Teilbänke. Es ist kein Progradieren dieser Sandschüttungen erkennbar, sondern der Sand wird nahezu unkanalisiert von Zeit zu Zeit eingetragen und durch vielfache Umlagerung über die gesamte Sabkha-Ebene verteilt. Die Folge dieser reinen Aggradation ist eine einfache „layer-cake“-Geometrie, im Gegensatz zu keilförmigen Geometrien bei progradierenden Systemen. Dieses „layer-cake“-Faziesmuster ist nach GAUPP (2003) typisch für extrem reliefarme Endsee-Becken, in denen kurzzeitige Änderungen in Wasser- oder Sedimentangebot zwar zu abrupten Lithologie-wechseln führen, aber aufgrund der fehlenden Gradienten nicht zu systematischen Faziesverschiebungen.

Die paläogeographische Karte für den Beginn der **Zeitscheibe D** ist – nach der Eintönigkeit der Zeitscheiben B und C – erstmals wieder etwas differenzierter durch süßwassergeprägte Faziesräume und deren Abstufung gegenüber den Sabkha-Faziesräumen (Abb. 33). Die einheitliche Sabkha-Tonebenen-Sedimentation beherrscht aber auch diese Zeitscheibe noch überwiegend. Erst die **Zeitscheibe E** zeigt über das gesamte Zeitintervall ausgebildete, offenbar sehr stabile Faziesräume (Abb. 34): im Wesentlichen ein Süßwasser-Seengebiet im Norden der Hessischen

Senke, eine vorwiegend nicht evaporitische Sabkha-Tonebene im Süden und ein schmales Schwemmfächersystem am Westrand. Auch diese Faziesdifferenzierungen stellen sich jedoch bei näherer Betrachtung nicht als Zeichen progredienter Faziesräume heraus, sondern als Zwischenstadien in der Umbruchphase zwischen salzwasserdominierter Sabkha-Ebene (Zeitscheibe A) zu süßwasserdominierter Seen-Ebene (Zeitscheibe F) bzw. Schwemm-Ebene (Zeitscheibe G). Das Relief blieb auch während der Zeitscheiben D und E sehr flach, und innerhalb der beschriebenen Faziesbereiche sind weiterhin nur Aggradation und „layer-cake“-Geometrie zu beobachten, keine Progradationsmuster. Allerdings muss während dieser beiden Zeitscheiben der Nordteil der Hessischen Senke bereits etwas mehr Akkomodationsraum geboten haben als der Südteil, da sich sonst kein stabiles Stillwassergebiet hätte ausbilden und erhalten können.

Die **Zeitscheibe F** (Abb. 35) wird schließlich wieder durch eine einheitliche Sedimentfazies, nämlich vorwiegend durch weite Seengebiete dominiert. Diese Seen waren zwar sehr flach und fielen zeitweise trocken, insgesamt waren sie jedoch offensichtlich recht stabil und fast über die gesamte Hessische Senke verbreitet. Die einzige Faziesdifferenzierung entsteht durch randlich eingreifende Schwemmfächer und Schichtfluten, die als dünne Sandlagen z.T. bis weit in die Ebene vordrangen. Das Zentrum der Akkumulation lag während dieser Zeitscheibe erstmals eindeutig im Norden der Hessischen Senke: Hier wird die Heterolith-Sedimentation bis zum Ende der Zeitscheibe offenbar kontinuierlich fortgesetzt, während es weiter südlich aufgrund einer längeren Sedimentationspause zu Bodenbildung, am Südrand der Senke sogar zu Erosion kam (vgl. Kap. 3.2.2.6, 3.3.2).

Die **Zeitscheibe G**, die Basis des Buntsandstein, ist im Untersuchungsbereich schließlich nur durch eine einzige Sedimentfazies charakterisiert (Abb. 36): einheitliche feinkörnige tabulare Sandsteine mit wenigen geringmächtigen pelitischen Zwischenlagen. Im Süden des Untersu-

chungsgebietes wird die Korngröße der Sandsteine gröber, ohne dass sich die Fazies grundsätzlich ändert. Auch am Westrand der Hessischen Senke ist trotz des nahen Hochgebietes der Rheinischen Masse keine Faziesänderung festzustellen (vgl. Kap. 3.2.2.7).

Bereits in Kap. 3.2.2.7 und 3.3.1 wurde dargelegt, dass sich mit Beginn der Zeitscheibe G ein abrupter Wechsel in der Hessischen Senke vollzogen hatte, nicht nur im Liefergebiet und in der vorherrschenden Transportrichtung, sondern auch im Akkomodationspotenzial: Während die Zeitscheiben A bis F des höchsten Zechstein durch insgesamt geringe Sedimentationsraten und überwiegend pelitische Ablagerungen gekennzeichnet sind, werden in der Zeitscheibe G – bzw. im gesamten Unteren Buntsandstein – große Mengen sehr homogener Feinsande bereits in der Hessischen Senke und nicht erst im nördlich anschließenden Playa-Becken abgelagert. Auch ZIEGLER (1990: 80) weist auf den gesteigerten Eintrag klastischer Sedimente in das Südliche Perm-Becken zu Beginn des Buntsandstein hin – wobei er allerdings noch den „Bröckelschiefer“ zum Buntsandstein rechnet.

Eine grobe Abschätzung der unterschiedlichen Sedimentationsraten der Zechstein-Folgen 4–7 einerseits und der Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein andererseits ist möglich, indem man deren Mächtigkeiten in der Hessischen Senke und die zugehörigen Zeiträume miteinander vergleicht (Zeiträume nach Deutsche Stratigraphische Kommission, DSK 2002 und MENNING 2000, vgl. Tab. 5):

- Calvörde-Folge (suC):  
rund 150 m Sediment in 1 Million Jahren  
(entspricht 15 mm/100a)
- Aller- bis Fulda-Folge (z4–z7):  
rund 45 m Sediment in 2 Millionen Jahren  
(entspricht 2 mm/100a)

Es ergibt sich für die Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein gegenüber den Zechstein-Zyklen 4–7 eine Steigerung der Sedimentationsrate um etwa den Faktor 7.



Bei der bisher dargestellten Beckengeometrie der Hessischen Senke ist zu beachten, dass es sich hier um eine flache Randsenke des Südlichen Perm-Beckens handelte (Southern Permian Basin, vgl. Abb. 4). Im Südlichen Perm-Becken wurden bis in den höchsten Zechstein noch vollständig ausgeprägte Salinarzyklen in großer Mächtigkeit abgelagert (BEST 1989, KÄDING 2000). Die größten Zechstein-Mächtigkeiten liegen am Nordrand des Beckens, wo die Absenkung offensichtlich größer war, vermutlich entlang großer herzynisch streichender Störungssysteme parallel zur karbonischen Tornquist-Teisseyre-Linie (ZIEGLER 1990: Encl. 17). Nach Süden verflacht das Becken zunehmend, und die Randsenken im Süden, darunter die Hessische Senke, bilden letzte Ausläufer dieses großen epikontinentalen Sedimentationsbeckens. Betrachtungen der Mächtigkeitsentwicklung in der Hessischen Senke sind daher zunächst nur von regionaler Bedeutung, insgesamt war diese Randsenke im höchsten Zechstein durch vergleichsweise minimale Sedimentationsraten gekennzeichnet.

M. A. ZIEGLER (1989) diskutiert Störungssysteme als Ursache für die Faziesverteilung im Zechstein 1 und 2, unter anderem in der Hessischen Senke. Dagegen war nach P. A. ZIEGLER (1990: 77) die Subsidenz sowohl des Nördlichen als auch des Südlichen Perm-Beckens vorwiegend verur-

sacht durch großräumige Abkühlung und Kontraktion der Lithosphäre, die zu Beginn des Perm stark verdünnt worden war (s. a. VAN WEES et al. 2000). Syndepositionale Extensionstektonik spielte demgegenüber nach P. A. ZIEGLER nur eine untergeordnete Rolle, beeinflusste aber eher noch das Südliche Perm-Becken als das Nördliche. Am Ende des Zechstein waren nach P. A. ZIEGLER und VAN WEES et al. Sedimentations- und Subsidenzraten im Bereich des Südlichen Perm-Beckens im Gleichgewicht. Erst an der Perm-Trias-Grenze begann ein verzweigtes Riftsystem das Variszische Gebirge und die beiden Perm-Becken zu durchziehen und führte auch im Bereich der Hessischen Senke zu verstärkter, extensionsbedingter Subsidenz (ZIEGLER 1990: 77f.; vgl. Kap. 3.3.1).

Nach den in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen ist im höheren Zechstein vermutlich thermische Subsidenz der vorherrschende Absenkungsmechanismus in der Hessischen Senke, da sich das Gebiet insgesamt nur geringfügig, aber relativ einheitlich senkte. Eine Ausnahme stellt das vor allem während der Zeitscheibe B extrem abgesunkene Gebiet um Kassel dar, dessen schmale Begrenzung und abrupt angestiegene Absenkung nur durch tektonische Bewegungen erklärt werden können (vgl. Kap. 3.2.2.2, 3.3.2).

### 3.3.4 Zusammenfassung der Beckenanalyse

Als wesentliche Erkenntnisse der diskutierten Aspekte der Beckenanalyse lassen sich festhalten:

- Das Relief der Hessischen Senke war während des höheren Zechstein insgesamt sehr flach und ausgeglichen. Gebiete größter Sedimentakkumulation und verschiedene Faziesbereiche verlagerten sich relativ unsystematisch innerhalb der Senke, es gibt keine Anzeichen für Progradation. Nur ein großes Schwemmfächergebiet am Ost- rand der Rheinischen Masse tritt mit größeren Mächtigkeiten hervor. Darüber hinaus führte ein synsedimentär aktives Abschiebungssystem

im Raum Kassel zu erheblich höheren Sedimentmächtigkeiten in den Zeitscheiben A und B.

- Weder der Thüringer Wald noch der Odenwald waren im höheren Zechstein ausgeprägte Erosionsgebiete, sondern lediglich geringfügig höher gelegene Gebiete mit geringerem Akkommodationsraum.
- Während des höheren Zechstein (Zeitscheiben A bis F) wurden terrigene Sedimente aus proximalen Liefergebieten in die Hessische Senke eingetragen, im Untersuchungsgebiet vor allem über Schwemmfächer und Schichtfluten aus

Westen von der Rheinischen Masse. Sedimentzufuhr aus südöstlichen bis südwestlichen Liefergebieten erfolgte im Untersuchungsgebiet nur in sehr geringem Ausmaß, etwa ab der Zeitscheibe C.

- Unmittelbar vor dem Einsetzen der Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein (Zeitscheibe G) ist in der südlichen Hessischen Senke eine längere Sedimentationspause mit Bodenbildungen und z.T. Erosion nachweisbar.
- Mit Beginn des Buntsandstein setzte abrupt eine sehr starke Sedimentzufuhr aus südlich ge-

legenen distalen Liefergebieten ein. Die Ursache dafür wird in der tektonisch bedingten Öffnung des mit Rotliegend-Sedimenten gefüllten Burgund-Troges innerhalb der Varisziden vermutet. Als Grund für die gleichzeitig drastisch angestiegene Akkumulationsrate in der Hessischen Senke kommt ein Anstieg des Meeresspiegels im nördlich angrenzenden Playa Becken in Frage, durch den ein „Sediment-Bypass-Effekt“ durch die Senke hindurch verhindert worden sein könnte.

### 3.4 Stratigraphische Aspekte

#### 3.4.1 Zyклоstratigraphische und sequenzstratigraphische Möglichkeiten

MENNING (2000) und die Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK, 2002) geben für die Zechstein-Folgen 4–7 einen Zeitinhalt von zwei Millionen Jahren an (s. Kap. 3.3.3 und Tab. 5). Damit entfallen auf jede der sechs in Kap. 3.2.2 ausgewiesenen Zeitscheiben dieses Zeitraumes durchschnittlich 330 000 Jahre. Diese Zeitspanne fällt in den Bereich der Milankovitch-Zyklen oder auch in den der Parasequenzen nach VAIL et al. (1977, 1991, zit. n. EINSELE 1992: 274). Allerdings wurde schon in Kap. 3.2.2 darauf hingewiesen, dass die sechs ausgehaltenen Zeitscheiben z.T. noch weiter untergliederbar sind und nicht notwendigerweise sedimentäre Zyklen oder Zykloteme darstellen müssen. Außerdem geben ALGEO & WILKINSON (1988) und WILKINSON et al. (1998) zu bedenken, dass Zyklen von ähnlicher Periodizität wie die Milankovitch-Zyklen vollkommen andere Ursachen haben können und dass demnach nicht allein aufgrund einer bestimmten Frequenz auf orbital gesteuerte Zyklen geschlossen werden darf (zit. n. MIAL 2000). Ein klimatischer Zusammenhang ist jedoch naheliegend, da jede Zeitscheibe durch eine Phase stärkerer Niederschläge im Hinterland eingeleitet wird (Kap. 3.2.2).

Orbitale Variationen – vorherrschend die der

Exzentrizität, Obliquität, Präzession – beeinflussen das globale Klima vor allem über die Steuerung der zusammenhängenden globalen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation (MIAL 2000: 430f.). So können beispielsweise in Breitengraden von 20–40°, in denen sich das Untersuchungsgebiet im Perm befand, die relative Länge der Jahreszeiten, der Kontrast zwischen Sommer und Winter und damit die Intensität von Monsunsystemen durch orbitale Variationen beeinflusst werden (DE BOER & SMITH 1994, zit. n. MIAL 2000: 431). Ein auf diese Weise verstärktes Monsunsystem könnte z. B. die Ursache für die beobachteten Süßwasser- bzw. Niederschlags-Maxima zu Beginn der Zeitscheiben sein (vgl. Kap. 3.2.2). Die Existenz und Orientierung eines möglichen Monsunsystems ist allerdings im Untersuchungsgebiet zwar möglich, bisher jedoch nicht belegt (vgl. Kap. 1.4.2). Auch eine orbital gesteuerte Verlagerung der vorherrschenden Passatwinde oder auch eines Monsunsystems könnte Niederschlags-Maxima bewirken haben, wenn nach der Verlagerung größere Bereiche der Tethys durch auflandige Winde gequert wurden und somit mehr Feuchtigkeit aufgenommen und über dem Kontinent wieder abgegeben werden konnte (vgl. Abb. 4).



Der klimatisch über die Niederschlagsintensität im Hinterland gesteuerte Süßwassereinfluss erhöhte sich von Zeitscheibe zu Zeitscheibe, bis bereits im höchsten Zechstein (Zeitscheibe F bzw. Oberer Fulda-Ton, z7Tr) die Hessische Senke weitgehend von Süßwasser dominiert wurde (Kap. 3.2.2). Zu Beginn des Buntsandstein (Zeitscheibe G) verstärkte sich das Wasserdargebot nochmals erheblich, indem große Wassermengen mit einer bis dahin nie erreichten Sedimentfracht aus südlich gelegenen Liefergebieten in die Hessische Senke gelangten. Auch für den Anstieg des Wasserdargebots sind wieder verstärkte Niederschläge, also klimatische Ursachen, anzunehmen. Eine im Zechstein einsetzende und bis in den Buntsandstein verfolgbare Entwicklung zu niederschlagsreicherem Klima wies auch ECKE (1986) anhand palynologischer Untersuchungen nach. Der drastische Anstieg der herantransportierten Sedimentfracht zu Beginn des Buntsandstein geht sicherlich z.T. ebenfalls auf diese klimatischen Veränderungen zurück, da durch die größere Niederschlagsintensität die Verwitterung und die Erosionsrate in den Hochgebieten erhöht wurden. Dagegen hat jedoch der Anschluss dieser Hochgebiete als Liefergebiete für die Hessische Senke vor allem tektonische Ursachen, wie bereits in Kap. 3.3 ausführlich dargelegt wurde.

Die Zechstein-Buntsandstein-Grenze wird demnach in der Hessischen Senke sowohl durch klimatische als auch durch tektonische Veränderungen gekennzeichnet. Dabei waren die klimatischen bereits im mittleren Zechstein eingeleitet worden, die tektonischen traten dagegen vergleichsweise abrupt mit Beginn des Buntsandstein ein (Kap. 3.2.2, 3.3).

Die sequenzstratigraphische Analyse des untersuchten Zeitabschnitts ist problematisch, insbesondere weil kein progredientes System, sondern ein pfannenartiges Becken mit ausschließlich vertikal aggradierten Sedimenten in „layercake“-Geometrie vorliegt (Kap. 3.3.3). Sequenzstratigraphie wurde jedoch entworfen für marine progredienter Systeme mit rampen- oder keil-

förmiger Geometrie und chronostratigraphischen Rahmendaten (EINSELE 1992: 297). Ziel der Sequenzstratigraphie ist es, die räumliche Faziesverteilung bei bekannter Beckengeometrie prognostizieren zu können (VAIL et al. 1977, VAN WAGONER et al. 1988, 1990). Die räumliche Faziesverteilung ist dagegen in pfannenartig flachen Becken – wie der Hessischen Senke im ausgehenden Zechstein – fleckenhaft erratisch und daher nicht prognostizierbar (vgl. GAUPP 2003). Ebenso fehlen die zur sequenzstratigraphischen Interpretation notwendigen chronostratigraphischen Ankerpunkte im Untersuchungsgebiet. Steuerungsfaktoren der Sedimentation sind in kontinentalen Ablagerungsräumen nicht nur – wenn überhaupt – eustatische Meeresspiegelschwankungen, sondern auch Klima und Tektonik, und alle drei Faktoren sind in kontinentalen Milieus komplex verbunden und meist nicht eindeutig bestimmbar (SHANLEY & McCABE 1994, MIALL 1997, AIGNER et al. 1999, STOLLHOFEN 2000). SHANLEY & McCABE (1994) zeigen jedoch Möglichkeiten auf, wie sequenzstratigraphische Methoden für kontinentale Sedimentabfolgen genutzt und erweitert werden können.

Für das Untersuchungsgebiet erscheint eine sequenzstratigraphische Interpretation aufgrund der o.g. pfannenartigen Beckengeometrie und der damit entfallenden Prognosemöglichkeiten wenig sinnvoll. Für den Anschluss an sequenzstratigraphische Gliederungen des tieferen Zechstein (überwiegend Zechstein 1 und 2, u.a. TUCKER 1991, GOODALL et al. 1992, STROHMENGER et al. 1996a,b, STROHMENGER & STRAUB 1996, WAGNER & PERYT 1997, BECKER 2002, KAISER et al. 2003) und des Buntsandstein (u.a. AIGNER & BACHMANN 1992, DAVID 1994, GIANOLLA & JACQUIN 1998, DE GRACIANSKY et al. 1998, GELUK & RÖHLING 1999, TIETZE & RÖHLING in Vorber.) soll der untersuchte Zeitabschnitt dennoch, soweit möglich, sequenzstratigraphisch gedeutet werden. Dabei sind die drei folgenden Aspekte wichtig:

- Die letzte marine Ingression in die Hessische Senke erfolgte im Zechstein 4 (Aller-Folge). Sie wird dokumentiert durch das annähernd iso-

chron aus der verdunstenden Lauge abgeschiedene Aller-Sulfat (z4AN), das fast in der gesamten Hessischen Senke wenigstens reliktisch nachweisbar ist (KÄDING 1978b; vgl. Kap. 3.2.2.1 mit Abb. 30).

- Die pedogenen Überprägungen und z.T. nachgewiesenen Erosionsdiskordanzen am Top der Zeitscheibe F (Zechstein-Buntsandstein-Grenze) deuten auf längere Expositionszeiten hin, bevor die Buntsandstein-Sedimentation einsetzte (Kap. 2.2.5.1 und 3.3). Die Dauer der Exposition ist anhand der durchgeführten Untersuchungen nicht exakt zu bestimmen.
- Die zu Beginn des Unteren Buntsandstein abrupt angestiegene Menge des nun bereits in der Hessischen Senke – nicht erst im weiter nördlich gelegenen Vorfluter – abgelagerten Materials deutet auf einen Rückstauereffekt hin, der wahrscheinlich infolge eines Anstiegs des Playa-Seespiegels zu Beginn der Trias eintrat. Dieser postulierte Seespiegelanstieg steht in Einklang mit dem globalen Meeresspiegelanstieg zu Beginn des Griesbachium (HAQ et al. 1988), möglicherweise auch bereits im späten Oberperm (Changhsingium, HALLAM & WIGNALL 1999; vgl. Kap. 3.3.1).

Die marine Ingression und die unmittelbar folgende Regression unter Eindampfung der Restlauge, die zur Ausfällung des Aller-Sulfats (z4AN) führte, stellt unter sequenzstratigraphischen Gesichtspunkten einen Hochstands-Systemzug (highstand systems tract, HST) dar. Ihm folgt ein langer Zeitraum eines Tiefstands-Systemzuges (lowstand systems tract, LST), während dessen nur in den zentralen Bereichen des Nördlichen und des Südlichen Perm-Beckens vollständige Salinarzyklen abgelagert wurden (BEST 1989, KÄDING 2000). Dieser Tiefstands-Systemzug umfasst die Zechstein-Folgen z5–z7 (Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge). In Randgebieten herrschten dagegen überwiegend Sediment-Bypass bzw. Geringsedimentation, Umlagerung und Erosion vor. In der Hessischen Senke wurden während dieses Zeitraumes Sedimente abgelagert, die zunehmend durch kontinentale Prozesse und durch

Süßwasserzuflüsse geprägt wurden. In der vorliegenden Arbeit wurden sie in die Zeitscheiben B–F unterteilt, die jedoch keine sequenzstratigraphischen Äquivalente haben. Den Schlusspunkt des Tiefstands-Systemzuges bildet die in der südlichen Hessischen Senke nachgewiesene Erosionsdiskordanz bzw. die z.T. erhaltenen Paläobodenbildungen an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze, die längere Expositionszeiten anzeigen. Diese Diskordanz wurde auch in der südwestlich an das Untersuchungsgebiet anschließenden Pfalz nachgewiesen (DITTRICH in Vorber.) Nach Norden ist die Diskordanzfläche nicht mehr nachweisbar bzw. geht in eine korrelierende Konkordanzfläche über (vgl. VAIL et al. 1977).

Der darüber einsetzende Untere Buntsandstein (Zeitscheibe G) markiert den Beginn einer neuen Parasequenz – allerdings nicht in Form einer marinen Transgression (transgressive systems tract, TST), sondern als sich flächig ausbreitendes fluviatiles System. Von hier an kann nicht mehr von sequenzstratigraphischen Systemzügen im ursprünglichen Sinne gesprochen werden, da eine unmittelbare Anbindung an den globalen Meeresspiegel nicht mehr bestand. Zyklische Untergliederungen des Buntsandstein beruhen vielmehr immer noch sehr stark auf dem Prinzip der sohlbankzyklischen Gliederung nach RICHTER-BERNBURG (1955). Teilweise konnten Kleinzyklen des Milankovitch-Frequenzbereichs (z.B. PAUL 1998, 1999, GELUK & RÖHLING 1999, SZURLIES et al. 2003) oder zyklische Änderungen des Erosionsniveaus (base-level-concept, CROSS et al. 1993, zit. n. AIGNER et al. 1999) nachgewiesen werden.

Abweichend von der hier dargestellten Gliederung des Untersuchungsabschnitts in Systemzüge als Teile einer Parasequenz sehen TIETZE & RÖHLING (in Vorber.) an der Basis des Oberen Fulda-Tons (z7Tr) eine Sequenzgrenze. Sie begründen diese Sequenzgrenze mit einer Erosionsdiskordanz, die in beckeninternen Schwellenpositionen an der Basis einer fluviatilen Sandschüttung nachgewiesen ist (u.a. BRÜNING 1988, BEST 1989). HIETE et al. (2002) weisen auf einen Umschlagpunkt verschiedener geochemischer Parameter an der Basis des



Oberen Fulda-Tons in norddeutschen Bohrungen hin. Im Untersuchungsgebiet konnte jedoch keine Erosionsdiskordanz an der Basis des Oberen Fulda-Tons nachgewiesen werden (vgl. Kap. 3.2). Vielmehr lag am Top des Oberen Fulda-Tons die im gesamten Untersuchungsgebiet auffallendste Diskordanz, die sich im Südteil der Hessischen Senke sogar in lokal erhaltenen eindeutigen Paläobodenrelikten dokumentiert (Kap. 2.2.5.1, Kap. 3.2). Auf diese Diskordanzfläche weisen auch TIETZE &

RÖHLING (in Vorber.) unter Bezugnahme auf HUG, GAUPP & HOPPE (2002) hin. Sie lassen jedoch offen, ob dieser Diskordanzfläche der Rang einer Sequenzgrenze zuzuordnen sei, so dass die von TIETZE & RÖHLING definierte „Fulda-Calvörde-Bernburg-Sequenz“ in zwei – dann sehr ungleich mächtige – Sequenzen zu unterteilen wäre. Eine Verschiebung der Sequenzgrenze von der Basis zum Top des Oberen Fulda-Tons erwägen TIETZE & RÖHLING nicht.

