

# Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenohertzynikum

Sedimentologie, Petrographie, Geochemie  
und Paläozeanographie



VON HANS-JÜRGEN GURSKY

---

Geologische Abhandlungen Hessen, Band 100: 117 Seiten, 29 Abb., 6 Tab., Wiesbaden 1997

ISBN 3-89531-802-7

ISSN 0341-4043

# **Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenoharzynikum**

**Sedimentologie, Petrographie,  
Geochemie und Paläozeanographie**

von HANS-JÜRGEN GURSKY

---



**Hessisches Landesamt  
für Bodenforschung**

## Schriftleitung

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

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

### **Gursky, Hans-Jürgen:**

Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenoharzynikum  
- Sedimentologie, Petrographie, Geochemie und Paläozeanographie /  
von Hans-Jürgen Gursky. Hessisches Landesamt für Bodenforschung, - Wiesbaden : HLfB, 1997  
(Geologische Abhandlungen Hessen; Bd. 100)  
ISBN 3-89531-802-7  
NE: GT

### Titelbild

Schwammklere im Querschnitt mit weitem Zentralkanal und feinstkristallinem Aufbau. Feinsiliziklasten-führendes feinkörniges Kieselgestein aus den Kieselkalken; Profil Bromberg, Probe 900913/3. (REM-Aufnahme, HF-angeätztes Gesteinsbruchstück, Sklerendurchmesser ca. 22 µm)

### Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen.

Ausgearbeitet von H. D. LANG, A. RABIEN, W. STRUVE UND E. WIEGEL, 36 S.; Hannover 1976.

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

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1997  
ISBN 3-89531-802-7  
ISSN 0341-4043

Printed in Germany

Gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

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: Hermann Brenner, Elisabeth Lommatzsch  
Gestaltung: Oliver Aumann  
Schrift: Schneider Libretto  
Herstellung: Druckhaus „Thomas Müntzer“ GmbH  
Neustädter Straße 1-4  
99947 Bad Langensalza  
gedruckt auf chlor- und säurefreiem Papier  
Vertrieb: Hessisches Landesamt für Bodenforschung  
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden  
Telefon: 06 11/53 70; Fax: 06 11/53 73 27

# Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenoherynikum – Sedimentologie, Petrographie, Geochemie und Paläozeanographie

## Kurzfassung

Die kieseligen Sedimentgesteine des Unter-Karbons, insbesondere die „Kulm-Kieselschiefer“ und „Kieselkalke“, gehören zu den markantesten Leitgesteinen des mitteleuropäischen Variszikums. Feinkörnigkeit und (scheinbare) stoffliche und sedimentologische Monotonie verhindern aber einen leichten Zugang, so daß die Gesteine über lange Zeit zu kontroversen Spekulationen über ihre Genese Anlaß gaben.

Die vergleichende sedimentologische, petrographische und geochemische Bearbeitung von ca. 30 regional repräsentativen Profilen sowie weiteren Aufschlüssen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge sowie Ober- und Mittelharz zeigt, daß erhebliche regionale und stoffliche Unterschiede bestehen und daß die Gesteine eine komplexe sedimentäre, diagenetische und postdiagenetische Entwicklung durchlaufen haben, aber trotzdem noch genetisch realistisch gedeutet werden können.

Im deutschen Rhenoherynikum lassen sich zur Bildungszeit der kieseligen Sedimentgesteine vier übergeordnete Faziesräume aufgrund der unterschiedlichen Profilentwicklungen erkennen: Im Bergischen Faziesraum geht die Kohlenkalk- in die Kulm-Fazies über. Im Westfälischen Faziesraum ist die „klassische“ Kulm-Abfolge aus Liegenden Alaunschiefern, Schwarzen Kieselschiefern, Kieselkalken und Kieseligen Übergangsschichten entwickelt. Im Dill-Innerste-Faziesraum verursacht der Deckdiabas teilweise erhebliche Schichtausfälle, und die Hellen (lokal „Bunten“) Kieselschiefer ersetzen die Kieselkalke. Im Lahn-Bode-„Faziesraum“

(incl. Hörre-Gommern-Zone), der im Rahmen dieser Arbeit nicht näher untersucht wurde, herrschen sehr variable Verhältnisse, u.a. mit starker Beteiligung siliziklastischer Gesteine.

Sieben paläogeographisch gesteuerte Profiltypen, die unterschiedliche Positionen in Bezug auf morphotektonische Elemente des Kulm-Beckens widerspiegeln, sind nachweisbar: nämlich die Profiltypen des Karbonatschelfrandes, des schelfnahen Beckens, des Beckens nahe bei Hochgebieten, an solchen Hochgebieten, an Tiefschwellen, des offenen Beckens und in Bereichen mit hohem siliziklastischem Eintrag.

Sedimentgefüge und -chemie, vor allem aber Mineralbestand und -struktur repräsentieren zum großen Teil nicht mehr die ursprünglichen Sedimente, sondern wurden erst während der Diagenese und infolge von postdiagenetischen Prozessen erworben. Mineral-, Biogen- und Gefügerelikte, die Rekonstruktion der Diagenese-Schritte und Vergleiche mit analogen meso- und känozoischen Gesteinen aus den heutigen Ozeanen erlauben aber Rückschlüsse auf den sedimentologischen und mineralogischen Werdegang. Danach sind die heutigen relativ monotonen feinkörnigen Quarz-Kieselgesteine („cherts“) im wesentlichen auf schicht- und laminenweise Wechsellagerungen von ehemaligen Radiolarien- und Schwammnadel-Schlämmen, terrigenen siltigen Tonen, (quarz-) trachytischer Tephra und entsprechenden Mischsedimenten zurückzuführen. Umfangreiche mehraktige Mobilisierung, Migration, Umverteilung und Wiederausfällung von hauptsächlich bioge-

\* Prof. Dr. H.-J. GURSKY, Geologisch-Paläontologisches Institut, Technische Universität Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, D-64287 Darmstadt

ner Kieselsäure resultierten in der teilweisen progressiven Auflösung, Ein- und Verkieselung und damit weitgehenden Homogenisierung der Ausgangssedimente. Ein neues petrographisches Benennungsschema für Kieselgesteine wird vorgestellt.

Die Kristallinität des Quarzes (Maß: Quarz-Kristallinitäts-Index) hängt in erster Linie von der variszischen thermischen Überprägung der Kieselgesteine ab. Sie variiert dementsprechend regional in systematischer Weise, bildet aber auch lokale thermische Anomalien ab.

Die fast allgegenwärtigen Laminationen gehen auf variable niederenergetische Strömungs- und Ablagerungsmechanismen zurück (Suspensions- und Bodenströme), die charakteristische rhythmische Schichtung/Bankung wahrscheinlich auf orbital gesteuerte Fluktuationen von Bioproduktion und feinklastischem Eintrag; andere Rhythmen können interferieren. Die makroskopische Schichtung wird verstärkt und teilweise erst hervorgerufen von diagenetischen Prozessen, insbesondere von schichtparalleler Drucklösung in Form von Mikrostylolithen.

Die Radiolarien-Kieselgesteine, die stratigraphisch und regional systematisch hinsichtlich ihrer chemischen Hauptelementgehalte analysiert wurden, sind sich geochemisch insgesamt recht ähnlich. Klare Abhängigkeiten von der stratigraphischen Position innerhalb der kieseli-

gen Schichtfolge sind zwar nicht zu erkennen, wohl aber deutliche Variationen aufgrund der jeweiligen Lagebeziehungen zu morphotektonischen Elementen des Kulm-Beckens wie Schelfrand, Inseln/Untiefen und Zentren des Deckdiabas-Vulkanismus.

Paläogeographie und Paläozeanographie des Kulm-Beckens können präzisiert werden. Der Ablagerungsraum der unterkarbonischen Kieselgesteine lag in einem langgestreckten, aber relativ schmalen und sich im Zuge der Variszischen Orogenese zunehmend weiter verengenden, flach-bathyalen, tropischen Meeresraum, der Paläo-Tethys, zwischen Gondwana und Laurussia. Westwärtige nährstoffreiche Strömungen aus dem Paläo-Pazifik förderten eine hohe Kieselplankton- (Radiolarien-) Fertilität, die bei gleichzeitig - infolge des relativ hohen Meeresspiegels und des trockenen Klimas - geringer terrigener Detrituszufuhr und niedrigen Sedimentationsraten (ca. 2 mm/1000 a) die Bildung relativ reiner Kieselschlämme unter zeitweise anoxischen Bedingungen ermöglichte. Die Kiesel sedimentation ging zu Ende, als die Kollision von Gondwana und Laurussia die paläotethyale Wasserzirkulation behinderte und damit die Radiolarien-Produktivität herabsetzte, während gleichzeitig die terrigene Detrituszufuhr wieder vervielfacht wurde.

## Abstract

The siliceous sedimentary rocks of the Lower Carboniferous are classical type rocks of the Central European Variscides. However, fine-grained structure and (apparent) petrographical and sedimentological monotony have been major obstacles for their investigation. Consequently, their origin has been a matter of vigorous debates for a long time.

The comparative sedimentological, petrographical, and geochemical analysis of approximately 30 regionally representative sections and additional outcrops in the eastern Rhenish Massif as well as Upper and Middle Harz Mountains

(Germany) gives evidence of considerable regional and petrographical differences and shows that the rocks reflect a complex, albeit realistically interpretable, depositional, diagenetical, and postdiagenetical development.

In the German Culm basin, four major facies zones are identified at the time of the siliceous sedimentation: The Bergian Facies Zone is characterized by the transition from Carboniferous Limestone Facies to Culm Facies. In the Westphalian Facies Zone, the „classical“ Culm sequence is present: Lower Alum Shale Formation (Liegende Alaunschiefer), Black Chert For-

mation (Schwarze Kieselschiefer), Siliceous Limestone Formation (Kieselkalke), and Siliceous Transitional Formation (Kieselige Übergangsschichten). In the Dill-Innerste Facies Zone, the Lower Carboniferous Diabase Formation (Deckdiabas) causes considerable stratigraphical breaks. The Pale Chert Formation (Helle Kieselschiefer; locally Variegated Chert Formation, Bunte Kieselschiefer) replaces the Siliceous Limestone Formation. In the Lahn-Bode Facies Zone (incl. the Hörre-Gommern Zone) highly variable sequences are observed including intercalations of siliciclastic rocks.

Seven palaeogeographically controlled section types are defined. They reflect different positions with respect to morphotectonical elements of the Culm basin: carbonate-shelf margin, near-shelf basin, basin close to intrabasinal highs, basin at intrabasinal highs, off-shore basin, and basinal areas with high siliciclastic input.

Petrography, sedimentary structures, and geochemistry partly do not represent the original sediments, but are the result of diagenetical and postdiagenetical processes. However, sedimentological and mineralogical development can be traced based on mineralogical, biogenetic, and structural relics, reconstruction of diagenetical steps, and comparisons with analogous Mesozoic and Cenozoic rocks from the modern oceans: The outcropping relatively monotonous, fine-grained cherts represent multidimensional alternations of former radiolarian oozes and sponge-spicule oozes, terrigenous silty muds, quartz-rich trachyte tephra, and mixtures of these end-member compositions. Extensive polyphase mobilization, migration, redistribution, and reprecipitation of mostly biogenetic silica resulted in partly progressive dissolution, silicification, and homogenization of the original material. A new petrographic nomenclature scheme for cherts is presented.

The quartz crystallinity (semiquantitatively represented by the quartz-crystallinity index) mostly depends on the Variscan thermal alteration of the cherts. The quartz crystallinity consequently shows systematical regional variations and may additionally reflect local thermal anomalies.

The nearly ubiquitous laminations resulted from flow and depositional mechanisms in a low-energy realm (pelagic settling, suspension currents and bottom currents). The characteristic rhythmical bedding („ribbon cherts“) is probably due to orbitally forced fluctuations of radiolarian bioproduction and fine-grained clastic input. Other rhythms may be superposed. Macroscopic bedding is enhanced and partly generated by diagenetical processes, especially pressure solution (parallel to bedding) resulting in microstylolites.

The chemistry of the radiolarian cherts was systematically analyzed with respect to stratigraphical and regional patterns of their major element contents. On the whole, these rocks are geochemically very similar among each other. Clear dependences on the stratigraphical position within the siliceous sequence of the Lower Carboniferous are not detectable. However, chemical variations occur due to variable distances from morphotectonical features of the Culm basin, such as shelf margin, islands/shoals, and volcanic centers of the Lower Carboniferous Diabase Formation.

Palaeogeography and palaeoceanography of the Culm basin can be sketched more accurately. The depositional area of the Lower Carboniferous siliceous rocks was situated in the longish, relatively narrow tropical Palaeotethys, a shallowly bathyal sea strait between Gondwana and Laurussia that progressively narrowed during the Hercynian orogeny. Westward-driven nutrient-rich currents from the Palaeopacific Ocean favoured high fertility of the siliceous plankton (radiolarians). The latter gave rise to the formation of relatively pure siliceous oozes and muds under temporarily anoxic conditions, when, contemporaneously, terrigenous detrital input and sedimentation rates (approximately 2 mm/1,000 a) became low due to relatively high sea level and dry climate. The siliceous sedimentation finished, when, due to the Gondwana-Laurussia collision, terrigenous detrital input remultiplied and the Palaeotethyal oceanic circulation was restricted resulting in lowering of radiolarian productivity.

# Inhaltsverzeichnis

1. Die Problematik der unterkarbonischen Kieselgesteine und ihre Erforschung	7
2. Schichtenfolge	10
3. Regionale Profilentwicklung	12
3.1 Überblick	12
3.2 Bergischer Faziesraum	14
3.3 Westfälischer Faziesraum	15
3.4 Dill-Innerste-Faziesraum	20
3.5 Lahn-Bode-“Faziesraum“	23
3.6 Paläogeographisch gesteuerte Profiltypen	25
4. Kieselige Gesteine	27
4.1 Überblick über den Stoffbestand und Benennung	27
4.2 Lithologie und Wechsellagerungen	29
4.3 Makroskopische Sedimentstrukturen	33
4.4 Petrographie	35
4.4.1 Radiolarien-Kieselgesteine	35
4.4.1.1 Einführender Überblick	35
4.4.1.2 Mikrolithotypen	36
4.4.1.3 Biogene Komponenten	38
4.4.1.4 Übrige Bestandteile	44
4.4.1.5 Drucklösung	47
4.4.1.6 Lamination	48
4.4.1.7 Ausgangssedimente	49
4.4.1.8 Postdepositionale Geschichte	50
4.4.2 Spiculitische Kieselgesteine	52
4.4.3 Silifizierte Vulkanoklastite	54
4.4.3.1 Überblick und Vorkommen	54
4.4.3.2 Mikrolithotypen	55
4.4.3.3 Zusammensetzung und Gefüge	56
4.4.3.4 Ausgangsmaterial	58
4.4.3.5 Diagenese und Alteration	58
4.4.3.6 SiO <sub>2</sub> -Herkunft	59
4.4.4 Feinkörnige Kieselgesteine	60
4.5 Quarz-Kristallinität	62
5. Begleitgesteine der Kieselgesteine	65
6. Sedimentationsmechanismen	69
6.1 Bildung der Sedimentationseinheiten	69
6.1.1 Vulkanoklastite	69
6.1.2 Bioklastische Kalksteine	70
6.1.3 Episiliklastische Arenite	70
6.1.4 Biokieselige und pelitische Gesteine	71
6.2 Entstehung der Bankungsrhythmik	73
7. Geochemie der Radiolarien-Kieselgesteine	75
7.1 Einführung	75
7.2 Gehalte und Bedeutung der Hauptelemente	76
7.3 Stoffliche und genetische Klassifikation	83

7.4	Paläogeographische und paläozeanographische Interpretation	84
8.	Paläogeographie und Paläozeanologie	88
8.1	Verteilung von Festländern und Meeren	88
8.2	Klimatische Verhältnisse	89
8.3	Meeresspiegelschwankungen	90
8.4	Meeresströmungen	90
8.5	Kieselsäure-Haushalt	92
8.6	Plattentektonische Situation	93
8.7	Paläogeographische Grundelemente des Rhenohorzynikums	94
8.8	Paläobathymetrie	95
8.9	Paläökologie	96
8.10	Beckenentwicklung	98
9.	Verzeichnis der untersuchten Lokalitäten	103
10.	Schriftenverzeichnis	105

## 1. Die Problematik der unterkarbonischen Kieselgesteine und ihre Erforschung

Im mitteleuropäischen Rhenohorzynikum treten kieselige Serien des Unter-Karbons am Nord- und Ostrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges und im angrenzenden Kellerwald sowie im Ober- und Mittelharz zutage (Abb. 1). Bohrungen zeigen, daß diese Gesteine auch im Untergrund des norddeutschen Tieflandes weit verbreitet sind (z.B. WOLBURG 1963). Die Kieselgesteine erfahren seit langer Zeit geowissenschaftliche Beachtung. Dafür sind insbesondere ihre weite regionale Verbreitung bei gleichzeitig relativ großer stratigraphischer sowie fazieller Konstanz und damit ihr hoher Leitwert als „Charaktergesteine“ des Kulms von Bedeutung. Auf der anderen Seite entziehen sie sich aber durch ihre makroskopische Fossil- und Gefügearmut, monotone Lithologie und teilweise submikroskopische Feinkörnigkeit einem leichten Zugang und stellen immer noch eine der am wenigsten verstandenen Gesteinsgruppen im deutschen Paläozoikum dar.

Seit dem Ende des 19. Jahrhunderts werden die deutschen kulmischen „Kieselschiefer, Radiolarite, Lydite, Kieselkalke, Wetzschiefer,

Adinole“ usw. in unterschiedlicher Intensität untersucht. So machten u.a. GREIM (1891), HAUBOLD (1933), MEYER (1910) und WILCKENS (1908) Grundbeobachtungen zur Lithologie und Petrographie, wobei sie teilweise auch schon kontrovers die Frage nach der Entstehung dieser Gesteine diskutierten. Wesentliche Beiträge zur Kenntnis der regionalen und stratigraphischen Verbreitung und des Gesteinsinventars lieferten die amtlichen Meßtischblatt-Kartierungen, z.B. im Harz BODE (1907) und BODE & ERDMANNSDÖRFFER (1907), im Rheinischen Schiefergebirge KAYSER (1907) und PAECKELMANN (1936).

Zu dieser Vielzahl von meist lokalen und regionalen Einzelbeobachtungen gesellten sich aber schon früh auch übergreifende und methodisch eingehendere Untersuchungen. In einer bahnbrechenden Arbeit untersuchte RÜST (1892) über 5000 Dünnschliffe und beschrieb grundlegend die beobachteten Radiolarienfaunen. SCHWARZ (1928) diskutierte ausführlich den Stoffbestand der Kieselgesteine, wobei er sich auf eindrucksvolle Anätzungserfolge mit Laugen an radiolarienreichen Gesteinsproben

stützen konnte (vgl. Abb. 8). CORRENS (1924) analysierte petrographisch und chemisch verschiedene Kieselgesteine des Paläozoikums, und MILCH (1918) führte eine methodisch ähnliche, umfangreiche Studie an „Adinolen“ des Harzes durch. Die Frage nach der Genese der kieseligen Sedimentgesteine im Kulm blieb jedoch trotz dieser methodisch „modernerer“, für ihre Zeit mustergültigen Arbeiten weiter umstritten. Dies lag auch an den noch unzureichenden Vergleichsmöglichkeiten mit Kiesel-sedimenten der heutigen Ozeane, deren Ozeanographie und Diagenese noch kaum bekannt waren.

Ähnlich wie die weitgehend regional-lithologisch und petrographisch orientierten Untersuchungen setzte auch die paläontologische und stratigraphische Bearbeitung der kieseligen Sedimentgesteine des Unter-Karbons schon früh ein (z.B. KOENEN 1879). Dabei galt allerdings, außer bei RÜST (1892), das Augenmerk zunächst fast ausschließlich dem Makrofossilinhalt. DENCKMANN (1909) hatte am Nordrand des Schiefergebirges die noch heute übliche lithostratigraphische Gliederung des Kulms vorgenommen, die u.a. von KÜHNE & PAECKELMANN (1929) für das nordöstliche Schiefergebirge verfeinert wurde. Durch zahlreiche paläontologisch-biostratigraphische Untersuchungen, z.B. von NEBE (1911) und HAUBOLD (1933) im Schiefergebirge sowie WEIGELT (1919), KOBOLD (1933) und MEMPEL (1933) im Oberharz, gelang es nach und nach, auch die kieseligen Schichtglieder zeitlich exakter zu fassen. Ein regional übergreifender Vergleich im Unter-Karbon wurde von PAUL (1940) vorgenommen.

Nach dem zweiten Weltkrieg wurde die Bearbeitung der unterkarbonischen Kieselgesteine zunächst nur zögernd fortgesetzt. Energisch, wenn auch ohne neue Untersuchungen, äußerte sich SCHWAN (1952) zur Genese der Kieselgesteine u.a. des Unter-Karbons. Aufgrund einer Betrachtung ihres Auftretens und ihrer Vergesellschaftung mit Vulkaniten forderte er eine im wesentlichen vulkanische Herkunft der Kiesel-säure und damit eine endogen gesteuerte Sedimentation („fernvolkanische Sedimente“) und

verwarf die u.a. von SCHWARZ (1928) vertretene Ansicht einer organischen Herkunft mit biogener Kontrolle.

In die festgefahrene Genese-Diskussion kam Bewegung, als man sich – ohne zunächst in erster Linie auf genetische Fragen einzugehen – wieder der genaueren Analyse der kieseligen Kulm-Fazies zuwandte. NICOLAUS (1963) legte eine minutiöse biostratigraphische und feinelithostratigraphische Gliederung der Kieseligen Übergangsschichten im östlichen Rheinischen Schiefergebirge vor, EL TARABILI (1962) mikroskopierte Mineralbestand und petrographische Gefüge von Kieselgesteinen des Oberharzes, HOSS (1957, 1959) analysierte in einer vergleichenden Studie den mineralogischen und chemischen Stoffbestand kulmischer Kieselgesteine vor allem mit röntgendiffraktometrischen, elektronenoptischen und chemischen Methoden, und HAAGE (1964, 1966) setzte u.a. die wiederholten Bemühungen früherer Autoren (z.B. SCHWARZ 1928, EL TARABILI 1962) um eine Klärung der Vielfalt petrographischer Bezeichnungen von kieseligen Sedimentgesteinen fort.

Im Gegensatz zu vielen anderen ähnlich charakteristischen Kieselgesteinsvorkommen in den Alpen, im Mittelmeerraum, in Japan und am pazifischen Kontinentalrand von Nord- und Mittelamerika und trotz der Revolution des Kenntnisstandes über Sedimentation und Diagenese von Kieselgesteinen im Zuge des Deep-Sea Drilling Projects fanden die Kieselgesteine des Kulms erst in neuerer Zeit auch näheres sedimentologisches Interesse. So führte HAUSMANN (1983) eine statistische Bankmächtigkeitsanalyse im östlichen Schiefergebirge durch und zog daraus, in Kombination mit Deformationsstrukturen, Rückschlüsse auf die Paläogeographie. WITTEN (1979) befaßte sich vor allem mit der Sedimentologie der karbonatischen Schichten innerhalb der kieseligen Kulm-Abfolge (Kieselkalke) und schloß auf turbiditische Ablage-rungsvorgänge. An Bohrkernen aus dem Oberharz beschrieb ZIMMERLE (1986) ausführlich das kleindimensionale Sedimentstrukturinventar u.a. von verschiedenen kieseligen Gesteinen. Leider weitgehend unveröffentlicht blieb die

Dissertation von JACKSON (1985), der zahlreiche Kulmprofile in SW-England und im Rheinischen Schiefergebirge detailliert neu aufnahm, Ton-, Kalk- und Kieselgesteine näher untersuchte und paläozoologisch ausdeutete.

Auch über einige submikroskopische Eigenschaften der kieseligen Serien des rhenoherynischen Unter-Karbons liegen jüngere Untersuchungen vor, die teils neue Ansätze zum Verständnis der Gesteine geliefert haben. Mit rastelelektronischen Verfahren konnten NÖLTNER (1986, 1988) und ZIMMERLE (1989) Mineralbestand und Mikrogefüge bis in feinstkörnige Matrixbereiche aufhellen, und SCHULZ-DOBRICK (1975) sowie SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL (1983) erarbeiteten geochemische Vergleiche kieseliger und anderer Sedimentite im Rhenoherynium. Die Kombination verschiedener moderner petrographischer sowie chemisch-physikalischer Methoden demonstrierten DEHMER et al. (1989); und sie präsentierten ein Diagenesemodell, in dem die Kieselsäure hauptsächlich aus der halmyrolytischen Auflösung instabiler vulkanogener Partikel hergeleitet wird. ZELLMER (1995a, b) weist u.a. auf den lokal hohen Tuffanteil der Kulm-Kieselgesteine im Harz hin und vermutet, daß Aschenlagen indirekt die Diagenese der Kieselgesteine beeinflussen.

Entscheidende Beiträge zur Paläontologie des Unter-Karbons lieferten in den letzten Jahrzehnten Bearbeitungen der Mikrofauna. Mit der Entwicklung der Conodonten-Biochronologie im deutschen Unter-Karbon durch BISCHOFF (1957), VOGES (1959, 1960) und MEISCHNER (1970) wurde es erstmals möglich, auch die makrofossilarmen Kieselgesteine des Kulms mit Hilfe von Mikrofossilien zeitlich genauer zu fassen. In jüngerer Zeit wurden diese Einstufungen durch Funde kalkiger Foraminiferen in karbonatischen Schichten (CONIL & PAPROTH 1983) sowie durch die Entwicklung einer Radiolarien-Biochronologie (BRAUN 1990, BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993) ergänzt.

Zum aktuellen Kenntnisstand, insbesondere zur regionalen Variation, tragen nicht zuletzt auch eine Vielzahl von größtenteils unveröffentlichten Diplomarbeiten und Dissertationen (z.B.

BLASS 1980, PICHOWIAK 1977, STUPP 1980), neuere geologische Meßtischblatt-Bearbeitungen (z.B. HORN et al. 1973, LIPPERT et al. 1970 im Schiefergebirge und Kellerwald, HINZE 1971, 1976, JORDAN 1976 im Harz) sowie zahlreiche weitere regionalgeologische und paläontologische Arbeiten bei (z.B. RIBBERT 1975). Einen Überblick über den Kenntnisstand bis 1990 gaben BRAUN & GURSKY (1991).

Der Ansatz der vorliegenden Arbeit gründete sich auf den Gegensatz zwischen einerseits der schon seit langer Zeit relativ gut bekannten Stratigraphie und regionalen Profilentwicklung des Kulms und andererseits des - im Vergleich mit zahlreichen anderen Kieselgesteinsserien - trotz vieler Einzeluntersuchungen noch schlechten Kenntnisstandes über Zusammensetzung, Gefüge, Ablagerungsmechanismen und Diagenese der kieseligen Anteile des Unter-Karbons. Ein Teil der bis in jüngere Zeit kontroversen Diskussion mit einer Reihe von originellen Überlegungen zur „Genese der Kulm-Kieselschiefer“ und zum „Kieselschiefer-Problem“ geht offensichtlich auch auf diese unzureichende Datenbasis zurück.

Daraus ergaben sich folgende Eingangsfragen:

Wie sind mineralogischer Stoffbestand und sedimentpetrographische und sedimentologische Gefüge der kieseligen Kulm-Gesteine im einzelnen beschaffen? Welche unterschiedlichen kieseligen Gesteinstypen treten auf und wie variieren diese regional und stratigraphisch im Kulmbecken?

Mit der Klärung dieser Sachverhalte waren dann auch entscheidende Hinweise zur Rekonstruktion der Bildung und weiteren stofflichen Entwicklung der Sedimente zu erwarten:

Woraus bestanden die einzelnen Eduktsedimente und welche diagenetische und postdiagenetische Geschichte haben sie durchlaufen? Handelt es sich danach um ganz außergewöhnliche Sedimentgesteine oder sind sie mit anderen gut untersuchten Kieselgesteinen auf den Festländern und in den Ozeanen vergleichbar? Gibt es tatsächlich ein „Kieselsäure-Problem“ oder lassen sich die ursprüngliche Herkunft der Kieselsäure und die Art und Weise ihrer Anreicherung

rung in den Gesteinen nachvollziehbar erklären?