### **3.4.2 Vergleich mit magnetostratigraphischen Ansätzen**

SZURLIES et al. (2003) ermittelten die Umpolungen des Erdmagnetfeldes für den Zeitabschnitt zwischen der Zechstein-Folge 3 und dem Top des Unteren Buntsandstein im Germanischen Becken und konnten sie mit den magnetostratigraphischen Zonen der borealen und der tethyalen Trias korrelieren. Unter anderen wurde auch das Profil der Bohrung Schlierbachswald (Nordosthessen, vgl. Kap. 2.2.1 und Anhang 6.4) durch SZURLIES et al. beprobt und eingestuft. In diesem Profil liegen die drei im höchsten Zechstein nachgewiesenen Umpolungen jeweils etwa 2–4 m unterhalb besonders deutlicher Süßwasser-Einschaltungen, die in der vorliegenden Arbeit als Basen der Zeitscheiben B, D und G (Buntsandstein-Basis) definiert wurden (vgl. Korrelationsprofil 1, Beilage 1). Möglicherweise hatte die Umpolung des Erdmagnet-

feldes Auswirkungen auf das globale Klima, die wiederum mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung das Sedimentationsgeschehen beeinflussten – dies bleibt jedoch bei nur einer einzigen sowohl unter sedimentologischen als auch magnetostratigraphischen Gesichtspunkten untersuchten Bohrung reine Spekulation. Um einen Zusammenhang zwischen magnetostratigraphischen Zonen und sedimentären bzw. klimatischen Zyklen allein für die Hessische Senke zu belegen, wären zahlreiche weitere Untersuchungen notwendig. Auch die Auswirkungen der Umpolungen des Erdmagnetfeldes sind bisher kaum bekannt; Überlegungen zu einer Intensivierung der kosmischen Strahlung während der Umpolungsphasen und deren Konsequenzen sind bislang eher spekulativ (PRESS & SIEVER 1986: 484).

### **3.4.3 Diskussion der gängigen Lithostratigraphie**

Der Vergleich der lithostratigraphischen Grenzen der Zechstein-Folgen mit den Zeitscheiben, die unter Berücksichtigung der Sedimentationsprozesse definiert wurden, zeigt, dass für die Zechstein-Folge 4 (Aller-Folge) die prozessorientierte Korrelation keine wesentlich anderen Ergebnisse erbringt als die übliche Lithostratigraphie (vgl. Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2). Dies ist damit zu erklären, dass sich in diesem Bereich auch die Lithostratigraphie an Prozessen

bzw. komplexeren Prozessgeflechten orientiert – nämlich an Salinarzyklen. In den darüber liegenden rein klastischen Zechsteinsedimenten wird jedoch der Unterschied zwischen Zeitscheiben-Grenzen und den Grenzen der Zechstein-Folgen deutlich, da die Folgenreihen in diesem Abschnitt ausschließlich durch bestimmte Lithologiewechsel bzw. durch sie hervorgerufene Formen geophysikalischer Logs definiert sind, vorwiegend dem Sohlbank-Prinzip folgend (RICHTER-

BERNBURG 1955, KÄDING 1978a). Lithologisch variierende Faziesräume innerhalb eines Zeithorizontes sind dabei nicht vorgesehen, und genetische Zusammenhänge werden nicht einbezogen. So kommt es, dass innerhalb eines durch gleiche Lithologie ausgezeichneten Faziesraumes der Hessischen Senke die Zeitscheiben-Grenzen in der Regel in demselben lithostratigraphischen Niveau liegen, dass also hier lithostratigraphische und prozessorientierte Gliederung übereinstimmen. In benachbarten Faziesräumen jedoch, in denen zeitgleich genetisch verwandte bzw. „äquivalente“, aber lithologisch verschiedene Sedimente abgelagert wurden, liegen die lithostratigraphischen Grenzen in unterschiedlichen Zeitscheiben-Niveaus (vgl. Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2).

Die gängige Lithostratigraphie hat sich zwar zweifelsohne auch im höchsten Zechstein als ein brauchbares Gerüst erwiesen: Mit Hilfe der lithostratigraphischen Gliederung können Teilprofile relativ sicher stratigraphisch eingestuft werden, und auch die Korrelation benachbarter Profile ist möglich. Bei dieser Art der Korrelation muss dennoch beachtet werden, dass Lithologien (oder resultierende Formen geophysikalischer Logs) miteinander korreliert werden, nicht aber genetisch und zeitlich zusammenhängende Einheiten. Daher kann die übliche lithostratigraphische Gliederung des Zechstein 5–7 nicht für die Rekonstruktion paläogeographischer Karten herangezogen werden: Die Karten würden Zeiträume ausschließlicher Sandsedimentation und Zeiträume ausschließlicher Pelitsedimentation darstellen und dabei auf diachronen Horizonten beruhen (Kap. 3.2).

Aus der extrem flachen, pfannenartigen Morphologie der Hessischen Senke während des

höchsten Zechstein sowie der vielfachen Umlagerung und daher weitflächigen Verbreitung des einmal eingetragenen Sedimentmaterials resultiert eine „layer-cake“-Geometrie der Sedimentfüllung (Kap. 3.3.3). Daher liegen die Sandsteineinschaltungen in der pelitischen Sabkha-Fazies in ungefähr gleichen stratigraphischen Niveaus und sind auch annähernd – aber nicht genau – isochron. Der Korrelationsfehler ist deshalb gering, wenn bestimmte Sandsteinbänke als Basen der lithostratigraphischen Zechstein-Folgen bestimmt und als ungefähr isochron miteinander korreliert werden. Im Detail erweisen sich jedoch viele dieser lithostratigraphischen Grenzen als durchaus mehrdeutig: Beispielsweise sind die „Basissandsteine“ der Zechstein-Folgen 5–7 fast immer aufgespalten in mehrere Sandsteinbänke, von denen wahlweise entweder die unterste, die tonärmste, die grobkörnigste oder auch die mächtigste als Basis der hangenden Folge benutzt wird. Gerade in den Zechstein-Folgen 5 und 6 fehlen die „Basissandsteine“ auch vielfach. Ebenso ist die Zechstein-Buntsandstein-Grenze in vielen Bohrungen anhand rein lithologischer (Korngrößen-) Kriterien nicht zweifelsfrei festzulegen, insbesondere wenn Schwemmfächer-Sandsteine bereits in die Fulda-Folge eingeschaltet sind. Dies ist vor allem am Westrand der Hessischen Senke (Bohrungen Lehrbach, Rosenthal, Schiffelbach, Gilserberg, Jesberg, Braunsen, Emstal, Borken) und im Zentrum der Senke (Bohrungen Blankenheim, Wehrshausen, Schlierbachswald) der Fall (vgl. Korrelationsprofile, Beilagen 1 und 2). Diese Grenzen können unter Berücksichtigung der genetischen Zusammenhänge – auf Grundlage charakteristischer Sedimentstrukturen oder Lithotypen – klarer und einheitlicher gezogen werden, wie in Kap. 3.2 dargestellt wurde.

### 3.4.4 Zusammenfassung der stratigraphischen Aspekte

Die vorangegangene Diskussion ergab folgende stratigraphisch wesentliche Gesichtspunkte:

- Der bearbeitete Zeitabschnitt der Zechstein-

Folgen 4–7 umfasst etwa zwei Millionen Jahre. Die sechs darin ausgewiesenen Zeitscheiben liegen demnach mit durchschnittlich 330 000



Jahren in dem Frequenzbereich, in dem auch Milankovitch-Zyklen und Parasequenzen liegen. Die Zeitscheiben sind jedoch zunächst nur Korrelationshilfen und nicht notwendigerweise abgeschlossene sedimentäre Zyklen. Sie werden aber durch Süßwasser-Impulse eingeleitet, die auf verstärkte Niederschläge in den umgebenden Hochgebieten zurückgehen und damit auf klimatische Veränderungen. Deren orbitale Steuerung ist denkbar, beispielsweise über die Verstärkung oder Verlagerung von Windsystemen.

- Eine sequenzstratigraphische Deutung des untersuchten Zeitabschnitts ist problematisch, vor allem weil progradierende Faziesmuster und chronostratigraphische Zeitmarken nicht vorhanden sind. Zum Anschluss an bestehende sequenzstratigraphische Gliederungen des tieferen Zechstein und des Buntsandstein kann der Untersuchungsabschnitt des Zechstein 4–7 dennoch vorläufig in sequenzstratigraphische Einheiten gegliedert werden: Das Aller-Sulfat (z4AN) repräsentiert einen Hochstands-Systemzug (HST), und der gesamte Bereich zwischen Oberem Aller-Ton (z4Tr) und Oberem Fulda-

Ton (z7Tr) wird als Tiefstands-Systemzug (LST) zusammengefasst, an dessen Ende eine längere Sedimentationspause mit Bodenbildung und z.T. Erosion steht. Der darüber einsetzende Untere Buntsandstein markiert den Beginn einer neuen Parasequenz, allerdings mit rein terrigenen fluviatilen Sedimenten, so dass die Bezeichnung als transgressiver Systemzug (TST) etwas irreführend wäre.

- Die herkömmliche lithostratigraphische Gliederung des Untersuchungsabschnitts stützt sich im Wesentlichen auf eingeschaltete Sandsteinhorizonte, ohne genetische Zusammenhänge zu berücksichtigen. Wegen des pfannenartigen Reliefs der Hessischen Senke und der weitflächigen Umlagerung und Verteilung der eingetragenen Sande sind die Niveaus der Sandsteineinschaltungen annähernd isochron, so dass der Korrelationsfehler der rein lithostratigraphischen Methode gering bleibt, solange innerhalb des gleichen Faziesraumes korreliert wird. Bei benachbarten Faziesräumen unterschiedlicher, aber dennoch genetisch äquivalenter Lithologien kommt die lithostratigraphische Gliederungsmethode dagegen zu diachronen Grenzen.

## 4. Schlussfolgerungen

Durch sedimentologische Untersuchungen der Gesteine des Zechstein 4–7 bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke konnten neue Erkenntnisse zur Sedimentgenese, zur zeitlichen Veränderung des Ablagerungsmilieus und zur paläogeographischen Umgestaltung der Hessischen Senke im untersuchten Zeitabschnitt erzielt werden:

- Die als „Bröckelschiefer“ bekannten monotonen **pelitischen Mischgesteine** wurden in einer Sabkha-Tonebene schwankender Salinität abgelagert. An ihrer Genese waren sowohl aquatische als auch äolische Transportprozesse beteiligt, vor allem aber auch vielfache Aufar-

beitung, Umlagerung und Überprägung. Durch kurzzeitige Schichtflutereignisse im Hinterland wurden tonreiche Suspensionen, aber auch Tonaggregate und -pellets als Bodenfracht (s.u.) in die Sabkha-Ebene eingetragen. Beim Eintritt der Tonsuspensionen in hochsalinare Oberflächengewässer kam es zur Ausflockung und zur raschen Sedimentation der Tonkolloide, die nach der Kompaktion vollkommen massive Sedimente bildeten. Dagegen wurden in niedrigrisalinaren flachen Tümpeln und Pfützen, die nach Schichtflutereignissen zurückblieben, dünne Tonlagen langsamer sedimentiert. Beim Austrocknen kam es hier zu Trockenrissbildung, und durch randliches Aufrollen der ein-

zelen Tonpolyeder bildeten sich Tonröllchen, die äolisch oder aquatisch leicht zu Tonpellets aufgearbeitet werden konnten. Die weitere Überprägung aller Pelite der Sabkha-Ebene erfolgte hauptsächlich durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse infolge variierender Feuchtigkeit (Nass-Trocken-Zyklen), aber auch durch Bioturbation, vor allem Durchwurzelung. Nahezu alle pelitischen Mischgesteine zeigen so starke Anzeichen vielfach wiederholten Quellens und Schrumpfens, dass sie nach der Paläoboden-Klassifikation von MACK et al. (1993) als Vertisole einzustufen sind. Das ursprünglich kohärente tonige Material wurde auf diese Weise in Tonaggregate zerlegt. Diese tonigen, sand- bis feinkieskorngroßen Tonaggregate oder die o.g. Tonpellets wurden in der Sabkha-Ebene äolisch oder aquatisch umgelagert und resedimentiert. Der beträchtliche Siltanteil, der vollkommen gleichmäßig verteilt in der tonigen Matrix der pelitischen Mischgesteine liegt, wurde wahrscheinlich äolisch eingetragen und durch die o.g. vertisoltypischen Prozesse mit dem ursprünglich überwiegend tonigen Sediment vermischt. Auch ein äolischer Eintrag von Salzkristallen ist anzunehmen, allerdings in den überlieferten pelitischen Mischgesteinen nicht mehr nachweisbar.

- Die **sandigen Mischgesteine**, die als einzelne Bänke in die pelitische Abfolge eingeschaltet sind, wurden vorwiegend aquatisch abgelagert. Auch sie wurden in der Folge mehrfach aufgearbeitet und umgelagert, sowohl aquatisch als auch äolisch, wie beispielsweise die in Nestern und Taschen eingewehten äolisch gerundeten Grobsand- bis Feinkieskörner in den Sandsteinen zeigen. Im Vergleich zu den pelitischen Mischgesteinen wurden die sandigen wesentlich stärker durch Haloturbation überprägt, insbesondere durch Salzeffloreszenzen auf Sedimentoberflächen, intrasedimentäre Salzausblühungen sowie deren spätere Auflösung. Primäre Sedimentstrukturen wurden durch diese Prozesse fast vollständig zerstört. Auch

ursprünglich gut geschichtete fluviatile Sandablagerungen wurden in der Sabkha-Ebene z.T. so stark haloturbat überprägt, dass sie den sandigen Mischgesteinen gleichen.

- Die **Pelitmineralogie und -geochemie** zeigt keine grundsätzlichen Unterschiede zwischen geschichteten Peliten und ungeschichteten pelitischen Mischgesteinen, außer im Quarz- bzw.  $\text{SiO}_2$ -Gehalt und in den Elementgehalten, die durch (sekundäre) Konkretionen und Zemente stark beeinflusst werden. Die Zusammensetzung der Pelite wird überwiegend durch den klastischen Sedimenteintrag aus den jeweiligen Liefergebieten bestimmt, weniger durch das Ablagerungsmilieu. Dennoch entsprechen hohe Chlorit/Kaolinit-Verhältnisse der Zechstein-Pelite dem hier überwiegend salinaren Milieu, niedrige Chlorit/Kaolinit-Verhältnisse im Unteren Buntsandstein dagegen dem saureren, ionenärmeren Milieu. Die für den Zechsteinbereich charakteristischen starken Schwankungen der meisten geochemischen und mineralogischen Parameter werden nicht auf klimatische Variationen im Ablagerungsraum, sondern auf wechselnd starke Süßwasserzuflüsse bzw. Sedimenteinträge von den Liefergebieten in die Sabkha-Ebene zurückgeführt. Sie spiegeln demnach eher Klimavariationen in den umgebenden Hochgebieten wider. Am Nordostrand der Rheinischen Masse ist sowohl im höheren Zechstein als auch in der höheren Calvörde-Folge des Unteren Buntsandstein eine Sonderentwicklung dokumentiert, die auf lokale Liefergebiets-Charakteristika, die Nähe zum Buntsandstein-Playabecken und auf besondere klimatische Verhältnisse in diesem Bereich zurückgeführt wird.
- **Umweltfaktoren** wie Art und Menge des Wasserdargebots, Redoxbedingungen und Salinität konnten anhand der durchgeführten Untersuchungen rekonstruiert und ihre Entwicklung im Verlaufe des höheren Zechstein nachgezeichnet werden: Die Hessische Senke



war im ausgehenden Zechstein durch semiarides, wechselfeuchtes Klima gekennzeichnet. Das **Wasserdargebot** war insgesamt gering, schwankte jedoch stark, so dass Nass-Trocken-Zyklen die Sedimente der Sabkha-Ebene entscheidend überprägten. Eine hochfrequente Zyklizität ist nicht mehr erkennbar, sondern es können nur noch über längere Zeiträume „integrierte“ Phasen häufigerer oder seltenerer Feuchtigkeitsperioden unterschieden werden. Durch zunehmende Süßwasser-Impulse in die Sabkha-Ebene kündigten sich klimatische Veränderungen bereits im höheren Zechstein seit der Ohre-Folge (z5) an. Schon im höheren Oberen Fulda-Ton (z7Tr) hatte sich in der Hessischen Senke ein Süßwassermilieu fest etabliert. Eine weitere, nun drastische Vergrößerung des Wasserdargebots erfolgte zu Beginn des Buntsandstein. Die **Redoxbedingungen** schwankten während des höheren Zechstein wahrscheinlich häufig, abhängig auch von Wasserdargebot und Salinität. In der heutigen Sedimentabfolge des höheren Zechstein sind reduzierende Bedingungen, die zur Zeit der Ablagerung wahrscheinlich sogar vorherrschten, nur noch an wenigen, durch sehr frühe Zemente konservierten Stellen im Dünnschliff nachweisbar. Die **Salinität** des Oberflächenmilieus änderte sich zwischen Aller-Folge (z4) und dem Beginn des Buntsandstein nicht abrupt, sondern allmählich und mit starken Schwankungen. Diese Salinitätsschwankungen sind weniger auf Änderungen des Ablagerungsmilieus zurückzuführen als auf wechselnd starken Süßwasser- und Sedimenteintrag von den umgebenden Abtragungsgebieten in die Hessische Senke, also auf die Niederschlagsintensität bzw. das Klima in den Liefergebieten. Die unterschiedlich stark salinaren Fazieszonen der Sabkha-Ebene – von chloridisch, sulfatisch und karbonatisch geprägter bis zur nicht-evaporitischen – spiegeln sich in den frühdiagenetischen Zementabfolgen der Sandsteine und in den Konkretionen der Pelite des höheren Zechstein wider.

- Das **Relief** der Hessischen Senke war im ausgehenden Zechstein extrem flach, so dass Faziesunterschiede schon bei geringfügigen morphologischen Höhenunterschieden entstehen konnten. Die Sedimentationszeiten waren nur sehr kurz, zwischen ihnen lagen lange Expositionszeiten, in denen das Material vielfach umgelagert wurde. Dies lässt auf geringen **Akkommodationsraum** schließen. Die Gebiete größter Sedimentakkumulation und die verschiedenen Faziesbereiche verlagerten sich relativ unsystematisch innerhalb der Senke. Es gibt keine Anzeichen für Progradation, außer in einem Schwemmfächergebiet am Westrand der Hessischen Senke. Akkumulation und Erosion wurden nicht nur durch Meeres-, Grundwasser- oder Seespiegelstände gesteuert, sondern auch durch von außen zugeführte Wind- und Strömungsenergie sowie durch pedogen-frühdiagenetische, sedimentstabilisierende oder -desintegrierende Faktoren, beispielsweise pedogene Aggregatbildung, Effloreszenzkrusten und intrasedimentäre Salzausblühungen.
- Die **Korrelation** isochroner Horizonte der rein klastisch ausgebildeten, monotonen Abfolge vorwiegend pelitischer Mischgesteine des höheren Zechstein der Hessischen Senke gelingt nur, wenn genetische Zusammenhänge von u.U. lithologisch völlig verschiedenen Sedimenten erkannt und berücksichtigt werden. Als geeignete Korrelationshilfen erwiesen sich eingeschaltete Horizonte gut geschichteter Sedimente, die kurzzeitige Süßwasser-Impulse in die Sabkha-Ebene repräsentieren, sowie Zyklen abnehmender Feuchtigkeit (drying-upward-Zyklen) und – mit gewissen Einschränkungen – Zyklen abnehmender Salinität (freshening-upward-Zyklen). Auf diese Weise konnte die ca. 35 m mächtige Sedimentabfolge zwischen Zechstein 4 und der Buntsandstein-Basis in sechs isochrone Zeitscheiben gegliedert werden.
- Mit Hilfe dieser sechs isochronen Zeitscheiben lässt sich die **paläogeographische Entwicklung**

lung des Untersuchungsgebietes während des höheren Zechstein detailliert rekonstruieren: Die Hessische Senke entwickelte sich allmählich von einer küstennahen, hypersalinaren Sabkha-Ebene in der Aller-Folge (z4) zu einem ausgedehnten ephemeren Süßwasser-Seengebiet in der Fulda-Folge (z7). Während dieses Zeitabschnitts war der Ablagerungsraum durch extrem flaches Relief und sehr geringe Sedimentationsraten geprägt. Die Liefergebiete lagen in den unmittelbar umgebenden Hochgebieten der Hessischen Senke, im Untersuchungsgebiet vor allem in der westlich angrenzenden Rheinischen Masse und nur in geringerem Maße in südöstlichen bis südwestlichen Liefergebieten. So tritt am Westrand der Hessischen Senke ein großes Schwemmfächergebiet mit deutlich erhöhten Mächtigkeiten hervor. Unabhängig davon ist im Raum Kassel ein synsedimentär aktives Abschiebungssystem während der Zeitscheiben A und B durch extrem große Mächtigkeiten nachweisbar. Weder der Thüringer Wald noch der Odenwald waren im höheren Zechstein ausgeprägte Erosionsgebiete, sondern nur geringfügig höher gelegene Gebiete mit geringerem Akkomodationsraum. Am Ende des Zechstein 7 wird eine längere Sedimentationspause durch die in der südlichen Hessischen Senke erhaltenen, deutlich ausgeprägten Paläobodenrelikte dokumentiert. In noch etwas randnäheren Bereichen ist in diesem Niveau z.T. eine Erosionsdikordanz nachweisbar, die auch im Einklang mit Beobachtungen in der Pfalz steht (DITTRICH in Vorber.). Mit Beginn des Buntsandstein wurde die Hessische Senke von einer weitgespannten, ausschließlich von Süßwasser geprägten Flussebene mit sich häufig verlagernden flachen Rinnen, aber streng nach Nordnordost gerichteter Transportrichtung eingenommen. Die Sedimentationsrate lag um das Vier- bis Fünffache höher als im Zechstein, und weit entfernte Liefergebiete im südlich gelegenen zentralen Variszischen Gebirge lieferten einheitlich zusammengesetzte feinkörnige Sedimente.

- Die **Zechstein-Buntsandstein-Grenze** ist in der Hessischen Senke sowohl durch klimatische als auch durch tektonische Veränderungen gekennzeichnet: Die allmähliche Veränderung des Sedimentationsmilieus im höheren Zechstein, vor allem des Wasserdargebots und der Salinität (s.o.), ist auf klimatische Ursachen in den umgebenden Hochgebieten zurückzuführen, z. B. auf Veränderungen im Passatwindssystem oder auch in einem – möglichen, aber nicht nachgewiesenen – Monsunsystem. Dagegen hat der abrupte Wechsel der Liefergebiete und der Sedimentationsraten mit Beginn des Buntsandstein vorwiegend tektonische Ursachen, die mit der beginnenden Rifttektonik in diesem Teil des Superkontinents Pangäa zu Beginn der Trias in Zusammenhang gebracht werden. So könnte eine tektonisch bedingte Öffnung des mit Rotliegend-Sedimenten gefüllten Burgund-Trogs innerhalb der Varisziden die Ursache für den abrupten Wechsel der Sedimentfracht und für deren ebenso drastischen Anstieg zu Beginn des Buntsandstein sein. Als Grund für die gleichzeitig angestiegene Akkumulationsrate in der Hessischen Senke kommt ein – wahrscheinlich eustatisch bedingter – Anstieg des Seespiegels im nördlich angrenzenden Playabecken in Frage, durch den ein „Sediment-Bypass-Effekt“ durch die Hessische Senke hindurch verhindert worden sein könnte. Die bereits im Zechstein eingeleitete klimatische Veränderung zu weniger ariden Verhältnissen in der Hessischen Senke wurde im Buntsandstein mit einer deutlichen Steigerung des Wasserdargebots fortgesetzt.
- Die herkömmliche **lithostratigraphische Gliederung** des Untersuchungsabschnitts stützt sich im Wesentlichen auf die in die Pelite eingeschalteten Sandsteinhorizonte, ohne genetische Zusammenhänge zu berücksichtigen. Wegen des pfannenartigen Reliefs der Hessischen Senke und der weitflächigen Umlagerung und Verteilung einmal eingetragener Sande sind die Niveaus der Sandsteineinschal-



tungen annähernd isochron, so dass der Korrelationsfehler der rein lithostratigraphischen Methode gering bleibt, solange innerhalb des gleichen Faziesraumes korreliert wird. Bei benachbarten Faziesräumen unterschiedlicher, aber dennoch genetisch äquivalenter Lithologien kommt die lithostratigraphische Gliederungsmethode dagegen zu diachronen Grenzen. Eine exakte paläogeographische Rekonstruktion des Ablagerungsraumes ist mit Hilfe der üblichen Lithostratigraphie nicht möglich.

- Die sechs ausgewiesenen isochronen Zeitscheiben sind zunächst nur Korrelationshilfen und nicht notwendigerweise abgeschlossene sedimentäre **Zyklen**. Bei einer Gesamtdauer des untersuchten Zeitabschnitts zwischen Aller- und Fulda-Folge (z4–z7) von etwa zwei Millionen Jahren umfasst jede Zeitscheibe durchschnittlich 330 000 Jahre und liegt damit im Frequenzbereich von Milankovitch-Zyklen und Parasequenzen. Die Süßwasser-Impulse, die die einzelnen Zeitscheiben einleiten, sind auf verstärkte Niederschläge in den umgebenden Hochgebieten zurückzuführen und damit auf klimatische Veränderungen. Deren orbitale Steuerung ist denkbar, beispielsweise über die Verstärkung oder Verlagerung von Windsystemen (s.o.).
- Eine **sequenzstratigraphische Deutung** des untersuchten Zeitabschnitts ist problematisch, vor allem da progradierende Faziesmuster und chronostratigraphische Zeitmarken fehlen. Zum Anschluss an bestehende sequenzstratigraphische Gliederungen des tieferen Zechstein und des Buntsandstein kann der Untersuchungsabschnitt des Zechstein 4–7 dennoch vorläufig in sequenzstratigraphische Einheiten gegliedert werden: Das Aller-Sulfat (z4AN) repräsentiert einen Hochstands-Systemzug (HST), und der gesamte Bereich zwischen Oberem Aller-Ton (z4Tr) und Oberem Fulda-Ton (z7Tr) wird als Tiefstands-Systemzug (LST) zusammengefasst, an dessen Ende eine längere Sedimentationspause mit Bodenbildung und

z.T. Erosion steht. Der darüber einsetzende Untere Buntsandstein markiert den Beginn einer neuen Parasequenz, allerdings mit rein terrigenen fluviatilen Sedimenten, so dass die Bezeichnung als transgressiver Systemzug (TST) etwas irreführend wäre.

**Danksagung:** Mein Dank gilt all denjenigen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Insbesondere möchte ich mich bedanken bei:

Prof. Dr. R. Gaupp (Friedrich-Schiller-Universität Jena) für die hervorragende fachliche Betreuung, für zahlreiche Diskussionen und wertvolle Anregungen, die die Zielsetzung und Methodik dieser Arbeit immer wieder entscheidend prägten;

Prof. Dr. A. Hoppe (Technische Universität Darmstadt, ehemals Hessisches Landesamt für Bodenforschung) für die Initiierung und Begleitung dieser Arbeit;

dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) Wiesbaden und der Friedrich-Schiller-Universität Jena für die zur Verfügung gestellten Arbeitsmaterialien und Laboreinrichtungen, hier insbesondere Sigrid Bergmann, Frank Linde (beide Universität Jena), Günter Dzuba, Eddie Kleinschmidt, Herrn M. Susic und Herrn S. Steiner (alle HLUG) für die Anfertigung zahlreicher Dünnschliffe und Analysen sowie den Kollegen der Bohrkernlager des HLUG für das Auslegen der Bohrkern;

meinen Kollegen des geologischen Landesdienstes des HLUG für ihre große moralische Unterstützung und das stete Interesse an meiner Arbeit, ganz besonders Dr. Michaela Dersch-Hansmann für die kritische Durchsicht einer Entwurfsfassung dieser Arbeit und für viele sedimentologische Diskussionen, Fragen und Anregungen; ebenso Dr. Dieter Nesbor und Dr. Fred Rosenberg für ihre Unterstützung bei der geochemischen, mineralogischen und mikroskopischen Analytik;

meinen Jenaer Doktoranden-Kollegen, insbesondere Robert Schöner, Dr. Cornelius Fischer und Dr. Marita Felder, für zahlreiche fachliche

Diskussionen und die stets große Hilfsbereitschaft vor Ort;

Prof. Dr. Klaus-Werner Tietze (Universität Marburg) und Prof. Dr. J. Paul (Universität Göttingen) für hilfreiche sedimentologische Diskussionen und kritische Fragen zur Genese der „Bröckelschiefer“ sowie zur faziellen Ausprägung des Zechstein und Buntsandstein in Hessen;

Dr. K.-C. Käding, Dr. G. Best, Herrn H. Kästner, Dr. D. Dittrich und allen Mitgliedern der Arbeitsgruppen Zechstein und Buntsandstein der Subkommission Perm-Trias für viele stratigraphische

Diskussionen, Anregungen und das gezeigte Interesse an dieser Arbeit;

Dr. Michael Szurlies (GFZ Potsdam) für die offene Zusammenarbeit und die freundlicherweise mitgeteilten magnetostratigraphischen Arbeitsergebnisse und Informationen;

meinem Lebensgefährten Reinhard Diegel für seine jederzeit uneingeschränkte Unterstützung und das jahrelang entgegengebrachte Verständnis für meine Beschäftigung mit einem 251 Millionen Jahre alten Thema.

## 5. Schriftenverzeichnis

- ABDALLAH, A. M., DARWISH, M., EL-ARABY, A., & GAUPP, R. (1993): Diagenesis related to unconformities in Late Carboniferous and Permo-Triassic sediments of Northern Galala, Gulf of Suez, Egypt. – In: THORWEIHE & SCHANDELMEIER (eds.): Geoscientific Research in Northeast Africa: 345–349; Rotterdam (Balkema).
- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1989): Dynamic stratigraphy of an evaporite-to-redbed sequence, Gipskeuper (Triassic), southwest German Basin. – *Sediment. Geol.*, **62**: 5–26; Amsterdam.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sediment. Geol.*, **80**: 115–135; Amsterdam.
- AIGNER, T., HORNING, J., JUNGHANS, W.-D. & PÖPPELREITER, M. (1999): Baselevel cycles in the Triassic of the South-German Basin: a short progress report. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1998** (7–8): 537–544; Stuttgart.
- AIGNER, T., SCHAUER, M., JUNGHANS, W.-D. & REINHARDT, L. (1995): Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. – *Sediment. Geol.*, **100**: 47–61; Amsterdam.
- ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.H. (1988): Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. – *J. Geol.*, **96**: 313–322; Chicago.
- ALONSO-ZARZA, A.M. (2003): Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. – *Earth-Science Reviews*, **60** (3–4): 261–298; Amsterdam.
- ALSHARHAN, A.S. & KENDALL, A.C. (2003): Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. – *Earth-Science Reviews*, **61** (3–4): 191–243; Amsterdam.
- Arbeitsausschuss Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein. – *Geol. Jb. A*, **25**: 123–125; Stuttgart.
- AREF, M.A.M. (1998): Holocene stromatolites and microbial laminites associated with lenticular gypsum in a marine-dominated environment, Ras El Shetan, Gulf of Aqaba, Egypt. – *Sedimentology*, **45**: 245–256; Oxford.
- BACHMANN, G.H. & BEUTLER, G. (1998): The Classic Germanic Triassic in the Southern Part of the Germanic Basin: Stratigraphy, Sedimentary Environments, Cyclic and Sequence Stratigraphy. – *Hallesches Jb. Geowiss. B, Beih.*, **6**: 153–194; Halle/S.
- BACKHAUS, E. (1961): Das fossilführende Zechsteinkommen von Forstel-Hummethroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **89**: 187–202; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. (1965): Die randliche „Rotliegend“-Fazies und die Paläogeographie des Zechsteins im Bereich des nördlichen Odenwaldes. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **93**: 112–140; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. (1975): Der Buntsandstein im Odenwald. – *Aufschluß, Sonderbd. (Odenwald)*, **27**: 299–320; Heidelberg.
- BACKHAUS, E. (1980): Relikte des Zechstein-3-Karbonats (Ca<sub>3</sub>, Plattendolomit) im Odenwald. – *Geol. Jb. Hessen*, **108**: 95–102; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. & BÄHR, R. (1987): Faziesmodelle für den Unteren Buntsandstein Südwestdeutschlands. – *Fa-*



- cies, **17**: 1–18; Erlangen.
- BÄHR, R. (1985): Sedimentgefüge, Fazies und Genese des Unteren Buntsandsteins im Odenwald und in Nachbargebieten, Teil I: Text, Teil II: Profile. – Diss. Univ. Darmstadt, 186 S. + 43 S.
- BECKER, F. (2002): Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese. – Geol. Abh. Hessen, **109**: 231 S., 42 Abb., 5 Tab., 10 Taf.; Wiesbaden.
- BECKER, L., POREDA, R.J., HUNT, A.G., BUNCH, T.E. & RAMPINO, M. (2001): Impact Event at the Permian-Triassic Boundary: Evidence from Extraterrestrial Noble Gases in Fullerenes. – *Science*, **291**: 1530–1533; Washington DC.
- BECKER, R.E. & KULICK, J. (1999): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4923 Altmorschen. – 394 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- BENISON, K.C. & GOLDSTEIN, R.H. (2001): Evaporites and siliciclastics of the Permian Nippewalla Group of Kansas, USA: a case for non-marine deposition in saline lakes and saline pans. – *Sedimentology*, **48**: 165–188; Oxford.
- BENISON, K.C. & GOLDSTEIN, R.H. (2002): Recognizing acid lakes and groundwaters in the rock record. – *Sediment. Geol.*, **151**: 177–185; Amsterdam.
- BEST, G. (1988): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland und in der südlichen deutschen Nordsee nach Bohrlochmessungen (Gamma-Ray- und Sonic-Log). Kurzfassung des Vortrags im Hessischen Landesamt für Bodenforschung am 20.3.1987. – *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 19–22; Wiesbaden.
- BEST, G. (1989): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwest-Deutschland nach Bohrloch-Messungen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **140** (1): 73–85; Stuttgart.
- BISCAYE, P.E. (1964): Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by x-ray diffraction. – *Amer. Miner.*, **49**: 1281–1289; Washington DC.
- BOWLER, J.M. (1973): Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. – *Earth-Science Reviews*, **9**: 315–338; Amsterdam.
- BOWLER, J.M. (1983): Lunettes as indices of hydrologic change: a review of Australian evidence. – *Proc. R. Soc. Vict.*, **95**: 147–168; Melbourne.
- BOWRING, S.A., ERWIN, D.H., JIN, Y.G., MARTIN, M.W., DAVIDEK, K. & WANG, W. (1998): U/Pb Zircon Geochronology and Tempo of the End-Permian Mass Extinction. – *Science*, **280**: 1039–1045; Washington DC.
- BRHEM, U., GASIEWICZ, A., GERDES, G. & KRUMBEIN, W.E. (2002): Biolaminoid facies in a peritidal sabkha: Permian Platy Dolomite of northern Poland. – *Geol. Rdsch.*, **91**: 260–271; Stuttgart.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. – 594 pp.; London (Mineral. Soc.).
- BRÜNING, U. (1984): Zur Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – Diss. Univ. Würzburg, 211 S.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – *Geol. Jb. A*, **90**: 3–125; Stuttgart.
- BRÜNING, U. (1988): Die Zechstein/Buntsandsteingrenze in Niedersachsen und Hessen – Schwermineraluntersuchungen als Beitrag zur Geologie des Bröckelschiefers. – *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 23–44; Wiesbaden.
- BUTLER, B.E. (1956): Parna – an aeolian clay. – *Aust. J. Sci.*, **18**: 145–151; Sydney.
- BUTLER, B.E. (1974): A contribution towards the better specification of parna and some other aeolian clays in Australia. – *Z. Geomorph.*, **20**: 106–116; Berlin.
- CARLÉ, W. (1956): Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über den Bröckelschiefer des unteren Buntsandsteins. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1956**: 282–289; Stuttgart.
- CHAMLEY, H. (1989): *Clay Sedimentology*. – 623 pp.; Berlin (Springer).
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. (1989): *Sedimentary Structures*. – 2nd ed.: 207 pp.; London (Unwin Hyman).
- COX, R., LOWE, D.R. & CULLERS, R.L. (1995): The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**: 2919–2940; Oxford.
- CROSS, T.A., BAKER, M.R., CHAPIN, M.S., CLARK, M.S., GARDNER, M.H., HANSON, M.S., LESSENGER, M.A., LITTLE, E.L.D., McDONOUGH, K.J., SONNENFELD, M.D., VALASEK, D.W., WILLIAMS, M.R., & WITTER, D.N. (1993): Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. – In: ESCHARD, R. & DOLIGÉZ, B. (eds.): *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*: 11–33; Paris (Editions Technip).
- DAVID, E. (1994): Sedimentologische und geometrische Analyse des Mittleren Buntsandsteins des Nordwestdeutschen Beckens. – Diss. Univ. Mainz.
- DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. (1994): Orbital forcing and cyclic sequences. – In: DE BOER, P.L. & SMITH, D.G., (eds.): *Orbital forcing and cyclic sequences*. Int. Ass.

- Sediment. Spec. Publ., **19**: 1–14; Oxford (Blackwell).
- DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (1998, eds.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. – SEPM Spec. Publ., **60**: IV+786 pp.; Tulsa (SEPM).
- DE WEVER, P. (2000): Europa im Mesozoikum. – In: MEISCHNER, D. (Hrsg.): Europäische Fossilagerstätten: 65–71; Berlin (Springer).
- DE WIT, M.J., GHOSH, S.C., JOY, G., DE VILLIERS, S., RAKOTOSOLOFO, N., ALEXANDER, J., TRIPATHI, A. & LOOY, C. (2002): Multiple Organic Carbon Isotope Reversals across the Permo-Triassic Boundary of Terrestrial Gondwana Sequences: Clues to Extinction Patterns and Delayed Ecosystems recovery. – *J. Geol.*, **110**: 227–240; Chicago.
- DENCKMANN, A. (1902): Bericht über die Kellerwald-Excursion und die Frankenberger Excursion der Deutschen geologischen Gesellschaft im August 1902, II.: Excursionen im Zechstein bei Frankenberg. – *Z. dt. geol. Ges., Verhandl.*, **54**: 169–174; Hannover.
- Deutsche Stratigraphische Kommission, DSK (2002, Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Potsdam (GFZ).
- DIEDERICH, G. (1966): Fazies, Paläogeographie und Genese des Unteren Buntsandstein norddeutscher Auffassung im südlichen Beckenbereich. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 132–157; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. (1970): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in der südlichen Randfazies. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **98**: 81–92; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. & HICKETHIER, H. (1975): Der Buntsandstein am Südwestrand des Vogelsberges. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **103**: 187–228; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. & HICKETHIER, H. (1981): Das Buntsandsteinprofil der Tiefbohrung Ahl (Nordspessart) und seine paläogeographische Stellung. – *Geol. Jb. Hessen*, **109**: 57–72; Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. (1964): Das obere Bieberthal im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. Mit einem Beitrag von R. Villwock. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **48**: 34 S.; Wiesbaden.
- DIEHL, O. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen im Maßstabe 1:25 000, Blatt Alsfeld. – 82 S.; Darmstadt (Hess. Staatsverl.).
- DILL, H. (1976): Untersuchungen im Buntsandstein und in der Permotrias nordöstlich Bayreuth auf Blatt Weidenberg. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **26**: 235–244; Erlangen.
- DITTRICH, D. (1996): Unterer Buntsandstein und die Randfazies des Zechsteins in der nördlichen Pfälzer Mulde (Exkursion C1 am 11. und C2 am 12. April 1996). – *Oberrhein. Geol. Ver. Mitt. Jb., N. F.*, **78**: 71–94; Stuttgart.
- DITTRICH, D. (in Vorber.): Stauf-Formation. Queich-Formation. Rothenberg-Formation. Annweiler-Formation. Speyerbach-Formation. – In: Stratigraphische Kommission von Deutschland (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland: Zechstein.
- DITTRICH, E. (1964): Beiträge zur Kenntnis des Zechsteins im nordöstlichen Werra-Fulda-Becken und seinen Randgebieten. – *Diss. Univ. Jena*, 242 S.
- ECKE, H.-H. (1986): Palynologie des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins im Germanischen Becken. – *Diss. Univ. Göttingen*, 129 S.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5620 Ortenberg. – 351 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget. – 628 pp.; Berlin (Springer).
- EL OUEJLI, A. & STAPF, K.R.G. (1995): Erstmalsiger Nachweis einer küstenbeeinflussten, sandigen Zechstein-Sabkha im St. Wendeler Graben (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland). – *Mitt. Pollichia*, **82**: 7–36; Bad Dürkheim.
- EMMERT, U., GUDDEN, H., HAUNSCHILD, H., MEYER, R.K.F., RISCH, H., SCHMID, H., SCHUH, H. & STETTNER, G. (1985): Bohrgut-Beschreibung der Forschungsbohrung Obernsees. – *Geologica Bavarica*, **88**: 23–47; München.
- ERWIN, D.H. (1993): The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian. – 338 pp.; New York (Columbia University Press).
- ET-TOUHAMI, M. (2000): Lithostratigraphy and depositional environments of Lower Mesozoic evaporites and associated red beds, Khemisset Basin, northwestern Morocco. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1998** (9–10): 1217–1241; Stuttgart.
- FITZPATRICK, E.A. (1984): Micromorphology of Soils. – XIV + 433 pp.; London (Chapman & Hall).
- FORSTER, C. (1996): Faziesentwicklung und Zyκλοstratigraphie in der oberen Hannover-Formation (Oberrotliegend) im Raum Bremen bis Wustrow. – *Diss. Univ. Mainz*, 107 S.
- FREUDENBERGER, W. & WAGNER, S. (in Vorber.): Die Forschungsbohrungen Lindau 1 und Spitzzeichen 1 – Konzeption, Durchführung und Zusammenfassung der Ergebnisse. – *Geol. Bavarica*; München.
- FRICKE, S. & SCHÖN, J. (1999): Praktische Bohrlochgeo-



- physik. – IX + 254 S.; Stuttgart (Enke).
- FRIEDMAN, G.M. & KRUMBEIN, W.E. (1985, eds.): *Hypersaline Ecosystems: The Gavish Sabkha*. – *Ecological Studies*, **53**: 484 pp.; Berlin (Springer).
- FRYBERGER, S.G., ABDULKADER, A.M. & CLISHAM, T.J. (1983): Eolian dune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran area, Saudi Arabia. – *AAPG Bull.*, **67**: 280–312; Tulsa.
- FÜCHTBAUER, H. (1974): Zur Diagenese fluviatiler Sandsteine. – *Geol. Rdsch.*, **63** (3): 904–925; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. (1988, Hrsg.): *Sediment-Petrologie, Teil 2: Sedimente und Sedimentgesteine*. – 4. Aufl.: 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart / Nägele & Obermiller).
- FUGLEWICZ, J. (1987): Upper Permian assemblages of Gondwana miospores in sediments of lower Buntsandstein. – *Przegl. geol.*, **11** (415): 583–586; Warszawa.
- GAUPP, R. (1996): Diagenesis types and their application in diagenesis mapping. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1994** (11/12): 1183–1199; Stuttgart.
- GAUPP, R. (1997): *Salinare Tonebenen-Ablagerungen: Fazielle Konzepte und Probleme*. – *Terra Nostra*, **97** (2): 56–57; Berlin.
- GAUPP, R. (2003): The Permian megaplayas of Central Europe – Do we have Recent analogs?. – XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy (ICC-P), August 10–16, 2003, Utrecht; abstracts: 164–165; Utrecht.
- GAUPP, R., GAST, R., & FORSTER, C. (2000): Late Permian Playa Lake Deposits of the Southern Permian Basin (Central Europe). – In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H. & KELTS, K.R. (eds.): *Lake basins through space and time*. *AAPG Studies in Geology*, **46**: 75–86; Tulsa.
- GELUK, M.C. & RÖHLING, H.G. (1999): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic Buntsandstein: A new tool for basin analysis. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1998** (7–8): 727–745; Stuttgart.
- GERDES, G., CLAES, M., DUNAJTSCHIK-PIEWAK, K., RIEGE, H., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.E. (1993): Contribution of Microbial Mats to Sedimentary Surface Structures. – *Facies*, **29**: 61–74; Erlangen.
- GERDES, G., KLENKE, T. & NOFFKE, N. (2000): Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue. – *Sedimentology*, **47**: 279–308; Oxford.
- GERDES, G., KRUMBEIN, W.E., & HOLTkamp, E. (1985a): Salinity and Water Activity Related Zonation of Microbial Communities and Potential Stromatolites of the Gavish Sabkha. – In: FRIEDMAN, G.M. & KRUMBEIN, W.E. (eds.): *Hypersaline Ecosystems: The Gavish Sabkha*. *Ecological Studies*, **53**: 238–266; Berlin (Springer).
- GERDES, G., SPIRA, J., & DIMENTMAN, C. (1985b): The Fauna of the Gavish Sabkha and the Solar Lake – a Comparative Study. – In: FRIEDMAN, G.M. & KRUMBEIN, W.E. (eds.): *Hypersaline Ecosystems: The Gavish Sabkha*. *Ecological Studies*, **53**: 322–345; Berlin (Springer).
- GIANOLLA, P. & JACQUIN, T. (1998): Triassic sequence stratigraphic framework of Western European basins. – In: DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. *SEPM Spec. Publ.*, **60**: 643–650; Tulsa (SEPM).
- GLENNIE, K.W., MUDD, G.C. & NAGTEGAAL, P.J.C. (1978): Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. – *J. Geol. Soc. London*, **135** (1): 25–34; London.
- GÓMEZ-GRAS, D. & ALONSO-ZARZA, A.M. (2003): Re-worked calcrites: their significance in the reconstruction of alluvial sequences (Permian and Triassic, Minorca, Balearic Islands, Spain). – *Sediment. Geol.*, **158** (3–4): 299–319; Amsterdam.
- GOODALL, I.G., HARWOOD, G.M., KENDALL, A.C., MCKIE, T. & TUCKER, M.E. (1992): Discussion on sequence stratigraphy of carbonat-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and adjoining North Sea. – *J. Geol. Soc. London*, **149**: 1050–1054; London.
- GOODALL, T.M., NORTH, C.P. & GLENNIE, K.W. (2000): Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. – *Sedimentology*, **47** (1): 99–118; Oxford.
- GRIFFIN, D.L. (2002): Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **182** (1–2): 65–91; Amsterdam.
- GRUMBT, E. (1974): *Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und Südthüringens*. – *Schriftenreihe geol. Wiss. Berlin*, **1**: 205 S.; Berlin (Akademie-Verlag).
- GUDDEN, H. (1985): *Der Buntsandstein in der Forschungsbohrung Obernsees*. – *Geologica Bavarica*, **88**: 69–81; München.
- HALLAM, A. & WIGNALL, P.B. (1999): Mass extinctions and sea level changes. – *Earth-Science Reviews*, **48** (4): 217–250; Amsterdam.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J., & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, **42**: 71–108; Tulsa.