Die Beantwortung dieser Fragen konnte dann auch weitere Perspektiven eröffnen:

Welche Stellung nehmen die Kieselgesteine im Rahmen der Entwicklung des Kulmbeckens ein? Wie sind sie als ozeanologisches Signal zu deuten, und lassen sie sich harmonisch in die paläozeanographische Gesamtsituation des jüngeren Paläozoikums einbinden?

Bei den Untersuchungen wurde unter Einbeziehung zahlreicher Informationen früherer Bearbeiter folgendermaßen vorgegangen:

Es wurden längs des gesamten Ausstrichs der unterkarbonischen Kieselgesteine im Rhenohertzynikum regional repräsentative, möglichst vollständige und ungestörte, biostratigraphisch möglichst gut datierte Profile neu nach Homogenbereichen aufgenommen (Detailprofile in GURSKY 1992) und repräsentativ beprobt, weitere Profile und kleinere Aufschlüsse verdichte-

ten das Beobachtungsnetz. Anschliffe und ca. 600 petrographische Dünnschliffe wurden von den typischen, aber auch von ungewöhnlichen Kieselgesteinen und ihren Begleitgesteinen angefertigt und polarisationsmikroskopisch sowie z.T. auch kathodolumineszenz- und elektronenoptisch untersucht. Mit konzentrierter Flußsäure angeätzte Bruchflächen ausgewählter Proben wurden elektronenoptisch untersucht. Auch einige mit Kali- und Natronlauge angeätzte Gesteinspräparate aus dem Probenmaterial von A. SCHWARZ (1928, im Besitz des Senckenberg-Museums Frankfurt) standen zur Verfügung. Röntgendiffraktometrisch wurden nur die Quarz-Kristallinitäts-Indices regional bestimmt, auf Phasenanalysen konnte wegen des bereits ausreichenden Kenntnisstandes verzichtet werden. Den Abschluß bildete die Röntgenfluoreszenz-Analyse des Hauptelementchemismus von 60 ausgewählten Radiolarien-Kieselgesteinen.

## 2. Schichtenfolge

Wie bereits eingangs erwähnt, wurde die lithostratigraphische Gliederung des Kulms erstmals von DENCKMANN (1909) im Raum Letmathe vorgenommen. In den folgenden Jahrzehnten wurde die grundsätzliche Gültigkeit dieser Gliederung auch im übrigen nordöstlichen und südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge, im größten Teil des Kellerwalds und im Oberharz nachgewiesen; nicht oder nur jeweils eingeschränkt anwendbar ist die Gliederung dagegen in den Randbereichen zur Kohlenkalk-Schelfplattform, in Schwellengebieten sowie in der Hörre-Gommern-Zone.

Tab. 1 zeigt eine Gegenüberstellung von traditionellen lithostratigraphischen Bezeichnungen im Unter-Karbon des mitteleuropäischen

Rhenohertzynikums, und zwar für die in dieser Arbeit näher untersuchten Einheiten, in denen kieselige Gesteine vorkommen. Die Einheiten sind „Formationen“ im Sinne von HEDBERG (1976). In den regional teils unterschiedlichen Bezeichnungen spiegeln sich neben historischen Gründen vor allem auch Faziesveränderungen wider (siehe Kap. 3).

Die Säule „Lithostratigraphie“ von Tab. 2 zeigt die in der vorliegenden Arbeit regional einheitlich verwendeten Bezeichnungen, die im folgenden als **rein lithostratigraphische Begriffe, nicht aber zur Kennzeichnung von Gesteinstypen** Verwendung finden (siehe Diskussion in Kap. 4.1).

**Tab. 1.** Gegenüberstellung traditioneller lithostratigraphischer Benennungen von Sedimentgesteinseinheiten, die kieselige Gesteine führen, im Unter-Karbon des Rhenoherynikums

N- u. E-Schiefergebirge (NW)		SE-Schiefergeb., NW-Kellerwald	NW-Oberharz	N-Mittelharz	Vorherrschende Lithologie
Couches de passage	Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten	(Tonschiefer)	Dunkle Tonsteine, meist im Wechsel mit C <sub>org</sub> -führ., kiesel. und/oder kalkigen Schichten
(Kohlenkalk etc.)	Kulm-Kieselkalk (Hellefelder Kalk)	Helle/Bunte Kiesel-schiefer	Adinol-Folge	Büchenberg-Serie	Wechselfolge aus grauen, teils grünl.-rötl. Kieselgesteins-Bänken und (kieseligen) Tonstein-Lagen; teils rhythmisch Kalkturbidit-Einlagerungen; teils Metabentonit-Lagen
	Kulm-Lydit	Schwarze Kiesel-schiefer (Deckdiabas)	Lydit-Folge	Ahrendfeld-Serie	Wechselfolge von dunklen/schwarzen Kieselgest.-Bänken und (kiesel.) Tonstein-Lagen; teils Metabentonit-Lagen
(Zwischenschiefer)	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer	(Ruhschiefer)	Schwarze, C <sub>org</sub> -reiche, teils kieselige Tonsteine mit Phosph.-Knollen; zum Hangenden vermehrt schwarze Kieselgesteins-Bänke

**Tab. 2.** Biostratigraphische Gliederung des Unter-Karbons im Rhenoherynikum bezogen auf die in Kulm-Fazies ausgebildeten Sedimentgesteine [verändert nach BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993; absolute Altersangaben nach COWIE & BASSETT 1989 sowie ODIN & ODIN 1990 (in Klammern)]

		Ma	Goniatiten	Conodonten	Radiolarien	Lithostratigraphie	
<b>Dinantium</b>	Viseum	325	Goniatites-Stufe = cd III	Go γ	<i>Albaillella nazarovi</i> -Zone	Kulm-Grauwacken	
		Brigantium		Go β		<i>Albaillella rockensis</i> -Zone	Kulm-Tonschiefer
				Go α			<i>Albaillella cartalla</i> -Zone
		Asbium	Pericyclus-Stufe = cd II	nicht benannt	<i>Latentifistula concentrica</i> -Zone	Helle Kiesel-schiefer/ Kieselkalke	
		Holkerium			Pe δ		<i>Eostylodictya rota</i> -Zone
		Arundium			Pe γ		<i>Albaillella indensis</i> -Zone
	Tournaïstium	342 (350)	Ivorium	Pe β	<i>Albaillella deflandrei</i> -Zone	Schwarze Kiesel-schiefer	
		Hastarium		Pe α	<i>Albaillella paradoxa</i> -Z.	Liegende Alaunschiefer	
				Ga β	Untere <i>crenulata</i> -Zone	Hangenberg-schichten und Äquivalente	
			Ga α	Obere <i>duplicata</i> -Zone			
		355 (360)	Gattendorfia-Stufe = cd I	Untere <i>duplicata</i> -Zone	<i>sulcata</i> -Zone		

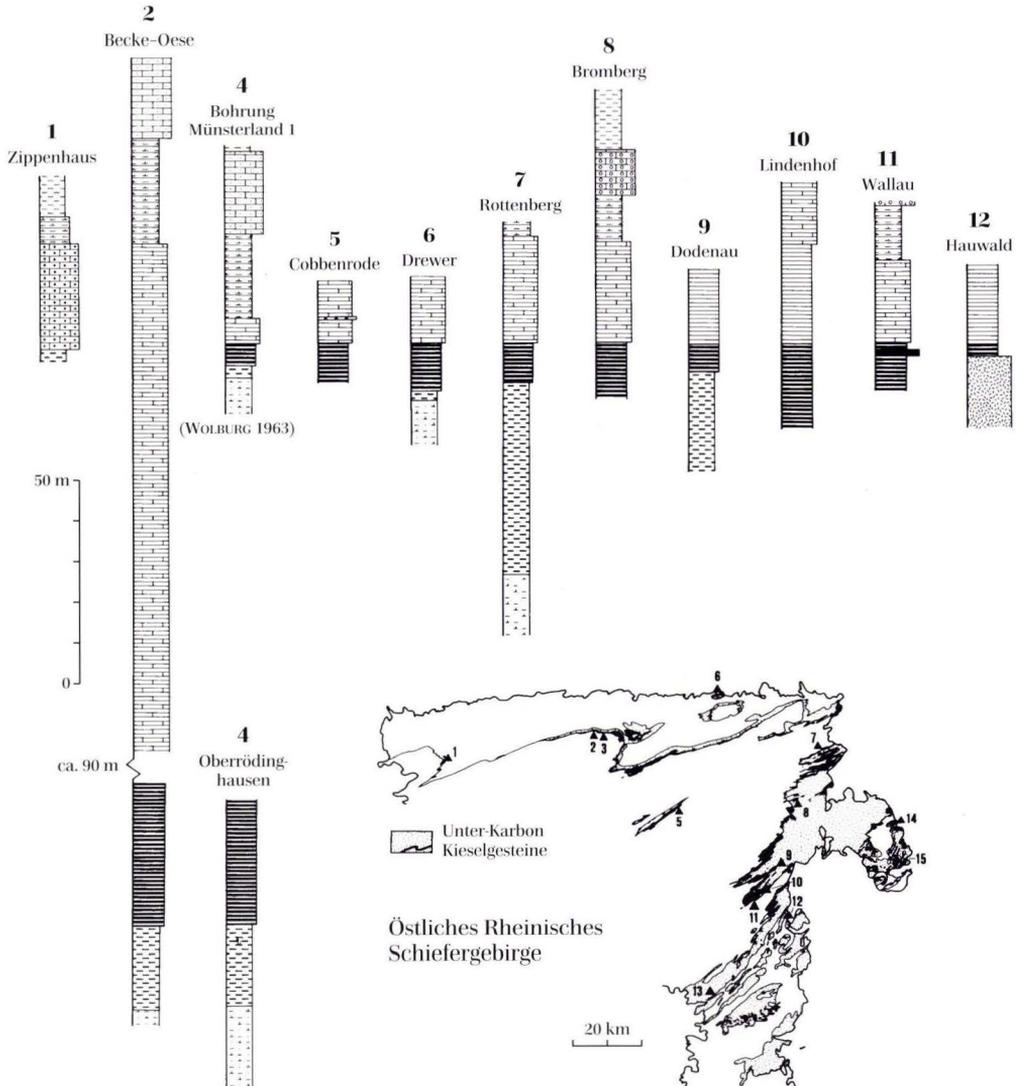
### 3. Regionale Profilentwicklung

#### 3.1 Überblick

Der durch Beteiligung von kieseligen Sedimentgesteinen gekennzeichnete unterkarbonische Ablagerungsraum im deutschen Rhenoherzynikum (Abb. 1) gliedert sich in mindestens

vier größere Faziesräume (Abb. 2):

- a) Bergischer Faziesraum (Velberter Sattel und Herzkämper Mulde),
- b) Westfälischer Faziesraum (Untergrund des



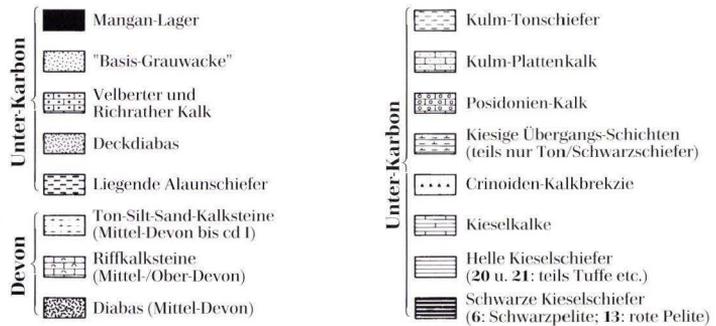
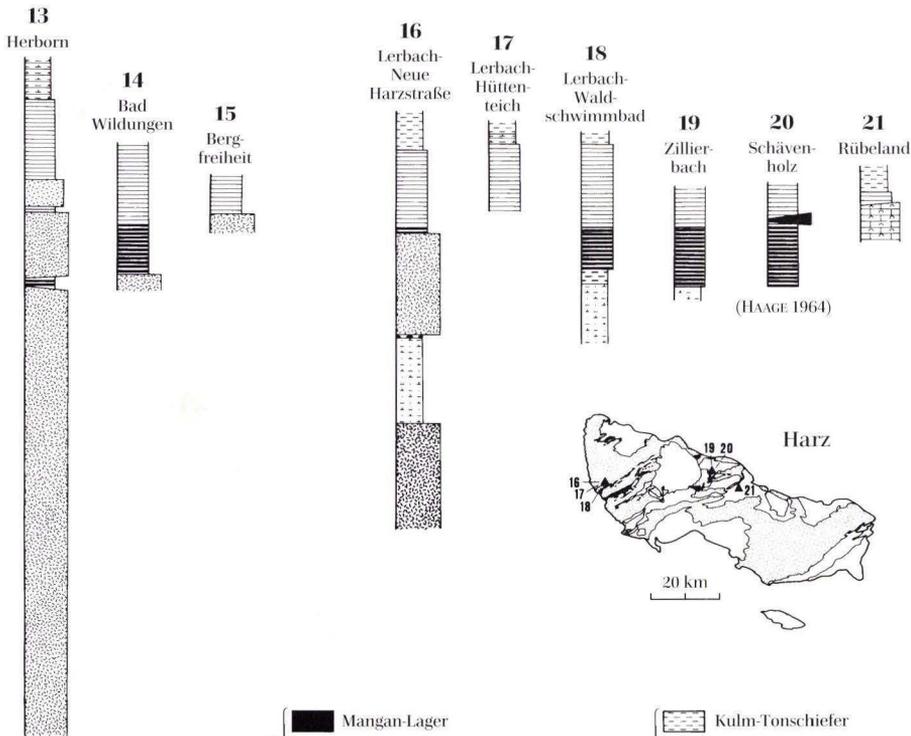
**Abb. 1.** Vergleich des vereinfachten lithostratigraphischen Aufbaus der im Rahmen dieser Arbeit näher untersuchten Kulm-Profile sowie von ausgewählten zusätzlichen Profilen. Die beiden Kartenskizzen zeigen den Ausstrich des Unter-Karbons und die Profil-Lokalitäten; die kieseligen Formationen sind schwarz markiert.

Münsterlandes, Remscheid-Altener Sattel, Lüdenscheider Mulde, Ostsauerländer Sattel, Wittgensteiner Mulde),

c) Dill-Innerste-Faziesraum (nordwestlich der Hörre-Acker-Zone, Dill-Mulde, nordwestlicher Kellerwald, Clausthaler Kulmfaltenzone, Oberharzer Diabaszug),

d) Lahn-Bode-„Faziesraum“ (Hörre-Acker-Zone, Lahn-„Mulde“, südlicher Kellerwald, Sieber-Mulde, Elbingeröder Komplex, Wernigeröder Gebiet).

Die ersten drei Faziesräume, auf denen der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt, sind trotz z.T. erheblicher lokaler Variationen durch charak-



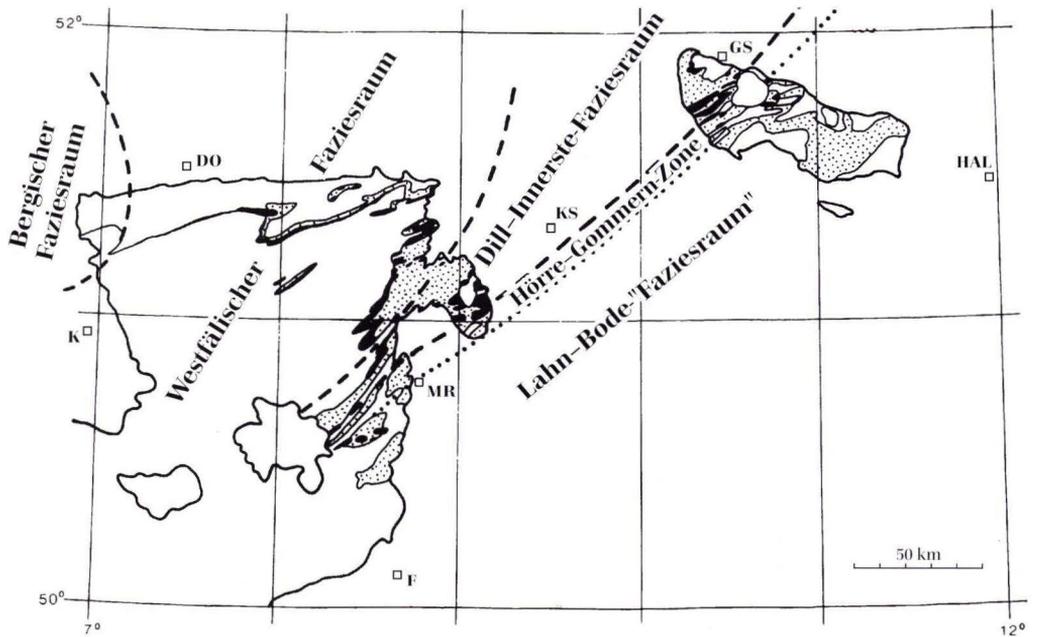


Abb. 2. Die Faziesräume des rhenoherynischen Kulm-Beckens zur Bildungszeit der kieseligen Sedimentgesteine. Der Ausstrich des Unter-Karbons ist markiert (kieselige Gesteine: schwarz).

teristische, im einzelnen untereinander gut vergleichbare Profilentwicklungen gekennzeichnet. Sie haben im Unter-Karbon mit Sicherheit einen zusammenhängenden Ablagerungsraum gebildet. Bei dem vierten „Faziesraum“ handelt es sich um ein komplexes Mosaik von meist

kleinräumigen Fazieszonen, die sich – oft schon beginnend im Devon – in ihrer Profilentwicklung teils stark voneinander und von den drei erstgenannten Faziesräumen unterscheiden. Nähere Ortsangaben zu den untersuchten Aufschlüssen finden sich in Kap. 10.

### 3.2 Bergischer Faziesraum

In diesem Raum vollzieht sich der Übergang von der Karbonatplattform-Fazies („Kohlenkalk“) des westlichen Rheinischen Schiefergebirges in das Kulm-Becken des östlichen Schiefergebirges, Harzes und norddeutschen Untergrundes.

#### Profil 1: Zippenhaus bei Neviges

(vgl. z.B. CONIL & PAPROTH 1968, W. FRANKE et al. 1975, PAPROTH et al. 1973)

Das Profil beginnt im Kern eines lokalen Sattels mit dunkelgrauen bis schwarzen, stark zerschiefernten, kalkigen Tonsteinen, die sich teils

zu festeren, mehrere Dezimeter dicken bankartigen Partien zusammenschließen. W. FRANKE et al. (1975) bezeichneten sie als „Tournai-Zwischenschiefer“ und ordneten sie nach Conodontenfunden dem  $cd\ II\ \alpha$  zu; damit stellen sie eine lokale karbonatische Faziesvariante der Liegenden Alaunschiefer dar. Zum Hangenden folgt der geringmächtige Richrather Kalk, eine Wechselfolge von schwarzen bioklastischen Kalksteinbänken und Tonsteinen, an deren Basis eine stark  $C_{org}$ -führende Tonsteinlage mit teils tektonisch zerscherten phosphoritischen Knollen liegt. Der auflagernde, hier ca. 24 m mächtige

ge Velberter Kalk setzt im höheren cd II  $\beta$  ein (W. FRANKE et al. 1975). Es handelt sich um eine dünn bis dick gebankte teils massive Folge von mittelgrauen, teils dolomitischen bioklastischen Kalkturbiditen mit einigen dünnen tonigen und metabentonitischen Zwischenlagen. Die geschlossene Kalkstein-Folge endet abrupt mit einer ca. 90 cm dicken grobklastischen Bank.

Es folgt ein geringmächtiger Verzahnungshorizont zwischen Kohlenkalk und Kulm in Form einer dünn-schichtigen Wechselfolge von feinkörnigen bioklastischen Kalksteinbänken und schwarzen Tonsteinen („Couches de passage“).

### 3.3 Westfälischer Faziesraum

In diesem Raum ist weitgehend relativ einheitlich die „klassische“ rhenohertzynische Kulm-Abfolge entwickelt. Nach den variabel ausgebildeten Hangenberg-Schichten (Ton- und Kalksteine) bzw. ihren Äquivalenten, die im höchsten Ober-Devon einsetzen und das cd I umfassen (z.B. CLAUSEN et al. 1989), folgen die Liegenden Alaunschiefer, in deren höchstem Teil meist schon die ersten schwarzen Kieselgesteinsbänke auftreten. Phosphorit-Konkretionen, z.T. in Lagen angereichert, sind typisch. Zum Hangenden hin schließen sich die Schwarzen Kiesel-schiefer („Kulm-Lydit“) an, auf die die Kieselkalke, hier überwiegend in Form kalkig-kieseliger Wechsellagerungen, folgen. Die Kieseligen Übergangsschichten leiten danach mit ihrer typischen Wechselfolge von Ton- und Schwarzschiefern, Kalksteinen und Kieselgesteinen zu den Kulm-Tonschiefern über bzw. werden – im Westen des Westfälischen Faziesraumes – vom Kulm-Plattenkalk abgelöst. Diese generelle Abfolge wird von einer Reihe lokaler Sonderentwicklungen z.T. erheblich modifiziert.

#### Profil 2: Becke-Oese bei Hemer

(vgl. z.B. CONIL & PAPROTH 1968, HELMKAMPE 1969, KÜHN-VELTEN & PAPROTH 1981, Subkommission für Karbonstratigraphie 1987)

Über einer Wechselfolge von Tonschiefern,

Die sich zum Hangenden hin anschließende dünn-schichtige Folge von Schwarzpeliten mit Einschaltungen kieselig-kalkiger, vereinzelt Muschelschalen-führender Bänken ist der erste typische Vertreter des „normalen“ Kulms in diesem Profil (höherer Teil der Kieseligen Übergangsschichten/„Posidonienschiefer“). Die Folge geht schließlich über in monotone Schwarz- und Tonschiefer (Hangende Alaunschiefer/Kulm-Tonschiefer). Nach CONIL & PAPROTH (1968) gehört der Kulm-Anteil des Zippenhaus-Profiles aufgrund von Muschel- und Goniatitenfunden in das obere cd III  $\alpha$ /cd III  $\beta$  bis tiefste Namurium.

turbiditischen Sandsteinen und karbonatischen Sand-/Siltsteinen, die aus dem höchsten Ober-Devon ins cd I überleiten, entwickeln sich rasch die hier ca. 20 m mächtigen Liegenden Alaunschiefer. Nach einem Übergangshorizont sind mindestens 35 m der dünnbankigen Schwarzen Kiesel-schiefer aufgeschlossen, in die – vor allem im höheren Teil – zahlreiche Metabentonit-Lagen eingeschaltet sind. Infolge einer Aufschlußlücke, die ca. 85 Profilmeter umfaßt, läßt sich ihre hier offenbar besonders große Gesamtmächtigkeit nicht genau angeben.

Die Aufschlußlücke umfaßt auch den tiefsten Teil der Kieselkalke, von denen ca. 122 m aufgeschlossen sind. Damit liegt hier eine für das gesamte Rhenohertzynikum außergewöhnlich große Mächtigkeit dieser Formation vor, die vor allem auf die Einschaltung einer großen Zahl von Dezimeter-mächtigen (max. 50 cm) bioklastischen Kalksteinbänken mit häufigen Strömungsgefügen zurückzuführen ist. Im tieferen Abschnitt der Kieselkalke sinkt der Anteil der Tonstein- und Kieselgesteinsschichten sogar auf 10–15 %. Verschiedentlich ist die Abfolge deshalb mit dem Hellefelder Kalk verglichen (Subkommission für Karbonstratigraphie 1987) bzw. diesem zugerechnet worden (KÜHN-VELTEN & PAPROTH 1981). Fast übergangslos setzen danach die Kieseligen Übergangsschichten ein, die im Profil Becke-Oese relativ karbonatreich sind

und kaum kieselige Lagen enthalten. Das Profil endet im Kulm-Plattenkalk, der sich mit einem ca. 8 m mächtigen Übergangshorizont durch vermehrte Einschaltung zunehmend dickerer bioklastischer Kalksteinbänke aus den kieseligen Übergangsschichten entwickelt.

### **Profil 3: Oberrödinghausen bei Menden**

(vgl. z.B. EICKHOFF 1973, JACKSON 1985, PAPROTH 1986, Subkommission für Karbonstratigraphie 1987, STEENWINKEL 1984)

Dieses berühmte Profil in einem Bahneinschnitt im Hönne-Tal erschließt Schichten vom Hemberg bis ins höhere Unter-Karbon. Sein devonisch-tiefstunterkarbonischer Anteil ist seit Jahrzehnten intensiv biostratigraphisch untersucht worden (ausführliche Literaturangaben in Subkommission für Karbonstratigraphie 1987). Im Rahmen dieser Arbeit wurden lediglich die Schichten des cd II näher untersucht, soweit sie noch aufgeschlossen sind. Über einer Folge von knolligen dünnbankigen Kalksteinen, Kalkknotenschiefern und Tonsteinen des höheren Devons und tiefsten Unter-Karbons (Wocklum-Kalk und Hangenberg-Schichten) setzen unvermittelt die hier sehr Phosphoritknollenreichen Liegenden Alaunschiefer ein, die in diesem Profil ausnahmsweise vollständig aufgeschlossen sind. Leicht erhöhte Kieselsäuregehalte führen wiederholt zur Ausbildung festerer bankartiger Partien. Mit einem ca. 5 m mächtigen Übergangshorizont, in dem der Kieselsäuregehalt und die Zahl und Dicke schwarzer Kieselgesteinsbänke profilaufwärts allmählich zunimmt, gehen die Liegenden Alaunschiefer in die Schwarzen Kieseliefer über, von denen nur noch ca. 25 m aufgeschlossen sind. Hier fallen die im Vergleich mit anderen Profilen relativ großen Anteile von schwarzpelitischen Zwischenlagen, der insgesamt geringere Gehalt an biogener Kieselsäure in den Kieselgesteinsbänken (petrographisch teils Übergänge zu den Schwarzpeliten der Liegenden Alaunschiefer) sowie das vermehrte Auftreten von Phosphoritknollen auf.

### **Profil 4: Bohrung Münsterland I**

(nach WOLBURG 1963)

Die typische Unter-Karbon-Abfolge des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges ist auch im tieferen Untergrund des Münsterlandes ausgebildet, zeichnet sich aber durch auffällig geringe Mächtigkeiten der einzelnen Einheiten aus (vgl. u.a. auch Bohrung Vingerhoets 93, WOLBURG 1963). Über der typischen kalkig-tonigen Wechselformation des höheren Devons und tiefsten Unter-Karbons liegen nur 3–4 m mächtige Liegende Alaunschiefer, insgesamt 11 m Schwarze Kieseliefer und Kieselkalke mit zahlreichen Tufflagen, 20–28 m kieselige Übergangsschichten (incl. Posidonienschiefer im höheren Teil) sowie bis zur Unter-/Ober-Karbon-Grenze 27–59 m schwarze Tonschiefer (Kulm-Tonschiefer und Hangende Alaunschiefer) mit Plattenkalk-Einlagerungen. Das gesamte Unter-Karbon besitzt hier also nur eine Mächtigkeit von ca. 70–114 m gegenüber ca. 640 m im Raum Hemer-Menden.

### **Profil 5: Cobbenrode bei Lennestadt**

(vgl. GAUGLITZ 1976, GWOSDZ 1972, HAUSMANN 1983, WITTEN 1979)

Das Profil zeigt im wesentlichen die normale Beckenfazies des Westfälischen Faziesraumes. Es beginnt mit einer mehr als 9 m mächtigen überwiegend schwarzen Kieselgesteinsfolge (Schwarze Kieseliefer), in die vereinzelt turbiditische Kalksteinbänke eingeschaltet sind; diese letzteren stellen vermutlich z.T. zeitliche Äquivalente des Erdbacher Kalks dar. Ungewöhnlich sind vereinzelt dünne Einlagerungen rotbrauner, sandig-mürbe verwitternder hämatitisch mineralisierter Kieselgesteine, die vorzüglich erhaltene Radiolarien führen (siehe Kap. 4.4.1.3, Abb. 9). Die restlichen ca. 12,50 m des Profils werden von der typischen kieselkalkigen Wechselformation der Kieselkalke aufgebaut, wobei die untere Partie relativ arm an Kieselgesteinschichten ist und Plattenkalk-Charakter besitzt. Ungewöhnlich ist im Profil Cobbenrode ein in die Kieselkalke scharf eingeschalteter 30–60 cm mächtiger Brekzien-Horizont aus Crinoidenschutt und groben auf-

gearbeiteten Kalkstein- und tonigen Kieselgesteinskomponenten.