- HASEMANN, W. (1928): Erläuterungen zu Blatt Eberbach. – Geol. Spez.-Kt. Baden, 3. Aufl.: 62 S.; Freiburg i.Br. (unveränd. Nachdruck als Geol. Kt. 1:25 000 Baden-Württemberg, Bl. 6519 Eberbach, Stuttgart 1984).
- HECHT, G. (1980): Höherer Zechstein und unterer Buntsandstein in der Zeit-Schmöllner Mulde. – Z. geol. Wiss., **8** (6): 645–667; Berlin.
- HECKMANN, T. (1998): Diagenese karbonatischer Krusten der Perm/Trias-Grenzschiechten in den Kernbohrungen Baalborn BK 1 und BK 2 (Nordrand der Pfälzer Mulde, Südwestdeutschland). – Dipl.-Arb. Univ. Mainz.
- HEGGEMANN, H. (2003): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4818 Medebach. – Wiesbaden (Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie).
- HEGGEMANN, H., HOSELMANN, C. & HUG, N. (in Vorber.): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4918 Frankenberg. – Wiesbaden (Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie).
- HEIM, D. (1966): Petrographische Beiträge zur Paläogeographie des Buntsandsteins. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 235–258; Wiesbaden.
- HEIM, D. (1974): Über die Feldspäte im Germanischen Buntsandstein, ihre Korngrößenabhängigkeit, Verbreitung und paläogeographische Bedeutung. – Geol. Rdsch., **63**: 943–970; Stuttgart.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. – 156 S.; Stuttgart (Enke).
- HENTSCHEL, H.E. (1963): Die permischen Ablagerungen im östlichen Pfälzer Wald (Haardt) zwischen Neustadt-Lambrecht und Klingenmünster-Silz. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 143–176; Wiesbaden.
- HERRMANN, A. (1961): Der Mittlere Buntsandstein im nordwestlichen Eichsfeld und im Ahlshausener Buntsandsteinsattel bei Salzderhelden. – Geol. Jb., **78**: 347–386; Hannover.
- HEYDARI, E. & HASSANZADEH, J. (2003): Deev Jahi Model of the Permian-Triassic boundary mass extinction: a case for gas hydrates as the main cause of biological crisis on Earth. – Sediment. Geol., **163**: 147–163; Amsterdam.
- HEYDARI, E., HASSANZADEH, J., WADE, W.J. & GHAZI, A.M. (2003): Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction: Part 1 – Sedimentology. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **193** (3–4): 405–423; Amsterdam.
- HIETE, M., RICHTER, O., BERNER, U., & RÖHLING, G. (2002): Geochemische und isotopengeochemische Hinweise auf eine Diskordanz zwischen Unterer und Oberer Fulda-Folge (z7) (früher Bröckelschiefer) im Norddeutschen Becken. – Sediment 2002, 17. Sedimentologen-Treffen Frankfurt a. M. und Darmstadt, 29.–31. Mai 2002. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **17**: 88–89; Hannover.
- HILL, E.S. (1940): The lunette; a new landform of aeolian origin. – Aust. Geographer, **3**: 15–21; London.
- HOFMANN, A. (1997): Sedimentary facies and depositional environment of Triassic to Lower Jurassic synrift cyclical playa deposits of the Argana Valley, Western High Atlas, Morocco. – Dipl.-Arb. Univ. Mainz.
- HOFMANN, A., TOURANI, A. & GAUPP, R. (2000): Cyclicity of Triassic to Lower Jurassic continental red beds of the Argana Valley, Morocco: implications for palaeoclimate and basin evolution. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **161** (1–2): 229–266; Amsterdam.
- HOPPE, W. & SEIDEL, G. (1974, Hrsg.): Geologie von Thüringen. – 1. Aufl.: 985 S.; Gotha/Leipzig (VEB Hermann Haack).
- HORN, M. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4620 Arolsen. – 225 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HORN, M. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4520 Warburg. – 238 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HORN, M. & KULICK, J. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4720 Waldeck. – 227 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, D. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4820 Bad Wildungen. – 386 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HORN, M., KULICK, J. & TIETZE, K.-W. (1993): Kontinentale klastische Sedimente aus Oberperm und Untertrias am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Sediment 93, Exkursionen A3 und B3. – Geologica et Palaeontologica, **27**: 356–377; Marburg.
- HORNUNG, J. (2001): *Thalassinoides paradoxicus* (Woodward 1830), ein häufiges Spurenfossil aus dem kontinentalen Zechstein (oberes Perm) der Pfälzer Synform (SW-Deutschland). – Mitt. Pollichia, **88**: 123–144; Bad Dürkheim.
- HSÜ, K.J. & SIEGENTHALER, C. (1969): Preliminary experiments on the hydrodynamic movements induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. – Sedimentology, **12**: 11–25; Oxford.
- HUG, N. (1996): Mapping project in the Argana Valley, Western High Atlas, Morocco. – 42 S., Univ. Mainz.
- HUG, N. (2000): Interner Bericht zur Kartierung Bl.



- 4918 Frankenberg/Eder – Buntsandstein-Anteil. – 59 S., Wiesbaden (Hess. L.-Amt Umwelt u. Geologie, unveröff.).
- HUG, N., GAUPP, R., & HOPPE, A. (2002): Die Perm-Trias-Grenze in Hessen: Paläogeographische Rekonstruktion. – *Sediment 2002*, 17. Sedimentologen-Treffen Frankfurt a. M. und Darmstadt, 29.–31. Mai 2002. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **17**: 96–97; Hannover.
- JASMUND, K. & LAGALY, G. (1993, Hrsg.): Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt. – 490 S.; Darmstadt (Steinkopff).
- JAVOR, B. (1989): Hypersaline Environments: Microbiology and Biogeochemistry. – Brock/Springer Series in Contemporary Bioscience: 328 pp.; Berlin (Springer).
- JUNGHANS, W.-D., RÖHL, H.-J., SCHMID-RÖHL, A. & AIGNER, T. (2003): Spektrale Gamma-Ray-Messungen – ein Schlüssel für Sequenzstratigraphie in Schwarzschiefern: Beispiel Posidonienschiefer (Lias  $\epsilon$ , Toarcian, SW-Germany). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **2003** (4): 193–211; Stuttgart.
- JUNGHANS, W.-D., RÖSLER, W., AIGNER, T. & APPEL, E. (2002): Magnetostratigraphie an der Perm/Trias-Grenze der Bohrung Kraichgau 1002 (SW-Deutschland). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **2002** (2): 92–102; Stuttgart.
- KÄDING, K.-C. (1977): Salinarformation des Zechstein. – In: LEPPER, J.: Erläuterungen zur GK 25 Blatt 4323 Uslar: 13–16; Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.).
- KÄDING, K.-C. (1978a): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 123–130; Wiesbaden.
- KÄDING, K.-C. (1978b): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **60**: 233–252; Stuttgart.
- KÄDING, K.-C. (2000): Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckelschiefer-Folge). – *Kali und Steinsalz*, **13** (14): 86–96; Essen.
- KAIHO, K., KAJIWARA, Y., NAKANO, T., MIURA, Y., KAWAHATA, H., TAZAKI, K., UESHIMA, M., CHEN, Z. & SHI, G.R. (2001): End-Permian catastrophe by a bolide impact: evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **29** (9): 815–818; Boulder.
- KAISER, R., NÖTH, S. & RICKEN, W. (2003): Sequence stratigraphy with emphasis on platform-related parasequences of the Zechstein 2 carbonate (Ca2) – the northern platform margin of the Southern Permian Basin (NE Germany). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **92**: 54–67; Stuttgart.
- KÄSTNER, H. (1999): Zur Ausbildung des höheren Zechstein in SW-Thüringen. – *Geowiss. Mitt. Thüringen*, **7**: 3–28; Weimar.
- KÄSTNER, H. (2000): Sedimentologisch-fazielle und stratigraphische Probleme an der Zechstein-Buntsandstein-Grenze in Thüringen – eine Kenntnisstandsanalyse. – *Beitr. Geol. Thüringen, N. F.*, **7**: 7–31; Frankfurt/M.
- KESSLER, J.L.P., SOREGHAN, G.S. & WACKER, H.J. (2001): Equatorial aridity in Western Pangea: Lower Permian loessite and dolomitic paleosols in Northeastern New Mexico, U.S.A. – *J. Sedim. Res.*, **71** (5): 817–832; Tulsa.
- KIDDER, D.L. & WORSLEY, T.R. (2004): Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203** (3–4): 207–237; Amsterdam.
- KLARE, B. (1989): Gliederung und Paläogeographie des Buntsandsteins im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – *Diss. Univ. Bochum*, 150 + VII S.
- KLUSBERG, T. & TIETZE, K.-W. (1987): Faziesentwicklung im Grenzbereich Zechstein/Buntsandstein in der zentralen Hessischen Senke. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Internationales Symposium Zechstein 1987 (Kassel/Hannover), Abstracts: 52–53; Wiesbaden.
- KOSLOWSKI, W. (1983): Zur Geologie der südlichen Lahnberge bei Marburg unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentationsverhältnisse im Unteren Buntsandstein. – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*, 122 S.
- KOSLOWSKI, W. (1986): Zur sedimentären Entwicklung des Buntsandsteins: Ein Vergleich zwischen dem Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und dem Raum um Bad Hersfeld/Hessen. – *Diss. Univ. Marburg*, 135 S.
- KOSLOWSKI, W. & TIETZE, K.-W.: A Change of the Drainage System in the Permian-Triassic Sedimentary Sequence of the Hessian Depression (Germany). – 19 pp. (unpubl.).
- KÖSTER, H.M. (1995): Die röntgenographische Identifizierung der silikatischen Tonminerale und beigemengter Akzessorien in Texturpräparaten. – *Z. geol. Wiss.*, **23** (3): 301–316; Berlin.
- KOWALCZYK, G. (1987): Der Zechstein am Nordrande der Spessart-Schwelle. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Internationales Symposium Zechstein 1987 (Kassel/Hannover), Exkursionsführer II: Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand: 171–191; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G., MURAWSKI, H. & PRÜFERT, J. (1978): Die

- paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südteil der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **60**: 181–205; Stuttgart.
- KOWALCZYK, G. & PRÜFERT, J. (1974): Gliederung und Fazies des Perms in der Wetterau. – *Z. dt. geol. Ges.*, **125**: 61–90; Hannover.
- KOWALCZYK, G. & PRÜFERT, J. (1978): Exkursion F in das Oberrotliegende und den Zechstein am Rand von Vogelsberg und Spessart. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **60**: 181–205; Stuttgart.
- KOZUR, H.W. (1989): The Permian-Triassic boundary in marine and continental sediments. – *Zbl. Geol. Paläont.*, **1988** (11/12): 1245–1277; Stuttgart.
- KOZUR, H.W. (1998): Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **143** (4): 227–272; Amsterdam.
- KOZUR, H.W. (1999a): Aspekte der Wende Perm/Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias. Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter*: 23–36; München (Pfeil).
- KOZUR, H.W. (1999b): The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1998** (7–8): 701–725; Stuttgart.
- KRAUS, M.J. (1999): Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. – *Earth-Science Reviews*, **47**: 41–70; Amsterdam.
- KRULL, E.S., LEHRMANN, D.J., DRUKE, D., KESSEL, B., YU, Y. & LI, R. (2004): Stable carbon isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary in shallow marine carbonate platforms, Nanpanjiang Basin, south China. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **204** (3–4): 297–315; Amsterdam.
- KRULL, E.S. & RETALLACK, G.J. (2000):  $\delta^{13}\text{C}$  depth profiles from paleosols across the Permian-Triassic boundary: Evidence for methane release. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112** (9): 1459–1472; Boulder.
- KULICK, J. (1966): Der Untere Buntsandstein am Südrande des Kellerwaldes (Nordhessen). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 182–200; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4719 Korbach. – **272 S.**; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch).
- KULICK, J. (1987): Die Randfazies des Zechsteins in der Korbacher Bucht und im Frankenberger Raum (Exkursion E, Stop 1–7). – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): *Internationales Symposium Zechstein 1987 (Kassel/Hannover), Exkursionsführer II: Zechstein-*
- aufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand*: 141–169; Wiesbaden.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHN, A.-K. & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – *Geol. Jb. D.*, **68**: 226 S.; Hannover.
- KUPFAHL, H.-G. (1979): Der Buntsandstein auf Blatt 5018 Wetter (Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 105–124; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1985): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5018 Wetter (Hessen). – **147 S.**; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- LAEMMLER, M. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5223 Queck. – **2. Aufl.**: 327 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- LANDMANN, G., ABU QUDAIRA, G.M., SHAWABKEH, K., WREDE, V. & KEMPE, S. (2002): Geochemistry of Lisan and Danya Formations in Jordan and implications for palaeoclimate. – *Quat. Intern.*, **89** (1): 45–57; Oxford.
- LEE, Y.I. (2002): Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic – early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea. – *Sediment. Geol.*, **149** (4): 219–235; Amsterdam.
- LEITZ, F. (1976): Zur Lithostratigraphie des Buntsandsteins bei Coburg-Kronach (Oberfranken). – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **26** (3/4): 212–221; Erlangen.
- LEITZ, F. & SCHRÖDER, B. (1985): Die Randfazies der Trias und Bruchschollenland südöstlich Bayreuth (Exkursion C am 11. und 12. April 1985). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **67**: 51–63; Stuttgart.
- LI, H. & WANG, Z. (1989): Magnetostratigraphy of Permian-Triassic boundary section of Meishan of Changxing, Zhejiang. – *China Sci. B*, **32**: 1401–1408; Beijing.
- LILJEQUIST, G.H. & CEHAK, K. (1984): *Allgemeine Meteorologie*. – **3. Aufl.**: 396 S.; Braunschweig/Wiesbaden (Vieweg).
- LOCKWOOD, J.G. (1985): *World Climatic Systems*. – **292 pp.**; London (Edward Arnold).
- LOOY, C.V., TWITCHETT, R.J., DILCHER, D.L., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. & VISSCHER, H. (2001): Life in the end-Permian dead zone. – *PNAS*, **98** (14): 7879–7883; Washington DC.
- MACK, G.H., JAMES, W.C. & MONGER, H.C. (1993): Classification of paleosols. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**: 129–136; Boulder.
- MAGEE, J.W., BOWLER, J.M., MILLER, G.H. & WILLIAMS, D.L.G. (1995): Stratigraphy, sedimentology, chronology and palaeohydrology of Quaternary lacustrine deposits at Madigan Gulf, Lake Eyre, South Australia. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-*



- ecology, **113**: 3–42; Amsterdam.
- MALICSE, A. & MAZZULLO, J. (1996): Early Diagenesis and Paleosol Features of Ancient Desert Sediments: Examples from the Permian Basin. – In: CROSSEY, L.J., LOUCKS, R. & TOTTEN, M.W. (eds.): Siliciclastic diagenesis and fluid flow: concepts and applications. SEPM Spec. Publ., **55**: 151–161; Tulsa.
- MAROULIS, J.C. & NANSON, G.C. (1996): Bedload transport of aggregated muddy alluvium from Copper Creek, central Australia: a flume study. – *Sedimentology*, **43**: 771–790; Oxford.
- MASON, B. & MOORE, C.B. (1985): *Grundzüge der Geochemie*. – 340 S.; Stuttgart (Enke).
- MCBRIDE, E.F. (1963): A classification of common sandstones. – *J. Sedim. Petrol.*, **33** (3): 664–669; Tulsa.
- MCCARTHY, P.J., MARTINI, P.I. & LECKIE, D.A. (1998): Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **143** (1-3): 87–110; Amsterdam.
- MEIBURG, P. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4521 Liebenau. – 175 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- MELEZHUK, V.A., FALICK, A.E., MEDVEDEV, P.V. & MAKARIKHIN, V.V. (2001): Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments. – *Sedimentology*, **48**: 379–397; Oxford.
- MENNING, M. (2000): Stratigraphische Nomenklatur für die Germanische Trias (VON ALBERTI 1834) und die Dyas (MARCOU 1859, GEINITZ 1861). – *Z. geol. Wiss.*, **28** (1/2): 281–290; Berlin.
- MENNING, M. (2001): A Permian time scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawara reversal (265 Ma). – *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat.*, **25**: 355–362; Brescia.
- MIALI, A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. – 582 pp.; Berlin (Springer).
- MIALI, A.D. (1997): *The Geology of Stratigraphic Sequences*. – 433 pp.; Berlin (Springer).
- MIALI, A.D. (2000): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. – 3rd ed.: 616 pp.; Berlin (Springer).
- MOESTA, F. (1876): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Gradabteilung 69, No. 4 Blatt Hönebach. – Faksimilierter Nachdruck der 1. Auflage (1992): 23 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- MÖLLER, H. (1985): Petrographie und Fazies des Plattendolomits (Leine-Karbonat, Ca<sub>3</sub>) im hessischen Zechstein-Becken. – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, Bd. **20**: 255 S.; Bochum.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. Jr. (1997): X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. – 2nd ed.: 332 pp.; Oxford (Oxford University Press).
- MORANTE, R. (1996): Permian and early Triassic isotopic records of carbon and strontium in Australia and a scenario of events about the Permian-Triassic boundary. – *Hist. Biol.*, **11**: 289–310; London/Dublin.
- MÜLLER, A.H. (1989): *Lehrbuch der Paläozoologie, Band II Invertebraten, Teil 3 Arthropoda 2 – Hemichordata*. – 3. Aufl.: 775 S.; Jena (VEB G. Fischer).
- MYERS, K.J. & WIGNALL, P.B. (1987): Understanding Jurassic organic-rich mudrocks – new concepts using gamma ray spectrometry and palaeoecology. – In: LEGGETT, J.K. (ed.): *Marine and clastic sedimentology: new developments and concepts*; London (Graham & Trotman).
- NANSON, G.C., RUST, B.R. & TAYLOR, G. (1986): Co-existent mud braids and anastomosing channels in an arid zone river: Copper Creek, Central Australia. – *Geology*, **14**: 175–178; Boulder.
- NELSON, S.A. (2000): *Petrology: Mudrocks*. – <http://www.tulane.edu/~sanelson/geol212/mudrocks.htm> (Zugang 4.10.2002).
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lites. – *Nature*, **299**: 715–717; London.
- NEY, P. (1986): *Gesteinsaufbereitung im Labor*. – 157 S.; Stuttgart (Enke).
- NIKISHIN, A.M., ZIEGLER, P.A., ABBOTT, D., BRUNET, M.-F. & CLOETINGH, S. (2002): Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics. – *Tectonophysics*, **351**: 3–39; Amsterdam.
- NOFFKE, N., GERDES, G., KLENKE, T. & KRUMBEIN, W.E. (2001): Microbially induced sedimentary structures – a new category within the classification of primary sedimentary structures. – *J. Sedim. Res.*, **71** (5): 649–656; Tulsa.
- OREN, A. (1999, ed.): *Microbiology and Biogeochemistry of Hypersaline Environments*. – 359 pp.; Boca Raton (CRC Press).
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkörper in Perm und Trias von Mitteleuropa. – *Geol. Rdsch.*, **63** (3): 850–884; Stuttgart.
- PARRISH, J.T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias. Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter*: 37–42; München (Pfeil).
- PAUL, J. (1982): *Der Untere Buntsandstein des Germa-*

- nischen Beckens. – Geol. Rdsch., **71** (H. 3): 795–811; Stuttgart.
- PAUL, J. (1985): Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 59–73; Wiesbaden.
- PAUL, J. (1998): Milankovitch Cycles in the Lower and Middle Buntsandstein (Lower Triassic, Central Europe). – Hallesches Jb. Geowiss. B, Beih., **5**: 135f.; Halle/S.
- PAUL, J. (1999): Fazies und Sedimentstrukturen des Buntsandsteins. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias. Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter: 105–114; München (Pfeil).
- PAVIĆEVIĆ, M.K. & AMTHAUER, G. (2000, Hrsg.): Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften, Band 1: Mikroskopische, analytische und massenspektrometrische Methoden. – 252 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- PETSCHICK, R. (2002a): Röntgendiffraktometrie in der Sedimentologie (Kompaktkurs). – In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002 – 17. Sedimentologen-Treffen, Frankfurt a. M. – Darmstadt, 29.–31. Mai 2002, Exkursionen und Kompaktkurse. Schriftenreihe dt. geol. Ges., **18**: 99–118; Hannover.
- PETSCHICK, R. (2002b): MacDiff 4.2.6 Bedienungsanleitung. – 63 S.; <http://servermac.geologie.uni-frankfurt.de/Rainer.html>; Frankfurt/M.
- PICKEL, H.-J. (1971): Das Profil der Bohrung Altenhaina und Bemerkungen zur Grenze Zechstein-Buntsandstein im Osten der Frankenberger Bucht. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 106–123; Wiesbaden.
- PIMENTEL, N.L.V. (2002): Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). – Sediment. Geol., **148** (1–2): 123–138; Amsterdam.
- PRESS, F. & SIEVER, R. (1986): Earth. – 4th ed.: 656 pp.; New York (Freeman).
- PRICE, W.A. (1963): Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis. – J. Sedim. Petrol., **33**: 766–778; Tulsa.
- PRIEWISCH, A. (1997): Diagenese klastischer Rotsedimente: Ein Beitrag zur Perm/Trias-Abgrenzung am Nordrand des Pfälzer Waldes (Südwestdeutschland). – Dipl.-Arb. Univ. Mainz.
- PRIEFERT, J. (1969): Der Zechstein im Gebiet des Vorpessarts und der Wetterau. Seine Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **16**: 186 S.; Bonn.
- PUFF, P. (1969): Über den Unteren Buntsandstein am Südrand des Thüringer Beckens. – Abh. Zentr. Geol. Inst., **13**: 1–97; Berlin.
- PURSER, B.H. (1985): Coastal Evaporite Systems. – In: FRIEDMAN, G.M. & KRUMBEIN, W.E. (eds.): Hypersaline Ecosystems: The Gavish Sabkha. Ecological Studies, **53**: 72–102; Berlin (Springer).
- PYE, K. (1987): Aeolian dust and dust deposits. – 334 pp.; London (Academic Press).
- QUIREIN, J.A., GARDEN, J.S. & WATSON, J.T. (1982): Combined natural gamma ray spectral/litho-density measurements applied to complex lithologies. – SPE, **11143**: 1–14; Richardson.
- REICHENBACH, W. (1970): Die lithologische Gliederung der rezessiven Folgen des Zechstein Z5 in ihrer Beckenausbildung. Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A. Geol. Paläont., **15**: 555–563; Berlin.
- RENAUT, R.W. & LAST, W.M. (1994, eds.): Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes. – SEPM Special Publ., **50**: 334 pp.; Tulsa.
- RETAILLACK, G.J. (1990): Soils of the past – an introduction to paleopedology. – 520 pp.; Boston (Unwin Hyman).
- RETAILLACK, G.J. & KRULL, E.S. (1999): Landscape ecological shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica. – Austr. J. Earth Sciences, **46**: 785–812; Melbourne.
- RETAILLACK, G.J., SMITH, R.M.H. & WARD, P.D. (2003): Vertebrate extinction across Permian-Triassic boundary in Karoo Basin, South Africa. – Geol. Soc. Am. Bull., **115** (9): 1133–1152; Boulder.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843–854; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb. A, **25**: 127–132; Stuttgart.
- RIDER, M. (1996): The Geological Interpretation of Well Logs. – 2nd ed.: 280 pp.; Caithness/Scotld. (Whittles).
- RÖHLING, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, Based on Gamma-Ray and Sonic Logs. – Geol. Jb. A, **119**: 3–24; Stuttgart.
- RÖHLING, H.-G. (2001): Top 5: Anträge zur stratigraphischen Nomenklatur im höheren Zechstein und im Röt. – Protokoll der Ordentlichen Sitzung der Subkommission Perm-Trias (SKPT) der Deutschen Stratigraphischen Kommission, 02.–03.05.2001, Karsdorf/Unstrut (unveröff.).
- ROLLINSON, H. (1993): Using Geochemical Data: Evalu-



- ation, Presentation, Interpretation. – Geochemistry Series: 352 pp.; Harlow/U.K. (Longman).
- ROSEN, M.R. (1994): The importance of groundwater in playas: A review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. – In: ROSEN, M.R. (ed.): *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **289**: 1–18; Boulder.
- RÖSING, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4622 Kassel-West. – 2. Aufl.: 205 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- ROTH, W. (1966): Der Untere Buntsandstein bei Marburg/Lahn. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 173–181; Wiesbaden.
- RUST, B.R. & NANSON, G.C. (1989): Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. – *Sedimentology*, **36**: 291–306; Oxford.
- SALOMON, W. (1903): Der Zechstein von Eberbach und die Entstehung der permischen Odenwälder Manganmulme. – Z. dt. geol. Ges., **55**: 419–431; Hannover.
- SARKAR, A., YOSHIOKA, H., EBIHARA, M. & NARAOKA, H. (2003): Geochemical and organic carbon isotope studies across the continental Permo-Triassic boundary of Raniganj Basin, eastern India. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **191** (1): 1–14; Amsterdam.
- SAUER, E. (1964): Das Perm am Schiefergebirgsrand zwischen Gilserberg und Lollar. – Diss. Univ. Marburg, 115 S.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. – 14. Aufl.: 494 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHINDEWOLF, O.H. (1928): Studien aus dem Marburger Buntsandstein III-VI. – *Senckenbergiana*, **10** (1/2): 16–54; Frankfurt/M.
- SCHMIDT, K. & WALTER, R. (1990): Erdgeschichte. – 4. Aufl.: 307 S.; Berlin (de Gruyter).
- SCHUH, H. (1985): Der Zechstein in der Forschungsbohrung Obernsees. – *Geologica Bavarica*, **88**: 57–68; München.
- SCHÜLER, F. & SEIDEL, G. (1991): Zur Ausbildung der Zechstein/Buntsandstein-Grenze in Ostdeutschland. – *Z. geol. Wiss.*, **19** (5): 539–547; Berlin.
- SCHWARZBACH, M. (1993): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. – 5. Aufl.: 380 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHWEISS, D. (1984): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereiches Perm/Trias am südwestlichen Beckenrand. – *Geol. Jb. Hessen*, **112**: 83–126; Wiesbaden.
- SECKEL, T. (2003): Der Einfluß der Salinität auf die Bildung von Kleinrippeln. – Dipl.-Arb. Univ. Jena, 100 S.
- SECKEL, T., TIETZE, K.-W., & GAUPP, R. (2003): Experimentelle Untersuchungen zur Bildung von Kleinrippeln in hypersalinaren Wässern. – *Terra Nostra*, **03** (3): 64; Berlin.
- SEIDEL, G. (1992): Thüringer Becken. – Sammlung geologischer Führer, **85**: 204 S.; Berlin/Stuttgart (Borntraeger).
- SEPTON, M.A., LOOY, C.V., BRINKHUIS, H., & VISSCHER, H. (2003): From land to sea – Haemorrhage of soil deposits during the end-Permian crisis. – XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy (ICC-P), August 10–16, 2003, Utrecht; abstracts: 489–490; Utrecht.
- SERRA, O., BALDWIN, J. & QUIREIN, J. (1980): Theory, interpretation and practical applications of natural gamma ray spectroscopy. – Schlumberger M., **83214**; Houston.
- SHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. (1994): Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. – *AAPG Bull.*, **78**: 544–568; Tulsa.
- SINDOWSKI, K.-H. (1957): Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. – *Geol. Jb.*, **73**: 277–294; Hannover.
- SMOOT, J.P. & CASTENS-SEIDELL, B. (1994): Sedimentary Features Produced by Efflorescent Salt Crusts, Saline Valley and Death Valley, California. – In: RENAULT, R.W. & LAST, W.M. (eds.): *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*. SEPM Spec. Publ., **50**: 73–90; Tulsa.
- SMOOT, J.P. & OLSEN, P.E. (1988): Massive mudstones in basin analysis and palaeoclimatic interpretation of the Newark Supergroup. – In: MANSPEIZER, W. (ed.): *Triassic–Jurassic Rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*. Part A. *Developments in Geotectonics*, **22**: 249–274; Amsterdam (Elsevier).
- STANISTREET, I.G. & STOLLHOFEN, H. (2002): Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. – *Sedimentology*, **49** (4): 719–736; Oxford.
- STEINER, M.B., ESHET, Y., RAMPINO, M.R. & SCHWINDT, D.M. (2003): Fungal abundance spike and the Permian-Triassic boundary in the Karoo Supergroup (South Africa). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194** (4): 405–414; Amsterdam.
- STILLE, H. (1902): Bericht über die Kellerwald-Excursion und die Frankenberger Excursion der Deutschen geologischen Gesellschaft im August 1902, III.: Ueber Schürfungen im Gebiete des Frankenber-

- ger Perm und dessen Vertretung weiter nördlich. – Z. dt. geol. Ges., Verhandl., **54**: 174–182; Hannover.
- STOLLHOFEN, H. (2000): Sequence stratigraphy in continental settings – examples from the Permo-Carboniferous Saar-Nahe-Basin, SW-Germany. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1999** (3–4): 233–260; Stuttgart.
- Stratigraphische Kommission der DUGW, Subkommission Perm-Trias (1993): Beschlüsse zur Festlegung der Lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. – Nachr. dt. geol. Ges., **49**: 76–81; Hannover.
- STROHMENGER, C., ANTONINI, M., JÄGER, G., ROCKENBAUCH, K. & STRAUSS, C. (1996a): Zechstein 2 Carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, northwest Germany): an integrated approach. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, **20**: 1–35; Pau.
- STROHMENGER, C. & STRAUSS, C. (1996): Sedimentology and palynofacies of the Zechstein 2 Carbonate (Upper Permian, northwest Germany): implications for sequence stratigraphic subdivision. – In: GAUPP, R. & VAN DER WEERD, A.A. (eds.): Approaches to sequence stratigraphic subdivision. Sediment. Geol., **102**: 55–77; Amsterdam.
- STROHMENGER, C., VOIGT, E., & ZIMDARS, J. (1996b): Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporite deposits with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates (Upper Permian, northeast Germany). – In: GAUPP, R. & VAN DER WEERD, A.A. (eds.): Approaches to sequence stratigraphic subdivision. Sediment. Geol., **102**: 33–54; Amsterdam.
- SVENDSEN, J., STOLLHOFEN, H., KRAPE, C.B.E. & STANISTREET, I.G. (2003): Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. – Sediment. Geol., **160** (1–3): 7–31; Amsterdam.
- SZURLIES, M., BACHMANN, G., MENNING, M., NOWACZYK, N.R. & KÄDING, K.-C. (2003): Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany. – Earth Planet. Sci. Letters, **212**: 263–278; Amsterdam.
- TALBOT, M.R., HOLM, K., & WILLIAMS, M.A.J. (1994): Sedimentation in low-gradient desert margin systems: a comparison of the Late Triassic of northern Somerset (England) and the late Quaternary of east-central Australia. – In: ROSEN, M.R. (ed.): Palaeoclimate and Basin Evolution of Playa Systems. Geol. Soc. Am. Special Paper, **289**: 97–117; Boulder.
- THOREZ, J. (1975): Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory handbook for their X-ray diffraction analysis. – 579 pp.; Dison (Lelotte).
- THÜRACH, H. (1918): Erläuterungen zu Blatt Heidelberg. – Geol. Spez.-Kt. Großherzogtum Baden, 3. Aufl.: 149 S.; Heidelberg (unveränd. Nachdruck als Geol. Kt. 1:25 000 Baden-Württemberg, Bl. 6518 Heidelberg-Nord, Stuttgart 1984).
- TIETZE, K.-W. (1997): Ein Buntsandstein-Profil am Westrand der Hessischen Senke (Raum Marburg). – Geologica et Palaeontologica, **31**: 285–294; Marburg.
- TIETZE, K.-W. & RÖHLING, H.-G. (in Vorber.): Kap. 7: Sequenzstratigraphische Ansätze für den Buntsandstein. – In: Stratigraphische Kommission von Deutschland (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III: Buntsandstein.
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 Textband. – 822 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. – Geol. Bavarica, **54**: 92; München.
- TUCKER, M.E. (1991): Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins; models and application to the Upper Permian Zechstein of Northeast England and adjoining North Sea. – J. Geol. Soc. London, **148**: 1019–1036; London.
- TUCKER, M.E. (1999): Sabkha cycles, stacking patterns and controls: Gachsaran (Lower Fars/Fatha) Formation, Miocene, Mesopotamian Basin, Iraq. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **214** (1/2): 45–69; Stuttgart.
- TUCKER, M.E. (2001): Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. – 3rd ed.: 262 pp.; Oxford (Blackwell).
- TWITCHETT, R.J., LOOY, C.V., MORANTE, R., VISSCHER, H. & WIGNALL, P.B. (2001): Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis. – Geol. Soc. Am. Bull., **29** (4): 351–354; Boulder.
- ULLRICH, H. (1964): Zur Stratigraphie und Paläontologie der marin beeinflussten Randfazies des Zechsteinbeckens in Ostthüringen und Sachsen. – Freiburger Forschungshefte, C, **169**: 1–163; Leipzig.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.): Cycles and Events in stratigraphy: 617–659; Heidelberg (Springer).
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. Jr., TODD, R.G., WIDMEIER, J.M., THOMSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N., & HATLEDID, W.G. (1977): Seismic Stratigraphy and global



- changes of sea-level. – In: PAYTON, C.E. (ed.): *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem., **26**: 49–212; Tulsa.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990): *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. – AAPG Methods in Exploration Series, **7**: 55 pp.; Tulsa.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J., LOUITT, T.S., & HARDENBOL, J. (1988): *An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions*. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds.): *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **42**: 39–45; Tulsa.
- VAN WEES, J.-D., STEPHENSON, R.A., ZIEGLER, P.A., BAYER, U., McCANN, T., DADLEZ, R., GAUPP, R., NARKIEWICZ, M., BITZER, F. & SCHECK, M. (2000): *On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe*. – *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 43–59; Guildford.
- VELDE, B. (1992): *Introduction to clay minerals. Chemistry, origins, uses and environmental significance*. – 198 pp.; London (Chapman & Hall).
- VELDE, B. (1995, ed.): *Origin and Mineralogy of Clays*. – 334 pp.; New York (Springer).
- VOIGT, T., BACHMANN, G. & GAUPP, R. (2002): *Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken (Exkursion F (a) am 5. und F (b) am 6. April 2002)*. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., **84**: 151–189; Stuttgart.
- VOLLRATH, A. (1950): *Der Untere Buntsandstein und die Gesteine der Zechstein-Buntsandstein-Grenze zwischen Vogelsberg und Kellerwald*. – *N. Jb. Mineral.*, Mh., **1950** (11/12): 262–276; Stuttgart.
- WAGNER, R. & PERYT, T.M. (1997): *Possibility of sequence stratigraphic subdivision of the Zechstein in the Polish Basin*. – *Geological Quarterly*, **41** (4): 457–474; Warszawa.
- WARD, P.D., MONTGOMERY, D.R. & SMITH, R.M.H. (2000): *Altered River Morphology in South Africa Related to the Permian-Triassic Extinction*. – *Science*, **289**: 1740–1743; Washington DC.
- WEBER, K. (1990): *Paläoböden im Buntsandstein am Beispiel der Forschungsbohrung Obernsees (NE-Bayern)*. – *Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg*, 149 S.
- WEINBERGER, R. (2001): *Evolution of polygonal patterns in stratified mud during desiccation: The role of flaw distribution and layer boundaries*. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **113** (1): 20–31; Boulder.
- WEISS, R. (2002): *The influence of water salinity on the formation of small scale ripples – a theoretical approach*. – *Dipl.-Arb. Univ. Jena*, 68 S.
- WIGNALL, P.B. (2001): *Large igneous provinces and mass extinctions*. – *Earth-Science Reviews*, **53** (1–2): 1–33; Amsterdam.
- WILDING, L.P., SMECK, N.E. & HALL, G.F. (1983, eds.): *Pedogenesis and Soil Taxonomy II: The Soil Orders*. – *Dev. Soil Sci.*, **11B**: XVI + 410 pp.; Amsterdam (Elsevier).
- WILKINSON, B.H., DIEDRICH, N.W., DRUMMOND, C.N. & ROTHMAN, E.D. (1998): *Michigan hockey, meteoric precipitation, and rhythmicity of accumulation on peritidal carbonate platforms*. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **110**: 1075–1093; Boulder.
- YAALON, D.H. & KALMAR, D. (1978): *Dynamics of cracking and swelling clay soils: displacement of skeletal grains, optimum depth of slickensides, and rate of intra-pedonic turbation*. – *Earth Surf. Process.*, **3**: 31–42; New York.
- YECHIEL, Y. & WOOD, W.W. (2002): *Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes*. – *Earth-Science Reviews*, **58** (3–4): 343–365; Amsterdam.
- YIN, H., SWEET, W.C., GLENISTER, B.F., KOTLYAR, G., KOZUR, H., NEWELL, N.D., SHENG, J., YANG, Z. & ZAKHAROV, Y.D. (1996): *Recommendation of the Meishan section as Global Stratotype Section and Point for basal boundary of Triassic System*. – *Newsl. Stratigr.*, **34** (2): 81–108; Stuttgart.
- YIN, H., ZHANG, K., TONG, J., YANG, Z. & WU, S. (2001): *The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary*. – *Episodes*, **24** (2): 102–114; Beijing.
- ZHU, Y.-M. & LIU, Y.-Y. (1999): *Magnetostratigraphy of the Permo-Triassic boundary section at Meishan, Changxing, Zhejiang Province*. – In: YIN, H. & TONG, J.-N. (eds.): *Proc. Int. Conf. on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic Transition: 79–84*; Wuhan (China Univ. Geosci. Press).
- ZIEGLER, M.A. (1989): *North German Zechstein facies patterns in relation to their older substrate*. – In: *Geologic modeling; aspects of integrated basin analysis and numerical simulation. 78th annual meeting of the Geologische Vereinigung „Evolution of sedimentary basins“*, Feb. 24–26, 1988, Jülich, Federal Republic of Germany. *Geol. Rdsch.*, **78** (1): 105–127; Berlin (Springer).
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. – 2nd ed.: 239 pp.; Den Haag (Shell Int. Petr. Maatsch. B. V.).

## **6. Anhang**

- 6.1 Stratigraphisches Glossar
  - 6.2 Glossar der Lithotypen, -subtypen und Faziesassoziationen
  - 6.3 Listen der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse
    - 6.3.1 Bearbeitete Bohrungen
    - 6.3.2 Bearbeitete Aufschlüsse
  - 6.4 Profilzeichnungen der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse  
(Auswahl; siehe auch beiliegende CD)
  - 6.5 XRF-Messergebnisse (siehe beiliegende CD)
  - 6.6 XRD-Messergebnisse (siehe beiliegende CD)
    - 6.6.1 XRD-Messergebnisse Bohrung Braunsen (siehe beiliegende CD)
    - 6.6.2 XRD-Messergebnisse Bohrung Ützhausen (siehe beiliegende CD)
    - 6.6.3 XRD-Messergebnisse Bohrung Aura (siehe beiliegende CD)
    - 6.6.4 XRD-Messergebnisse Bohrung Gelnhaar (siehe beiliegende CD)
  - 6.7 Ergebnisse der spektralen Gamma-Strahlungs-Messungen an Aufschlüssen (siehe beiliegende CD)
- 
- Beilage 1 Prozessorientierte Korrelation: Profil 1  
Südrand bis nördlicher Mündungsbereich der Hessischen Senke
  - Beilage 2 Prozessorientierte Korrelation: Profil 2  
Westrand bis Zentrum der Hessischen Senke
  - Beilage 3 Auszug aus 6. Anhang: Glossare



## 6.1 Stratigraphisches Glossar

Die vorliegende Arbeit orientiert sich im Zechstein an einer einheitlichen lithostratigraphischen Gliederung, die von der Arbeitsgruppe Zechstein der Deutschen Stratigraphischen Kommission (Subkommission Perm-Trias) derzeit erarbeitet wird.

s	BUNTSANDSTEIN	Hierarchie: GRUPPE
suBE	Bernburg-Folge (s2)	Folge
suC	Calvörde-Folge (s1)	Formation
		Subformation
<b>z</b>	<b>ZECHSTEIN</b>	
<b>z7</b>	<b>Zechstein 7 (Fulda-Folge, früher „Bröckelschiefer-Folge“)</b>	
z7Tr	Oberer Fulda-Ton (früher „Obere Bröckelschiefer-Folge“)	
z7T	Unterer Fulda-Ton (früher „Untere Bröckelschiefer-Folge“)	
<b>z6</b>	<b>Zechstein 6 (Friesland-Folge)</b>	
z6Tr	Oberer Friesland-Ton	
z6T	Unterer Friesland-Ton	
z6S	Friesland-Sandstein	
<b>z5</b>	<b>Zechstein 5 (Ohre-Folge)</b>	
z5Tr	Oberer Ohre-Ton	
z5T	Unterer Ohre-Ton	
z5S	Ohre-Sandstein	
<b>z4</b>	<b>Zechstein 4 (Aller-Folge)</b>	
z4Tr	Oberer Aller-Ton	
z4ANr	Oberes Aller-Sulfat („Grenzanhydrit“)	
z4NA	Aller-Salz	
z4AN	Aller-Sulfat („Pegmatitanhydrit“)	
z4T	Unterer Aller-Ton („Roter Salztan“)	
z4S	Aller-Sandstein	
<b>z3</b>	<b>Zechstein 3 (Leine-Folge)</b>	
z3Tr	Oberer Leine-Ton	
z3NA	Leine-Salz	
z3AN	Leine-Sulfat („Hauptanhydrit“)	
z3CA	Leine-Karbonat („Plattendolomit“)	
z3T	Unterer Leine-Ton („Grauer Salztan“)	
<b>z2</b>	<b>Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)</b>	
z2Tr	Oberer Staßfurt-Ton	
z2NA	Staßfurt-Salz	
z2AN	Staßfurt-Sulfat	
z2CA	Staßfurt-Karbonat („Hauptdolomit“, „Stinkkalk“)	
<b>z1</b>	<b>Zechstein 1 (Werra-Folge)</b>	
z1Tr	Oberer Werra-Ton („Braunroter Salztan“)	
z1NA	Werra-Salz	
z1AN	Werra-Sulfat	
z1CA	Werra-Karbonat („Zechsteinkalk“)	
z1T	Unterer Werra-Ton („Kupferschiefer“)	

Zechstein-Randfazies am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges:

z5-z7FB Frankenberg-Formation  
(früher „Jüngeres Konglomerat“/„Grenzsande“)

z1-z4GS Geismar-Formation  
(früher „Geismarer Schichten“)

z1ST Stätteberg-Formation  
(früher „Stätteberg-Flöz“, Randfazies des Werra-Karbonats der Korbacher Bucht)

rzBT Battenberg-Formation  
(früher „Älteres Konglomerat“, Zechstein-Rotliegend)

## 6.2 Glossar der Lithotypen, -subtypen und Faziesassoziationen

### Lithotypen und -subtypen

#### Lithotypen mit guter Korngrößentrennung

Gc	schräggeschichtete Konglomerate
Ss	Aufarbeitungshorizonte
Sm	massige Sandsteine
Sc	schräggeschichtete Sandsteine
Sl	sehr flach planar schräggeschichtete Sandsteine
Sh	horizontalgeschichtete Sandsteine
Sr	rippelgeschichtete Sandsteine
Slit	tonflaserige, wellig geschichtete Sandsteine
Het	Heterolithe (feinschichtige Wechsellagerung aus Ton-, Silt- und Feinsandstein)
Tl	laminierte Ton- bis Tonsiltsteine
Fm	massige Tonsiltsteine

#### Mischgesteins-Lithotypen

Sd	diffus geschichtete oder fleckig-schlierige Sandsteine
Sd,fl	fleckig-diffuser Sd-Subtyp
Sd,l	Tonhäutchen-Sd-Subtyp
Mds	fleckig-diffuse Silt- bis Sandsteine
Mds,fl	fleckig-diffuser Mds-Subtyp
Mds,l	Tonhäutchen-Mds-Subtyp
Mds,br	Intraklast-Brekzien-Mds-Subtyp
Mds,c	schräggeschichteter Mds-Subtyp
Md	massige bis fleckig-schlierige Tonsiltsteine, häufig bröckelig-polyedrischer Zerfall
Md,m	massiger Md-Subtyp
Md,fl	fleckig-diffuser Md-Subtyp
Md,l	Tonhäutchen-Md-Subtyp
Md,br	Intraklast-Brekzien-Md-Subtyp
Mdt	massige siltige Tonsteine, häufig splittrig-polyedrischer Zerfall

#### Typen evaporitischer Konkretionen in den Mischgesteinen

K0	mm-kleine Konkretionen, isoliert oder netzartig verbunden
K1	bis 5 mm große Konkretionen, oval bis diskusförmig
K2	bis 15 mm große Konkretionen, oval bis diskusförmig
K3	eiförmig bis faustgroße Konkretionen („Knollen“), dicht, hart
K4	bis 15 cm dicke zusammenhängende knollige Konkretionslagen („Knollenlagen“)

#### Karbonatische und sulfatische Lithotypen (nicht konkretionär)

D	Dolomite (undifferenziert)
A	Anhydrite (undifferenziert)

### Faziesassoziationen

G	Konglomerate
S	geschichtete Sandsteine mit Tonsiltstein-Zwischenlagen
HET	Heterolithe
MD-SD	pelitische und sandige Mischgesteine
E	Evaporite (inkl. Karbonate)
T	geschichtete Tonsteine mit eingeschalteten Sandsteinen



## 6.3 Listen der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse

### 6.3.1 Bearbeitete Bohrungen

Bohrung	Raum	TK 25 Blatt	Rechtswert Hochwert	bearbeiteter stratigraphischer Bereich	Bohrkernlager
Aura „Arfsgrund“ SR1 (1981/82)	Spessart	5823 Burgsinn	35 41 000 55 59 200	suC–z4AN	HLUG, Hünstetten-Limbach
Blankenheim (1981)	Werra-Kali- Gebiet	5024 Rotenburg a.d.F.	35 53 456 56 44 396	suC–z3Tr	HLUG, Hünstetten-Limbach
Brombachtal BK 1–7 (2001)	Odenwald	6219 Brensbach	34 94 611– 34 95 025 55 09 131– 55 09 436	z, r	Zentralmüldeponie Odenwald, Brombachtal
Burgjoß (1981)	Spessart	5723 Altengronau	35 36 080 55 65 500	suC–z4Tr	HLUG, Hünstetten-Limbach
Caaschwitz Brunnen 4 (2000)	Ostthüringen	5037 Eisenberg	44 98 234 56 46 327	suC–z3CA	BOG Caaschwitz
Emstal 1 (1975/76)	Niederhess. Tertiärsenke	4721 Naumburg	35 17 660 56 79 110	z7–z4	HLUG, Hünstetten-Limbach
Gelnhaar (1981/82)	Büdingen Wald	5620 Ortenberg	35 10 450 55 79 480	suC–z4	HLUG, Hünstetten-Limbach
Gilsberg (1963)	Südrand Kellerwald	5020 Gilsberg	35 05 720 56 45 890	suC–z5 (Übersicht)	Kali+Salz, Werk Hat- torf (unter Tage)
Jesberg 1 (1962)	Südrand Kellerwald	5020 Gilsberg	35 10 990 56 48 900	suC–z5	Kali+Salz, Werk Hat- torf (unter Tage)
Lehrbach (1980)	Nordrand Vogelsberg	5220 Kirtorf	35 05 700 56 26 770	suC–z7	HLUG, Hünstetten-Limbach
Lindau 1 (2002)	Nordbayern	5935 Markt- schorgast	44 65 680 55 47 160	su–z (Übersicht)	GLA Bayern, Wackersdorf
Nordenbeck 1 (1960)	Korbacher Bucht	4719 Korbach	34 89 260 56 80 360	z (Übersicht)	HLUG, Hünstetten-Limbach
Queck (1981)	Nordstrand Vogelsberg	5223 Queck	35 38 860 56 19 160	suC–z5	HLUG, Hünstetten-Limbach
Rockensußra Ig 2/83 (1983)	Nord- thüringen	4730 Ebeleben	44 08 893 56 82 075	suC–z4NA	TLUG, Niederpöllnitz
Rosenthal 1001 (1991)	Frankenber- ger Raum	5018 Wetter	34 87 590 56 49 720	suC–z1	HLUG, Hünstetten-Limbach
Schiffelbach (1963)	Frankenber- ger Raum	5019 Gemünden	34 98 940 56 46 870	suBE–suC	Kali+Salz, Werk Hat- torf (unter Tage)
Schlierbachswald IV (1962)	Werra-Kali- Gebiet	4826 Eschwege	35 77 820 56 69 350	suC–z3AN	Kali+Salz, Werk Hat- torf (unter Tage)
Sterbfritz (1981)	Spessart	5623 Schlüchtern	35 43 060 55 75 850	suC–z4Tr	HLUG, Hünstetten-Limbach
Ützhausen (1981)	Nordstrand Vogelsberg	5322 Lauterbach	35 35 260 56 12 690	suC–z4Tr	HLUG, Hünstetten-Limbach
Wehrshausen 1 (1965)	Werra-Kali- Gebiet	5125 Friedewald	35 61 910 56 30 440	suC–z4AN	Kali+Salz, Werk Hat- torf (unter Tage)
Weißbach „Kleine Leite“ SR4 (1981/82)	Spessart	5724 Zeitlofs	35 51 200 55 66 480	suC–z3Tr	HLUG, Hünstetten-Limbach

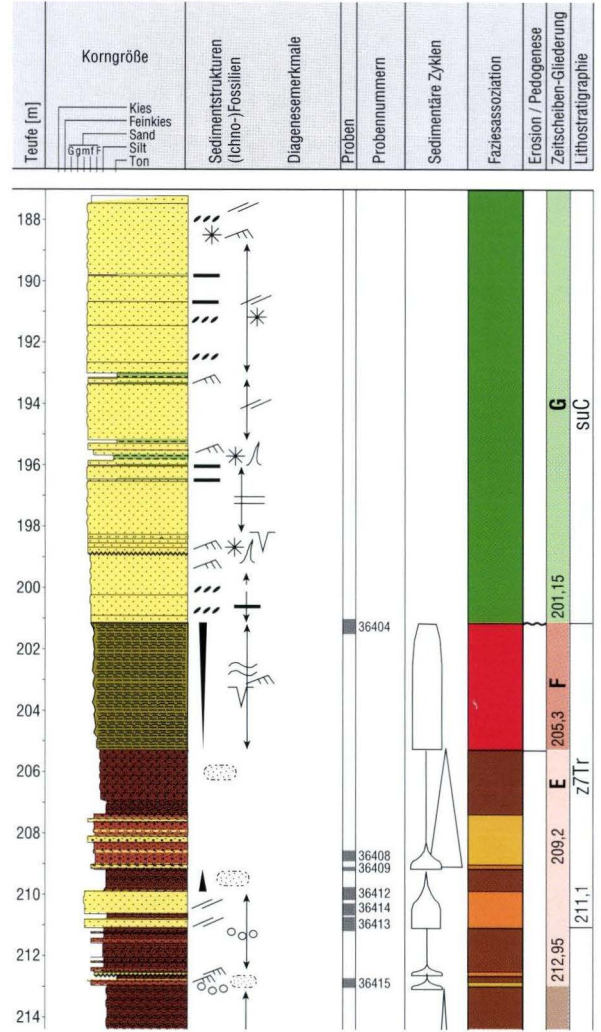
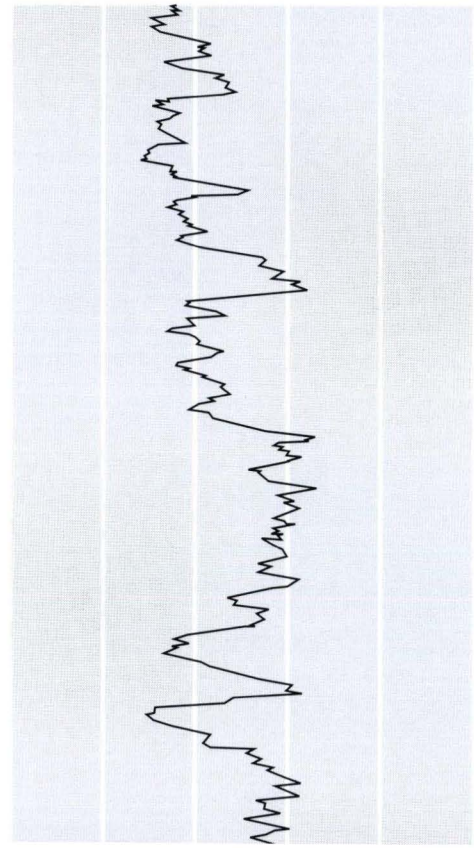
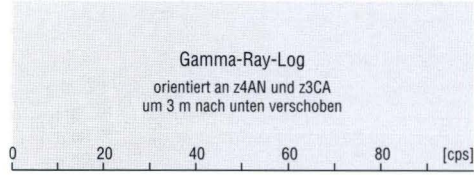
### 6.3.2 Bearbeitete Aufschlüsse