#### **Profil 6: Drewer bei Belecke**

(vgl. z.B. CLAUSEN et al. 1989, STASCHEN 1968, STRUCKMEIER 1982, Subkommission für Karbonstratigraphie 1987)

Die Basis des an der NW-Wand und ehemaligen NW-Zufahrt des berühmten ehemaligen „Provinzialsteinbruchs“ (ausführliche Literaturangaben in CLAUSEN et al. 1989 und Subkommission für Karbonstratigraphie 1987) aufgenommenen Profils wird von Kalkknotenschiefern und Knollenkalksteinen des hohen Ober-Devons gebildet, und die ins tiefste Unter-Karbon überleitenden Hangenberg-Schichten setzen sich hier aus einer Wechselfolge von Knollenkalksteinen und teils kalkigen Ton-, Silt- und Feinsandsteinen zusammen.

Über einer scharfen lithologischen und farblichen Grenze setzen an der NW-Wand die hier nur 90–92 cm mächtigen schwarzen Liegenden Alaunschiefer ein. Sie bestehen aus einem unteren Horizont, in dem relativ kleine und oft runde Phosphoritknollen verteilt sowie in schwach lagigen Anreicherungen vorkommen, und einem oberen Horizont, in dem massenhaft relativ große Knollen und flatschenartige Linsen von Phosphorit meist lagig stark angereichert und häufig nicht schichtparallel angeordnet sind. Kieselige Schichtverhärtungen fehlen. Nach Osten zu verliert in der Nordwand des Steinbruchs innerhalb weniger Zehnermeter zunächst der untere, dann auch der obere Horizont lateral seine lithologischen Merkmale: die Liegenden Alaunschiefer gehen dann in der NE-Wand faziell rasch in gleichaltrige kondensierte Kalksteine über, die überall im Kern des Belecker Sattels die phosphoritreichen Schwarzpelite vertreten (CLAUSEN et al. 1989).

Es folgt ein 92 cm mächtiger Horizont, in dem dünn- bis mitteldick gebankte Crinoidenschuttreiche bioklastische Kalksteine über Schwarzpelite teils mit Phosphoritknollen dominieren. Auch die Mächtigkeit dieser Einheit nimmt nach Osten hin sukzessiv ab. CLAUSEN et al. (1989) setzen die unteren zwei Drittel dieses Ho-

rizonts dem Erdbacher Kalk gleich und geben nach Conodonten als Alter das höchste  $cd\ II\ \beta$  an. Es schließt sich eine ca. 11 m mächtige monotone Folge von teils in festen Bänken abgesetzten schwarzen, schwach kalkigen Ton- und Siltsteinen mit Metabentonit-Bändern an, die an der Basis zahlreiche unregelmäßige Pyrit-Konkretionen führt. Diese Folge ist eine lithofazielle Besonderheit des Belecker Raumes, die in keinem der anderen untersuchten Unter-Karbon-Profile des Rhenoharzynikums auftritt; sie scheint hier im wesentlichen den höheren Teil der Schwarzen Kieselschiefer lithofaziell zu vertreten (vgl. STASCHEN 1968). Auch die nachfolgende, durch Farb- und Lithologiewechsel scharf abgesetzte, ca. 4 m mächtige rhythmische Wechselfolge von grauen dünnen Kalk- und Tonsteinschichten wurde nur im Profil Drewer beobachtet.

Erst der höchste, über ca. 12 m aufgeschlossene Abschnitt des Profils zeigt die „normale“ Entwicklung des Kulm-Beckens in Form der Kieselkalke mit ihrer typischen Wechsellagerung aus Kieselgesteins- und Kalksteinbänken. Auffällig ist hier lediglich die starke Beteiligung von Metabentonit-Schichten (ca. 30 % Profilan-teil), die außergewöhnlich dick werden (häufig 10–20 cm!); eine weitere Besonderheit dieses Horizonts ist auch eine im Durchschnitt ca. 50 cm dicke massige Einzelbank eines silifizierten Tuffs, die durch syndiagenetische Schichtverformungen gekennzeichnet ist.

#### **Profil 7: Rottenberg bei Adorf**

(vgl. JACKSON 1985)

Das Straßen- und Steinbruchprofil beginnt mit grauen siltigen Tonschiefern und eingeschalteten turbiditischen Sandsteinbänken des höchsten Ober-Devons und tiefsten Unter-Karbons. Infolge erhöhten  $C_{org}$ -Gehaltes und damit verbundenem raschen Übergang zu schwarzer Farbe entwickeln sich die typischen Liegenden Alaunschiefer, die vereinzelt – zunehmend im höchsten Abschnitt – kieselige verhärtete Schichten ausbilden; sie haben hier eine ungewöhnlich große Mächtigkeit von ca. 45 m. Nach einem Übergangshorizont folgen dann die mit nur ca. 9

m hier relativ geringmächtigen Schwarzen Kiesel-schiefer, in die etliche bis ca. 40 cm dicke Kalksteinbänke eingeschaltet sind (zeitliche Äquivalente des Erdbacher Kalks). Durch allmähliches schichtweises Zurücktreten der schwarzen Gesteinsfarbe bei gleichzeitiger Zunahme des Anteils von Kalksteinschichten entwickeln sich dann zum Hangenden die Kieselkalke, die hier besonders typisch ausgebildet sind und fast 26 m Mächtigkeit erreichen; die Metabentonit-Lagen sind in diesem Niveau sehr zahlreich. Durch erneuten Farbumschlag und starke Beteiligung von Schwarzpeliten schließt sich am Profilende noch der Beginn der Kieseligen Übergangsschichten an; in ihnen ist ein maximal ca. 1,30 m dicker Störungshorizont mit Duplexbildung ausgebildet.

#### **Profil 8: Bromberg bei Medebach**

(vgl. CONIL & PAPROTH 1983, Exkursionsführer Geotagung Göttingen 1977, JACKSON 1985, NICOLAUS 1963)

Die Abfolge ist derjenigen im Profil Rottenberg insgesamt sehr ähnlich. Sie beginnt in den Schwarzen Kiesel-schiefern, in deren tieferen Teil sich wiederum zahlreiche bis ca. 40 cm dicke turbiditische Kalksteinbänke (Äquivalente des Erdbacher Kalks) einschalten. Durch Zunahme dünner Kalksteinschichten und Zurücktreten der schwarzen Farbe entwickeln sich profilaufwärts die typischen hier ca. 22 m mächtigen Kieselkalke, in die sich zahlreiche dünne Metabentonit-Schichten einlagern.

Eine Besonderheit des Profils Bromberg stellt eine maximal ca. 1,60 m mächtige, noch im Aufschluß auskeilende Einlagerung aus Schwarzpeliten mit einzelnen schwarzen Kieselgesteinsbänken und Phosphorit-Konkretionen dar, die lithologisch den Liegenden Alaunschiefern entspricht. Lediglich der Hangendkontakt dieses Schichtpakets ist deutlich schichtparallel gestört. Ob eine stratigraphische, tektonische oder rutschungsbedingte (JACKSON 1985) Einschaltung vorliegt, kann nicht entschieden werden.

Ohne allmählichen Übergang setzen im Hangenden der Kieselkalke die hier ca. 11 m mächtigen Kieseligen Übergangsschichten ein, die in

diesem Profil einen ihrer besten Aufschlüsse im gesamten Rhenoharzynikum besitzen (vgl. Einzelschichtaufnahme von NICOLAUS 1963). Es handelt sich um eine Wechselfolge von Schwarzpeliten, grauen Tonschiefern, Kieselgesteinsbänken und turbiditischen Kalksteinbänken sowie dünnen Metabentonit-Lagen; diese verschiedenen Gesteinstypen schließen sich teils paketweise zusammen. In den höheren Teil ist der Crenistria-Kalk eingelagert, eine hier in drei Einzelebänke mit tonigen Zwischenmitteln gegliederte Kleinabfolge von mikritischen Cephalopoden-Kalksteinen (HERBIG 1995, JACKSON 1990, NICOLAUS 1963).

Abrupt setzt im Hangenden der Kieseligen Übergangsschichten der Posidonienkalk (MEISCHNER 1962) ein, eine ca. 10,50 m mächtige Serie von dm- bis mehrere dm-dicken Bänken relativ grobkörniger karbonatischer Turbidite mit Tonschiefer-Zwischenlagen. Das Profil Bromberg endet in den monotonen Kulm-Tonschiefern.

#### **Profil 9: Dodenau bei Battenberg**

(vgl. HAUSMANN 1983, JACKSON 1985)

An einer Störung, die das aufgenommene Profil gegen jüngere bankige Kieselgesteine versetzt, beginnt die Schichtfolge mit den eintönigen Liegenden Alaunschiefern, die gelegentlich kieselige bankige Verhärtungen und im höheren Teil helle Metabentonit-Lagen aufweisen. Es folgt dann eine Übergangszone aus wechselnden Schwarzpeliten und schwarzen Kieselgesteinsbänken sowie eine hier nur geringmächtige mehr oder weniger geschlossene Folge von schwarzen Kieselgesteinsbänken, die zusammen nur ca. 9 m Mächtigkeit erreichen. Anschließend sind noch ca. 19 m grauer Kieselgesteine der Hellen Kiesel-schiefer aufgeschlossen. Den Profilaufschluß bilden auch hier die Kieselkalke, die allerdings nicht mehr aufgeschlossen sind (Lesesteine im Bereich des anschließenden verschütteten Steinbruchs).

#### **Profil 10: Lindenhof bei Hatzfeld/Eder**

(vgl. BRAUN 1990, HAUSMANN 1983)

Im SE-Teil des Westfälischen Faziesraumes, in der Wittgensteiner Mulde, beginnt nach Sü-

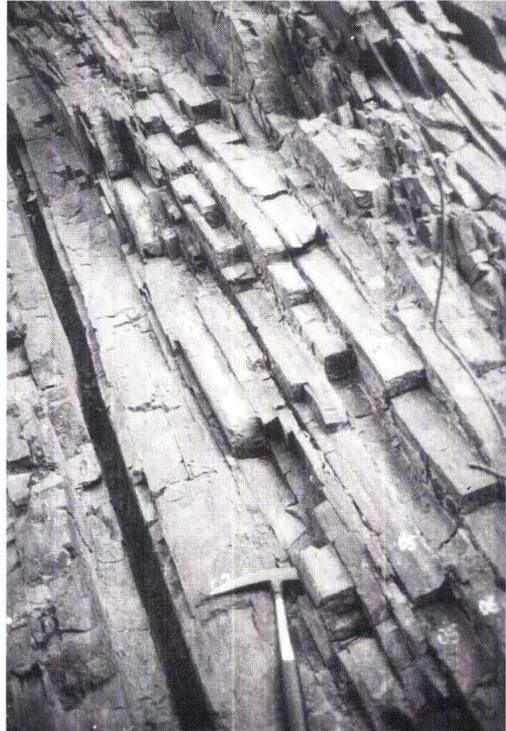
den zu der Übergang zur Profilentwicklung des Dill-Innerste-Faziesraumes. Einerseits wird dies – bei im wesentlichen vergleichbaren Gesamtmächtigkeiten im Unter-Karbon – deutlich am Zurücktreten der Kalksteinbänke in den Kieselkalcken (HAUSMANN 1983, WITTEN 1979); dabei fallen die karbonatischen Turbidite zunächst im tieferen Abschnitt der Kieselkalke aus, so daß sich sukzessiv die fast karbonatfreie Folge der Hellen (teils auch „Bunten“) Kieselchiefer einstellt. Andererseits verlieren auch die Kieseligen Übergangsschichten ihre charakteristische polyolithologische Zusammensetzung, in dem karbonatische und kieselige Schichten zurücktreten (vgl. NICOLAUS 1963).

Diese Situation zeigt das Profil Lindenhof. Es beginnt in einem lokalen Sattelnern mit einer Wechselfolge von Schwarzpeliten und schwarzen Kieselgesteinen, die sich wahrscheinlich direkt aus den hier nicht aufgeschlossenen liegenden Alaunschiefern entwickelt. Den Anschluß bildet eine typische geschlossene Folge von Kieselgesteinsbänken der Schwarzen Kieselchiefer mit ca. 12 m Mächtigkeit. Diese geht profilaufwärts in eine ca. 24 m mächtige monotone Folge von grünlich-grauen Kieselgesteinsbänken mit sehr dünnen kieseligen Tonsteinmitteln und metabentonitischen Lagen über, die Hellen Kieselchiefer (Abb. 3). Den Abschluß bildet eine über ca. 14 m aufgeschlossene Kieselkalk-Folge, die hier aus einer Wechselagerung von turbiditischen Kalksteinbänken, rötlichen und grünlichen Kieselgesteinen und kieseligen Peliten sowie Metabentonit-Lagen besteht.

**Profil 11: Wallau bei Laasphe**

(vgl. BRAUN & AMON 1991, H.-J. GURSKY in BENDER et al. 1993, HAUSMANN 1983, HERBIG & MAMET 1994, HOSS 1957, H. HUCKRIEDE 1993)

Dieses bekannte Profil am SE-Rand des Westfälischen Faziesraumes weist mehrere Besonderheiten auf. In den höheren Teil der Schwarzen Kieselchiefer, von denen hier ca. 11 m aufgeschlossen sind, schaltet sich ein stratiformer ca. 0,60–1,40 m mächtiger Mangankarbonat-reicher Horizont ein. Er setzt sich aus bis zu fünf



**Abb. 3.** Mittlerer Teil der Hellen Kieselchiefer im Profil Lindenhof: bankige graue bis grünliche Kieselgesteine mit metabentonitischen Zwischenmitteln („Tuffe“).

ca. 5–20 cm dicken Rhodochrosit-reichen laminierten Einzelschichten sowie zwischengelagerten schwarzen und graugrünen Kieselgesteinsbänken mit Schiefermitteln zusammen (vgl. H.-J. GURSKY in BENDER et al. 1993, H. HUCKRIEDE 1993). Ähnliche teils auch Mangansilikat-reiche Mineralisationen vergleichbarer stratigraphischer Stellung sind auch u.a. aus der weiteren Umgebung von Wallau (REICH 1934, SCHAEFFER 1980, SCHMIERER 1934), aus dem Kellerwald (HUMMEL 1923) sowie aus dem Elbingeröder Komplex im Osthartz (BURCHARDT 1970, HAAGE 1964) bekannt; eine Zusammenschau gibt H. HUCKRIEDE (1993).

Ein Kieselgesteins-reicher Horizont vom Typ der Hellen Kieselchiefer ist im Profil Wallau nicht entwickelt. Auf die Schwarzen Kieselchiefer folgt nach einer schmalen Übergangszone die

ca. 20,50 m mächtige Folge der Kieselkalke. Eine Besonderheit dieses Profils ist, daß kaum harte gebankte Kieselgesteine mit den turbiditischen Kalksteinschichten wechsellagern, sondern ganz überwiegend im unteren Teil auffällig rötliche, im oberen Teil intensiv grünliche kieselige Tonsteine. Metabentonit-Lagen sind stark beteiligt.

### 3.4 Dill-Innerste-Faziesraum

Dieser Raum umfaßt Dill-Mulde, nordwestlichen Kellerwald, Clausthaler Kulmfaltenzone, Oberharzer Diabaszug und Söse-Mulde. Gegenüber dem Westfälischen Faziesraum fällt auf, daß der Anteil von karbonatischen Schichten fast ganz zurückgeht: die Kieselkalke werden von den Hellen Kieselchiefern abgelöst, und die Kieseligen Übergangsschichten werden stark von Tonsteinen dominiert, in denen neben den kalkigen auch die kieseligen und schwarzpelitischen Schichten zurücktreten (vgl. z.B. NICOLAUS 1963). Demgegenüber werden die Profilentwicklungen im südwestlichen Teil dieses Faziesraumes vor allem im tieferen Unter-Karbon unterschiedlich stark von den z.T. sehr mächtigen Deckdiabas-Einschaltungen beeinflusst.

#### **Profil 12: Hauwald bei Buchenau/Lahn**

(vgl. BLASS 1980)

Das Profil liegt nur wenige hundert Meter nordwestlich der Endbacher Störung, die den Randbereich der Hörre-Zone mit dem Wollenberg-Quarzit (einem Teilstück des Hörre-Gommern-Quarzits) auf die Dill-Mulde überschiebt. Es beginnt mit einem auf ca. 14 m aufgeschlossenen massigen relativ grobkörnigen Diabas der Deckdiabas-Folge. Dieser wird an einem scharfen Kontakt von zwei ca. 1 m bzw. 10–80 cm mächtigen schichtartig aufgebauten, intrusiven, alterierten und verwitterten Diabaskörpern überlagert, zwischen die sich eine maximal 30 cm dicke Linse eines tonig-kieseligen vulkanodetritischen Silt-/Sandsteins einlagert.

Zum Hangenden folgen die hier ca. 4 m mächtigen Schwarzen Kieselchiefer, die einen kieseligen tonig-feinsiltigen Basishorizont besitzen. Den

In den ca. 13 m mächtigen Kieseligen Übergangsschichten, in die der auch hier dreibankige Crenistria-Kalk eingeschaltet ist, treten kieselige und kalkige Schichten gegenüber Schwarzpeliten und grauen Tonsteinen schon stark zurück. Den Profilabschluß bildet die ca. 80 cm dicke Basbank des Posidonienkalks.

Rest des aufgeschlossenen Profils bildet der ca. 17 m mächtige untere und mittlere Teil der Hellen Kieselchiefer, die hier als grünlich-graue bis schwach rötliche, teils auch intensiv grüne bankige Kieselgesteine und kieselige Tonsteine mit zahlreichen bis 20 cm dicken teils rhythmisch eingeschalteten Metabentonit-Schichten ausgebildet sind. In den tieferen Teil dieser Folge sind zwei mehrere Dezimeter dicke und über mehrere Meter verfolgbare Linsen von rotem ungeschichtetem und teils brekziösem Kieselgestein (Eisenkiesel) eingelagert, die stellenweise randlich von dunkelgrünen Kieselgesteinen begleitet werden. Solche Eisenkiesel-Horizonte sind als lokale Einlagerungen im Deckdiabas und in seinen Hangendschichten in der Dill-Mulde (z.B. LIPPERT et al. 1970, SCHAEFFER 1980), im Kellerwald (HORN et al. 1973) und im Harz typisch.

#### **Profil 13: Herborn, am Bahnhof**

(vgl. Exkursionsführer Geotagung Göttingen 1977 JACKSON 1985, NICOLAUS 1963, WALLISER 1960)

Der bekannte Bahneinschnitt am Galgenberg (parallel zum Schnellstraßen-Profil) nördlich des Bahnhofs von Herborn erschließt zunächst den oberen Abschnitt (ca. 135 m) der hier mehrere hundert Meter mächtigen Deckdiabas-Folge. Es stehen hauptsächlich extrusive, massige und Pillow-Laven und daneben massiger Intrusiv-Diabas an, in die sich zehn sedimentäre Linsen sowie einige ungeschichtete eisenreiche Kieselgesteinskörper („Eisenkiesel“) einschalten. Die Sedimentlinen bestehen im wesentlichen aus teils hämatitischen, teils auch vulkanodetritischen Ton- und Siltsteinen, die lagenweise kieselig sind. Die stratigraphisch

höchste bis ca. 3,50 m dicke Linse hat Conodonten des mittleren cd II geliefert (WALLISER 1960), d.h. der Deckdiabas vertritt hier zumindest einen Teil auch der Schwarzen Kieseliefer. Die oberste ca. 15 m mächtige Diabas-Einheit hat ihre direkten Liegend- und Hangendsedimente gefrittet und ist demnach intrusiv.

Sie wird von geringmächtigen thermisch stark überprägten Kieselgesteinen überlagert. Es folgt der im Dillenburg-Herborner Raum lokal auftretende Horizont der „Basis-Grauwacke“, der hier ca. 6,50 m mächtig ist. Er besteht aus zwei massigen Grauwackenbänken, einer unteren von 3,50–4,60 m und einer oberen von 40–60 cm Dicke, sowie einer zwischengeschalteten ca. 1–2 m dicken Wechselfolge aus dünnbankigen Kieselgesteinen, Grauwacken und Tonsteinen.

Es schließt sich eine monotone Folge von grünlichen bis grauen bankigen Kieselgesteinen und kieseligen Tonsteinen mit einigen sehr dünnen Metabentonit-Lagen an (Helle Kieseliefer). Den Profilabschluß bildet eine ca. 14 m mächtige schlecht aufgeschlossene Wechselfolge von grauen teils kieseligen Tonsteinen und Schwarzpeliten mit seltenen Metabentonit-Lagen, die in „verkümmerte“ Form die kieseligen Übergangsschichten repräsentiert und von grauen Kulm-Tonschiefern überlagert wird. Karbonatische Schichten fehlen im gesamten Profil, auch der Horizont des Crenistria-Kalks ist pelitisch entwickelt. Der nur ca. 6,5 km entfernte Langenaubach-Breitscheider Riffkomplex bzw. die ihm nachfolgende unterkarbonische Schwelle (KREBS 1966) haben sich im Profil Herborn nicht als Sedimentlieferanten ausgewirkt; entsprechende Kalkturbidite sind aus anderen Profilen dieses Raumes aber durchaus bekannt (mdl. Mitt. P. BENDER, Marburg).

#### **Profil 14: Bad Wildungen, am ehem. Café Waldhaus**

(vgl. JACKSON 1985, DEHMER et al. 1989)

Das Profil im alten Steinbruch am ehemaligen „Café Waldhaus“ (jetzt „Brauhaus Bad Wildungen“) beginnt mit einem über 4–5 m aufgeschlossenen Pillowlava-Strom des Deckdiaba-

ses. Die Oberfläche des Lavastroms lag ursprünglich ungefähr horizontal, weist aber wegen der Lavakissen ein wulstig-kleinkuppiges Relief mit Höhenunterschieden von bis ca. 50 cm auf, das von maximal 1 m mächtigen dunklen, schwach kieseligen, siltigen Tonsteinen aufgefüllt und versiegelt wird. Es folgt die leicht gestörte, hier etwa 11 m mächtige Formation der Schwarzen Kieseliefer, deren unterer Teil noch durch teils graue Farben und hohen Anteil von Tonsteinschichten gekennzeichnet ist. Die schwarzen Kieselgesteine sind etwas unregelmäßig mit linsig-welligen Bankverdickungen und schwarzpelitischen Zwischenmitteln ausgebildet; eingeschaltet ist auch ein auffälliger, hell verwitternder, mehrschichtig aufgebauter Metabentonit-Horizont von mindestens 30 cm Dicke, der in der Regionalliteratur als „Conodonten-Tuff“ oder „Anchoralis-Tuff“ bezeichnet wird und ein wichtiger Leithorizont ist.

Die restlichen ca. 20 m des Profils (Helle Kieseliefer) bestehen aus einer relativ eintönigen Wechselfolge von stark überwiegenden grauen bis grünlichen, vereinzelt rötlichen Kieselgesteinsbänken mit zahlreichen Metabentonit-Lagen. Kieselige Tonsteine sind sehr untergeordnet, partienweise kommen dünne turbiditische Kalksteinschichten vor. Auffällig sind groblaminierte vulkanodetrinitische Bänke mit syndiagenetischen Setzungsstrukturen (vgl. SCHWARZ 1989). DEHMER et al. (1989) haben einen ca. 2 m mächtigen Profilausschnitt an der Grenze Schwarze/Helle Kieseliefer näher untersucht.

#### **Profil 15: Bergfreiheit bei Zwesten**

In dem Steinbruch am Besucherbergwerk von Bergfreiheit bildet wahrscheinlich intrusiver massiger Diabas der Deckdiabas-Folge die Basis. Er wird an einer scharfen welligen Kontaktfläche von einer mindestens 3 m mächtigen Folge dunkelgrauer bis hellgrau-grünlicher bankiger Kieselgesteine mit metabentonitischen Zwischenlagen überlagert (Helle Kieseliefer). Im tieferen Teil dieses Horizontes sind „glasige“ Bänke und starke linsig-wellige Schichtungsunregelmäßigkeiten auffällig.

### **Profil 16: Lerbach – Neue Harzstraße**

(vgl. Exkursionsführer Geotagung Göttingen 1977, JORDAN 1976, NÖLTNER 1991, ZELLMER 1995b)

Das Profil beginnt mit massigen und Pillow-Diabasen sowie Schalsteinen des Mittel-Devons. Es schließt sich eine infolge Ablagerung auf der Oberharzer Diabas-Schwelle stark mächtigkeits-reduzierte (nur ca. 15 m) Serie von hochmittel-devonischen (Wissenbacher Schiefer) und ober-devonischen bis tiefstunterkarbonischen Tonschiefern an, in die ein Horizont von Kalksteinlinsen des unteren Ober-Devons eingeschaltet ist (JORDAN 1976).

Dann folgen mit scharfer Basis die durchschnittlich 0,90 m mächtigen Phosphoritknollen-reichen Liegenden Alaunschiefer. Sie werden von einer ca. 24 m mächtigen effusiven teils pillowführenden Deckdiabas-Abfolge an einer leicht welligen Grenzfläche mit ca. 10 cm dickem kontaktmetamorphem Liegendsaum überlagert. Die Diabas-Abfolge wird von sechs linsenförmigen maximal 1,20 m dicken sedimentären Einschaltungen gegliedert, diese bestehen aus grauen Ton-, Silt- und Feinsandsteinen, Schwarzpeliten mit Phosphoritknollen sowie vulkanodetritischem Material. Vor allem im höheren Abschnitt des Deckdiabases kommen Linsen von ungeschichtetem hämatitischem Kieselgestein vor (Eisenkiesel).

Der Deckdiabas wird an einem scharfen welligen Kontakt von einem ca. 0,7 bis 1 m dicken Horizont aus im unteren Teil Schwarzpeliten mit Eisenkiesel-Linsen und -Bändern und im oberen Teil dünnbankigen schwarzen Kieselgesteinen überlagert (Schwarze Kiesel-schiefer). Aufgrund von Conodonten-Bestimmungen durch JORDAN (1976) gehört die gesamte Abfolge von den Liegenden Alaunschiefern bis in die schwarzen Hangendschichten des Deckdiabases hier ins *cd II  $\alpha$* . Es folgen die ca. 16,50 m mächtigen Hellen Kiesel-schiefer („Adinol-Folge“), die aus einer Wechselfolge von meist dünnbankigen grau-grünen bis intensiv grünen Kieselgesteins-bänken mit zahlreichen hellen, oft rötlichen, tonigen und metabentonitischen Zwischenlagen bestehen, farbige Bänderungen sind verbreitet („Adinole“). Nach einer Aufschlußlücke, die den

obersten Teil der Hellen Kiesel-schiefer und die Kieseligen Übergangsschichten umfaßt, folgen die grauen Kulm-Tonschiefer.

### **Profil 17: Lerbach – Hüttenteich**

(vgl. EL TARABILI 1962, KULLMANN & MEYER 1963)

Das bekannte Profil in der Straßenkurve gegenüber dem Gelände des ehemaligen Lerbacher Hüttenteichs (jetzt geschütztes Biotop) erschließt auf ca. 80 m Länge eine tektonisch deformierte Folge hauptsächlich von Kieselgesteinen, Tonsteinen und Grauwackenbänken des *cd II  $\beta$ -cd III*. Während der südliche Profilschnitt (laufende Meter 29–80) mehrfach gestört und teilweise eng gefaltet ist, erlaubt der nördliche Abschnitt (Meter 0–29) die Aufnahme eines im wesentlichen ungestörten Vergleichsprofils zum höheren Teil des nur ca. 350 m entfernten Profils 16 (Lerbach – Neue Harzstraße).