Aufschluss	Raum	TK 25 Blatt	Rechtswert Hochwert	stratigraphi- scher Bereich	Aufschlussart
Altenhaina a	Frankenberger Raum	4919 Frankenau	34 96 700 56 56 630	suC (-z5-z7FB)	ehem. Sandstein- bruch
Altenhaina b	Frankenberger Raum	4919 Frankenau	34 96 630 56 56 440	(suC-) z5-z7FB	ehem. Sandstein- bruch
Balzersberg, „Stedefelsen“	Frankenberger Raum	4918 Frankenberg	34 81 760 56 55 130	z5-z7FB- z1-z4GS	Steilhang zur Eder („Ederklippen“)
Caaschwitz	Ostthüringen	5037 Eisenberg	44 98 300 56 45 600	suC-z3CA	Dolomitsteinbruch
Dachsborn	Spessart	5822 Wiesen	35 26 250 55 58 240	z (5-7?)	Wasserriss
Frauenberg	Fuldatal, Nordosthessen	4923 Altmorschen	35 42 160 56 59 990	su	ehem. Sandstein- bruch
Galgenberg	Spessart	5822 Wiesen	35 24 040 55 57 470	su	ehem. Sandstein- bruch
Gernhäuser Bach, „Dohlenfelsen“	Frankenberger Raum	4918 Frankenberg	34 87 700 56 58 850	suC	ehem. Sandstein- brüche
Heidberg	Korbacher Bucht	4719 Korbach	34 99 160 56 80 220	su	ehem. Sandstein- bruch
Heidel-Berg, Südhang	Odenwald	6219 Brensbach	34 94 560 55 08 980	su	ehem. (Mürb-)Sand- steinbruch
Heidel-Berg, Westhang	Odenwald	6219 Brensbach	34 94 000 55 09 470	z7	ehem. Sandstein- bruch
Heinebach	Fuldatal, Nordosthessen	4924 Seiferts- hausen	35 48 120 56 55 520	z7-z4	ehem. Ziegeleiton- grube
Morsberg	Odenwald	6219 Brensbach	34 92 500 55 07 700	su	ehem. Sandstein- bruch
Niederweimar, „Weimarscher Kopf“	Marburger Raum	5218 Nieder- walgern	34 81 600 56 25 760	suC (-z5-z7FB)	Sandsteinbruch
Opperbach	Korbacher Bucht	4719 Korbach	34 97 920 56 79 480	z7-z3CA	ehem. Kalkstein- bruch
Roth	Marburger Raum	5218 Nieder- walgern	34 81 450 56 21 000	z1-z4GS	temporärer Straßen- aufschluss (1999)
Ruhlkirchen, Böschung	Nordrand Vogelsberg	5221 Alsfeld	35 13 550 56 28 900	z (5-7?)	Wegböschung
Ruhlkirchen, Steinbruch	Nordrand Vogelsberg	5221 Alsfeld	35 12 920 56 28 240	suC	ehem. Sandstein- bruch
Steinkopf	Odenwald	6219 Brensbach	34 94 400 55 08 000	su / z	ehem. Sandstein- bruch
Talberg	Frankenberger Raum	4918 Frankenberg	34 82 750 56 55 700	suC-z5-z7FB	Steilhang zur Eder
Vierstöck	Odenwald	6219 Brensbach	34 92 420 55 08 250	z	Tongrube / Deponie
Wehrholz	Marburger Raum	5118 Marburg	34 80 580 56 34 980	suC (-z5-z7FB)	ehem. Sandstein- brüche
Wolfshausen	Marburger Raum	5218 Nieder- walgern	34 82 150 56 21 750	suC	ehem. Sandstein- bruch

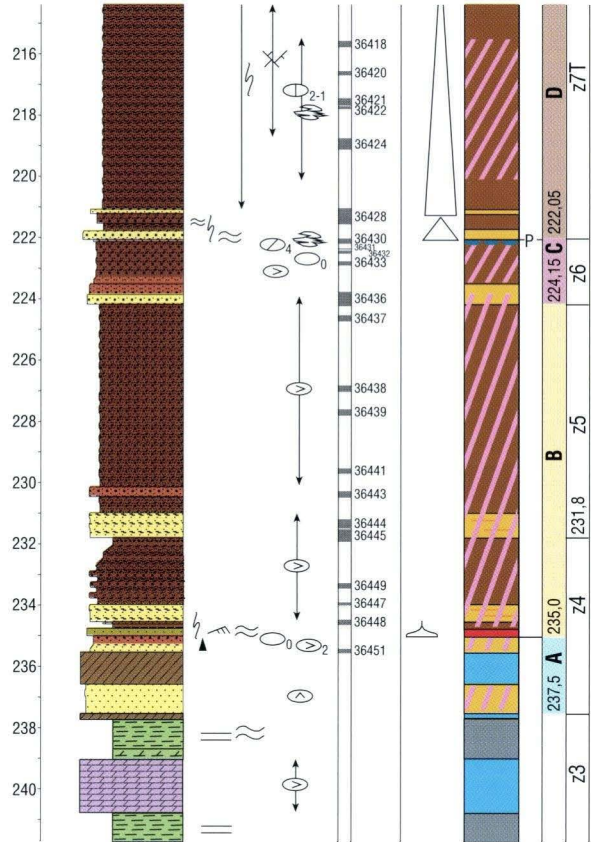
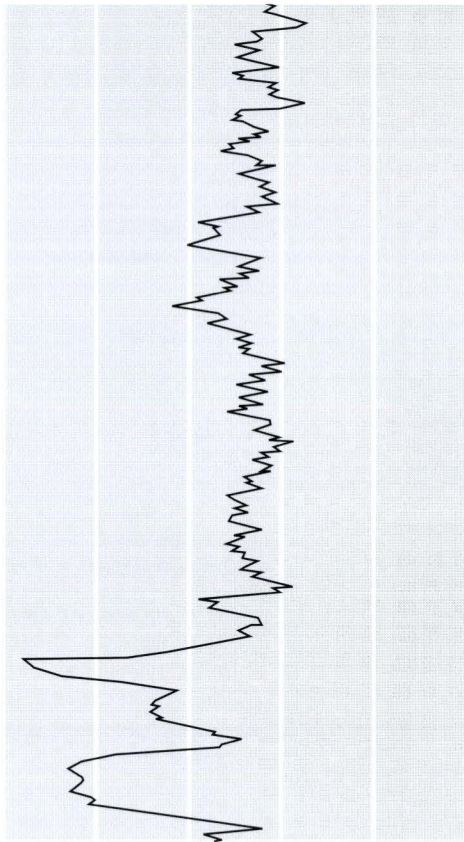


### Brg. Aura „Arfsgrund“, SR1

TK25 Bl. 5823 Burgsinn, R 3541000, H 5559200, Kupferschiefer-Explorationsbohrung (1981/82)



**6.4 Profilzeichnungen der bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüsse**  
Auswahl; vollständige Profilzeichnungen siehe beteiligende CD

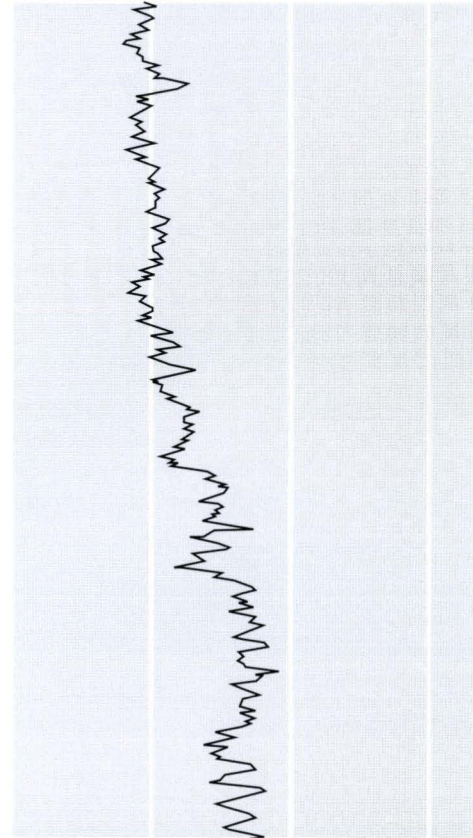
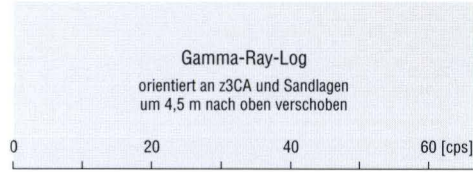


Legende s. S. 238

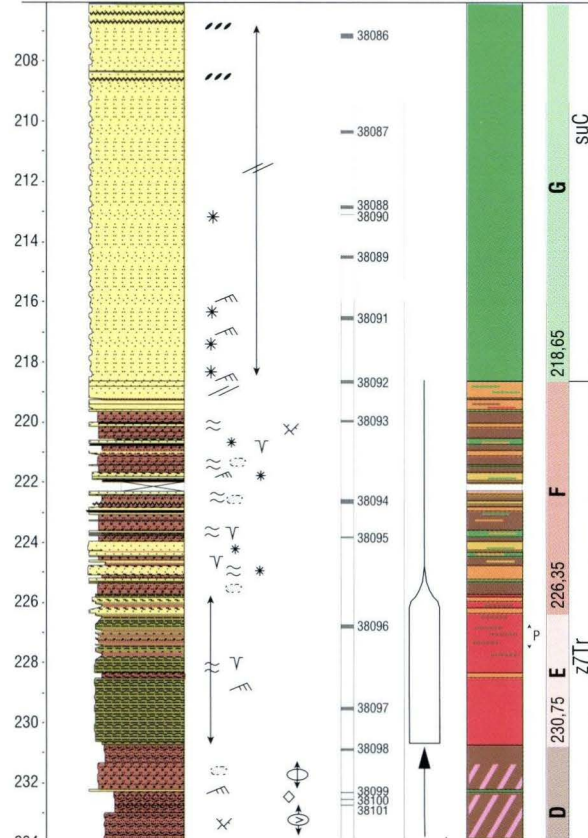


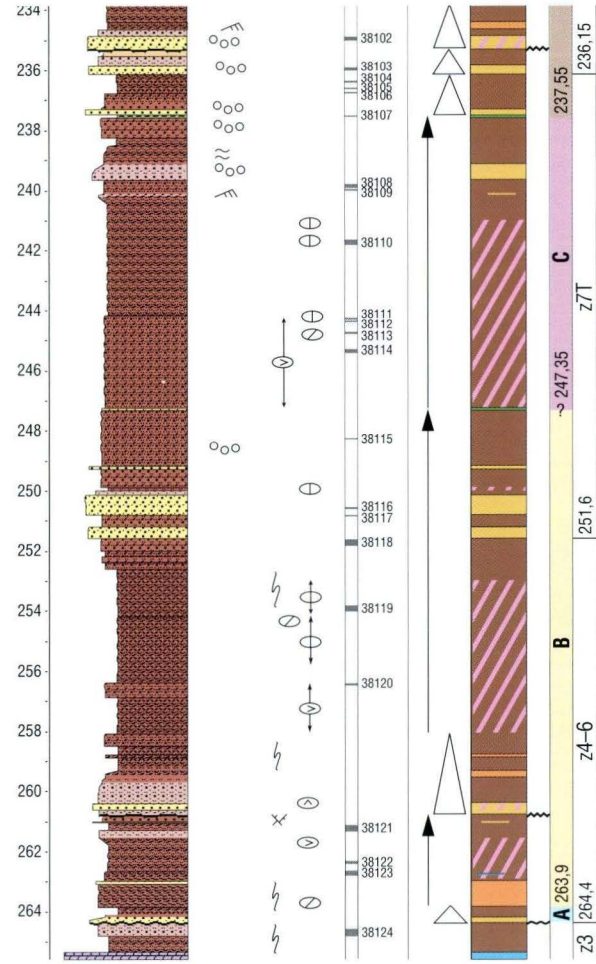
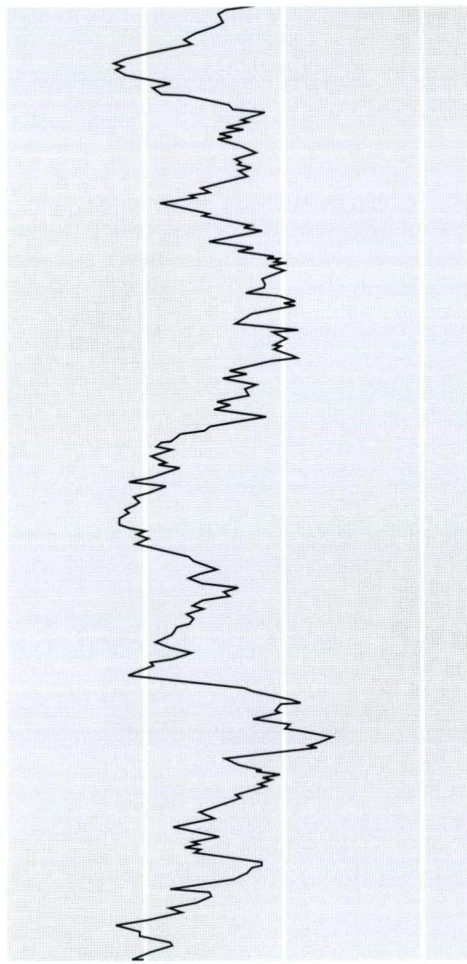
# Brg. Blankenheim

TK25 Bl. 5024 Rotenburg a. d. Fulda, R 3553456, H 5644396, Kupferschiefer-Vorbohrung (1981)



Tiefe [m]	Korngröße	Sedimentstrukturen (Ichno-)Fossilien	Diagenese merkmale	Proben Probennummern	Sedimentäre Zyklen	Faziesassoziation	Erosion / Pedogenese	Zeitscheiben-Gliederung	Lithostratigraphie
	GemF								





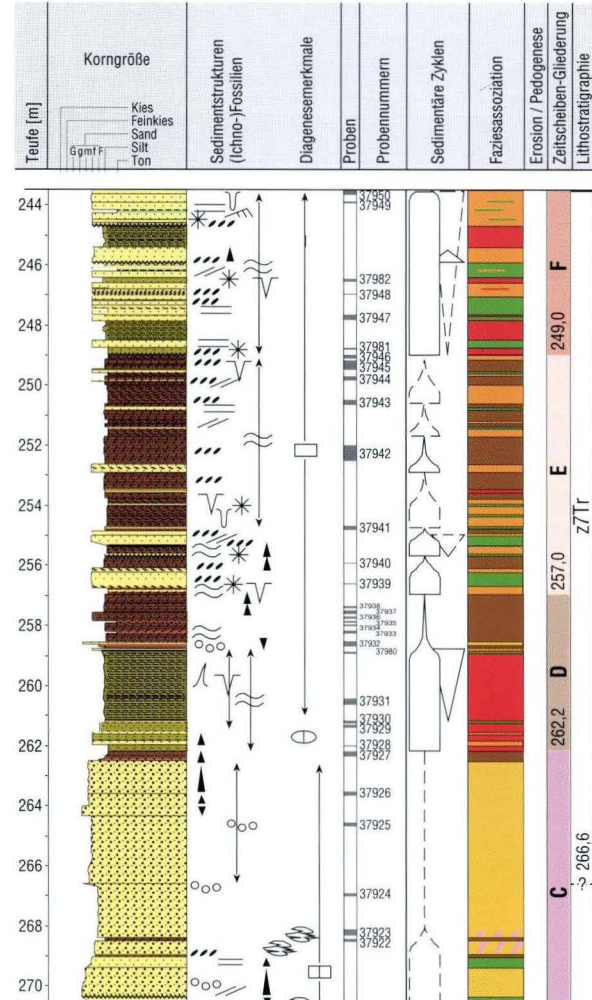
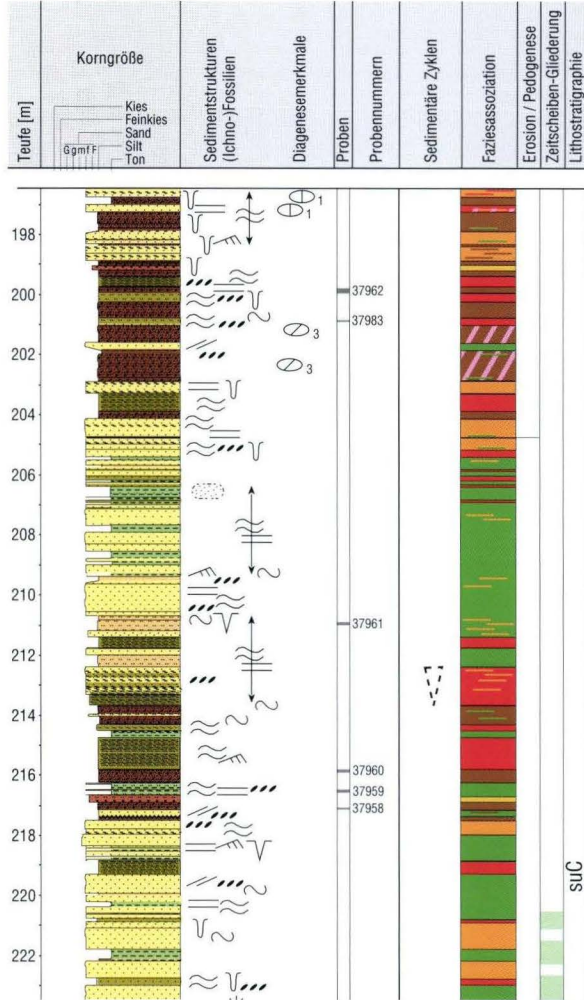
Legende s. S. 238

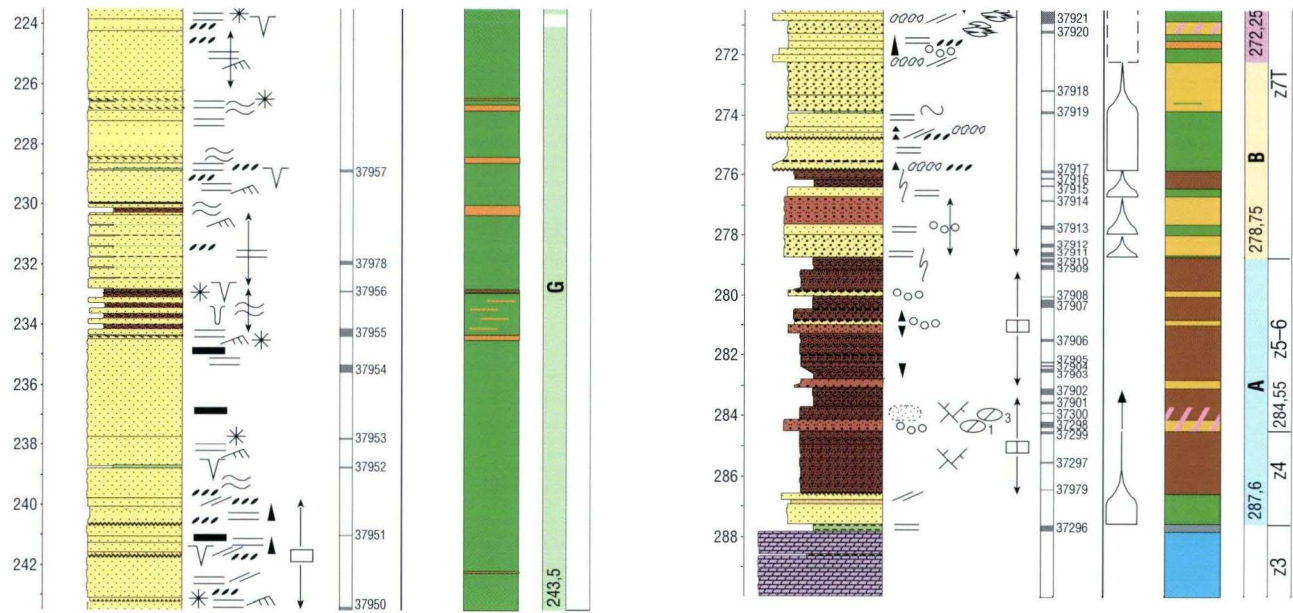


### Brg. Braunsen

TK25 Bl. 4620 Arolsen, R 3503320, H 5691210, Kupferschiefer-Explorationsbohrung (1980)

Das Gamma-Ray-Log der Bohrung Braunsen ist nach BRÜNING (1986: 29) aufgrund „apparativer Unzulänglichkeiten“ unbrauchbar.

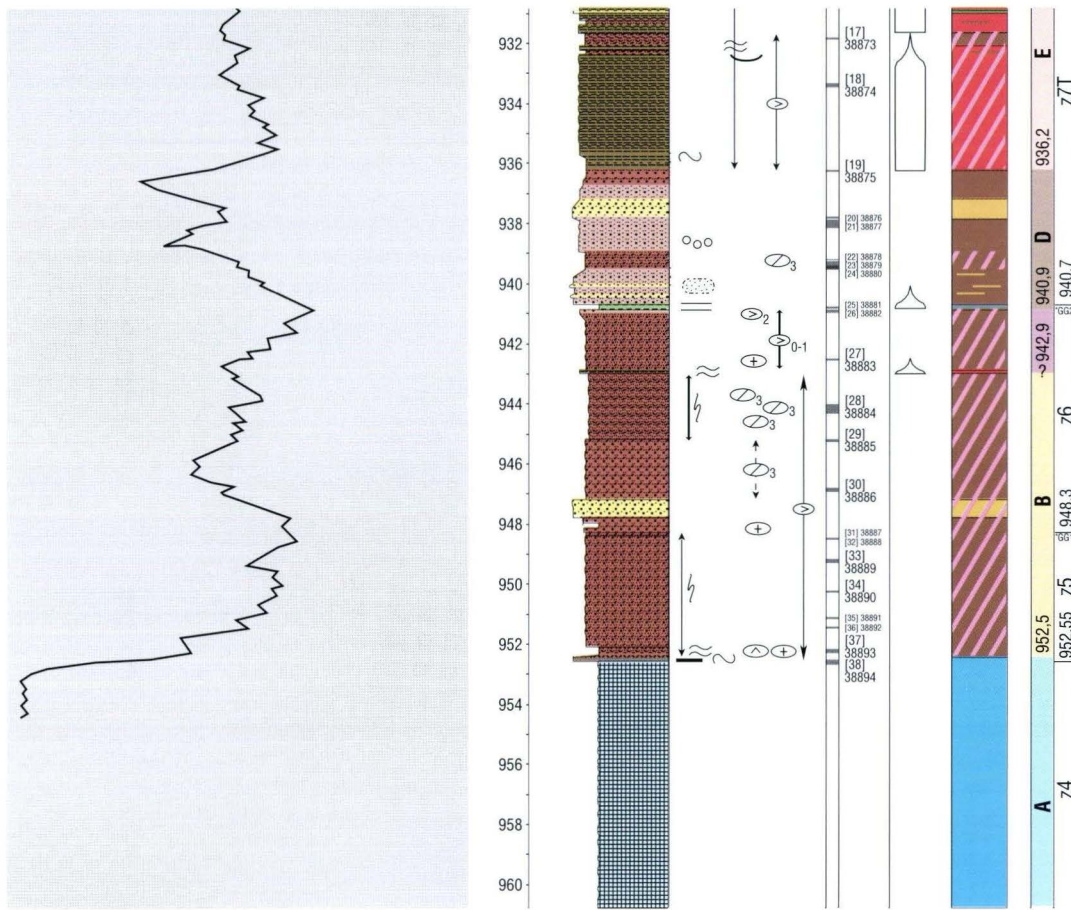




Legende s. S. 238





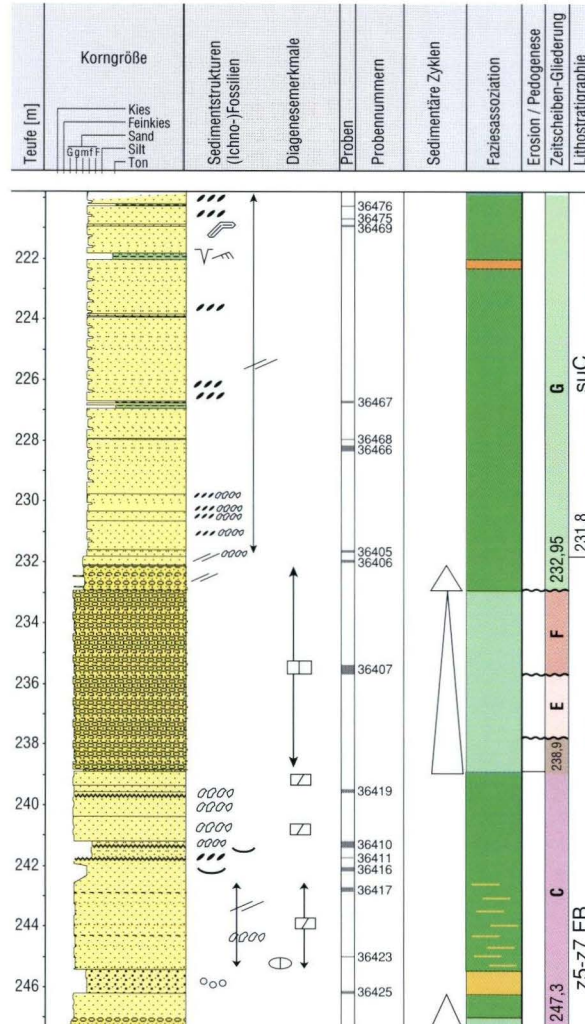
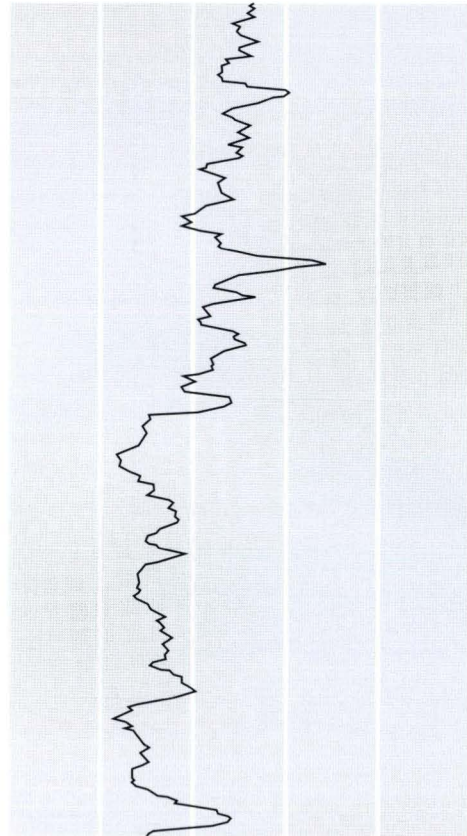
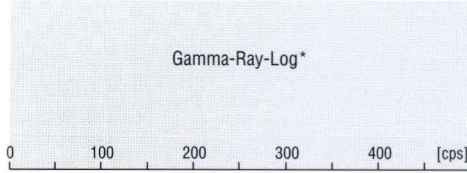


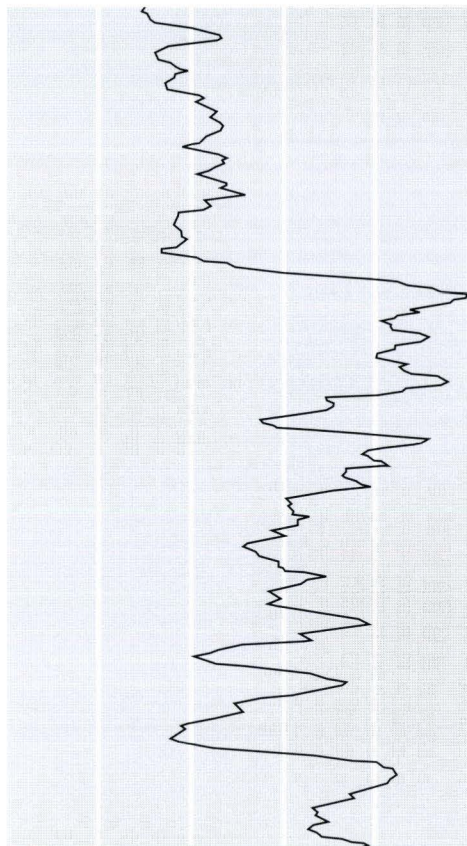
Legende s. S. 238



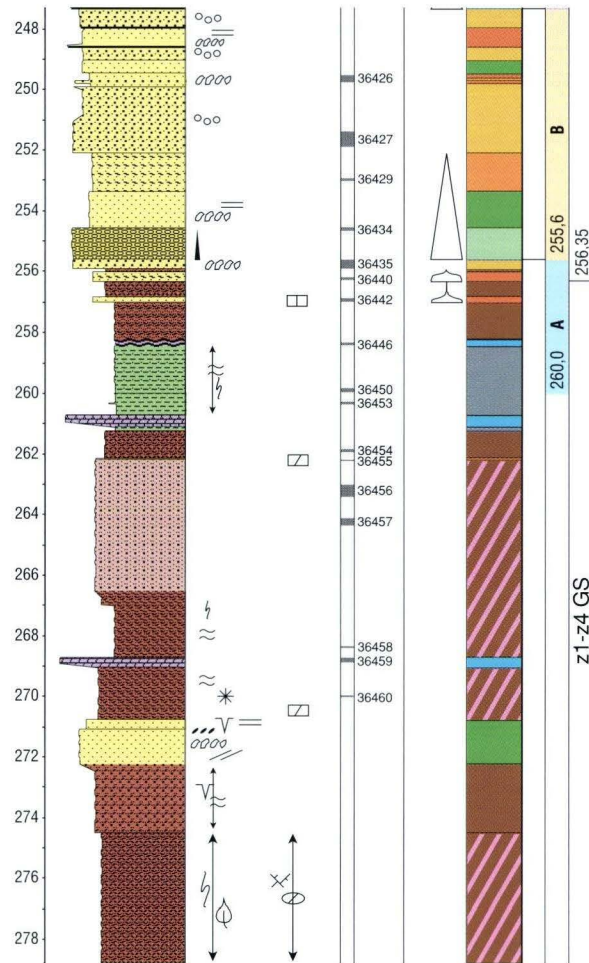
# Brg. Rosenthal 1001

TK25 Bl. 5018 Wetter, R 3487590, H 5649720, Forschungsbohrung (1991)





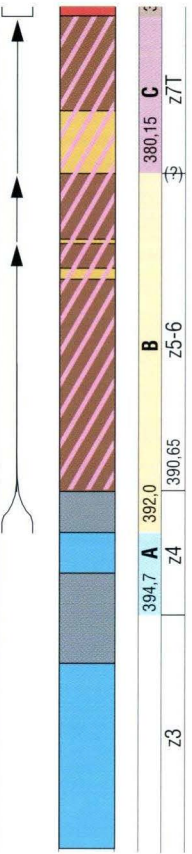
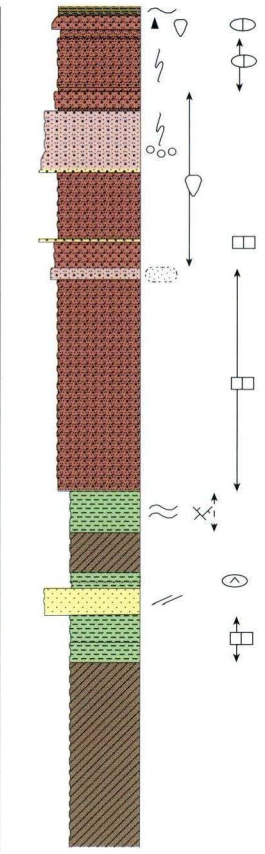
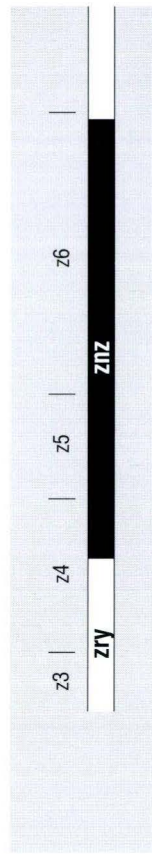
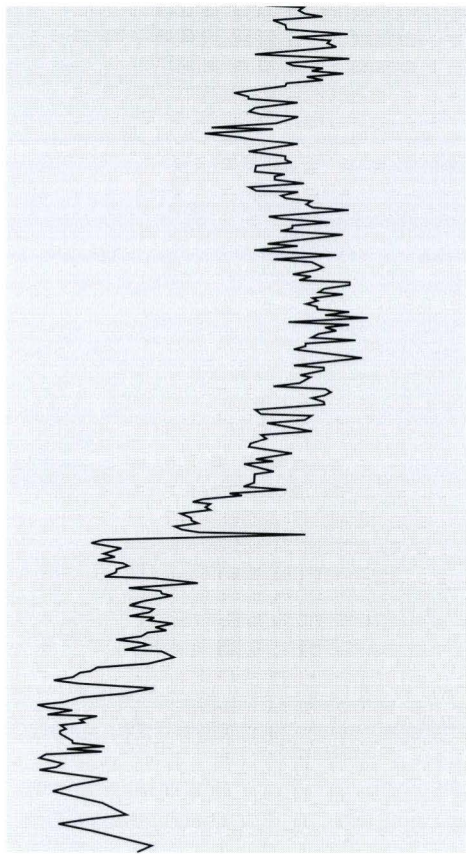
\*) Das GRL musste – orientiert an Karbonatlagen und Ton-/Sandstein-/Konglomeratbereichen – um 9 m nach unten verschoben werden. Vermutlich sind die Kerne um eine Kernmarsch versetzt (zu tief, d.h. eine doppelt gebohrte Kernmarsch). Im Untersuchungsabschnitt liegt jedoch keine verdoppelte Kernstrecke.



Legende s. S. 238





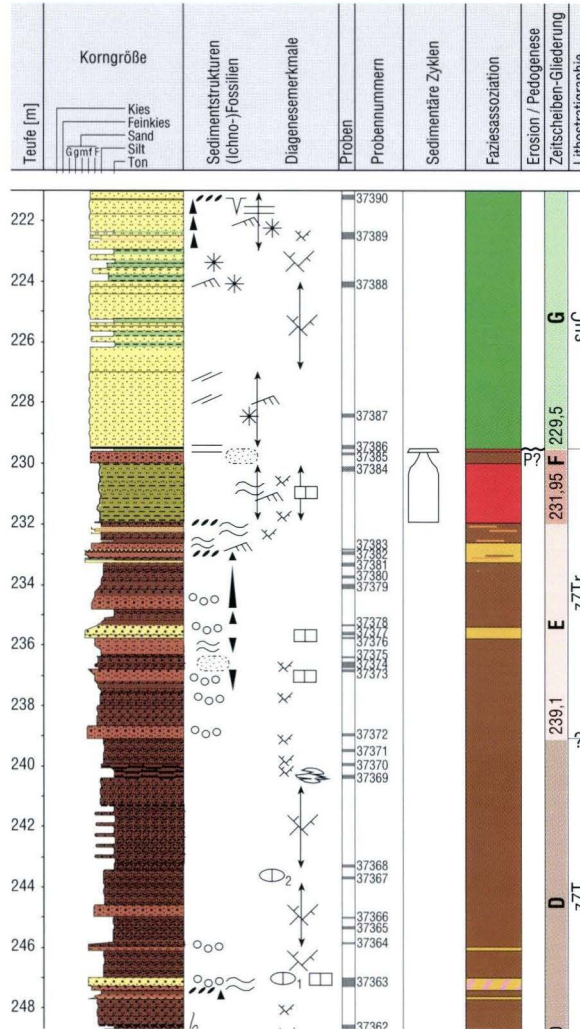
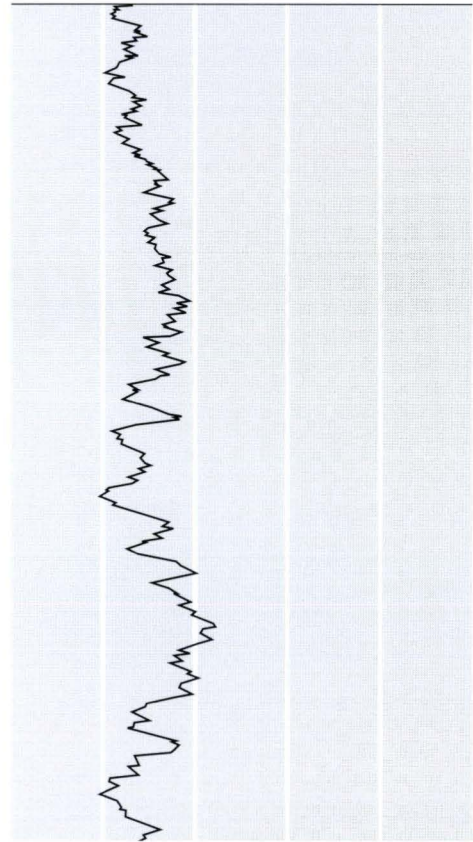
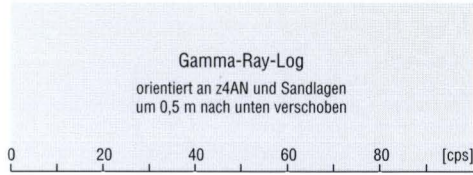


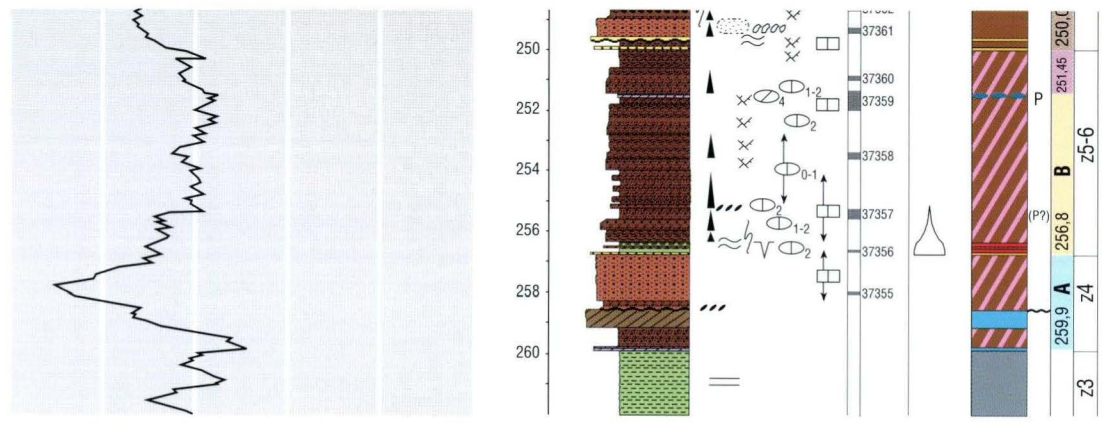
Legende s. S. 238



# Brg. Ützhausen

TK25 Bl. 5322 Lauterbach, R 3535260, H 5612690, Kupferschiefer-Explorationsbohrung (1981)





Legende s. S. 238



# Legende zu den Profilzeichnungen

## Lithologie

	Konglomerat, komponentengestützt
	Konglomerat, matrixgestützt
	Sandstein
	Sandstein, siltig
	Sandstein, tonfaserig (SlT)
	Siltstein
	Siltstein, sandig
	Siltstein, tonig
	Tonsiltstein
	Tonsiltstein, sandig
	Tonsiltstein, stark siltig
	Tonstein
	Heterolith
	Mdt
	Md-Mdt
	Md,l
	Md
	Md-Mds
	Mds
	Mds-Sd
	Sd
	dolomitischer Tonstein
	Kalk-/Dolomitstein
	Anhydrit-/Gipsstein
	Salz
	kristallines Grundgebirge
	anthropogene Auffüllung

pelitische Mischgesteine  
sandige Mischgesteine

## Sedimentstrukturen

	Horizontalschichtung
	Schrägschichtung
	Rippelschichtung / -marken
	wellige Schichtung
	normal gradiert (fining upward)
	invers gradiert (coarsening upward)
	Tonschüsseln
	Tonlage(n)
	Tonsteingerölle / -klasten
	Glimmerführung
	Geröllführung
	Grobsandkörner
	Sandlinsen / -flecken
	Sandgänge (Bioturbation / Trockenrisse)
	Trockenrisse
	Injektionsrisse
	P pedogene Überprägung
	⚡ Rutschharnische (slickensides) deformiert
	✂ brekziiert
	🌿 Pflanzenhäcksel
	🐚 Schalen / Schalenabdrücke
	🐛 Isopodichnus-Spuren
	◊ Salzkristalle / -kristallmarken
	◊ Gipskristalle / -kristallmarken

## Faziesassoziationen

	G	Konglomerate
	S	geschichtete Sandsteine mit Tonstein-Zwischenlagen
	SlT	tonfaserige, wellig geschichtete Sandsteine der S-Faziesassoziation
	HET	Heterolithe
	MD-SD	pelitische und sandige Mischgesteine
		Bereiche mit evaporitischen Konkretionen (K0-K4)
		geschlossene Konkretionslagen (K4)
	E	Evaporite (inkl. Karbonate)
	T	geschichtete Tonsteine mit eingeschalteten Sandsteinen

## Diageneseerkmale

	Kaverne / Hohlraum
	○ <sub>1</sub> Konkretion des Typs K1
	○ calcitische Konkretion
	○ dolomitische Konkretion
	⊖ Gips-Konkretion
	⊖ Anhydrit-Konkretion
	⊕ Halit-Konkretion
	□ Karbonatzement
	□ Dolomitzement

## Kontaktflächen

	wellig
	scharf
	erosiv
	Störung

## Sedimentäre Zyklen

	"drying upward" (nach oben trockener)
	"freshening upward" (nach oben abnehmende Salinität)
	"fining upward" (nach oben feinkörniger oder dünn-schichtiger)
	"coarsening upward" (nach oben grobkörniger oder dickschichtiger)

### Legende zu den Profilzeichnungen

#### Lithologie

	Konglomerat, komponentengestützt
	Konglomerat, matrixgestützt
	Sandstein
	Sandstein, siltig
	Sandstein, tonflaserig (Slt)
	Siltstein
	Siltstein, sandig
	Siltstein, tonig
	Tonsiltstein
	Tonsiltstein, sandig
	Tonsiltstein, stark siltig
	Tonstein
	Heterolith
	Mdt
	Md-Mdt
	Md,I
	Md
	Md-Mds
	Mds
	Mds-Sd
	Sd
	dolomitischer Tonstein
	Kalk-/Dolomitstein
	Anhydrit-/Gipsstein
	Salz
	kristallines Grundgebirge
	anthropogene Auffüllung

pelitische Mischgesteine  
sandige Mischgesteine

#### Sedimentstrukturen

	Horizontalschichtung
	Schrägschichtung
	Rippelschichtung / -marken
	wellige Schichtung
	normal gradiert (fining upward)
	invers gradiert (coarsening upward)
	Tonschüsseln
	Tonlage(n)
	Tonsteingerölle / -klasten
	Glimmerführung
	Geröllführung
	Grobsandkörner
	Sandlinsen / -flecken
	Sandgänge (Bioturbation / Trockenrisse)
	Trockenrisse
	Injektionsrisse
	P pedogene Überprägung
	Rutschharnische (slickensides)
	deformiert
	brekziiert
	Pflanzenhäcksel
	Schalen / Schalenabdrücke
	Isopodichnus-Spuren
	Salzkristalle / -kristallmarken
	Gipskristalle / -kristallmarken

#### Faziesassoziationen

	G Konglomerate
	S geschichtete Sandsteine mit Tonstein-Zwischenlagen
	Slt tonflaserige, wellig geschichtete Sandsteine der S-Faziesassoziation
	HET Heterolithe
	MD-SD pelitische und sandige Mischgesteine
	Bereiche mit evaporitischen Konkretionen (K0-K4)
	geschlossene Konkretionslagen (K4)
	E Evaporite (inkl. Karbonate)
	T geschichtete Tonsteine mit eingeschalteten Sandsteinen

#### Diageneseerkmale

	Kaverne / Hohlraum
	Konkretion des Typs K1
	calcitische Konkretion
	dolomitische Konkretion
	Gips-Konkretion
	Anhydrit-Konkretion
	Halit-Konkretion
	Karbonatzement
	Dolomitzement

#### Kontaktflächen

	wellig
	scharf
	erosiv
	Störung

#### Sedimentäre Zyklen

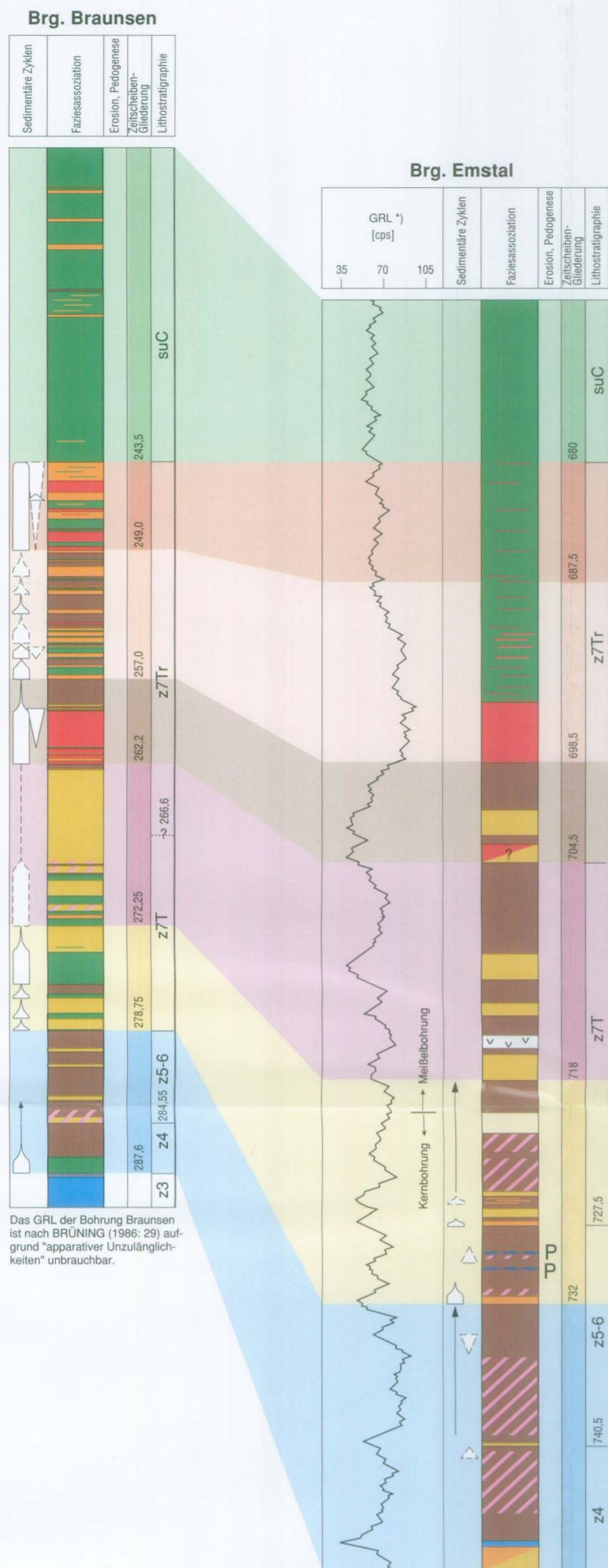
	"drying upward" (nach oben trockener)
	"freshening upward" (nach oben abnehmende Salinität)
	"fining upward" (nach oben feinkörniger oder dünnere Schichten)
	"coarsening upward" (nach oben grobkörniger oder dicker Schichten)







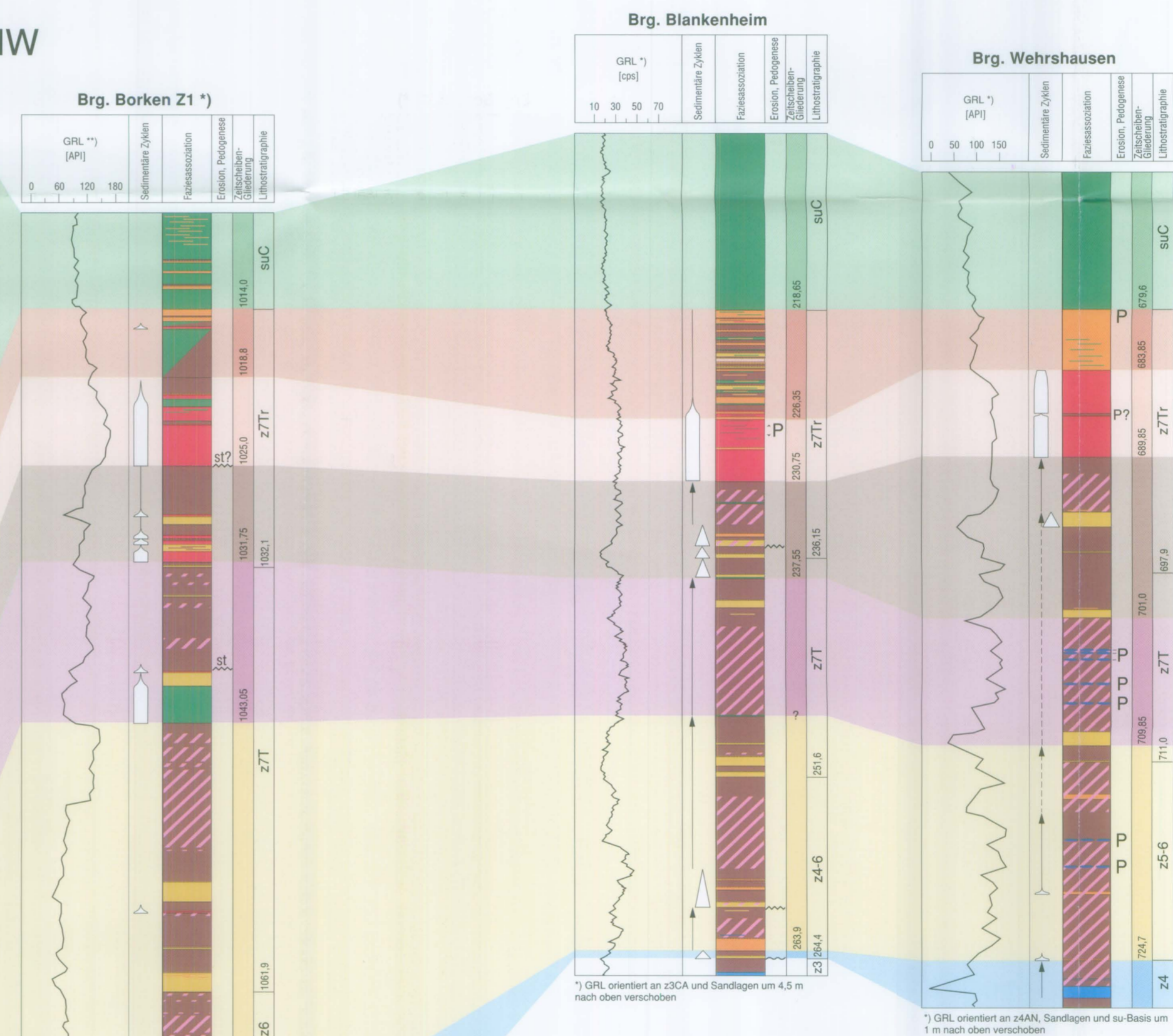
NW



Das GRL der Bohrung Braunsen ist nach BRÜNING (1986: 29) aufgrund "apparativer Unzulänglichkeiten" unbrauchbar.