Am ehemaligen Lerbacher Hüttenteich setzt die Abfolge mit mindestens 13 m von relativ geschlossenen und dünn bis mitteldick gebankten meist intensiv grünen Kieselgesteinen ein (Helle Kiesel-schiefer). Rote und graue Kieselgesteins-bänke, graue Kalksteinlagen sowie zahlreiche beigefarbene Metabentonit- bzw. Tuff-Lagen sind eingeschaltet. Im höheren Teil dieses Abschnitts werden die Gesteine vermehrt dünnbankig, und grüne sowie beigefarbene metabentonitische und tonige Zwischenmittel treten zunehmend auf. Den Abschluß der Hellen Kiesel-schiefer bildet eine ca. 2,50 m mächtige Wechselfolge von dünnbankigen vermehrt grauen Kieselgesteinsbänken mit profilaufwärts zunehmend dickeren Tonstein-Zwischenlagen, so daß diese Folge den Übergang zu den hangenden Kieseligen Übergangsschichten darstellt. Diese letzteren bestehen aus einer Folge von basal teils schwarzen, ansonsten dunkelgrauen Tonsteinen mit kieselig verhärteten Lagen, sie endet nach ca. 5,50 m an einer Störung.

### **Profil 18: Lerbach-Waldschwimmbad**

(vgl. JORDAN 1976, TOURE 1972)

Dieses nur ca. 2,2 km von den beiden anderen Lerbacher Lokalitäten entfernte Profil liegt bereits in der Söse-Mulde und zeigt eine stark ab-

weichende Entwicklung. Es beginnt mit mindestens mehrere Zehnermeter mächtigen, monotonen, schiefrigen, teils siltigen Tonsteinen, die kräftig bräunlich-rot gefärbt sind („Rotschiefer“ des Ober-Devons, TOURE 1972). Diese gehen im Hangenden in die ca. 3,50 m mächtigen Liegenden Alaunschiefer über, die Phosphoritknollen und im höheren Teil schwarze Kieselgesteinsbänke führen. Es folgen mit ca. 9,50 m Mächtigkeit die Schwarzen Kieselschiefer, die ganz überwiegend aus dünnen schwarzen Kieselgesteinsbänken aufgebaut sind und im oberen Teil auch

graue und rötliche Lagen enthalten. Fast Übergangslos schließt sich dann eine mindestens 18 m mächtige eintönige Folge von kräftig rötlichen meist dünnbankigen Kieselgesteinen an, lagenweise kommen auch graue und grünliche Farben vor. Diese Folge, die stark an typische mesozoische Radiolarite z.B. im Tethysbereich oder am pazifischen Kontinentalrand von Nord- und Mittelamerika erinnert und im Rhenoherynikum sonst untypisch ist, repräsentiert hier die Hellen Kieselschiefer. Nach einer Aufschlußlücke folgen dann die grauen Kulm-Tonschiefer.

### 3.5 Lahn-Bode-„Faziesraum“

Dieser Raum umfaßt die Hörre-Gommern-Zone (Hörre-Wollenberg-Kellerwald-Acker/Bruchberg-Ilsenburg-Gommern), die Lahnmulde (einschließlich ihrer Randgebiete zur Hörre-Zone), den südlichsten Kellerwald sowie einen großen Teil des Mittelharzes (Lonauer Sattel, Sieber-Mulde, Raum Wernigerode, Elbingeröder Komplex und Umgebung). Er ist in komplizierter Weise faziell kleinräumig gegliedert und tektonisch deformiert (u.a. BENDER 1989, BENDER & BRINCKMANN 1969, LUTZENS 197, SCHWAN 1967, 1991, STOPPEL 1961, WACHENDORF 1986) und wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht repräsentativ erfaßt. Fünf ausgewählte Profile mit kieseligen Gesteinen geben einen Eindruck von den komplexen lithostratigraphischen und faziellen Verhältnissen in diesem Raum während des Unter-Karbons.

#### **Profil: Morgenbrodstaler Graben bei Riefensbeek/Harz**

(vgl. KOCHMANN 1968, MEYER 1965, D. STOPPEL im Exkursionsführer Geotagung Göttingen 1977)

Dieses Profil liegt in der Hörre-Gommern-Zone, in der eine vom übrigen Rhenoherynikum lithostratigraphisch und z.T. auch lithologisch-faziell abweichende Abfolge des Ober-Devons und Unter-Karbons ausgebildet ist (vgl. z.B. BENDER 1989, SCHWAN 1967, 1991). Das lückenhafte Profil am Wehr des Morgenbrodstaler Grabens im Bachbett der oberen Großen Söse unterhalb

der Hammerstein-Klippen ist mehrfach partienweise gestört und eng gefaltet. Es beginnt ca. 40-50 m westlich (= unterhalb) des Wehres mit dickbankigen hellgrauen Quarziten vom Typ des Hörre-Gommern-Quarzits, die in zerscherzte dunkle Tonschiefer und Kieselgesteinsbänke eingelagert sind. Nach einer Aufschlußlücke folgt zwischen ca. 10 und 35 m westlich des Wehres eine Wechselfolge von schwarzen Kieselgesteinsbänken und Schwarzpelit-Lagen, in die mehrere dm- bis 2 m-dicke schwarze Quarzitbänke (teils Linsen) scharf eingeschaltet sind. Nach Conodontenfunden von KOCHMANN (1968) gehört diese Folge in das cd II  $\beta$ , ist also - abgesehen von den Quarzit-Einlagerungen - mit dem Niveau der Schwarzen Kieselschiefer im nördlichen Rhenoherynikum lithologisch und altersmäßig vergleichbar. Am Wehr und östlich davon stehen typische dicke Bänke des hellgrauen bis weißen Hörre-Gommern-Quarzits an; der Kontakt zu der liegenden Wechselfolge ist allerdings nicht aufgeschlossen. Ob das Profil eine noch zumindest prinzipiell originale stratigraphische Abfolge wiedergibt, ist wegen der tektonischen Deformation zweifelhaft.

#### **Profil: Stollenklippe bei Sieber/Harz**

(vgl. KOCHMANN 1968, R. SOLANWAR im Exkursionsführer Geotagung Göttingen 1977)

Dieses Profil liegt am SE-Rand des Acker-Zuges der Hörre-Gommern-Zone im Bachanriß

des oberen „Gelben Lochs“ oberhalb des Kirchtaler Planwegs an der Stollenklippe. Es ist lückenhaft aufgeschlossen und mehrfach tektonisch gestört. Das Profil beginnt in teilweise rötlichen Tonschiefern des cd I (R. SOLANWAR), an die sich eine Wechselfolge von grauen und schwarzen kieseligen Tonschiefern, Kieselgesteinsbänken und Siltsteinen anschließt. In diese lagern sich einige mehrere Dezimeter dicke schwarze Quarzitbänke scharf ein (cd II  $\alpha$  nach R. SOLANWAR). Im Hangenden folgt der dickbankige Hörre-Gommern-Quarzit. Auch hier ist unklar, inwieweit das Profil noch die ursprüngliche Schichtenabfolge repräsentiert.

**Profil 19: Zillierbach bei Elbingerode/Harz**  
(vgl. ZÖLLICH 1939, ZELLMER 1995b)

Im Raum Elbingerode (Mittelharz) sind die stratigraphischen, lithofaziellen und tektonischen Verhältnisse besonders kompliziert. Vor allem nach BURCHARDT (1970), HAAGE (1964), PFEIFFER (1968), SCHIMANSKI (1969), WEYER (1968) und ZELLMER (1995a, b) folgen im Idealfall über  $C_{org}$ -reichen „Rußschiefern“ (Liegende Alaunschiefer) zunächst schwarze Kieselgesteine („Ahrendfeld-Serie“, = Schwarze Kieselschiefer) und darauf grünliche, teils stark tufftische Kieselgesteine („Büchenberg-Serie“, = Helle Kieselschiefer bzw. deren Äquivalente), die in Kulm-Tonschiefer übergehen. Ahrendfeld- und Büchenberg-Serie überlagern nach einer Schichtlücke unterschiedlich alte Schichten des Devons. Die in der Umrahmung des Elbingeröder Komplexes komplette Ahrendfeld-Büchenberg-Abfolge wird zum Komplexzentrum hin zunehmend unvollständiger, indem zunächst die Ahrendfeld-Serie, dann der tiefere und schließlich auch der höhere Teil der Büchenberg-Serie ausfällt (SCHIMANSKI 1969, WEYER 1968). Eine weitere Besonderheit des Elbingeröder Raumes ist der ungewöhnlich große Anteil vulkanischer Gesteine im Unter-Karbon: neben dem Deckdiabas sind keratophyrische Tuffe typisch, die ein Hauptmerkmal der Büchenberg-Serie bilden (HAAGE 1966, MUCKE 1973, ZELLMER 1995a, b).

Das Fahrwegprofil am Südzipfel des Zillierbach-Stausees liegt am Rand des ehemaligen

Mangandistrikts „Schävenholz“. Das aufgenommene Kieselgesteinsprofil grenzt im Liegenden an einer bedeutenden Störung gegen zerscherzte Tonschiefer vermutlich des Mittel-Devons und ist selbst mehrfach, wenn auch weniger entscheidend, von schichtparallelen oder sehr flachwinkligen Störungen durchsetzt.

Es beginnt mit einer ca. 13,50 m mächtigen Folge von zunächst grauen, dann schwarzen dünnen Kieselgesteinsbänken, die im Wechsel mit dünnen Zwischenlagen von teils kieseligen Tonsteinen stehen. Diese Folge ist der Ahrendfeld-Serie zuzuordnen und entspricht damit den Schwarzen Kieselschiefern des Rheinischen Schiefergebirges und Oberharzes. In einem ca. 400 m westlich gelegenen ehemaligen Steinbruch (südliche Talseite) stehen gefaltete und gestörte schwarze dünn bis mitteldick gebankte Kieselgesteine vermutlich desselben Horizontes an, die im Fahrwegprofil fehlen und Partien der Schwarzen Kieselschiefer im Oberharz (z.B. im Raum Altenau) sehr ähneln.

Im Profil Zillierbach gehen die schwarzen zum Hangenden hin in mittelgraue und schließlich hellgraue, stärker linsig zerscherzte Kieselgesteinsbänke mit schiefrigen Zwischenlagen über. Dieser Profiltail bildet im Sinne von HAAGE (1964) den obersten Teil der Ahrendfeld-Serie oder ist schon der Büchenberg-Serie zuzurechnen. Manganmineralisationen treten im aufgenommenen Profil nicht auf, doch finden sich alte Bergbaupingen im Wald wenige Zehnermeter oberhalb des Fahrwegs.

**Profil 20: Schävenholz bei Elbingerode/Harz**  
(nach HAAGE 1964; vgl. BURCHARDT 1970, H. HUCKRIEDE 1993)

Die ober- und untertägigen Aufschlüsse innerhalb des ehemaligen Mangandistrikts „Schävenholz“ sind weitgehend verfallen. HAAGE (1964) ermittelte in Schurfschächten und -Gräben folgende Abfolge: Die Ahrendfeld-Serie kann über 16 m mächtig werden, entwickelt sich aus liegenden Schwarzschiefern und besteht hauptsächlich aus variablen, teilweise stark  $C_{org}$ -führenden, schwarzen Kieselgesteinen. Es folgen bis 10,30 m mächtige Mangansili-

kat- und Mangankarbonat-reiche Linsen. Die auflagernde Büchenberg-Serie ist über 9 m mächtig und besteht vorwiegend aus hellen Kieselgesteinen und Tonsteinen; ein hoher Tuffgehalt ist typisch.

#### **Profil 21: Rübeland, beim „Blauen See“**

(vgl. ZÖLLICH 1939)

Der Anschnitt am Bahntunnel-Felsen gegenüber des „Blauen Sees“ erschließt ein geringmächtiges Profil der Büchenberg-Serie. Im Liegenden sind gebankte Kalksteine (Mittel-Devon oder tiefes Ober-Devon) des Elbingeröder Riffkomplexes aufgeschlossen, die von einer unre-

gelmäßigen Oberfläche vermutlich erosiv gekappt werden. Über dieser Fläche, die einen Hiatus repräsentiert, folgt ein wechselnd ca. 2,50–3 m mächtiges Paket von hellgrauen bis grünlichen, schiefrigen Tuffen und Lapillisteinen, die unregelmäßig dünn bis mitteldick geschichtet sind und kalkige sowie kieselige Lagen führen. Es handelt sich um eine besonders grobkörnige und SiO<sub>2</sub>-arme Varietät der Büchenberg-Serie („Basistuff“, ZÖLLICH 1939, SCHIMANSKI 1969, WEYER 1968, vgl. ZELLMER 1995b), die hier die Hellen Kieselschiefer vertritt. Profilaufwärts gehen die Vulkanoklastite rasch in graue, teils auch schwarze Kulm-Tonschiefer über.

### **3.6 Paläogeographisch gesteuerte Profiltypen**

Die regionalen Faziesveränderungen im rheinherzynischen Kulm, die sich in den unter 3.1. bis 3.5. beschriebenen Unterschieden des Profilaufbaus ausprägen, gehen zum großen Teil auf paläogeographische Faktoren zurück, insbesondere auf die regionalen und lokalen Reliefverhältnisse, die Art, Menge und Richtung der Sedimentakkumulation entscheidend beeinflussen. Teilweise über die Grenzen der regional definierten Faziesräume hinweg ist eine begrenzte Zahl von Mustern erkennbar, nach denen die einzelnen Profile aufgrund der jeweiligen Faziesituationen entwickelt sind. Diese Profiltypen werden im folgenden vorgestellt (vgl. Abb. 4).

#### **1. Profiltyp des Karbonatschelfrandes.**

Profile dieses Typs sind auf den Bergischen Faziesraum beschränkt. In ihnen überlappen sich die kieselig-feinklastische Beckensedimentation („Kulm“) und relativ hochenergetische, grobkörnige, „proximale“ turbiditische Karbonatdetritus-Schüttungen (z.B. der Velberter Kalk) vom benachbarten Kontinentalschelf („Kohlenkalk“). Beispiel: Profil Zippenhaus.

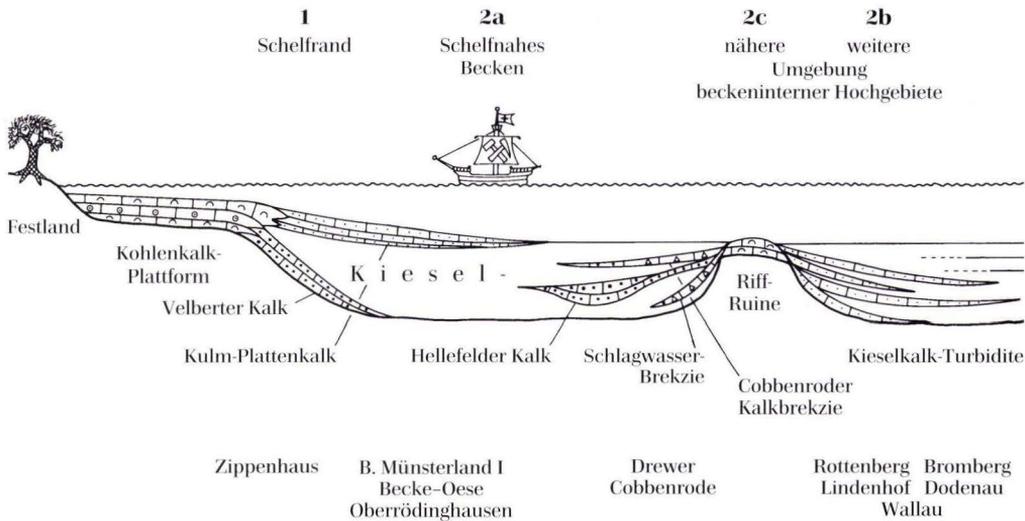
#### **2.a) Profiltyp des schelfnahen Beckens.**

Hierzu zählen vor allem die Profile des westlichen und nordwestlichen Westfälischen Fa-

ziesraumes. In ihnen ist die kieselig-feinklastische Beckensedimentation mit teils mächtigen, vom laurussischen Kontinentalschelf stammenden Kalkturbiditen mittlerer Energie, also mit etwas „distaleren“ Merkmalen, assoziiert (z.B. Kalkstein-Pakete im Kieselkalk des Raumes Hemer; Kulm-Plattenkalk, der lokal kieselige Einschaltungen enthält; KORN 1989). Beispiele: Profile Oberrödinghausen und Becke-Oese, Bohrung Münsterland I.

#### **2.b) Profiltyp des Beckens nahe bei beckeninternen Hochgebieten.**

Zu diesem Profiltyp gehören die meisten vollständig entwickelten Profile des östlichen und südöstlichen Westfälischen Faziesraumes. Die kieselig-feinklastischen Beckensedimente stehen zumindest abschnittsweise in Wechsellagerung mit meist relativ niederenergetischen, feinkörnigen, „distalen“ Kalkturbiditen, die sich von lokalen beckeninternen Hochschwellen, Untiefen und Inseln mit karbonatischen Insularschelfen ableiten, wobei die Liefergebiete im einzelnen unter Umständen nicht bekannt sind (vgl. EDER et al. 1983, WITTEN 1979). Profile mit Hellefelder Kalk können zu 2.a) oder 2.b) gerechnet werden. Beispiele: Profile Rottenberg, Bromberg, Dodenau, Lindenhof, Wallau.



### 2.c) Profiltyp an beckeninternen Hochgebieten.

Dieser Typ ist außerordentlich variabel, da er Profile zusammenfaßt, die infolge enger räumlicher Beziehungen zu Hochschwellen, Inseln usw. in unterschiedlichem Ausmaß unvollständig entwickelt sind und/oder in ihrer Faziesausbildung von den typischen Beckenprofilen abweichen. Profiltyp 2.c) ist im Westfälischen und Lahn-Bode-„Faziesraum“ anzutreffen. Zu ihm gehören die stark reduzierten Profile im Hangenden der devonischen Riffruinen, die im Unter-Karbon Untiefen bildeten (z.B. Profil Rübeland, siehe auch BÄR 1968, W. FRANKE 1973, KREBS 1966, GWOSDZ 1972, UFFENORDE 1976, WELLER 1991), aber auch randlicher gelegene Profile wie Dreuer mit seinem atypischen tieferen Teil und Cobbenrode mit der Riffkalkbrekzien-Einschaltung.

### 3. Profiltyp des Beckens an Tiefschwellen.

Dies sind vor allem Profile im Dill-Innerste-Faziesraum im Hangenden von Deckdiabas-Bildungen, die z.T. ihrerseits devonischen Diabas-Tiefschwellen aufsitzen. Hauptmerkmale sind die unvollständige basisreduzierte Profilentwicklung und der auffällig hohe Anteil von meist silifiziertem vulkanogenem Detritus (siehe

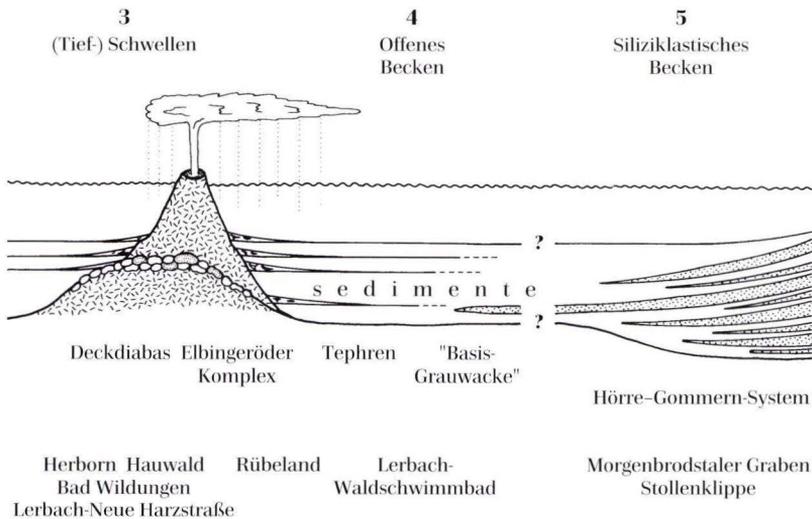
Kap. 4.4.3). Beispiele: Profile Hauwald, Herborn, Bad Wildungen und Lerbach – Neue Harzstraße; Liegende Alaunschiefer und Schwarze Kiesel-schiefer fehlen oder sind stark reduziert, z.T. auf Linsen innerhalb der Deckdiabas-Komplexe.

### 4. Profiltyp des offenen Beckens.

Profile dieses Typs haben im mitteleuropäischen Rhenoherynium offensichtlich nur eine geringe Verbreitung; sie sind im Dill-Innerste- und Lahn-Bode-Faziesraum anzutreffen. Es handelt sich um vollständige und teils relativ geringmächtige Profile, die durch fehlenden bzw. relativ geringen Eintrag von terrigenem, vulkanogenem und/oder kalkdetritischem Material charakterisiert sind. Beispiel: Profil Lerbach-Waldschwimmbad.

### 5. Profiltypen des Beckens mit hohem siliziklastischem Anteil.

Hierunter fallen die variablen Profile der Hörre-Gommern-Zone, an denen u.a. auch kieselige Gesteine – oft nur untergeordnet – beteiligt sind. Hauptmerkmal ist die Assoziation (z.T. als Wechsellagerungen) von Kiesel-sedimenten mit meist turbiditischen Areniten (Grauwacken, Quarzite usw.), deren Liefergebiete unbekannt sind. In Form der „Basisgrauwacke“ des Dillen-



**Abb. 4.** Schematischer synoptischer Profilschnitt durch das mitteleuropäische Kullm-Becken mit Positionen der paläogeographisch gesteuerten Profiltypen und Zuordnung der im Rahmen dieser Arbeit jeweils näher untersuchten Einzelprofile.

burg-Herborner Raumes (BRINCKMANN et al. 1976) und von isolierten Grauwacken-Einschaltungen im Oberharz deuten sich Übergänge auch zu Profilen außerhalb der Hörre-Gom-

mern-Zone an. Beispiele: Profile Morgenbrodstaler Graben, Stollenklippe (Hörre: siehe BENDER 1978, 1989; BENDER & BRINCKMANN 1969).

## 4. Kieselige Gesteine

### 4.1 Überblick über den Stoffbestand und Benennung

Die kieseligen Gesteine des Unter-Karbons im Rhenoharzynikum sind polygenetische Gesteine wechselhafter Zusammensetzungen. Die petrographischen Hauptbestandteile sind: **nicht-klastischer Quarz** (bzw. Chalcedon, in Form von Biogenen, insb. Radiolarien, Radiolarien-Fragmente und Schwammnadeln, oder ohne organische Struktur), **silikatische Epiklasten** (Pelit-Fraktion, vor allem Phyllosilikate und klastischer Quarz; teils auch authigen), **Vulkano-klasten** (Glaspartikel und Kristallfragmente; meist Quarz, Feldspat, Glimmer) und **Karbonat** (meist Calcit; teils Bioklasten, teils authigen). Die wichtigsten Nebenbestandteile sind: organischer Kohlenstoff („C<sub>org</sub>“), Pyrit, Hämatit, lokal Apatit und Manganminerale. Für die Charakterisierung der Gesteine sind teilweise u.a.

auch die Farbe, Schichtungsmerkmale und der Grad der Kornvergrößerung von Bedeutung.

Diese Vielzahl von zumeist makroskopisch nicht oder nicht hinreichend bestimmbar Merkmalen haben bislang die Entwicklung bzw. die Durchsetzung einer einheitlichen Terminologie für Kieselgesteine verhindert (vgl. Diskussion in GURSKY 1988: 10-13). Infolgedessen sind oder waren – auch im deutschen Sprachraum – zahlreiche meist nicht scharf definierte Begriffe für verschiedene Kieselgesteinsvarietäten in Gebrauch: z.B. Kieselschiefer, Lydit, Wetzschiefer, Hornstein, Rotkiesel usw. (vgl. z.B. HAAGE 1966, LASCHET 1984). Die eingehende Bearbeitung von Kieselgesteinen macht die Verwendung einheitlicher neutraler Bezeichnungen nötig. Dabei hat sich eine Weiterentwicklung des einfachen

**Tab. 3.** Benennungssystem („Baukasten-Schema“) für Kieselgesteine nach einfachen makro- und mikroskopischen Kriterien. Verändert und erweitert nach GURSKY (1988)

I.		II.		III.		III.A		
Kornvergrößerungsgrad		Nebengemengteile		Haupt-Lithologie		Radiolariengehalt		
[Stufe]		[Helligkeitswert]	[%]			[%]		
4	extrem kornvergrößert ("Mikroquarzit")	1-3	...reich	1	Kieselgestein	5	Kieselgestein	extrem radiolarienreicher Radiolarit
3	stark kornvergrößert	20		2	toniges Kieselgestein	6	kalkiges Kieselgestein	Radiolarit
2	mäßig kornvergrößert	4-6	...führend	3	kieseliger Tonstein	7	kieseliger Kalkstein	radiolarienreiches Kieselgestein
1	schwach kornvergrößert	10		4	Tonstein	8	Tonstein	radiolarienführendes Kieselgestein
		7-9	schwach ...führend					schwach radiolarienführendes Kieselg.
		0						fossilfreies Kieselgestein

### I. Bestimmung nach Kriterienliste:

- (schwache Kornvergrößerung).** Besterhaltene Radiolarien: häufig mit Skelettdetails, relativ dünne Skelettelemente, aus relativ feinkörnigem Mikroquarz, scharfe Außenränder; Grundmasse: extrem feinkörnig, feinstverteilt.
- (mäßige Kornvergrößerung).** Besterhaltene Radiolarien: wenige Skelettdetails erhalten, meist gute Kornverwachsungen mit den Füllungen, unscharfe Außenränder; Grundmasse: sehr feinkörnig, Pigment feinverteilt.
- (starke Kornvergrößerung).** Besterhaltene Radiolarien: keine Skelettdetails erhalten, meist völlige Kornverwachsungen mit den Füllungen, sehr unscharfe Außenränder; Grundmasse: zunehmende Sammelkristallisation, Verringerung der Anzahl der Pigmentkörner (= Farbaufhellung).
- (extreme Kornvergrößerung).** Meist keine Radiolarien erkennbar; Gesamtgestein: relativ grobkörnig sammelkristallisiert („mikroquarzitisch“), vielfach ± gleichkörniges Gefüge, relativ einfache Quarz-Korn Grenzen, wenige und relativ grobkörnige Pigmentkörner (= Bleichung).

### II. Bei dunklen Gemengteilen: Bestimmung nach Farbskala (z.B. Rock-Color Chart)

(z.B. Pyrit, Hämatit, C<sub>org</sub>)

### Bei hellen Gemengteilen: Schätzung im Mikroskop nach Vergleichsbildern

(z.B. Vulkanoklasten - Kristallfragmente/Glas -, Epiklasten, Karbonat)

### III. 1-4: Bestimmung nach Härte und Aufspaltung:

#### 5-8: Bestimmung nach Härte und HCl-Test:

(ggf. Schätzung im Mikroskop nach Vergleichsbildern)

- „ritzt Hammer; bankig/massig“
- „ritzt Hammer; (dünn-) plattig aufspaltend“
- „ritzt Hammer nicht; ebenschiefri/lagig nach ss aufspaltend“
- „ritzt Hammer nicht; rauhschiefrig aufspaltend“
- „ritzt Hammer; braust ± nicht“
- „ritzt Hammer; braust schwach“
- „ritzt Hammer nicht; braust stark“
- „ritzt Hammer nicht; braust sehr stark“

### III.A. Schätzung im Mikroskop nach Vergleichsbildern

(ggf. Messung durch Auszählen)

„Baukasten-Schemas“ (GURSKY 1988: 12) in der Praxis bewährt, die – ohne einen nomenklatorischen Anspruch zu erheben – die rasche und systematische petrographische Bezeichnung eines Kieselgesteins aufgrund einfacher makroskopischer und polarisationsmikroskopischer Beobachtungen erlaubt und damit auch sofortige stoffliche Vergleiche ermöglicht.

Dabei bleiben textuelle Merkmale (insb. Schichtung, Lamination, Schieferung) zunächst unberücksichtigt. Kunstwörter und fremdsprachige Begriffe werden nicht verwendet (z.B. „Silikolith“, „Chert“, „Phthanit“). Überschneidungen mit anderen Bezeichnungssystemen, z.B. aus der Karbonatpetrographie, werden vermeiden (z.B. „Radiolarien-Silikomikrit“). Traditionelle unscharfe bergbauliche und Geländebezeichnungen (z.B. „Wetzschiefer“, „Lydit“) werden ebenfalls nicht verwendet; wie in Kap. 2 erwähnt, werden in dieser Arbeit lediglich noch die Begriffe „Kieselschiefer“ und „Kieselkalke“ als seit langer Zeit eingeführte, aber **rein lithostratigraphische Bezeichnungen** gebraucht.

In Tab. 3 wird das erweiterte Baukasten-Schema vorgestellt. Der Hauptgesteinsname ergibt sich in Rubrik III aus einer der drei Mischreihen, in denen die vier Gruppen von Hauptbestandteilen zu den im kieseligen Unter-Karbon des Rhenoherynikums am häufigsten vorkommenden Gesteinstypen miteinander kombiniert sind. Wenn mehr als zwei Gruppen von Hauptbestandteilen wesentlich beteiligt sind, werden diejenigen mit dem geringsten Anteil in Rubrik II berücksichtigt. Innerhalb der beiden

Reihen Kieselgestein-Tonstein und Kieselgestein-Kalkstein läßt sich schon mit Geländemitteln differenzieren (Ritztest mit Hammer, Messer, Stahlnagel, HCl-Test); eine Entscheidung über den vulkanodetritischen Anteil kann – außer bei Metabentoniten und relativ grobkörnigen Gesteinen – erst mikroskopisch erfolgen. Falls erwünscht und möglich, können z.B. Kieselgesteine und Kalksteine mikroskopisch näher spezifiziert werden (Rubrik III.A, Kalkstein-Terminologien).

Viele Kieselgesteine enthalten Nebenbestandteile, die diagnostisch wichtig und oft sogar bei der Gesteinsansprache entscheidend sind (z.B.  $C_{org}$ -Gehalt). Der Anteil dunkler Nebenbestandteile kann in erster Näherung schon mit den Helligkeitsstufen der Rock-Color Chart (GODDARD et al. 1963) abgeschätzt und als Adjektiv dem Hauptgesteinsnamen vorangestellt werden (Rubrik II). Der Anteil heller Nebenbestandteile kann mikroskopisch ausgezählt oder mit Vergleichsbildern geschätzt werden. Submikroskopische Korngrößen können allerdings ein erhebliches Problem darstellen (Abhilfen: Rasterelektronenmikroskopie, quantitative Röntgendiffraktometrie).

Ein weiteres Kriterium zur Differenzierung der Kieselgesteine ist der Grad der Kornvergrößerung infolge diagenetischer oder thermischer Vorgänge. In radiolarienhaltigen Kieselgesteinen kann er mittels einer Merkmalsliste mikroskopisch festgelegt werden (Rubrik I, ebenfalls als Adjektiv vorangestellt, vgl. GURSKY & GURSKY 1988).

## 4.2 Lithologie und Wechsellagerungen

Bei den kieseligen Sedimentgesteinen des Unter-Karbons im Rhenoherynikum treten folgende genetische Hauptgesteinstypen auf: Radiolarien-Kieselgesteine, spiculitische Kieselgesteine, pelitische Kieselgesteine und kieselige Pelite sowie silifizierte Tuffe und Tuffite (zur Petrographie siehe Kap. 4.4). Diese sind in den Profilen in variabler Weise vor allem mit Ton-

/Siltsteinen (bzw. Tonschiefern), Grauwacken, Metabentoniten, Karbonaten, Phosphorit-Konkretionen und ungeschichteten Quarz-Hämatitgesteinen intensiv vergesellschaftet. Diese stofflich unterschiedlichen Gesteine bilden dabei Wechsellagerungen verschiedener Art und Dimension (Abb. 5): lithologische Wechsel können lamina-, bank- oder bankgruppenweise

ausgebildet sein, oft ist eine Auflösung erst mikroskopisch möglich.

Das auffallendste makroskopische Merkmal der Übertageaufschlüsse ist die rhythmische „Bankung“, d.h. der regelmäßige Wechsel von harten, hervortretenden, SiO<sub>2</sub>-reichen Schichten („Bänken“) und von meist erheblich dünneren, stärker herausgewitterten, SiO<sub>2</sub>-ärmeren Zwischenlagen (oft zu „Fugen“ reduziert). Diese Grundrhythmik kann verschiedene Unregelmäßigkeiten und Unschärfen aufweisen. Sie interferiert in den meisten Profilen mit weiteren Rhythmen, insbesondere in Form von Kalkturbidit- und Metabentonit-Schichten, die lokal lithologisch sogar dominieren (z.B. in den Kieselkalken) oder zur Bildung ausgesprochen heterolithischer Abfolgen (z.B. in den Kieseligen Übergangsschichten) führen können.

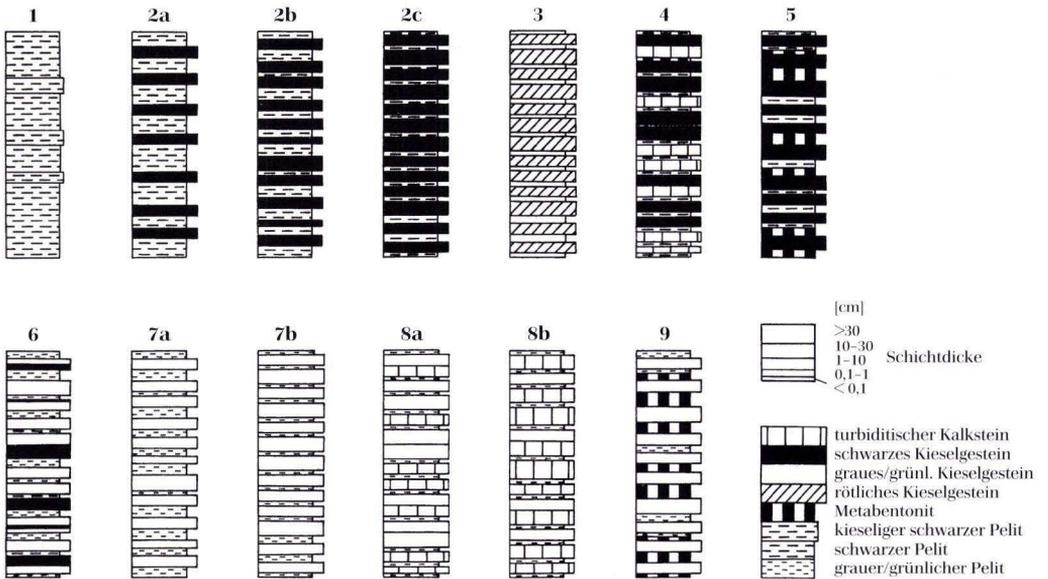
Nach Lithologie, jeweiligem Mengenanteil und Schichtmächtigkeit lassen sich verschiedene Grundtypen von charakteristischen bimodalen Wechsellagerungen beobachten, die sich z.T. miteinander kombinieren. Im folgenden

werden Schicht- und Laminaedicken-Bezeichnungen (Tab. 4) weitgehend nach dem Vorschlag von REINECK & SINGH (1975) verwendet, ebenso – soweit sinnvoll – Benennungen von Schichtungstypen.

Farbangaben sind subjektiv, sofern nicht exakte Werte nach der Rock-Color Chart (GODDARD et al. 1963) angegeben werden.

**Standard-Typ 1.** In stark vorherrschende, oft über mehrere Meter homogen geschichtete, schwarze bis dunkelgraue (N1 bis N3 nach der Rock-Color Chart) und bräunlich dunkelgraue (5YR2/1) C<sub>org</sub>-reiche Ton-/Siltsteine („Alaunschiefer“) sind vereinzelte ebenso gefärbte dünn- bis dickschichtige, kieselig-verhärtete, teils schwach laminierte, C<sub>org</sub>-reiche Ton-/Siltsteinschichten eingeschaltet. Dieser Typ tritt lediglich in den Liegenden Alaunschiefern auf.

**Standard-Typ 2a.** In vorherrschende C<sub>org</sub>-reiche Ton-/Siltsteine vom Typ 1 sind rhythmisch schwarze bis dunkelgraue (N1–N3), meist dünn- bis dickschichtige Kieselgesteinsbänke („Lydite“) teilweise mit sehr dünner bis dünner Radiolarien-



**Abb. 5.** Schematische Darstellung der wichtigsten Standard-Typen von lithologischen Wechsellagerungen kieseliger und nicht-kieseliger Gesteine im Unter-Karbon des Rhenohertzynikums.

**Tab. 4.** Dickenbenennung von Schichten/Bankung und schicht-/bankinternen Laminae (verändert nach REINECK & SINGH 1975: 136)

	dickschichtig		dicklaminiert
30 cm		10 mm	
	mittelschichtig		mittellaminiert
10 cm		3 mm	
	dünnschichtig		dünnlaminiert
1 cm		1 mm	
	sehr dünnschichtig		sehr dünnlaminiert
0,1 cm		0,1 mm	
	extrem dünnschichtig		mikrolaminiert

Lamination eingeschaltet. Dieser Typ kommt vor allem im Übergangsbereich zwischen Liegenden Alaunschiefern und Schwarzen Kiesel-schiefern vor, vereinzelt auch innerhalb der Schwarzen Kiesel-schiefer und in den Kieseligen Übergangsschichten.

**Standard-Typ 2b.** Kieselgesteine des Typs 2a dominieren über meist dünnschichtige  $C_{org}$ -reiche Ton-/Siltsteine des Typs 1. Dieser Wechsellagerungstyp tritt lokal in den Schwarzen Kiesel-schiefern und den Kieseligen Übergangsschichten auf.

**Standard-Typ 2c.** Eine fast geschlossene Bankfolge von dünn- bis mittelschichtigen schwarzen bis dunkelgrauen Kieselgesteinen des Typs 2a wird rhythmisch von extrem bis sehr dünnschichtigen schwarzen bis dunkelgrauen kieseligen Tonsteinen und tonigen Kieselgesteinen gegliedert, die bis auf „Fugenfüllungen“ oder „Tapeten“ zwischen den Bänken reduziert sein und extrem bis sehr dünnschichtige Kieselgesteinslagen einschließen können. Metabentonit-Lagen treten teilweise auf. Dieser Typ ist charakteristisch in den Schwarzen Kiesel-schiefern.

**Standard-Typ 3.** Durchschnittlich 3–6 cm dicke, sehr regelmäßig gebankte Kieselgesteins-schichten mit ungewöhnlicher einheitlich hell- und dunkelgrau-roter bis blaßroter (5R4/2, 10R4/2–5R6/2), auch schwach bräunlicher Farbe, werden getrennt von extrem bis sehr dünnschichti-gen kieseligen Tonsteinlagen. Metabentonite fehlen. Dieser Typ wurde nur im höheren Teil des Profils Lerbach-Waldschwimmbad beobachtet.

**Standard-Typ 4.** Dünn- bis mittelschichtige, schwarze bis dunkelgraue Kieselgesteinsbänke wechsellagern mit dunkelgrauen und mittel-dunkelgrauen (N3, N4) dünn- bis mittelschichti-gen, detritischen Kalksteinbänken, tonige Zwi-schenlagen können auftreten. Dieser Typ ist in Form der Einschübe von Äquivalenten des Erd-bacher Kalks in die Schwarzen Kiesel-schiefer und auch vereinzelt in den Kieseligen Über-gangsschichten realisiert.

**Standard-Typ 5.** In eine Folge sehr dunkler Kieselgesteinsbänke des Typs 2 sind in unregel-mäßigen Abständen stark verwitterte, weiche, teils arenitische, meist sehr dünnschichtige Me-tabentonit-Lagen eingeschaltet; abschnittsweise können diese auch dünnschichtig oder sogar vereinzelt mittelschichtig werden. Die Farben sind im unverwitterten Zustand hellgrau (N7; selten zu beobachten), meist aber gelblich- und hellolivgrau (5Y8/1, 5Y6/1) bis grau-orange (10YR7/4), dunkelgelblichorange (10YR6/6) und hellbraun (5YR5/6). Die Metabentonite treten zwischen den Kieselgesteinsbänken entweder allein oder kombiniert mit dunklen tonigen La-gen auf. Typ 5 ist in den Schwarzen Kiesel-schiefern typisch und auch vereinzelt in den Kieseli-gen Übergangsschichten zu beobachten.

**Standard-Typ 6.** Sehr dunkle Kieselgesteine (siehe Typ 2) wechseln unregelmäßig laminen-, bank- und bankgruppenweise mit hellen, meist grauen und grau-grünlichen Kieselgesteinen (siehe Typen 7–9); tonige und metabentoniti-sche Zwischenmittel können vorkommen. Die-ser Typ ist in den Übergangsbereichen von den

Schwarzen in die Hellen Kieselschiefer und von den Hellen Kieselschiefern in die Kieseligen Übergangsschichten vertreten.

**Standard-Typ 7a.** Helle („bunte“, d.h. graue, grünliche und rötliche) dünn- bis mittelschichtige, selten auch dickschichtige, oft intensiv laminierte („Adinole“) Kieselgesteinsbänke wechseln mit sehr dünn- und dünnschichtigen ähnlich gefärbten kieseligen Tonsteinmitteln; in diese letzteren sind teilweise extrem bis sehr dünn- bis dünnschichtige Kieselgesteinslagen eingeschaltet. Die Kieselgesteinsbänke können stärker tonig und von den Zwischenmitteln kaum zu unterscheiden sein („Wetzschiefer“). Typische Farben sind mittelgrau bis middeldunkelgrau (N6-N4), hellolivgrau bis dunkelolivgrau (5Y6/1-5Y5/2); 5Y4/1-5GY4/1). Stärker vulkanodetritisches Material ist teils intensiver grünlich (z.B. dunkelgelbgrün 5GY5/2, hell- bis dunkeloliv 10Y5/4-5Y3/2). Die charakteristisch farbig laminierten Vulkanodetritus-führenden Kieselgesteine insbesondere im Harz wechseln abrupt z.B. von dunkelgelb und hellolivgrau (5Y6/4, 5Y5/2) zu mäßig rötlichorange bis dunkelrot (10R6/6-5R3/4). Dieser Wechsellagerungstyp ist in den Kieselkalken und den Hellen Kieselschiefern weit verbreitet; dabei herrschen im Westfälischen Faziesraum graue bis sehr schwach grünliche Farben vor, im Dill-Innerste-Faziesraum dagegen vermehrt kräftiger grünliche und vielfarbige Töne: hierin spiegelt sich wahrscheinlich der nach SW zunehmende Vulkanodetritus-Gehalt der Kieselgesteine wider.

**Standard-Typ 7b.** Er unterscheidet sich vom Typ 7a durch das weitere Zurücktreten toniger Zwischenmittel, die bis auf Fugen reduziert sein können. Es sind dann geschlossene, zwar intensiv geschichtete, aber nur undeutlich gebankte Profilschnitte ausgebildet (z.B. im Profil Herborn).

**Standard-Typ 8a.** Helle teils tonige Kieselgesteine (untergeordnet auch kieselige Tonsteine) vom Typ 7 stehen im Wechsel mit mittelhellgrauen bis dunkelgrauen (N6-N3) dünn- und mittelschichtigen turbiditischen Kalksteinlagen; es kommen auch sehr dünn- bis dünnschichtige und dickschichtige Kalksteine vor. Die kieseligen

Gesteine dominieren mengenmäßig deutlich. Je nach Übertageanschnitt und Verwitterungszustand treten entweder die Kieselgesteine oder die Kalksteine als härtere Bänke hervor. Extrem dünn- bis dünnschichtige kieselige Tonsteinlagen können Kieselgesteins- und Kalksteinbänke voneinander trennen, fehlen aber häufig oder sind zu Fugen reduziert. Durch das unregelmäßige Hinzutreten von Metabentonit-Lagen entwickeln sich oft heterolithische Wechselfolgen. Typ 8a ist in den Kieselkalken des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges vorherrschend.

**Standard-Typ 8b.** Hier dominieren die Kalksteinschichten, die häufiger mittel- bis dickschichtig werden; als Maximum wurden 50 cm gemessen. Die Kalksteinbänke können zu fast geschlossenen Folgen zusammentreten (z.B. im unteren Teil der Kieselkalke des Profils Becke-Oese) und ähneln dann Abschnitten des Hellefelder Kalks. Dieser Typ ist vor allem in den Kieselkalken des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges verbreitet und begleitet Typ 8a.

**Standard-Typ 9.** Helle Kieselgesteinsbänke wie in den Typen 7 und 8 wechsellagern wie beim Typ 4 in unregelmäßig rhythmischer Weise mit Metabentonit-Lagen. Meist dominieren stark die Kieselgesteinsbänke; aber die bis ca. 15 cm dicken Metabentonite können horizontweise bis zu 50 % Schichtanteil erreichen (z.B. im tieferen Teil der Hellen Kieselschiefer im Profil Hauwald). Neben den typischen graugelblichen Metabentonit-Farben treten vermehrt auch rötliche Töne auf. Kieselige Tonstein-Zwischenlagen treten teilweise auf. Typ 9 ist am Aufbau der Hellen Kieselschiefer vor allem im Dill-Innerste-Faziesraum sehr stark beteiligt.

**Weitere Typen.** Komplexe Wechsellagerungen variabler Zusammensetzung unter Beteiligung von Kieselgesteins- und Kalksteinbänken, grauen Tonstein- und schwarzen, C<sub>org</sub>-führenden Tonsteinschichten sowie Metabentonit-Bändern sind vor allem im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge in den Kieseligen Übergangsschichten typisch (vgl. Detailaufnahmen von NICOLAUS 1963). Die fundamentale Rhyth-

mik aus Kieselgesteinsbänken und tonigen Zwischenlagen, die sich in den Liegenden Alaunschiefern entwickelt und in den Schwarzen und Hellen Kieselschiefern stark ausprägt, klingt in den kieseligen Übergangsschichten allmählich aus, offensichtlich infolge erheblich verstärkter toniger gegenüber stark zurückgehender kieseliger Sedimentation (siehe Kap. 8).

Lokal kommen im Unter-Karbon des Rhenoherzynikums Spezialfälle von rhythmischen Wechsellagerungen vor, z.B.:

graue Kieselgesteinsbänke im Wechsel mit grauen Ton- und Siltsteinen (Basis des Profils

Bad Wildungen im Auflager des Deckdiabases),

Schichten von rötlichen Hämatit-reichen pelitischen Kieselgesteinen im Wechsel mit rötlichen teils kieseligen Ton- und Siltsteinlagen (Linse im Deckdiabas im Profil Herbörn),

Schichten von rötlichem kieseligem Tonstein bis tonigem Kieselgestein im Wechsel mit turbiditischen Kalksteinlagen und untergeordneten Metabentoniten (unterster Teil der Kieselkalke im Profil Wallau),

schwarze Kieselgesteinslagen im Wechsel mit Lagen von Manganmineralisationen (in den Schwarzen Kieselschiefern im Profil Wallau).

### 4.3 Makroskopische Sedimentstrukturen

Die untersuchten kieseligen Gesteinsfolgen sind relativ arm an Typen von makroskopischen Sedimentstrukturen. Dies ist typisch für viele, aber keineswegs alle Kieselgesteinsvorkommen (vgl. z.B. JENKYN & WINTERER 1982, JONES & MURCHEY 1986). Die wichtigsten Merkmale werden im folgenden vorgestellt; weitere Hinweise finden sich auch bei DEHMER et al. (1989), KUBANEK & ZIMMERLE (1986), ZIMMERLE (1986) und ZELLMER (1995b).

Die Kontakte zwischen Kieselgesteinsbänken und kieseligen Tonsteinmitteln sind, zumindest in den Übertageaufschlüssen, überwiegend als scharfe **Trennflächen** ausgebildet. Der Hart-Weich-Gegensatz wird dabei offensichtlich von der Verwitterung verstärkt. Lithologische Grenzen und Übergänge ohne gut definierte Trennflächen kommen aber auch vor und sind vor allem an Unter- oder Obergrenzen von kalkigen und metabentonitischen Schichten häufig. Typisch sind z.B. gradierte Übergänge von turbiditischen Kalksteinlagen in kieselige Hangend-schichten. Scharf einsetzende grobkörnige Basislagen von Metabentoniten sind infolge von Einkieselungen oft mit der liegenden Kieselgesteinsschicht regelrecht „verschweißt“. Treten scharfe Schichtflächen auf, sind sie meist fast völlig eben und parallelständig; Wellungen und Beulen verschiedener Größenordnungen infol-

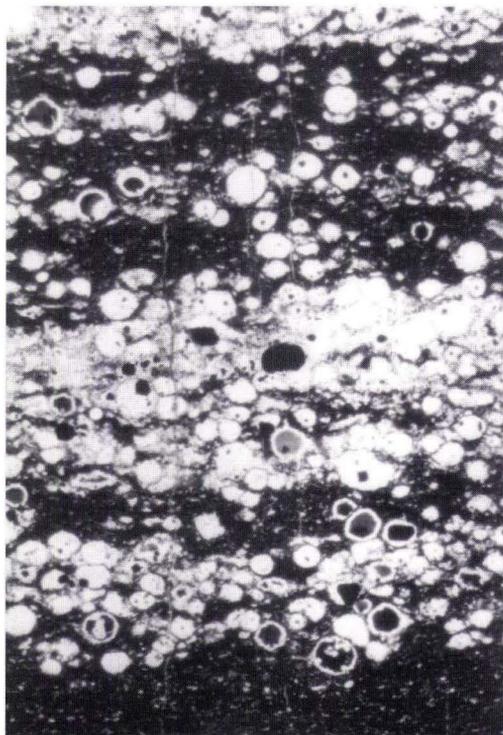
ge von diagenetischen Schichtdickenschwankungen sind untergeordnet; z.T. verleihen Belastungsmarken den Schichtflächen ein unruhiges Kleinrelief. Lokal kommt auf Schichtflächen in den Hellen Kieselschiefern und Kieselkalcken Ichnofauna vor: zumeist gerade bis leicht gekrümmte, manchmal verzweigte Spuren und Röhren mit ca. 1–2 cm Durchmesser und Längen von einigen Dezimetern. Solche Röhren fallen vor allem an den Schichtgrenzen von tonigen und metabentonitischen Zwischenlagen auf (Abb. 6). Vereinzelt wurde *Spirodesmos* beobachtet (R. HUCKRIEDE 1952, HORN 1989). Bioturbation ist selten (vgl. ZIMMERLE 1986).

Das wichtigste, weil fast allgegenwärtige **schichtinterne Sedimentgefüge** der kieseligen Gesteine ist die Lamination. Die Laminæ sind die eigentlichen fundamentalen Ablageungseinheiten, die von der makroskopisch auffälligeren teils rhythmischen Bankung nur überlagert werden. Die Lamination ist variabel ausgebildet, entsprechend der polyolithologischen Natur der Kieselgesteine mit häufig raschen Materialwechseln (auch innerhalb einer „Bank“; siehe Kap. 4.4). Drei Haupttypen kommen vor:

**Typ 1** ist eine kontinuierliche Parallellamination aus hellen, oft radiolarienreicheren und dunkleren, oft Feindetritus- und/oder  $C_{org}$ -rei-



**Abb. 6.** Bankoberfläche mit intensiver Belegung durch Ichnofauna (meist gerade und gebogene Röhren) im Profil Wallau (höherer Teil der Kieselkalke).



**Abb. 7.** Schwarzer gebänderter schwach kornvergrößerter Radiolarit aus dem tieferen Teil der Schwarzen Kieselchiefer. Lamination aus hellen, radiolarienreichen und dunklen,  $C_{org}$ - und Feinstklasten-reichen Lagen. Profil Dodenau, Probe 900914/1. (Bildbreite ca. 3 mm; Nicols //)

cheren Lagen (Abb. 7). Die Laminae sind sehr dünn bis dünn, können aber auch mittel bis dick sein (mehrere cm; siehe Tab. 4); Sublamination kommt häufig vor. Die Grenzen der Laminae sind scharf und oft durch Mikrostylolithen akzentuiert oder – vor allem bei den dickeren – als unscharfe Übergänge im mm-Bereich ausgebildet. Dieser Typ ist vor allem in den Schwarzen Kieselchiefern charakteristisch. A. BRAUN (in BRAUN & GURSKY 1991) weist auf die Beteiligung von dreigeteilten Bänken hin („triple layering“ bei IJIMA et al. 1985), deren Zentrum relativ  $SiO_2$ -reich (vgl. auch SANO 1983) und durch vermehrtes Auftreten gut erhaltener Radiolarien gekennzeichnet ist.

**Typ 2.** Hauptmerkmal der grauen bis grünlichen Kieselgesteinsschichten in den Hellen Kie-

selschiefern und Kieselkalken ist eine diskontinuierliche Parallellamination aus helleren und dunkleren sehr dünnen bis dünnen Laminae, die meist scharf voneinander abgesetzt sind. Dabei erweckt die Beteiligung zahlreicher Kleinstlinsen den Eindruck einer „Mikro-Linsen- bis Flaser-Schichtung“. Die Mikroskopie zeigt, daß schon geringe Materialschwankungen zur Ausbildung solcher Laminae ausreichen.

**Typ 3.** Helle und dunkle, oft unterschiedlich gefärbte Lagen bilden vor allem in den Hellen Kieselchiefern eine Parallellamination aus dünnen, mittleren und dicken Laminae, die meist scharf gegeneinander grenzen. Sublamination ist typisch. Wolkige Ver- und Entfärbungen kommen vor. Dieser Typ charakterisiert insbesondere bankinterne Wechsellagerungen

von biokieseligen und unterschiedlich zusammengesetzten vulkanodetritischen Lagen. Setzungs- und Entwässerungsgefüge mit kleindimensionierten Konvolutionen, Laminenzerrissen und Ballenbildungen werden häufig beobachtet. SCHWARZ (1989) hat eine Bank mit solchen Gefügen eingehend analysiert und schließt auf „vulkanoseismische“ Ursachen für die Deformationen. ZIMMERLE (1986) weist sogar auf Tufflagen mit winkeldiskordanten Basisflächen hin.

**Homogene Schichtung** (= „strukturlose“, „massige“ Schichten; „single layering“ bei IJIMA et al. 1985) ist gegenüber Laminationen nur von untergeordneter Bedeutung. Mikroskopisch ist häufig zumindest eine Mikrolamination oder eine extrem schwach ausgeprägte Lamination nachweisbar. Homogenisierung durch Bioturbation läßt sich in der Regel ausschließen.

Ein weiteres verbreitetes **diagenetisches Gefüge** in den Kieselgesteinsschichten ist das meist nur schwache und unregelmäßige An- und Abschwellen der Schichtdicken („pinch-and-swell structure“), das sich auch in schwachwelligen bis beuligen Schichtflächen ausdrückt. Die Amplituden solcher Wellungen liegen meist im Bereich weniger Zentimeter; nur lokal treten Beulen von bis zu 40 cm Höhe und 2 m Durchmesser auf (z.B. unterste Einheit im Profil Bromberg). Die Intensität ist im Vergleich zu anderen Kieselgesteinsfolgen auffallend gering (vgl.

DIERSCHKE 1980: Nordalpen, McBRIDE & FOLK 1979: Apenninen, GURSKY 1988: Costa Rica). Ähnlich wie bei den isoliert auftretenden linsenförmigen, bis zu ca. 20 cm dicken und 70 cm durchmessenden Kieselkonkretionen (z.B. in den Mittelabschnitten der Profile Rottenberg und Lerbach-Waldschwimmbad) ist die Ursache in differentieller Kompaktion, begleitenden frühdiagenetischen lateralen SiO<sub>2</sub>-Wanderungen und möglicher späterer Drucklösung zu sehen. Auf Phosphorit-Konkretionen wird im Kap. 5 eingegangen.

Ein Charakteristikum rhythmisch gebankter Kieselgesteinsserien in aller Welt ist die auch in den hier untersuchten Gesteinen oft intensive und meist ganze Schichtpakete erfassende **Spezialfaltung** („Kieselschiefer-Tektonik“), die auf tektonische Deformationen oder syndiagenetische Gleitbewegungen zurückgeführt werden. HAUSMANN (1983) hat Spezialfalten im östlichen Schiefergebirge näher untersucht und deutet sie überwiegend als Rutschungen an Hängen submariner Schwellen. Sichere syndiagenetische Rutschphänomene wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit nur sehr selten beobachtet: z.B. in den Kieselkalken des Profils Rottenberg, wo bankinterne Rutschfältelung und Gleitschollenbildung aus verstellten, verbogenen und verdickten oder ausgedünnten Lagen von Kieselgesteinen, Tonsteinen und Kalksteinen auftreten.