\*) Bis 721 m nach Beschreibung der Meißelproben (Horn & Rambow 1976, HUG-Bohrkammer 472/159) und GRL-Interpretation, Lithozones-Zuordnung daher z. T. unsicher; z21-74b m eigene Bohrkernaufnahme; GRL orientiert an z4AN um 3,5 m nach unten verschoben

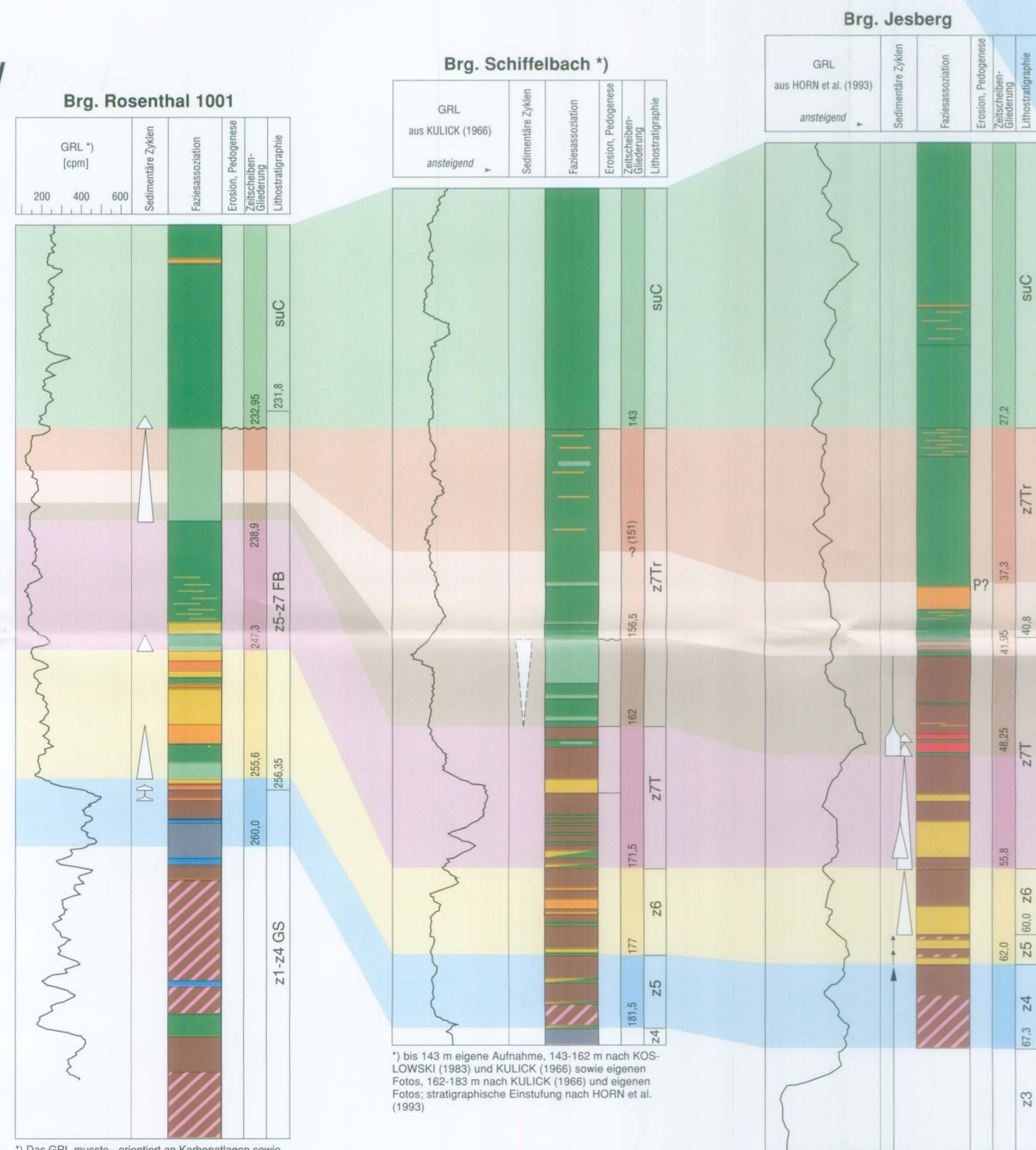
NW



\*) GRL orientiert an z3CA und Sandlagen um 4,5 m nach oben verschoben

\*) GRL orientiert an z4AN, Sandlagen und su-Basis um 1 m nach oben verschoben

WSW

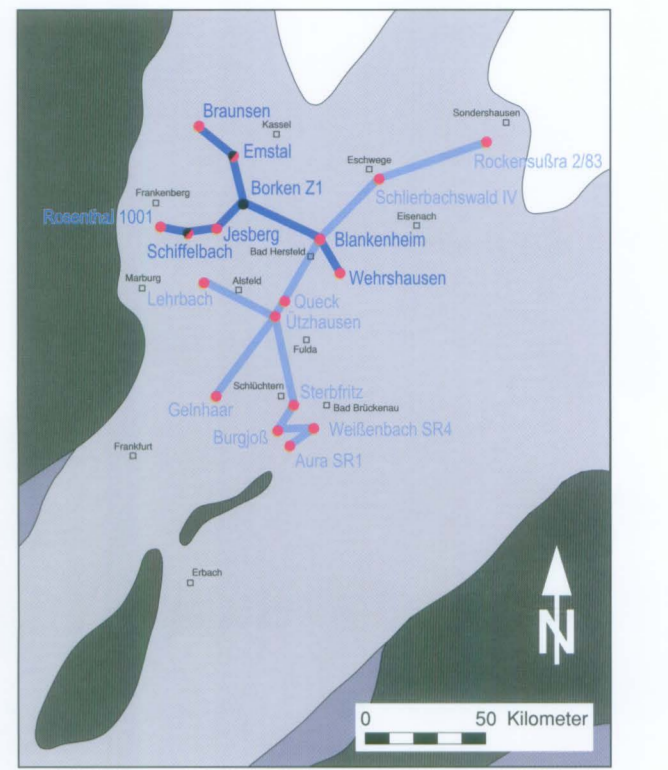


\*) Das GRL musste - orientiert an Karbonatlagen sowie an Ton-, Sandstein- und Konglomeratbereichen - um 9 m nach unten verschoben werden. Vermutlich liegen die Kerne um eine Kernmarke zu tief wegen einer doppelt geböhrt Kernmarke. Im Untersuchungsabschnitt liegt jedoch keine verdoppelte Kernmarke.

\*) bis 143 m eigene Aufnahme, 143-162 m nach KOS-LOWSKI (1963) und KULICK (1966) sowie eigenen Fotos; stratigraphische Einstufung nach HORN et al. (1993)

Prozessorientierte Korrelation: Profil 2

Westrand bis Zentrum der Hessischen Senke



- Bohrungen:**
- eigene Aufnahme
  - Fremdaufnahme
- Paläogeographischer Rahmen, vereinfacht nach ZIEGLER (1990):**
- Hochgebiete
  - fluviale Randgebiete
  - Sabka-Ebene
  - Evaporitbecken

Legende

- Faziesassoziationen**
- G Konglomerate
  - S geschichtete Sandsteine mit Tonstein-Zwischenlagen
  - St Tonfaserige, wenig geschichtete Sandsteine der S-Faziesassoziation
  - HET Heterolitha
  - MD Partielle Mischgesteine der MD-SD-Faziesassoziation
  - SD Sandige Mischgesteine der MD-SD-Faziesassoziation
  - Bereiche mit evaporitischen Konkretionen (K0-K4)
  - geschlossene Konkretionslagen (K4)
  - E Evaporite (inkl. Karbonate)
  - T geschichtete Tonsteine mit eingeschalteten Sandsteinen

- Sedimentäre Zyklen**
- ▲ "drying upward" nach oben zunehmend trockener
  - ▲ "freshening upward" nach oben abnehmende Salinität
  - ▲ "fining upward" nach oben feinkörniger oder dünnere Schichten
  - ▲ "coarsening upward" nach oben grobkörniger oder dicker Schichten

- Schichtgrenzen**
- scharfe Grenze ohne erkennbare Erosion
  - ~ Erosionskontakt
  - ~ Störung
  - P Bodenbildung (z. T. nur initial)

- Zyklostratigraphie gemäß prozessorientierter Korrelation**
- Zeitscheibe G
  - Zeitscheibe F
  - Zeitscheibe E
  - Zeitscheibe D
  - Zeitscheibe C
  - Zeitscheibe B
  - Zeitscheibe A
- 260,3 Bohrtiefe in [m]

- Lithostratigraphie**
- suC Calwörde-Folge des Unteren Buntsandstein
  - z7Tr Oberer Fulda-Ton (Zechstein-Folge 7)
  - z7T Unterer Fulda-Ton (Zechstein-Folge 7)
  - z6 Friesland-Folge (Zechstein-Folge 6)
  - z5 Obre-Folge (Zechstein-Folge 5)
  - z4 Aller-Folge (Zechstein-Folge 4), mit Aller-Salzt z4AN und Aller-Salz z4AK
  - z3 Leine-Folge (Zechstein-Folge 3), mit Leine-Karbonat z3CA und Leine-Salzt z3AK
  - z5-7FB Frankenberg-Formation (Randzonen Frankenger Raum)
  - z1-z4GS Gelsiner-Formation (Randzonen Frankenger Raum)

- Magnetostratigraphie** gemäß SZURLES et al. (2003) (Brg. Schlierbachswald)
- sn1 erste normal magnetisierte Zone des Buntsandstein
  - zrz letzte revers magnetisierte Zone des Zechstein
  - znz letzte normal magnetisierte Zone des Zechstein
  - zry verletzter revers magnetisierte Zone des Zechstein

- Geophysikalische Logs**
- GRL Gamma-Ray-Log
  - cps counts per second (mit 1 cps = 2 API ca.)
  - API American Petroleum Institute Standard

Höhenmaßstab 2 m



## 6.1 Stratigraphisches Glossar

Die vorliegende Arbeit orientiert sich im Zechstein an einer einheitlichen lithostratigraphischen Gliederung, die von der Arbeitsgruppe Zechstein der Deutschen Stratigraphischen Kommission (Subkommission Perm-Trias) derzeit erarbeitet wird.

		Hierarchie: GRUPPE
<b>s</b>	<b>BUNTSANDSTEIN</b>	
<b>suBE</b>	<b>Bernburg-Folge (s2)</b>	<b>Folge</b>
<b>suC</b>	<b>Calvörde-Folge (s1)</b>	Formation
<b>z</b>	<b>ZECHSTEIN</b>	Subformation
<b>z7</b>	<b>Zechstein 7 (Fulda-Folge, früher „Bröckelschiefer-Folge“)</b>	
z7Tr	Oberer Fulda-Ton (früher „Obere Bröckelschiefer-Folge“)	
z7T	Unterer Fulda-Ton (früher „Untere Bröckelschiefer-Folge“)	
<b>z6</b>	<b>Zechstein 6 (Friesland-Folge)</b>	
z6Tr	Oberer Friesland-Ton	
z6T	Unterer Friesland-Ton	
z6S	Friesland-Sandstein	Zechstein-Randfazies am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges:
<b>z5</b>	<b>Zechstein 5 (Ohre-Folge)</b>	
z5Tr	Oberer Ohre-Ton	z5-z7FB Frankenberg-Formation (früher „Jüngeres Konglomerat“/„Grenzsande“)
z5T	Unterer Ohre-Ton	
z5S	Ohre-Sandstein	
<b>z4</b>	<b>Zechstein 4 (Aller-Folge)</b>	
z4Tr	Oberer Aller-Ton	z1-z4GS Geismar-Formation (früher „Geismarer Schichten“)
z4ANr	Oberes Aller-Sulfat („Grenzanhydrit“)	z1ST Stätteberg-Formation (früher „Stätteberg-Flöz“, Randfazies des Werra-Karbonats der Korbacher Bucht)
z4NA	Aller-Salz	
z4AN	Aller-Sulfat („Pegmatitanhydrit“)	
z4T	Unterer Aller-Ton („Roter Salzton“)	rzBT Battenberg-Formation (früher „Älteres Konglomerat“, Zechstein-Rotliegend)
z4S	Aller-Sandstein	
<b>z3</b>	<b>Zechstein 3 (Leine-Folge)</b>	
z3Tr	Oberer Leine-Ton	
z3NA	Leine-Salz	
z3AN	Leine-Sulfat („Hauptanhydrit“)	
z3CA	Leine-Karbonat („Plattendolomit“)	
z3T	Unterer Leine-Ton („Grauer Salzton“)	
<b>z2</b>	<b>Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)</b>	
z2Tr	Oberer Staßfurt-Ton	
z2NA	Staßfurt-Salz	
z2AN	Staßfurt-Sulfat	
z2CA	Staßfurt-Karbonat („Hauptdolomit“, „Stinkkalk“)	
<b>z1</b>	<b>Zechstein 1 (Werra-Folge)</b>	
z1Tr	Oberer Werra-Ton („Braunroter Salzton“)	
z1NA	Werra-Salz	
z1AN	Werra-Sulfat	
z1CA	Werra-Karbonat („Zechsteinkalk“)	
z1T	Unterer Werra-Ton („Kupferschiefer“)	

## 6.2 Glossar der Lithotypen, -subtypen und Faziesassoziationen

### Lithotypen und -subtypen

#### Lithotypen mit guter Korngrößentrennung

Gc	schräggeschichtete Konglomerate
Ss	Aufarbeitungshorizonte
Sm	massige Sandsteine
Sc	schräggeschichtete Sandsteine
Sl	sehr flach planar schräggeschichtete Sandsteine
Sh	horizontalgeschichtete Sandsteine
Sr	rippelgeschichtete Sandsteine
Slf	tonflaserige, wellig geschichtete Sandsteine
Het	Heterolithe (feinschichtige Wechsellagerung aus Ton-, Silt- und Feinsandstein)
Tl	laminierte Ton- bis Tonsiltsteine
Fm	massige Tonsiltsteine

#### Mischgesteins-Lithotypen

Sd	diffus geschichtete oder fleckig-schlierige Sandsteine
Sd,fl	fleckig-diffuser Sd-Subtyp
Sd,l	Tönhäutchen-Sd-Subtyp
Mds	fleckig-diffuse Silt- bis Sandsteine
Mds,fl	fleckig-diffuser Mds-Subtyp
Mds,l	Tönhäutchen-Mds-Subtyp
Mds,br	Intraklast-Brekzien-Mds-Subtyp
Mds,c	schräggeschichteter Mds-Subtyp
Md	massige bis fleckig-schlierige Tonsiltsteine, häufig bröckelig-polyedrischer Zerfall
Md,m	massiger Md-Subtyp
Md,fl	fleckig-diffuser Md-Subtyp
Md,l	Tönhäutchen-Md-Subtyp
Md,br	Intraklast-Brekzien-Md-Subtyp
Mdt	massige siltige Tonsteine, häufig splittrig-polyedrischer Zerfall

#### Typen evaporitischer Konkretionen in den Mischgesteinen

K0	mm-kleine Konkretionen, isoliert oder netzartig verbunden
K1	bis 5 mm große Konkretionen, oval bis diskusförmig
K2	bis 15 mm große Konkretionen, oval bis diskusförmig
K3	eiförmig bis faustgroße Konkretionen („Knollen“), dicht, hart
K4	bis 15 cm dicke zusammenhängende knollige Konkretionslagen („Knollenlagen“)

#### Karbonatische und sulfatische Lithotypen (nicht konkretionär)

D	Dolomite (undifferenziert)
A	Anhydrite (undifferenziert)

#### Faziesassoziationen

G	Konglomerate
S	geschichtete Sandsteine mit Tonsiltstein-Zwischenlagen
HET	Heterolithe
MD-SD	pelitische und sandige Mischgesteine
E	Evaporite (inkl. Karbonate)
T	geschichtete Tonsteine mit eingeschalteten Sandsteinen



## Kurzfassung des Inhalts

# Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke

Am Ende des Zechstein hat sich der Ablagerungsraum der Hessischen Senke in nur etwa zwei Millionen Jahren von einem übersalzten Binnenmeer im mittleren Zechstein zu einer fluviatilen Schwemmebene im Unteren Buntsandstein entscheidend verändert.

Wie aber vollzog sich diese Umgestaltung? Die vorliegende Arbeit untersucht mit sedimentologischen Methoden die Sedimentationsprozesse und Umweltbedingungen im höheren Zechstein. Die Genese der hier dominierenden tonig-sandigen Mischgesteine, der so genannten „Bröckelschiefer“, wird auf der Grundlage detaillierter optischer, mineralogischer und geochemischer Untersuchungen eingehend erläutert und mit zahlreichen Fototafeln illust-

riert. Es kann gezeigt werden, dass unter anderem Salinitätsschwankungen, das Zusammenwirken äolischer und aquatischer Ablagerungsprozesse sowie Nass-Trocken-Zyklen die gesamte Sedimentabfolge entscheidend prägten.

Aufbauend auf dem erarbeiteten Sedimentationsmodell wird eine prozessorientierte Korrelationsmethode entwickelt, mit deren Hilfe genetisch zusammenhängende Zeitscheiben differenziert werden können. Auf diese Weise gelingt es der Autorin, die Umgestaltung der Hessischen Senke zwischen Zechstein-Folge 4 und der Basis des Buntsandstein in 14 paläogeographischen Karten hochauflösend nachzuvollziehen.



Herausgeber, © und Vertrieb:  
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie  
Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden

[www.hlug.de](http://www.hlug.de)



9 783895 318153

Hessisches Landesamt  
für Umwelt und Geologie

© 2004

HESS.

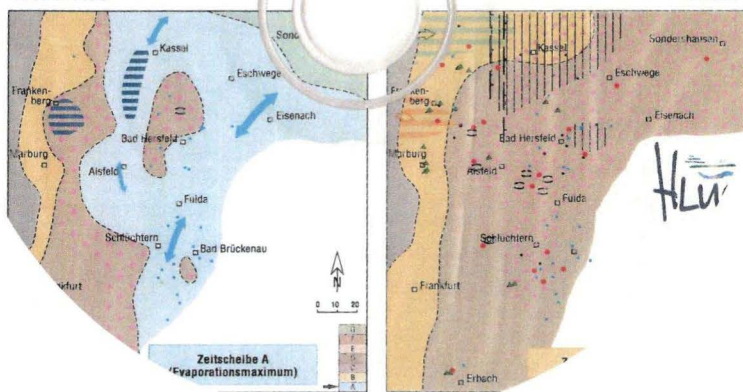


Geologische Abhandlungen Hessen, Band 113

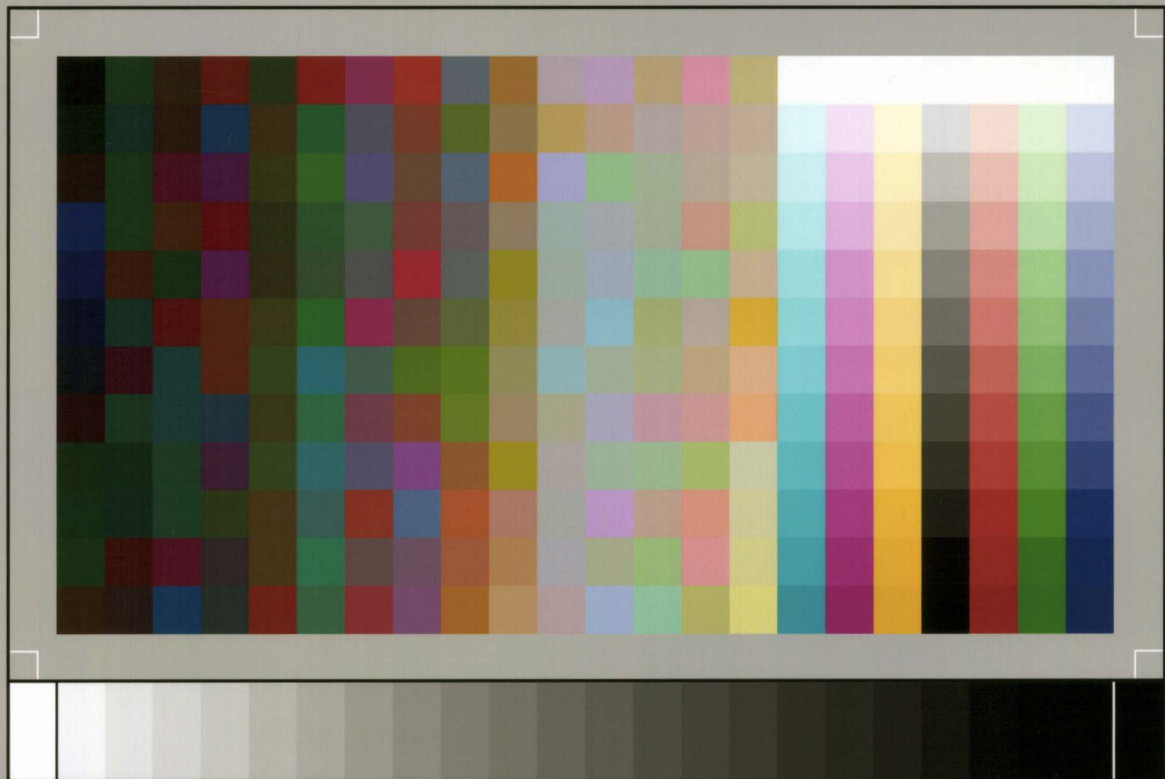
## Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke

NICOLA HUG

DISC







SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0