## 4.4 Petrographie

### 4.4.1 Radiolarien-Kieselgesteine

#### 4.4.1.1 Einführender Überblick

Im sedimentpetrographisch-mikrofaziellen Sinn werden als „Radiolarite“ meist solche Kieselgesteine bezeichnet, die zu mehr als 50 Vol.-% aus nicht-klastischer freier Kieselsäure bestehen und mindestens 30 Vol.-% Radiolarien führen; auch andere Abgrenzungen kommen vor (vgl. z.B. Diskussionen in PFEFFERKORN 1968 und DIERSCHKE 1980). In den Kieselgesteinen des rhenohertzynischen Unter-Karbons schwanken

die Radiolarien-Gehalte zwischen 0 und > 60 % (siehe unten). In diesem Kapitel werden Gesteine behandelt, die Radiolarien als häufigste Komponenten und mit einem Volumenanteil von mindestens 1 % enthalten. Diese Kieselgesteine bestehen hauptsächlich aus:

**Quarz/Chalcedon** (Radiolarien, Radiolarien-Fragmente, Schwammnadeln und nicht an Biogene gebundene freie Kieselsäure); die Kri-

stallgrößen werden folgendermaßen benannt (Tab. 5):

**Tab. 5.** Quarz-Korngrößenbenennung in Kieselgesteinen (nach McBRIDE & THOMSON 1970)

	Megaquarz
35 µm	_____
	grobkörniger Mikroquarz
5 µm	_____
	mittelkörniger Mikroquarz
15 µm	_____
	feinkörniger Mikroquarz
10 µm	_____
	sehr feinkörniger Mikroquarz
5 µm	_____
	ultrafeinkörniger Mikroquarz („submikroskopisch“, „kryptokristallin“)

**silikatischen Epiklasten und authigenen Mineralen** (Quarz-Silt/Feinsand, Feldspäte, Phyllosilikate),

**vulkanogenen Klasten** (Kristalle: Quarz, Feldspäte, Glimmer; ehemalige Glasfragmente),

**organogenem Kohlenstoff** („C<sub>org</sub>“, „Total Organic Carbon/TOC“, „kohlige Substanz“),

**Metalloxiden und -sulfiden** (vor allem Pyrit und Hämatit),

**weiteren Phasen** (insbesondere Karbonat: Calcit/Dolomit, Apatit, Schwerminerale).

#### 4.4.1.2 Mikrolithotypen

Nach Art und Mengenanteil der mikroskopischen Bestandteile lassen sich unterschiedliche Mikrolithotypen erkennen, die teilweise aufgrund zusätzlicher struktureller und textueller Merkmale weiter modifiziert werden können. Die wichtigsten Mikrolithotypen sind:

**C<sub>org</sub>-haltiges Radiolarien-Kieselgestein.** Makroskopisch dunkelgraue bis schwarze Gesteine dieses Mikrolithotyps beherrschen den oberen Teil der Liegenden Alaunschiefer und die Schwarzen Kieselschiefer. Sie gehören zu den eindrucksvollsten Radiolariten des Unter-Karbons im Rhenohertzynikum (Abb. 8). Radiolarien sind z.T. schon am Handstück als weiße Pünkt-

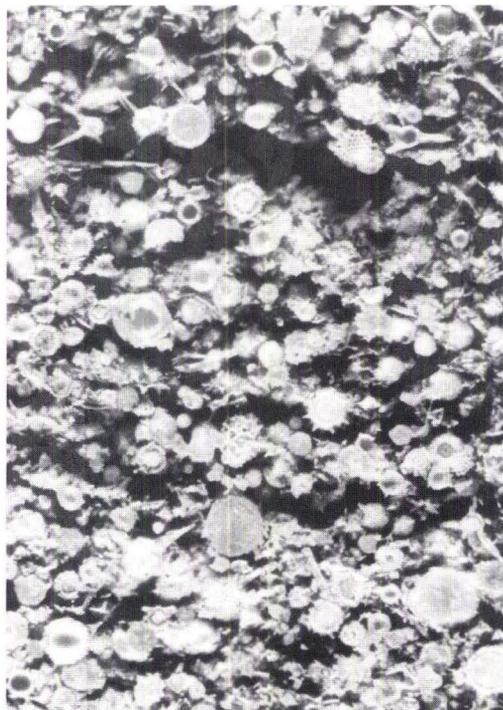
Radiolarien-Kieselgesteine dominieren in den meisten untersuchten Profilen. Sie kommen in den Liegenden Alaunschiefern, Schwarzen Kieselschiefern, Hellen Kieselschiefern/Kieselkalken und Kieseligen Übergangsschichten vor, wenn auch mit unterschiedlicher Beteiligung und regionalen Schwankungen. Völlig beherrschend sind sie in den Kieselgesteinsbänken im höheren Teil der Liegenden Alaunschiefer sowie in den Schwarzen Kieselschiefern; dies gilt für den gesamten Untersuchungsbe- reich und alle vier Faziesräume.

Auch in den Kieseligen Übergangsschichten sind sie die wichtigsten Kieselgesteine. In den Hellen Kieselschiefern und Kieselkalken ist das Bild weniger einheitlich: Zwar sind auch hier Radiolarien-Kieselgesteine verbreitet, doch oft untypisch, radiolarienarm und deshalb manchmal schwer erkennbar. Pelitische Kieselgesteine und silifizierte feinkörnige Vulkanoklastite spielen hier eine große Rolle. Besonders – aber nicht ausschließlich – gilt diese Beobachtung für die Profile im SE des Westfälischen Faziesraumes und im Dill-Innerste-Faziesraum (z.B. Herborn, Bad Wildungen, Lerbach-Neue Harzstraße und Lerbach-Hüttenteich). Lediglich im Profil Lerbach-Waldschwimmbad spielen pelitische Kieselgesteine und silifizierte Vulkanoklastite in den Hellen Kieselschiefern kaum eine Rolle.

chen erkennbar. Das Spektrum reicht von C<sub>org</sub>-reichen tonigen radiolarienführenden Kieselgesteinen bis zu schwach C<sub>org</sub>-führenden extrem radiolarienreichen Radiolariten (vgl. Benennungsschema, Tab. 3). Varianten treten auf z.B. in Form von verstärkt siltführenden C<sub>org</sub>-reichen radiolarienführenden Kieselgesteinen bis Radiolariten (insbesondere im oberen Teil der Liegenden Alaunschiefer und im unteren Teil der Schwarzen Kieselschiefer) und pyritreichen Radiolariten. Lamination ist typisch. In manchen Bänken wechseln laminaeweise C<sub>org</sub>-haltige Radiolarien-Kieselgesteine mit C<sub>org</sub>-reichen radiolarienfreien Ton-/Siltsteinen miteinander ab (Abb. 7).

**Dunkelmineral-armes Radiolarien-Kieselgestein.** Makroskopisch helle, graue bis schwach grünliche Gesteine dieses Mikrolithotyps sind in den Hellen Kiesel-schiefern und Kieselkalken vor allem des Bergischen und Westfälischen Faziesraumes verbreitet. Radiolarite und extrem radiolarienreiche Radiolarite sind aber weit seltener als bei den  $C_{org}$ -haltigen Radiolarien-Kieselgesteinen. Die Radiolarien lassen sich am Handstück in der Regel nicht erkennen. Die Gesteine setzen sich hauptsächlich aus Radiolarien und einer meist submikroskopisch feinkörnigen Grundmasse aus Tonmineralen und Quarz zusammen. Typisch sind vor allem „Grundmasse-gestützte“ radiolarienführende und -reiche Kieselgesteine; auch schwach radiolarienführende Kieselgesteine sind häufig. Lamination tritt oft auf, ist aber nicht so markant wie in den  $C_{org}$ -haltigen Radiolarien-Kieselgesteinen. Im Verbreitungsbereich der Kieselkalke treten helle Radiolarien-Kieselgesteine mit bis zu 30 % Karbonat-Anteil auf (meist in Form authigener feinkörniger, statistisch verteilter Calcit-Rhomboeder).

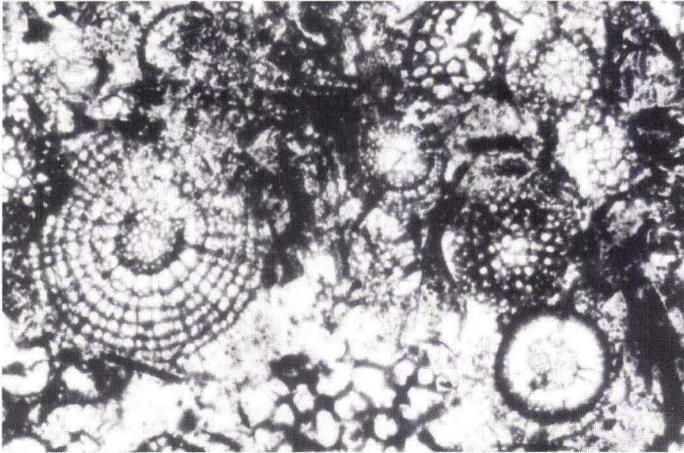
**Hämatitisches Radiolarien-Kieselgestein.** Diese rötlichen bis bräunlichen Gesteine, die generell als die „typischsten“ Radiolarite gelten und vor allem in der Tethys (z.B. BALTUCK 1982, BARRETT 1982a, BAUMGARTNER 1987, DIERSCHKE 1980, MCBRIDE & FOLK 1979) und im zirkumpazifischen Bereich (z.B. GURSKY 1988, IJIMA et al. 1978, RANGIN et al. 1981) im Mesozoikum weit verbreitet sind, stellen im europäischen Variszikum Ausnahmen dar. Wie schon erwähnt, wurden sie im Rahmen der vorliegenden Arbeit vor allem als Hauptgesteinstyp der Hellen Kiesel-schiefer im Profil Lerbach-Waldschwimmbad identifiziert. Dort handelt es sich um relativ „reine“, sehr Quarz-reiche, schwach Hämatit-führende bis -reiche, radiolarienführende Kieselgesteine bis Radiolarite. Die Radiolarien „schwimmen“ in einer extrem feinkörnigen Grundmasse aus Quarz, Hämatit und Tonmineralen. Nur in den Einheiten 1 und 2 des Profils Cobbenrode wurden sehr dünn- und dünn-



**Abb. 8.** Laugen-angeätzte artenreiche Radiolaritprobe mit zahlreichen Details der Radiolarien-Kapseln, -Innenstrukturen, -Stacheln und -Füllungen; Probenmaterial von A. SCHWARZ (1929). (Bildbreite ca. 2,5 mm; Auflicht, Nicols //)

schichtige, mürbe und mit intensiv rotem Abrieb verwitternde Lagen eines weiteren hämatitischen Radiolarien-Kieselgesteins beobachtet: hämatitisierte und deshalb außergewöhnlich gut und vollständig erhaltene Radiolarien sind locker in eine relativ grobkörnige Grundmasse aus Quarz und Hämatit eingelagert (Abb. 9).

**Calcitisierte Radiolarit.** Laminaeweise führt frühdiagenetischer Ersatz vor allem der Biogene zur Ausbildung dieses Mikrolithotyps bevorzugt in den Hellen Kiesel-schiefern und Kieselkalken; alle Übergänge von schwach kalkigen Kieselgesteinen bis zu  $SiO_2$ -armen Radiolarien-Spariten können sich bilden. Ganz vereinzelt kommen daneben in den Kieseligen Übergangsschichten schwarze kalkige Bänke



**Abb. 9.** Außergewöhnlich gut erhaltene, früdiagenetisch hämatitisierte, artenreiche Radiolarien in hämatitischem Radiolarit; weiß: Mikroquarz. Einlagerung in die Schwarzen Kiesel-schiefer; Profil Cobbenrode, Probe 900925/4. (Bildbreite ca. 0,5 mm; Nicols //)

vor, die mikroskopisch als radiolarienreiche Kalksteine bis kalkige Radiolarite anzusprechen sind. Ungewöhnlich ist, daß die Radiolarien nahezu in ihrer Gesamtheit von Calcit-Sparit ersetzt sind (Hartteile und Füllungen). Die Grundmasse ist ein feinkörniges Gemenge aus Tonmineralen, Quarzsilt,  $C_{org}$  und Quarz-Calcit-Zement. Ähnliche Gesteine erwähnen HERBIG & BENDER (1992) aus dem Rüchenbacher Kalk der Hörre, einer Kalkturbidit-Schwarzpelit-Wechselfolge, die stratigraphisch den Liegenden Alaunschiefern entspricht.

**Mikroquarzitisches (Radiolarien-) Kieselgestein.** Kornvergrößerungen (teils auch sedimentpetrographisch als „Rekristallisationen“ bezeichnet) infolge diagenetischer oder thermischer Prozesse sind ein verbreitetes Merkmal vieler kieseliger Sedimentgesteine (GURSKY & GURSKY 1988). Auch in den Kieselgesteinen des

Rhenoharzynikums sind solche Kornvergrößerungen verschiedenen Grades typisch und tragen zur weiteren Modifizierung der oben aufgeführten Mikrolithotypen bei (vgl. auch Kap. 4.4.1.7). Die Kornvergrößerung kann – vor allem unter kontaktmetamorphen Bedingungen – bis zur völligen Auslöschung der primären Gefüge gehen. Oft sind aber noch einzelne stark veränderte Radiolarien- „Ghosts“ erkennbar, die sich aus der grobkörnigen polygonalen Quarzgrundmasse mit Chlorit, Hellglimmer und Dunkelmineralen (z.T. wohl Magnetit) kaum herausheben, aber klar den ursprünglich hohen Radiolarien-Gehalt belegen. Starke Kornvergrößerungen werden vor allem in  $SiO_2$ -Konkretionen, kieseligen Nachbargesteinen von Eisenkiesel-Bildungen sowie in Kontaktzonen von intrusivem Deckdiabas und der Granit-Plutone im Harz beobachtet.

#### 4.4.1.3 Biogene Komponenten

Die hier untersuchten Kieselgesteine enthalten außer den bei weitem vorherrschenden **Radiolarien** und ihren Fragmenten (zumeist Stacheln, Stachelbruchstücke, auch Kapselbruchstücke) lagenweise untergeordnet größere und kleinere **Schwammnadeln** und Schwammnadelfragmente (siehe Kap. 4.5) sowie vereinzelt **Conodonten** (in apatitischer Erhaltung). Nach A. BRAUN (in

BRAUN & GURSKY 1991) sind Conodonten in den Schwarzen Kiesel-schiefern, den obersten Metern der Hellen Kiesel-schiefer und Kieselkalke sowie allgemein auf Schichtflächen häufiger; TSCHAPEK (1989) konnte in Dickschliffen von oberdevonischen Kieselgesteinen der Selke-Mulde (Ostharz) zahlreiche Conodonten nachweisen und sogar biostratigraphisch auswerten.

Die Radiolarien des mitteleuropäischen Unter-Karbons sind aufgrund zahlreicher paläontologischer Arbeiten durch Präparation mittels Ätzmethoden in den letzten zwanzig Jahren inzwischen gut bekannt (u.a. BRAUN 1989a, b, 1990a, b, BRAUN & AMON 1991, BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1988, 1993, GOURMELON 1987, WON 1983). Danach sind folgende **Radiolarien-Familien** hauptsächlich beteiligt: Albaillellidae (konisch bis müthenförmig), Ceratoikiscidae (käfigartige Balkengerüste), Entactiniidae (grobporige Hohlkugeln mit meist kräftigen Stacheln), Latentifistulidae (dreiarmlig bis dreieckig, porig), Archocyrtiidae (Hohlkugeln mit Stacheln und drei kräftigen spitzen „Beinen“, porig), Pylentonemidae (porige Kugeln mit Stacheln und einem großen Loch), Palaeoscieniidae (zarte lockere Gerüste mit Stacheln). Charakteristische Vertreter weiterer Familien sind: *Eostylodictya* (linsenförmig mit internem feinmaschigem Gittergerüst), *Polyentactinia* (unregelmäßige grobmaschige Gerüste, rundlich) und *Cubaxonium* (oktaedrisches Skelett mit Stacheln). Eine ausführliche Darstellung liefert BRAUN (1990a).

Es fällt auf, daß trotz dieser großen Formenfülle in Dünnschliffen senkrecht und parallel zur Schichtung rundliche oder **kreisförmige Radiolarienanschnitte** stark dominieren (vgl. Abb. 7). Dies liegt einerseits daran, daß aufgrund der Kieselgesteinsdiagenese mit erheblicher SiO<sub>2</sub>-Mobilisierung und -Wiederausfällung zarte Radiolarienformen und -skeletteile bevorzugt aufgelöst werden und damit in den SiO<sub>2</sub>-reichen Gesteinen unterrepräsentiert sind (vgl. BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993; siehe auch weiter unten). Andererseits sind Anschnitteffekte für die scheinbare Formenarmut im Dünnschliff verantwortlich, z.B.:

- In mehreren Familien treten kugelige oder angenähert kugelige Skelettelemente auf (u.a. Entactiniidae, Pylentonemidae, Archocyrtidae, Ceratoikiscidae).
- Zartere Gerüstelemente, Stacheln und andere Skelett- „Verzierungen“ von oft nur wenigen µm Durchmesser werden übersehen oder sind nicht erkennbar; Längsschnitte

dieser Elemente sind sehr selten.

- Interne zarte Skelettelemente werden bevorzugt aufgelöst oder verwachsen mit dem Zement der Radiolarien-Füllung.
- Konische Skelette rufen meist rundliche oder ovale Anschnitte hervor (z.B. Albaillellidae).
- Charakteristische Öffnungen oder große Löcher liegen meist nicht in der Schnittebene (z.B. Pylentonemidae).
- Bogige „Verzierungen“ (z.B. Stapia einiger Albaillellidae) und Querschnitte poriger Arme (Latentifistulidae) können mit Kugelschnitten verwechselt werden.

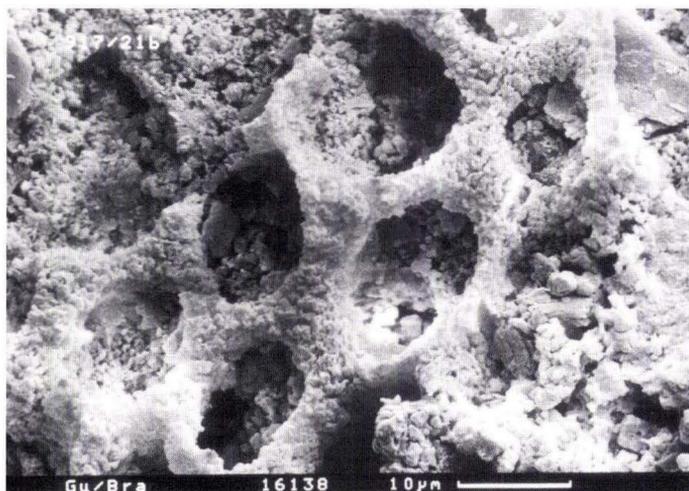
Hinzu kommt, daß selbst in ultradünnen Schliffen die Radiolarienskelette zart im Verhältnis zur Schliffdicke sind und infolge von Überlagerungsinterferenzen (STORZ 1928) viel weniger Details erkennen lassen als in körperlichen Präparaten; Pigmentierung und Kornvergrößerung sind weitere Probleme.

Aus diesen Gründen sind nähere Bestimmungen von Radiolarien im Dünnschliff in der Regel unmöglich; selbst sichere Zuordnungen zu Familien gelingen nur selten. Optimale Anschnitte bei gleichzeitig günstiger, detailreicher Erhaltung sind so selten, daß für paläontologische Zwecke (z.B. Datierungen) weitergehende Präparationen unumgänglich sind (vgl. R. SCHMIDT-EFFING in BAUMGARTNER 1981, BRAUN 1990a). Folgende **Radiolarien-Merkmale** lassen sich vereinzelt oder häufiger auch in Dünnschliffen beobachten: Feinporen des hohlkugeligen Außenskeletts (Abb. 10; z.B. Entactiniidae, Pylentonemidae), Schalen mit Nebenstacheln/Dornen und Hauptstacheln bzw. Hauptstachelansätzen, abgebrochene Stacheln (zahlreich erkennbar vor allem in Schliffen parallel zur Schichtung; hauptsächlich wohl von Entactiniidae), Querschnitte kräftiger Stacheln von Entactiniidae in Form von dreizackigen Sternen mit verschiedenartig verdickten Zackenenden (Abb. 11; „Propeller“ bei DEHMER et al. 1989), gestreckt dreieckige Längsschnitte von Albaillellidae, dreieckige und dreibalkige Formen von Latentifistulidae (beginnend im Visium; BRAUN 1990a, BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993), innere

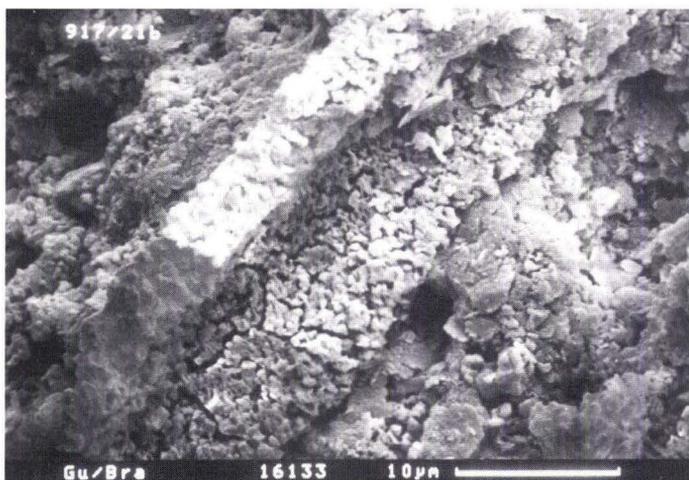
Skelettkugeln und Innenstreben (Entactiniidae). Bei außergewöhnlich guter Erhaltung (z.B. in den hämatitischen Radiolariten des Profils Cobbenrode, vgl. Abb. 9) können zusätzlich beobachtet werden: zahlreiche Innenskelettelemente, vor allem mehrere konzentrische, ineinandergeschachtelte Innenkugeln mit Innenstreben (Entactiniidae), unregelmäßige grobe Gitterstrukturen von *Polyentactinia*, dichte feimaschige Gitterwerke von *Eostylodictya*, basale Bügel mit Fortsätzen (Stapia) der Albaillellidae; z.B. treten rundliche Stapia mit mehreren kur-

zen Fortsätzen (wie bei *Albaillella cartalla*) erst von mittleren Viseum an auf (BRAUN 1990a).

Die Beobachtung dieser Radiolarienmerkmale läßt trotz der obengenannten Probleme den Schluß zu, daß die Entactiniidae die nach der **Individuenzahl** bei weitem dominierende Radiolariengruppe in diesen Kieselgesteinen sind. Pylentonemidae und Archocyrtidae, die ebenfalls markante sphärische Skelettelemente besitzen, treten stark zurück. Albaillellidae sind vereinzelt in vielen Kieselgesteinsschliffen anzutreffen, spielen aber hinsichtlich ihrer Individuen-



**Abb. 10.** Grobporige Radiolarien-Außenkapsel, die aus ultrafeinkörnigem Mikroquarz-Gemenge besteht, mit Füllung und umgebendem Zement aus gröberkörnigem Mikroquarz-Blockwerk. Heller radiolarienführender silifizierter Tuffit aus den Hellen Kiesel-schiefern; Profil Herborn, Probe 900917/21b. (REM-Aufnahme; HF-angeätztes Gesteinsbruchstück)



**Abb. 11.** Dreiblättriger, kräftiger Entactiniiden-Stachel aus ultrafeinkörnigem Kristallit-Gemenge. Querschnitte sind in Dünnschliffen als dreistrahlige Sterne erkennbar. Probe wie Abb. 10.

zahl nur eine geringe Rolle. Die auffälligen Latentifistulidae sind untergeordnet in Schlifflen aus dem höheren Teil der kieseligen Unter-Karbon-Folge zu beobachten. Die aus zarten Gerüsten bestehenden Ceratoikiscidae, Palaeosceniidae und *Polyentactinia* scheinen völlig zu fehlen.

Die kugeligen Radiolarien-Kapseln besitzen **Durchmesser** von meist 80–300  $\mu\text{m}$ , selten bis etwa 400  $\mu\text{m}$  (Korngrößenklassen „Fein- bis Mittelsand“ nach DIN 4022). Ihre Außenschalen sind ca. 10–25  $\mu\text{m}$  dick, können aber aufgrund diagenetischer  $\text{SiO}_2$ -Anlagerung auch erheblich dicker werden. Rasterelektronenmikroskopisch ist zu erkennen, daß solche diagenetisch verdickten Schalen häufig deutlich mehrschichtig aufgebaut sind: an das dünne in Quarz umgewandelte Originalskelett hat sich lamellenweise diagenetische  $\text{SiO}_2$ -Substanz angelagert (Abb. 14). Die größten beobachteten Radiolarien gehören zu den dreieckigen Latentifistulidae, bei denen Kantenlängen von 500–600  $\mu\text{m}$  keine Seltenheit sind. Die konischen Albailellidae erreichen meist Längen von 250–300  $\mu\text{m}$ . Markante Hauptstacheln der Entactiniidae können etwa 200  $\mu\text{m}$  lang und an der Basis etwa 60  $\mu\text{m}$  dick werden. Die Größensortierung der Radiolarien ist nach Vergleichsbildern von ANSTEY & CHASE (1974; zitiert in FLÜGEL 1982) in der Regel mäßig bis schlecht.

Die **Radiolarien-Gehalte** in den Radiolarien-Kieselgesteinen schwanken sehr stark. In den radiolarienreicheren Gesteinen liegen sie durchschnittlich zwischen 20 und 60 % („wackestones“, „packstones“), in den radiolarienärmeren Gesteinen sind Gehalte von oft < 10 % typisch („mudstones“). Die größten Packungsdichten bis > 80 % (!) werden erreicht, wenn sich Grundmasse-Armut, starke Kompaktion und Drucklösung miteinander kombinieren. Intensive Kornvergrößerung löscht Biogene aus und kann geringe Radiolarien-Gehalte vortäuschen. Dünnschliffe senkrecht zur Schichtung zeigen meist eine gute horizontale **Einregelung** von länglichen Radiolarien sowie Radiolarienstacheln und Schwammnadeln. In Schlifflen parallel zur Schichtung lassen sich Stapien von Albailellidae und die trigonale Symmetrie der

Latentifistulidae am ehesten erkennen; dies bestätigt die Beobachtung von A. BRAUN (in BRAUN & GURSKY 1991), daß sich flache Skelette auf angeätzten Gesteinsstücken immer schichtparallel orientieren. Parallele Einregelungen von länglichen Skeletten oder Skelettelementen in Schnitten parallel zur Schichtung bzw. auf Schichtflächen, wie sie IMOTO (1983) in japanischen Radiolariten zeigt, wurden nicht beobachtet. Intensive Drucklösung senkrecht zur Schichtung kann eine sehr gute schichtparallele Einregelung vortäuschen.

Zu den wichtigsten Merkmalen fossiler Radiolarien, die auch an den hier untersuchten Gesteinen beispielhaft studiert werden können, gehören **Typ und Grad der Erhaltung**. Hinweise auf das Auftreten unterschiedlicher Erhaltungstypen in den unterkarbonischen Kieselgesteinen finden sich zahlreich in der Literatur; intensiv hat sich BRAUN (z.B. 1987, 1990, BRAUN & AMON 1991, BRAUN & GURSKY 1991, BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993) damit befaßt. GURSKY (1984, 1990, GURSKY & GURSKY 1988) machte entsprechende Beobachtungen an zentralamerikanischen Radiolariten.

Die Erhaltung der Radiolarien wird modifiziert von Mineralart und Korngröße der Skelette selbst, ihrer Füllungen und ihrer äußeren Umgebung sowie den Verwachsungsbeziehungen. Dabei ist zunächst die **Kornvergrößerung** von großer Bedeutung. Drei grundsätzliche Fälle sind zu unterscheiden:

- 1) Die Skelette heben sich von den Füllungen und der Umgebung ab. Dies ist z.B. der Fall in gering kernvergrößerten Gesteinen; detailreich (= „gut“) erhaltene Radiolarien sind zu erwarten.
- 2) Die Skelette sind mit ihren Füllungen verwachsen, die Radiolarien heben sich aber noch als Ganzes von ihrer Umgebung ab. Dieser Fall ist in den Kieselgesteinen am weitesten verbreitet. Er ist typisch in  $\text{SiO}_2$ -reichen Gesteinen und nimmt an Häufigkeit mit Intensivierung der  $\text{SiO}_2$ -Diagenese und/oder von thermischen Prozessen zu. Die Wahrscheinlichkeit gut erhaltener Radiolarien nimmt ab.

- 3) Die Skelette sind mit Füllungen und Umgebung verwachsen, d.h. nicht mehr erkennbar, wie z.B. in stärker metamorphen Kieselgesteinen. Radiolarien können auch durch Ätzpräparation nicht mehr gewonnen werden.

Den **Erhaltungsgrad** hat GURSKY (1988, GURSKY & GURSKY 1988) an mesozoischen Radiolariten Costa Ricas in vier progressiven Stufen charakterisiert (vgl. Tab. 3):

Stufe 1: Die besterhaltenen Radiolarien sind noch reich an Skelettdetails, zeigen dünne Skelettelemente sowie scharfe Außenränder und bestehen aus relativ feinkörnigem Mikroquarz. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig.

Stufe 2: Nur noch wenige Skelettdetails lassen sich erkennen. Die Mineralkörner der Skelette beginnen mit den Füllungen zu verwachsen, und die Außenränder werden unscharf. Paläontologisch bestimmbare Radiolarien werden selten.

Stufe 3: Skelettdetails sind verschwunden, und die Radiolarien sind mit ihren Füllungen verwachsen. Die Außenränder werden sehr unscharf. Die Grundmasse läßt kräftige Kornvergrößerung erkennen. Es lassen sich präparativ keine bestimmbaren Radiolarien mehr gewinnen, da wichtige Skelettelemente wie z.B. Stacheln und Internelemente zerstört sind.

Stufe 4: Es hat sich ein relativ einheitliches mikroquarzitisches Gefüge eingestellt, und Radiolarien sind kaum mehr zu erkennen.

In den radiolarienreichen Gesteinen des rheinoherzynischen Unter-Karbons ist die Stufe 1 nur lokal noch erhalten, z.B. in den hämatitischen Radiolariten des Profils Cobbenrode oder in vielen Phosphorit-Konkretionen. Die Stufen 2 und 3 sind im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz am häufigsten anzutreffen. Daran wird klar, warum Radiolarien-Präparationen aus den „normalen“ paläozoischen Kieselgesteinen schwierig sind. Die Stufen 3 und 4 sind in den Kontaktzonen von postsedimentären Magmati-

ten typisch (Deckdiabas, Granit-Plutone).

Ein gravierendes Problem der Radiolarien-Erhaltung stellt auch die artspezifische **selektive Auflösung** (Dissolution) der Radiolarien vor und während der Diagenese dar. Nach dem Absterben der Radiolarien werden ihre Hartteile noch während des Absinkens oder am Meeresboden infolge der  $\text{SiO}_2$ -Untersättigung des Meerwassers zum größten Teil wieder aufgelöst; nur robuste Skelette bleiben erhalten und werden fossil (z.B. CALVERT 1974, EREZ et al. 1982). Diese differentielle Auflösung, die zur Faunenverarmung führt, geht auch während der Diagenese weiter: BRAUN 1990a und BRAUN & SCHMIDT-EFFING (1993) können belegen, daß zunächst die relativ zarten Gerüste z.B. der Palaeoscieniidae und von *Polyentactinia* aufgelöst werden, danach die Pylentonemidae und Archocyrtiidae, und erst gegen Ende die recht robusten Entactiniidae (= relative Anreicherung kugelliger Formen!). Als besonders lösungsresistent haben sich die kräftigen Hauptstacheln der Entactiniidae und die Schwammnadeln erwiesen; die teilweise beobachteten radiolarienarmen, aber nur schwach kornvergrößerten Kieselgesteine, in denen keine oder fast keine rundlichen Skelettelemente, sondern nur noch grobe Stacheln und Schwammnadeln vorkommen, sind somit als ehemalige Radiolarite zu interpretieren, von deren ursprünglich reicherer Radiolarien-Fauna nur noch Relikte im Endstadium der  $\text{SiO}_2$ -Diagenese erhalten blieben. Damit läßt sich eine diagenetische Reihung der unterkarbonischen Radiolarien-Kieselgesteine nach ihrem Artenspektrum vornehmen:

- 1) artenreiche Gesteine, in denen zarte, robuste und kräftige Skelette und Skelettelemente assoziiert sind (z.B. manche Phosphorit-Konkretionen, hämatitische Radiolarite),
- 2) an Arten verarmte „normale“ Radiolarien-Kieselgesteine, in denen robuste Biogene (Entactiniidae) selektiv angereichert sind, und
- 3) „Radiolarienarme“ Kieselgesteine mit völlig verarmten, aber sehr lösungsresistenten biogenen Relikten.

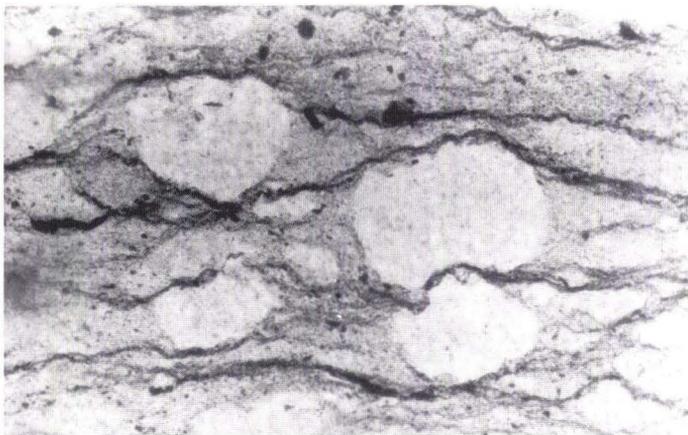
Außer von Kornvergrößerung und selektiver Auflösung kann die Erhaltungsqualität der Radiolarien auch von **Zerdrückung** im Zuge der Gesteinskompaktion beeinträchtigt werden. Dieser mechanische Vorgang darf nicht mit der Radiolarien-Abflachung durch Drucklösung verwechselt werden. Stauchungen, Brüche, Verquetschungen bis hin zur vollständigen Plättung (= keine Füllung vorhanden) der Radiolarien, vereinzelt sogar der dreiblättrigen Hauptstacheln treten nur laminaeweise in stärker feinsiliziklastisch verunreinigten Bankpartien auf. Die Radiolarien werden teilweise zu flachen Linsen mit nur ca. 20  $\mu\text{m}$  Dicke bei Längen von  $> 150 \mu\text{m}$  deformiert. Die Auswertung dieser Verhältnisse zeigt, daß die betroffenen Schichten auf ca. 15–20 % ihrer Originalmächtigkeit kompaktiert wurden.

Einen entscheidenden Faktor bei der Radiolarien-Erhaltung bildet der mineralogische **Erhaltungstyp**. Radiolarien-Hartteile bestehen ursprünglich aus amorpher wasserhaltiger Kieselsäure, dem biogenen „Opal-A“, der bei der meist langwierigen Diagenese über Zwischenschritte (Cristobalit/Tridymit, „Opal-CT“) zu Quarz bzw. Chalcedon „altert“ (z.B. KASTNER 1981, RAD 1979). Diagenetisch gelöste Kieselsäure kann als authigener Zement in Form von  $\text{SiO}_2$ -Polymorphen (Quarz, Opal-CT) oder eingebaut in Silikate (Zeolithe, Tonminerale) aus der Porenlösung wieder ausgeschieden werden. Fremdionen-Beimischungen der Porenlösung, z.B. aus ebenfalls teilweise aufgelösten Begleitphasen oder hydrogenen bzw. hydrothermalen Ursprungs, können bei der Diagenese kieselige Biogene ersetzen und zur Zementbildung innerhalb und außerhalb der Hartteile beitragen. Spuren beider Prozesse sind in den Radiolarien-Kieselgesteinen des rhenoheryznischen Unterkarbons weit verbreitet.

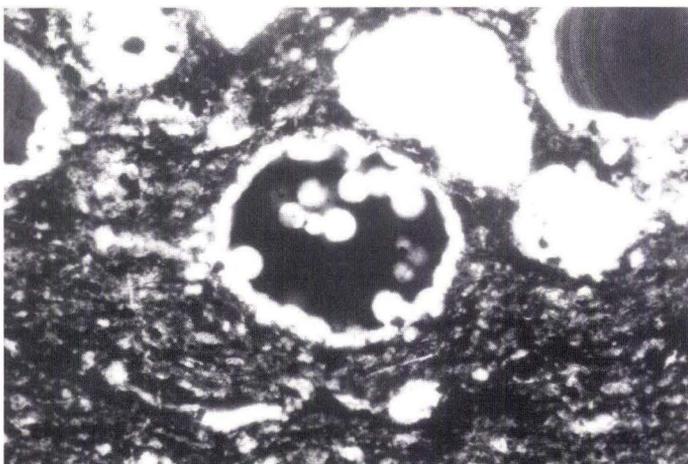
Die oft exzellente Erhaltung insbesondere von Radiolarien, deren ursprünglich kieselige Skelettsubstanz durch andere Minerale ersetzt wurde, weist diesen Vorgang als frühdiagenetisch aus, d.h. noch bevor die Skelette – wohl bevorzugt in  $\text{SiO}_2$ -reichen Gesteinen – im Zuge der weiterschreitenden Diagenese durch Auflösung

sukzessiv geschädigt wurden. Zwar ist Quarz/Chalcedon der mit Abstand bedeutendste **Skelettbildner**, aber Pyrit, Hämatit, Chlorit, Calcit, Dolomit (HOLDSWORTH 1966, zitiert in BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993) und  $C_{\text{org}}$  (BRAUN 1990a, BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993) werden lokal bzw. lagenweise wichtig bis beherrschend. Nur im Fall der Skeletterhaltung als Quarz oder Calcit sind lichtoptisch weitere Beobachtungen möglich. Die Quarzkristalle sind meist zahlreich und zwischen  $< 5$  und  $30 \mu\text{m}$  groß (sehr feinkörniger bis grobkörniger Mikroquarz), Skelette aus sehr wenigen groben Kristallen kommen auch vor. Häufig verzahnen sie sich miteinander, was größtenteils nur ein lichtoptisches Scheinmerkmal aufgrund von Überlagerungsinterferenzen ist. Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen zeigen nämlich, daß die Quarze meist blockig und oft hypidiomorph sowie  $< 1 \mu\text{m}$  klein bleiben können. Undulöse Auslöschung ist typisch; sie heilt infolge Rekrystallisation bei der Temperung der Kristalle in magmatischen Kontaktzonen teilweise aus. Die Außenränder der Radiolarien sind meist deutlich von der Grundmasse abgesetzt, während Verwachsungen mit den Füllungen auch schon bei schwacher und mäßiger Kornvergrößerung zu beobachten sind.

Als **Radiolarien-Füllungen** treten eine Vielzahl von Mineralen auf. Quarz herrscht vor in Form von ultrafeinkörnigen Gemengen, sehr feinkörnigen bis feinkörnigen Mosaiken, mittel- bis grobkörnigen Aggregaten, Einkristallen und Mikroquarz-Ersatz ehemaliger Opal-CT-Lepidophären (Abb. 13). Kugelige Mikroquarz-Aggregate als Produkte völliger Verwachsung von Skelett und Füllung sind sehr typisch, ebenso diagenetisch verdickte Skelette mit Füllungen aus Mikroquarz-Gemengen verschiedener Korngrößen. Teilweise bleiben nach der Skelettauflösung rundliche ultrafeinkörnige Füllungen übrig, die bei gekreuzten Polarisatoren wie „dunkle Löcher“ wirken. Klare oder bräunliche Chalcedon-Sphärolithe, oft mit konzentrischen Anwachsstreifen (Abb. 14; teilweise markiert durch Verunreinigungen oder flüssige/gasförmige Einschlüsse) und „Brewster’sche Auslö-



**Abb. 12.** Bildung von ss-parallelen Mikrostylolithen und (An-) Lösung von Radiolarien an den Unter- und Oberseiten senkrecht zur Schichtung. Feindetritus-führende Lamina zwischen radiolarienreichen Laminae. Grauer Radiolarit der Hellen Kiesel-schiefer; Profil Lindenhof, Probe 890616/11. (Bildbreite ca. 0,5 mm; Nicols //)



**Abb. 13.** Radiolarie in Mikro-quarz-Erhaltung, Füllung aus feinstpigmentiertem Chalcedon (schwarz) und ehemaligen Opal-CT-Lepisphären (jetzt heller Mikroquarz). Schwarze Kiesel-schiefer; Profil Dodenau, Probe 900914/1. (Bildbreite ca. 0,5 mm; Nicols //)

schungskreuze“, sind als Füllungen in Kombination mit Mikroquarz-Skeletten ebenfalls weit verbreitet. Daneben wurden Chlorit, Pyrit, Hämatit, Calcit,  $C_{org}$  und unidentifizierbare Tonminerale als Füllungen beobachtet. Zahlreiche Kombinationen der unterschiedlichen Füllmaterialien treten auf, vor allem Quarz-Pigment-

Gemenge und Assoziationen von Quarz-Aggregaten mit Chalcedon-Sphärolithen, Pyrit,  $C_{org}$  usw. So führt die Kombination der hochvariablen Erhaltungstypen mit den unterschiedlichen Erhaltungsgraden zu einer sehr großen Zahl von **Erhaltungsvarianten**.

#### 4.4.1.4 Übrige Bestandteile

Gegenüber den Biogenen treten die übrigen lichtoptisch identifizierbaren Komponenten, die **Alloklasten**, stark zurück. In den radiolarienreicheren Gesteinen liegt ihr – zumeist nur

schwer bestimmbarer – Anteil in der Regel unter 3 %, oft sogar unter 1 %. In den übrigen Radiolarien-Kieselgesteinen werden Anteile von ca. 5–10 % nur in radiolarienarmen Laminae er-

reicht; hier kommen auch Laminae mit Gehalten von über 20 % vor, die schon zu den kieseligen Ton- und Siltsteinen überleiten (siehe Kap. 4.6 und 5). Alle diese Prozentsätze sind recht hoch im Vergleich zu typischen Radiolariten des offenen, küstenfernen Ozeans (vgl. z.B. GURSKY 1988).

**Quarz** dominiert meist stark unter den Alloklasten (bis > 90 %) und wird lediglich in  $C_{org}$ -reichen Laminae im Gehalt von der  $C_{org}$ -Substanz übertroffen. Fast ausschließlich liegt er monokristallin vor; polykristalline Quarzfragmente („Gesteinsbruchstücke“) sind sehr selten, ebenso **Feldspat**-Klasten (Albit). Die Größen der Quarzkörner liegen meist zwischen 10 und 40  $\mu\text{m}$  (Mittel- bis Grobsilt), erreichen aber in Klastenreichen Laminae auch > 90  $\mu\text{m}$  (Feinsand). Sie sind eckig, was insbesondere für Partikel < 60  $\mu\text{m}$  wegen des schonenden Transports überwiegend in Suspension typisch ist (z.B. BLATT 1982: 49). Innerhalb der Gruppe dieser klastischen Silt- bis Feinsandpartikel ist die Sortierung mäßig bis gut (sensu ANSTEY & CHASE 1974, zitiert in FLÜGEL 1982).

Phyllosilikate können in den Klastenreichen Lagen bis ca. 10 % des Gesamtgesteins ausmachen (> 50 % der Alloklasten), in dünnen Laminae selten auch > 20 %. Lichtoptisch sind sie zusammenfassend nur als **Hellglimmer** zu bezeichnen; röntgendiffraktometrisch haben z.B. HAUSMANN (1983) und DEHMER et al. (1989) Illit/Muskowit und Wechsellagerungsminerale nachgewiesen. Licht- und elektronenoptisch sind die Hellglimmer als typische unregelmäßig eckige Schüppchen, Plättchen und selten dünne Täfelchen zu erkennen mit Dicken von ca. 2 bis > 6  $\mu\text{m}$  und Durchmesser von meist 10–30  $\mu\text{m}$ . Maxima bis 120  $\mu\text{m}$  treten in klastenreichen Lagen auf. Größere Exemplare zeigen bei gekreuzten Polarisatoren eine farbige Zonierung, für die eine Erklärungsmöglichkeit das z.B. diagenetische Umwachsen eines ehemaligen klastischen Kerns ist (mdl. Mitt. St. VOGLER, Marburg). Daß viele Hellglimmer sicher klastischen Ursprungs sind, läßt sich an verbogenen, geknickten und zerbrochenen Schüppchen ablesen. Die Hellglimmer sind häufig subparallel zur Schichtung

mit infolgedessen fast einheitlicher Auslösung orientiert. In vielen Laminae sind aber regellose bis nur schwach schichtparallele Orientierungen auch von sicher klastischen Körnern auffällig; dies spricht für eine relativ frühe Einkieselung und damit Stabilisierung des Korngefüges in einem noch nicht sehr weit fortgeschrittenem Stadium der Kompaktion.

Von der **Schwermineral**-Fraktion läßt sich nur der Zirkon ab und zu lichtoptisch sicher bestimmen; andere klare Körner könnten aus Apatit bestehen. Daneben sind selten bräunliche Schwermineral Körner zu erkennen, vermutlich in erster Linie  $\text{TiO}_2$ - und phosphatische Phasen. DEHMER et al. (1989) und vor allem NÖLTNER (1988) fanden mit REM-Methoden außer Zirkon und Apatit noch Rutil, Anatas/Brookit und Monazit. Die schwarze  $C_{org}$ -Substanz bildet nur selten deutliche **Organoklasten**. Sie fehlt in den helleren Kieselgesteinen und liegt in den dunkelgrauen bis schwarzen meist deutlich unter 5 %; genauere Angaben sind wegen der Feinkörnigkeit und der damit verbundenen Verwechslungsgefahr mit Pyrit im Durchlicht kaum möglich. DEHMER et al. (1989) geben aufgrund von Auflichtuntersuchungen 0,06 % an schwarzem und grauem organischem Material in Kieselgesteinen des Profils Bad Wildungen an (vermutlich in hellen Kieselgesteinen). Je feinkörniger es ist, umso intensiver färbt es auch bei nur geringen Gehalten die Kieselgesteine. Als Organoklasten erkennbar sind schichtparallel angeordnete längliche, unregelmäßige, eckige, teils lappige Fragmente, die bis ca. 60  $\mu\text{m}$  Länge erreichen, meist aber sehr viel kleiner sind. Nach DEHMER et al. (1989) handelt es sich vermutlich um ehemalige pflanzliche Fasern (Inertodetrinit, etwas Vitrit, Algen und Acritarchen).

Als **Grundmasse** bezeichne ich die Gesamtheit der großenteils submikroskopisch feinkörnigen Bestandteile mit Partikelgrößen von meist < 10  $\mu\text{m}$ , die die Komponenten umgeben; eine scharfe Korngrößengrenze ist nicht zu ziehen. Die Grundmasse setzt sich aus Feinstklasten (Matrix) und Zement zusammen; beide sind selbst unter dem REM nicht klar voneinan-

der zu unterscheiden, so daß keine genaueren prozentualen Anteile angegeben werden können. Die Grundmasse weist im Lichtmikroskop hell- bis dunkelbräunliche, selten auch rötlich-bräunliche Farbtöne infolge einer Pigmentierung auf. Unter dem REM besteht die **Matrix** aus biogenen Mikroklasten (meist Bruchstücke von Radiolarien-Stacheln und Schwammnadeln) und Phyllosilikat-Flitterchen (bis  $< 1 \mu\text{m}$ ); klastischer Quarz ist nicht sicher zu identifizieren. Die Phyllosilikat-Teilchen dürften größtenteils Hellglimmer sein, worauf röntgendiffraktometrische Untersuchungen hinweisen (DEHMER et al. 1989, HAUSMANN 1983). NÖLTNER (1988) erwähnt winzige Schwermineralkörnchen. Der **Zement** innerhalb und außerhalb der Biogene besteht größtenteils aus Quarz mit Kristallgrößen von  $< 1 \rightarrow 10 \mu\text{m}$ . Die Kornformen sind teils xenomorph, teils auch hypidiomorph blockig-säulig. Daß die Phyllosilikate teilweise als Zement gesproßt sind, ist wahrscheinlich: einen Hinweis darauf geben vereinzelte büschelige Aggregate von Chlorit-Plättchen. NÖLTNER (1988) fand auch Kaolinit-Aggregate. Als gesteinsfärbende „Pigment“-Partikel kommen außer den Tonmineralen winzige Pyrit-, Hämatit- und  $C_{\text{org}}$ -Körnchen in Frage.

Außer mit dem REM in der Grundmasse lassen sich auch lichtoptisch in vielen Radiolarien-Kieselgesteinen **authigene Minerale** beobachten. Dazu gehören in erster Linie Calcit und weniger häufig Dolomit (Alizarin-S-Tests an Dünn- und Anschliffen). Der frühdiagenetische Calcit I tritt in Form von diffus begrenzten, rundlichen bis ovalen Flecken, linsigen „Konkretionen“ und Lagen auf, die aus sehr feinkörnigen Calcitkristallen bestehen. Der spätdiagenetische Calcit II erscheint meist als statistisch verteilte Rhomboeder und irreguläre eckige, teils aggregierte Kristalle von durchschnittlich  $40\text{--}200 \mu\text{m}$  Durchmesser. Bevorzugt bilden sie sich in hellen Kieselgesteinen der Hellen Kieselschiefer und Kieselkalke als versprengte Einzelkörner oder –

teils laminaeweise – in Massen mit häufig bis zu ca. 20 Vol.-% (max. 30 %). Verschiedentlich werden kieselige Biogene ersetzt (siehe oben). Die Quelle der Karbonatsubstanz könnte u.a. in den Biogenen der turbiditischen Kalksteinschichten zu suchen sein. Lokal kommen ausgehend von Klüften fast komplette laminaeweise Calcitisirungen durch Massen sehr feinkörniger unregelmäßiger Kristalle vor (Calcit III).

In den dunkelgrauen und schwarzen,  $C_{\text{org}}$ -reichen Kieselgesteinen sind authigene Pyrit-Kristalle weit verbreitet. Sie bilden bis ca.  $200 \mu\text{m}$  durchmessende typische Würfel und unregelmäßig-eckige Einzelkörner, Nester sowie teils framboidale Aggregate bis ca.  $300 \mu\text{m}$  Durchmesser. Diese Körper können isoliert, „wolkig“ oder in Form von schichtparallelen Lagen und Linsen auftreten und laminaeweise bis ca. 15 % des Gesteinsvolumens einnehmen. Füllungen von Radiolarien und Ersatz ihrer Skelettsubstanz durch Pyrit kommen vor (vgl. z.B. BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993, Taf. III). NÖLTNER (1988) erwähnt auch Markasit und ganz vereinzelte winzige Körperchen von gediegen Gold.

Authigener, spätdiagenetischer Megaquarz (Tab. 5), d.h. idiomorphe Tiefquarz-Kristalle mit z.T. bipyramidaler Form, wurde mit dem REM identifiziert. Die Kristalle werden bis ca.  $150 \mu\text{m}$  groß und liegen isoliert in der Grundmasse der Kieselgesteine, von wo aus sie auch Radiolarien-Skelette überwachsen können. Als authigener Mikroquarz sind auch die groben Quarzzement-Massen der Kieselkonkretionen zu bezeichnen. Weitere authigene Bildungen sind Apatit und Mikroknollen von Manganmineralen (siehe Kap. 5).

Spät- und postdiagenetisch entstanden **Kluft-Mineralisationen** vorwiegend von grobem teils hypidiomorphem bis idiomorphem Quarz und daneben hauptsächlich Calcit, Dolomit, Chlorit und Pyrit. Manche bankrechte Klüfte sind gefältelt, müssen also noch vor dem Abschluß der Kompaktion angelegt worden sein.

#### 4.4.1.5 Drucklösung

Postsedimentäre Stoffverschiebungen, insbesondere Lösung, Migration und Wiederausfällung von  $\text{SiO}_2$ , sind entscheidende Faktoren zur Herausbildung von Struktur und Textur reiferer Kieselgesteine. Während die diagenetische selektive und progressive Auflösung kieseliger Biogene im wesentlichen nur durch den Vergleich von diagenetisch unterschiedlich und verschieden weit fortgeschrittenen Gesteinen möglich ist, gibt insbesondere die Ausbildung von schichtparallelen Mikrostylolithen schon im Einzelschliff einen Eindruck vom Ausmaß der spät- bis postdiagenetischen Drucklösung. Mikrostylolithenbildung ist lichtmikroskopisch an Einzelkörnern (Komponenten, insbesondere Biogenen, Abb. 12), im Inneren und an den Grenzen von unterschiedlich zusammengesetzten Laminae und Schichten sowie in der Umrahmung von eingeschalteten linsigen und konkretionären Schichtungskörpern zu beobachten. Drucklösungserscheinungen kommen in allen stratigraphischen Niveaus des rhenherzynischen Unter-Karbons vor. Sie charakterisieren ganz besonders radiolarienreichere Gesteine und sind dementsprechend in den Schwarzen und Hellen Kiesel-schiefern sowie in den Kieselkalken besonders auffällig. Schichten/Bänke können durchgreifend oder nur laminaeweise betroffen sein oder ganz verschont bleiben. Neben den ablagerungsbedingten Materialwechsellinien ist die schichtparallele Mikrostylolithisierung der wichtigste Faktor bei der Ausbildung des charakteristischen Kiesel-„Schiefer“-Gefüges.

Drucklösung tritt besonders auffällig in der Grundmasse und in radiolarienarmen Lagen von Radiolarien-Kieselgesteinen sowie in stärker Epiklasten-führenden Gesteinen in Erscheinung und geht ganz überwiegend auf Kosten der  $\text{SiO}_2$ -Substanz. Es besteht ein offensichtlicher Zusammenhang zwischen Phyllosilikat-Gehalt und Drucklösungsintensität: analog zur in vielen Sedimentgesteinen bevorzugten  $\text{SiO}_2$ -Lösung an den Basisflächen von Tonmineralen aufgrund erhöhter Diffusionsraten (vgl. TADA &

SIEVER 1989) sind offenbar die Phyllosilikat-reichen Lagen in diesen Kieselgesteinen besonders von  $\text{SiO}_2$ -Drucklösung betroffen. Dies dürfte auch mit den Quarzkorngrößen zusammenhängen: zunächst werden bevorzugt die kleineren Kristalle in der Grundmasse gelöst, erst danach auch größere Kristalle z.B. in den Radiolarien. Die gelöste Kieselsäure wird auf neu gebildeten schichtparallelen Bahnen weggeführt, und unlöslicher Rückstand (Tonminerale,  $\text{C}_{\text{org}}$  usw.) reichert sich in wenige  $\mu\text{m}$  bis mehrere Zehner- $\mu\text{m}$  dünnen untereinander subparallelen und teilweise vernetzten Mikrostylolithenlagen an („horse-tails“, Abb. 12). Anlagerung im Druckschatten ist nicht zu beobachten. Die Packungsdichte der Radiolarien wird erheblich erhöht, aus ehemaligen Grundmasse-gestützten Radiolarien-Wackestones werden Komponenten-gestützte Radiolarien-Packstones. Bei gesteigerter Drucklösung unter Einbeziehung der von zunehmender lösungsbedingter Abflachung betroffenen Radiolarien entstehen so die typischen fast Grundmasse-freien „komprimierten“ extrem radiolarienreichen Radiolarite mit Biogenanteilen bis zu 80 Vol.-%. In tonig-siltigen Bereichen können im Extremfall fast radiolarienfreie Linsen und Laminae entstehen.

Das Innere von frühdiagenetisch lithifizierten Schichten, Laminae, Linsen und Konkretionen bleibt in der Regel von dieser Drucklösung verschont. Dafür werden die Grenzen dieser Bereiche zu weniger verhärteten Schichtpartien dann in besonderem Maße von der Mikrostylolithen-Bildung betroffen und der stoffliche Kontrast stark akzentuiert (z.B. Umrahmung von Phosphorit-Knollen, Unter-/Ober-Grenzen radiolarienreicher Laminae, Untergrenzen von Kalkturbiditschichten); teilweise entsteht Pseudo-Lamination („Stylo-Lamination“). Somit ist der typische feinschichtig-schiefrige Aspekt der unterkarbonischen Kieselgesteine zum großen Teil ein sekundäres, spätdiagenetisches Phänomen. Die Häufigkeit von Mikrostylolithen-Bahnen gerade in den Grenzen der Kieselgesteinsbänke und in den kieseligen Tonsteinmitteln zeigt, daß

auch die makroskopische rhythmische Bankung erst durch die Drucklösung ihre scharfe Prägnanz erhalten hat.

Welche  $\text{SiO}_2$ -Mengen auf diese Weise abgewandert sind, kann wegen der Unregelmäßigkeit der Drucklösung infolge von kompositionellen und Korngrößen-Schwankungen sowie weiteren Komplikationen (vgl. TADA & SIEVER 1989) nicht realistisch abgeschätzt werden. Offensichtlich wurde z.B. die laterale Umgebung von frühdiagenetischen Konkretionen unter bevorzugter  $\text{SiO}_2$ -Lösung um mehr als das Doppelte als der konkretionäre Bereich kompaktiert. Die teils radiolarienreichen frühdiagenetischen Phosphorit-Konkretionen in den Liegenden Alaunschiefern und schwarzpelitischen Lagen der Schwarzen Kieseliefer zeigen, daß auch diese heute praktisch radiolarienfreien Siliziklasten-reichen Gesteine ursprünglich wesentlich reicher an biogener Kieselsäure waren. COX & WHITFORD-STARK (1987) kalkulieren aufgrund der Vermessung weitständiger Makrostylolithen in devonischen Kieselgesteinen von Texas eine stratigraphische Ausdünnung von 3,5–5,6 %, ein sicherlich geringer Wert im Verhältnis zu der intensiven engständigen Mikrostylolithisierung in den hier untersuchten Kie-

selgesteinen. Die druckgelöste Kieselsäure bildet neben der frühdiagenetisch durch  $\text{SiO}_2$ -untersättigte Porenlösungen selektiv gelösten Kieselsäure (Kap. 4.4.1.3) mit Sicherheit die zweite Hauptquelle des  $\text{SiO}_2$ -Zementes der untersuchten Kieselgesteine.

Bildungszeitpunkt und Tiefenlage der Mikrostylolithen-Bildung lassen sich grob abschätzen. Die Drucklösung erfolgte im wesentlichen streng schichtparallel (auch bankrechte und schräg verlaufende Mikrostylolithen-Bahnen kommen vor) und wird fast immer von der Klüftung durchschnitten, muß also lange vor der tektonischen Faltung im Ober-Karbon bei noch ungestörter, horizontaler Lagerung erfolgt sein. Völlige Zementierung, d.h. Schließung der Sedimentporen, behindert – wenn auch nicht verhindert – die  $\text{SiO}_2$ -Migration. Folglich muß die Mikrostylolithen-Bildung hauptsächlich sehr spätdiagenetisch („finidiagenetisch“) abgelaufen sein. Nach TADA & SIEVER (1989) reichen bereits Überlagerungsmächtigkeiten von wenigen 100 m zur Stylolithenbildung aus. Daraus ist zu schließen, daß sie wahrscheinlich noch im höchsten Unter-Karbon während der Ablagerung der Kulm-Grauwacken begann und vielleicht bis in das tiefe Ober-Karbon hinein andauerte.

#### 4.4.1.6 Lamination

Makroskopische Aspekte wurden bereits in Kap. 4.3 behandelt. Lamination läßt sich unter dem Mikroskop in fast allen Kieselgesteinschichten des rhenohertzynischen Unter-Karbons nachweisen, auch wenn sie manchmal so schwach ausgeprägt ist, daß die Gesteine makroskopisch homogen erscheinen. Stets erzeugen nach Art, Grad und Genese unterschiedliche Materialwechsel die Lamination, die im Prinzip kleindimensionale Schichtung darstellt.

Die Laminae (Abb. 7) weisen ein Dickenspektrum von  $< 100 \mu\text{m}$  bis zu mehreren cm auf; typisch sind Dicken von ca. 0,5–3 mm („sehr dünne bis dünne Laminae“; vgl. Tab. 4). Meist ist Sublamination, oft multiplen Typs, ausgebildet, d.h. die Laminae sind ihrerseits teils bis in den

Zehner- $\mu\text{m}$ -Bereich hinein ultrafein geschichtet. Neben der Sublamination kommen homogener und gradierter Aufbau der Laminae vor. Die Radiolarien-Kieselgesteine sind – wenn überhaupt – schwach normal gradiert mit meist laminae-aufwärts abnehmender Radiolarienzahl; nur in Ausnahmefällen sind auch eine Korngrößen- oder Mineralgradierung erkennbar. Schrägschichtung deutet sich gelegentlich an. Die makroskopisch vielfach charakteristische kontinuierliche Parallellamination erweist sich schon im Anschliff und unter dem Mikroskop als nur ausnahmsweise streng kontinuierlich und parallel: zumindest bei den dünneren Laminae und Sublaminae dominieren leicht wellige, in ihren Dicken an- und abschwellige, oft linsig-

diskontinuierliche, teils flachwinklig zueinander orientierte Typen. Die Grenzen gegeneinander können bis in die Mikrolamination hinein scharf (oft akzentuiert durch Mikrostylolithen-Bahnen) oder als Übergänge ausgebildet sein.

Die Lamination hat primäre, durch den Ablagerungsmechanismus bedingte und sekundäre, von früh- und spätdiagenetischen Stoffverschiebungen hervorgerufene Ursachen. Die wichtigste - makroskopisch vor allem in den helleren Kieselgesteinen meist nicht zu erkennende - primäre Ursache sind markante lithologische Wechsel zwischen Lagen von radiolaritischem, spiculitischem und pelitischem Kieselgesteinsmaterial sowie von silifiziertem vulkanodetritischem und nicht oder nur schwach kieseligem schwarzpelitischem Material. Lediglich Wechsel von radiolarienreichen und  $C_{org}$ -reichen Laminae lassen sich anhand der Hell-Dunkel-Wech-

sel auch makroskopisch gut erkennen. Ebenfalls primär sind die nur mikroskopisch deutlichen laminenerzeugenden Schwankungen im Mengenverhältnis zwischen Radiolarien und Grundmasse, die sehr schwach sein können. Schwankungen in der Pigmentierungsintensität (= Helligkeitsveränderungen) bei ansonsten konstantem Verhältnis zwischen Biogenen und Grundmasse kommen als weitere primäre petrographische Ursache hinzu. Sekundäre, diagenetische Laminationsverursacher sind: selektive Auflösung von Biogenen („intrastratal dissolution“), kompaktive Plättungen von Biogenen, authigene Mineralbildung (vor allem Pyrit und Karbonat) und Mikrostylolithisierung. Auf die überragende texturbildende Bedeutung dieses letzteren Prozesses in Kieselgesteinen wurde bereits hingewiesen.

#### 4.4.1.7 Ausgangssedimente

Der aktuelle Mineralbestand der Radiolarien-Kieselgesteine, hauptsächlich Quarz, Illit/Hellglimmer, Chlorit, Pyrit, Calcit und  $C_{org}$ , ihre Struktur sowie ein Teil der Sedimentgefüge entstanden erst nach der Ablagerung. Die Gesteine stellen somit Endprodukte einer komplexen Reihe von diagenetischen und postdiagenetischen Prozessen dar, auf deren Ausgangssediment und weitere stoffliche Entwicklung nur anhand von Reliktmaterial und -gefügen sowie von Vergleichen zu analogen, aber in allen Entwicklungsstadien gut bekannten Gesteinen aus den modernen Ozeanen geschlossen werden kann.

Reliktische Biogene (Radiolarien, untergeordnet Schwammnadeln) und Alloklasten (Quarzsilt, Schwerminerale; Hellglimmer) sowie ihr Mengenverhältnis zeigen, daß die Ausgangssedimente der Radiolarien-Kieselgesteine Radiolarienschlämme mit Beimengungen von Schwammnadeln waren, die in variabler Weise von feinkörnigem terrigenem Detritus „verunreinigt“ wurden. Der relativ hohe Anteil von klastischen Zirkonen und Hellglimmern könnte auf Herkunftsgebiete hindeuten, in denen vor-

nehmlich typische Kristallingesteine der kontinentalen Kruste oder entsprechende terrigene Klastika zur Abtragung anstanden. Das Ablagerungsgebiet lag in einem subtropischen bis tropischen Meeresbereich (z.B. ROSS & ROSS 1985, SCOTESE & MCKERROW 1990, siehe Kap. 8), aber Kaolinit fraglicher Entstehung ist nur in Spuren nachweisbar (HAUSMANN 1983, NÖLTNER 1988). Smektit fehlt fast ganz; sofern er im Ausgangssediment vorhanden war (z.B. als submarines Verwitterungsprodukt von vulkanogenem Detritus), könnte er z.B. in Hellglimmer umgewandelt worden sein. Ein Teil des Chlorits ist sicher diagenetisch (z.B. Ersatz von Radiolarien-Hartteilen, büschelige Aggregate in Radiolarien-Hohlräumen), ein Teil könnte auch regional metamorph bei der variszischen Orogenese entstanden sein (anchimetamorph; „very-low grade“ nach AHRENDT et al. 1978). Ein Problem stellen auch die winzigen, vor allem röntgendiffraktometrisch identifizierten (HAUSMANN 1983) Feldspäte dar, die z.T. klastisch, z.T. aber auch authigen (z.B. Umwandlungsprodukte von Zeolithen) sein dürften.

Während im Fall der radiolarienreichen Kieselgesteine an der Entwicklung aus Radiolarienschlamm kein Zweifel besteht, ist dieser Rückschluß bei radiolarienarmen Kieselgesteinen nur aufgrund des Auftretens besonders lösungsresistenter reliktförmiger Biogene und Biogenfragmente (vor allem Entactiniidae und ihre massiven dreiblättrigen Hauptstacheln, Abb. 11) und von oft nur schwachen Radiolarien-„Ghosts“ möglich. Die Entwicklungsreihe von Radiolariten mit gut erhaltener, auch nach Ar-

ten reicher Radiolarienfauna über Zwischenstufen mit progressiver, artspezifischer, selektiver Radiolarien-Auflösung bis zu radiolarienarmen Kieselgesteinen nur noch mit biogenen Reliktlelementen belegt aber klar die generelle Abkunft dieser Gesteine von Radiolarienschlamm, und zwar auch in Fällen, bei denen mikroskopisch kaum mehr entsprechende Biogene erkennbar sind. Auf problematische Fälle wird im Kap. 4.4.4 eingegangen.

#### 4.4.1.8 Postdepositionale Geschichte

Folgende stoffliche Entwicklung läßt sich rekonstruieren:

**Prädiagenetische Vorphase.** Nach dem Absterben wurde der größte Teil der Radiolarien-Skelette, bevorzugt die fragil gebauten Gruppen, noch im Meerwasser, auf dem Meeresboden und in den obersten Dezimetern der Sedimente aufgelöst und die Kieselsäure ins Meerwasser zurückgeführt (z.B. CALVERT 1974, HEATH 1974, SPENCER 1983). Organische Substanz ( $C_{org}$ ) wurde in Zeiten, in denen die  $O_2/H_2S$ -Grenzfläche an der Sedimentoberfläche oder im Sediment lag, weitgehend bis vollständig oxidiert. Terrigene Partikel wurden nur in geringem Maße gelöst.

**Frühdiaagenetische Phase.** Mit beginnender sedimentärer Überdeckung und damit verbundener zunehmender Schließung des Systems setzte die Diagenese ein, bei der mehrere Prozesse zum großen Teil parallel zueinander abliefen. Das Sediment wurde langsam bis auf – zumindest lagenweise – ca. 15–20 % der ursprünglichen Mächtigkeit kompaktiert, wie sich in der Umgebung von sehr frühdiaagenetischen Konkretionen (vor allem Phosphorit-Knollen) aus der Verformung der Lamination ablesen läßt (GURSKY 1992). Dabei wurden in einigen stärker siliziklastischen Lagen Radiolarien mechanisch zerdrückt.

Ein Teil des biogenen Skelett-Opals-A von Radiolarien und Schwammnadeln wandelte sich über einen Lösungsschritt zu Opal-CT um (Ana-

logieschluß nach känozoischen Kieselgesteinen; KASTNER 1981, RAD 1979, RIECH & RAD 1979a, b u.a.). Dieser Vorgang verlief wegen des tonreichen Environments relativ langsam (RAD 1979). In Schichtbereichen, die an turbiditische Kalksteine angrenzen, wurden Radiolarien z.T. calcifiziert. Der übrige Opal-A wurde infolge der zunächst noch bestehenden Untersättigung der Porenlösung an  $SiO_2$  aufgelöst, diffundierte zum geringen Teil ins Meerwasser zurück, migrierte zum großen Teil aber mit dem Porenwasserstrom in andere Bereiche des Sediments oder wurde nach Überschreiten der Sättigung als Opal-CT-Zement in der Grundmasse oder in Radiolarien wiederausgefällt (Belege: Lepisphären-Relikte, Abb. 13, und Anlagerungsrinden an der Skelettinnenseite von Radiolarien, Abb. 14). Lokal bildeten sich  $SiO_2$ -Konkretionen. Bei größerem Angebot von Fremdionen in der Porenlösung von Siliziklasten-reichen Lagen könnten sich daneben auch untergeordnet authigene Silikate gebildet haben (Feldspat, Zeolithe, Tonminerale). Erst in einem zweiten Schritt wurde frühdiaagenetisch auch Quarz ausgeschieden, wie die Chalcedon-Sphärolithe (= Faserquarz) zeigen, die in manchen Radiolarien die Opal-CT-Lepisphären schrittweise als zweite  $SiO_2$ -Zementgeneration überwucherten und den Resthohlraum der Skelette ausfüllten (Abb. 14).

Falls instabile Tonminerale vorhanden waren (Kaolinit, Smektit, Wechsellagerungsminerale), begannen sie in diesem Stadium sich aufzulö-

sen oder in stabilere Phasen (Illit) umzuwandeln. Anwachssäume um Hellglimmerklasten scheinen für einen solchen Schritt zu sprechen. Die Opal-CT-Zementierung verlief so rasch und in so bedeutendem Ausmaß, daß ein Teil der klastischen Tonminerale nicht mehr durch die Kompaktion schichtparallel eingeregelt wurde. Weitere authigene Minerale wie Pyrit, Calcit, Hämatit, Chlorit und Apatit begannen zu wachsen, wie von diesen Mineralen ersetzte und hervorragende erhaltene Radiolarien belegen.

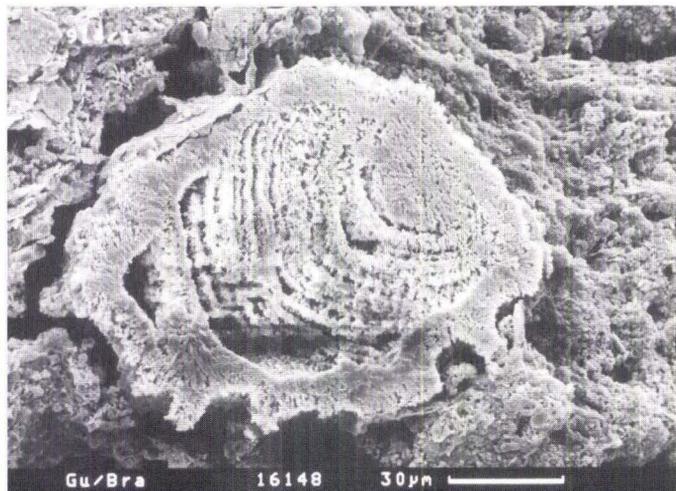
**Spätdiagenetische Phase.** Die mechanische Kompaktion trat in ihr Endstadium ein; es lagen zunächst Radiolarien-Porzellanite (= Opal-CT-Kieselgesteine) mit geringer Restporosität vor. Dann begann sich der Opal-CT sowohl in den kieseligen Skeletten als auch im Zement der Grundmasse und innerhalb von Radiolarien durch Auflösung und Wiederausfällung (KASTNER 1981) in Mikroquarz umzuwandeln (= heutige Quarz-Kieselgesteine, „Cherts“). Noch in der restlichen Porenlösung befindliche Kieselsäure schied sich als Megaquarz in Form von teilweise großen idiomorphen, bipyramidalen Einzelkristallen aus; daß dies relativ spät stattfand, zeigen Megaquarz-Kristalle, die Radiolarien-Hartteile durchwachsen haben (GURSKY 1992). Pyrit wuchs zu teils groben Kristallen heran. Falls noch nicht mehr stabile Silikate ex-

stierten (z.B. authigene Zeolithe aus der Frühdiagenese), wurden sie aufgelöst oder wandelten sich um (z.B. Clinoptilolith zu Kalifeldspat und Quarz; KASTNER 1981). Möglicherweise bildeten sich auch schon authigene Karbonate (idiomorpher Calcit und Dolomit). Früh- und spätdiagenetisch müssen auch die thermischen Reaktionen an intrusivem Deckdiabas stattgefunden haben (Kornvergrößerungen, Veränderungen der Quarz-Kristallinität, Chlorit-Sprossung, Bleichung, eventuell Magnetitbildung).

**Spätestdiagenetische Phase.** Offensichtlich erst nach der Transformation des Opal-CT zu Quarz kam es unter starker sedimentärer Auflast zu  $\text{SiO}_2$ -Drucklösungserscheinungen mit massenhafter Bildung von schichtparallelen Mikrostylolithen-Bahnen und schichtparalleler  $\text{SiO}_2$ -Abfuhr (Abb. 12). Nach der Kompaktion, die die teils nur geringen laminaeweisen sedimentären Materialwechsel schon verstärkt hatte, schuf erst diese Drucklösung den typischen Kiesel- „Schiefer“-Habitus, der den „Lydit-Bänken“ und den Siliziklasten- (insb. Phyllosilikat-) ärmeren Kieselgesteinsserien weitgehend fehlt. Ein Teil der authigenen Karbonat-Rhomboeder kristallisierte erst jetzt, da Mikrostylolithen-Bahnen teilweise von ihnen überwachsen werden.

**Postdiagenetische Phasen.** Hierunter fallen zunächst vor allem Auswirkungen der varis-

**Abb. 14.** Radiolarie in feinkörniger Mikroquarz-Erhaltung (äußerer feinporiger Schalenbereich) mit innen angelagerter Zementschicht aus ehemaligem Opal-CT (? , jetzt feinstkörnige, schwach poröse, lamellare Mikroquarz-Schicht) sowie teilweise durch Ätzung herausgelöster konzentrisch-sphärolithischer Chalcedon-Zement. Grundmasse: feinkörniger blockiger Mikroquarz mit Hellglimmer-Flitterchen. Schwarze Kieselschiefer; Profil Dodenau, Probe 900914/1. (REM-Aufnahme, HF-angeätztes Gesteinsbruchstück)



zischen Gebirgsbildung im Ober-Karbon unter mächtiger Bedeckung: regionalmetamorphe Kornvergrößerung, weitere Bildung und Reifung von Hellglimmer/Illit (AHRENDT et al. 1978), Verbesserung der Quarz-Kristallinität (siehe Kap. 4.5), tektonische Schieferung, Bildung von teils mineralisierten Klüften (vor allem Quarz, Calcit, Chlorit, incl. lokale Mineralisierung des umgebenden Kieselgesteins), Styloolithenbildung senkrecht und schräg zur Schichtung sowie Thermometamorphose an Granit-Kontakten.

Noch spätere, nach-variszische Erscheinungen bei geringer oder fehlender Überdeckung vor allem im Perm, Tertiär und rezent umfassen: Rötungen, Calcit-Lösung (teils schichtparallel in extremer Weise: „Rottenstone“-Bildungen z.B. im Profil Visbeck südöstlich von Arnberg), Verwitterung mit Tonmineral-Neubildung (vor allem Wechsellagerungsminerale). Die rezente Verwitterung trägt durch schicht- und laminaeweise Herauslösung instabiler Phasen und Bildung quellfähiger Tonminerale erheblich zur Prägung der in Übertageaufschlüssen typischen „Dünnbankigkeit“ der Gesteine bei.

Die Diagenese dauert in Kieselgesteinen wesentlich länger als z.B. in Karbonaten oder kla-

stischen Gesteinen, da die chemischen Reaktionen vor allem der  $\text{SiO}_2$ -Transformation sehr langsam ablaufen; die Geschwindigkeit hängt u.a. von der Mineralogie und Chemie des Wirtsgesteines (Konzentrationen der Porenlösung) und der Temperatur (Geotherm, Auflagermächtigkeit) ab (RAD 1979, RIECH & RAD 1979a, b), die für die hier untersuchten Gesteine schwierig abzuschätzen sind. Rahmendaten sind das Ablagerungsalter der Kieselgesteine (höchstes cd II  $\alpha$  bis tieferes cd III  $\alpha$ ; A. BRAUN in BRAUN & GURSKY 1991, BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993), d.h. ca. 330–350 Ma (COWIE & BASSETT 1989, ODIN & ODIN 1990) und die Bildungszeit der schichtparallelen Mikrostyloolithen-Scharen, die vor der Faltung (spätestens im höchsten Westfal), d.h. vor ca. 305–310 Ma erfolgt sein muß. Der dazwischenliegende Zeitabschnitt für die Diagenese umfaßt also die für Kieselgesteine geringe Spanne von nur 20–45 Ma und könnte z.B. im Vergleich zu kretazischen und tertiären Kieselgesteinen des Atlantiks (RIECH & RAD 1979a, b) auf einen erhöhten Geotherm im Ablagerungsbecken (gedehnte, ausgedünnte Erdkruste) oder mächtige Überlagerung (Grauwacken und Molasse des Karbons) zurückzuführen sein.

#### 4.4.2 Spiculitische Kieselgesteine

Schwammnadeln (Spiculae) sind meist nur Nebenbestandteile, laminae- und schichtweise aber auch Hauptbestandteile in den Kieselgesteinen des rhenohertzynischen Unter-Karbons. Sie begleiten als zweithäufigste Biogengruppe die Radiolarien in den Radiolarien-Kieselgesteinen. Schwammnadeln können – vor allem, wenn sie sehr klein sind sowie mit zunehmender Kornvergrößerung – im Dünnschliff mit Radiolarienstacheln verwechselt werden. Gesteine mit Schwammnadel-Gehalten von > 50 %, die die Bezeichnung „Spiculit“ rechtfertigen, sind zwar partienweise auffällig, machen aber insgesamt nur wenige Prozent der Masse der Kieselgesteine aus. Im folgenden wird auf Kieselgesteine mit > 1 % Schwammnadel-Anteil einge-

gangen, die keine Radiolarien-Kieselgesteine sind (siehe Kap. 4.4.1). Solche Gesteine wurden fast ausschließlich im Niveau der Hellen Kiesel-schiefer und Kieselkalke beobachtet, und zwar in allen vier Faziesräumen. Die spiculitischen Kieselgesteine sind in vielen Aspekten den Radiolarien-Kieselgesteinen ähnlich, so daß hier nur einige Besonderheiten dargestellt werden.

Wie bei den Radiolarien-Kieselgesteinen lassen sich mehrere Haupt-Mikrolithotypen unterscheiden:

**Fein-Spiculit.** Es sind helle, überwiegend sehr dünnlaminierte, karbonatfreie Kieselgesteine, in denen feinkörnige Schwammnadeln zusammen mit Radiolarien-Stacheln in gut definierten Laminae angereichert sind. Die dazwi-

schen liegenden Laminae führen kaum Biogene, aber reichlich feinsiltige Siliziklasten.

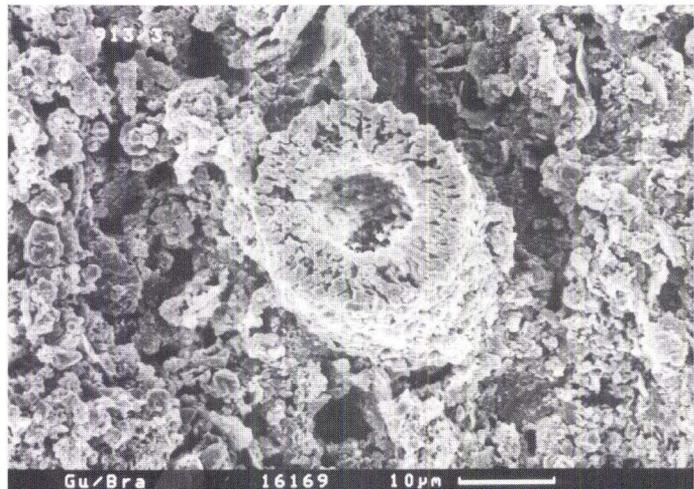
**Grob-Spiculit.** In diesen ebenfalls hellen, dünn- bis mittellaminierten (mit Sublamination), schwach karbonatischen Kieselgesteinen liegen relativ grobkörnige, teils karbonatisierte Schwammnadeln mit zahlreichen auffälligen kreisrunden Querschnitten (Abb. 15) statistisch verteilt, aber schichtparallel in einer sehr feinkörnigen kieselig-tonig-karbonatischen Grundmasse („mud-supported“).

**Klasten-reicher karbonatischer Grob-Spiculit.** Diese auch makroskopisch deutlich mittel- bis dicklaminierten turbiditischen Gesteine umfassen kalkige Kieselgesteine bis schwach kieselige Kalksteine. Grobe Schwammnadeln mit zahlreichen runden Querschnitten sind assoziiert mit Karbonat- und Siliziklasten vor allem der Silt- und Feinsand-Fraktion. Vereinzelt kommen auch vulkanogene Beimengungen vor. Das Gefüge ist Komponenten-gestützt. Ersatz der Schwammnadeln durch Calcit-Zement, Korngradierungen und scharfe Basisflächen der Laminae sind typisch. Diese Gesteine gehen z.T. zum Hangenden in die Grundmasse-gestützten Karbonat-ärmeren Grob-Spiculite über, die somit die Spätphase eines turbiditischen Schüttungsereignisses darstellen könnten.

**Biogene.** Intakte Schwamm-Skelette wurden

in den kieseligen Gesteinen des rhenohertzynischen Unter-Karbons bislang nicht gefunden. Bei den in den spiculitischen Kieselgesteinen auftretenden Biogenen handelt es sich um isolierte Megaskleren, die bestenfalls parautochthon, größtenteils aber umlagerungsbedingt allochthon vorliegen und meist schichtparallel eingeregelt wurden (vgl. J. WENDT in HARTMAN et al. 1980). In Ätzpräparaten finden sich auch Mikrosklere (mdl. Mitt. R. SCHMIDT-EFFING, Marburg). Günstige Anschnitte im Dünnschliff sowie REM-Untersuchungen zeigen, daß triaxone Skleren (rechtwinklige dreiachsige Kreuze) bzw. deren Bruchstücke besonders typisch sind; wenn einzelne Arme dieser dreidimensionalen Kreuze abbrechen, lassen sich oft zumindest noch die leicht verdickten Kreuzungsknoten erkennen. Diese Megaskleren sind den Hexactinellida zuzurechnen, die neben den Demospongia die bedeutendste Schwamm-Klasse des jüngeren Paläozoikums bilden (FINKS 1970). Die meisten Anschnitte oder Präparate von Schwammnadeln lassen jedoch keine Verzweigungen erkennen; es könnte sich hierbei um Bruchstücke triaxoner, aber z.B. auch monaxoner Skleren handeln. Vereinzelt sind auch zweiarmige Sklerenfragmente zu beobachten, die Winkel von ca. 120° bilden (Tetraxone?). Achsenkanäle lassen sich vielfach gut erkennen.

**Abb. 15.** Schwammklere im Querschnitt mit weitem Zentralkanal und feinstkristallinem Aufbau. Feinsiliziklasten-führendes feinkörniges Kieselgestein aus den Kieselkalken; Profil Bromberg, Probe 900913/3. (REM-Aufnahme, HF-angeätztes Gesteinsbruchstück)



Die Arme der Skleren sind z.T. sehr fein (ca. 20–60  $\mu\text{m}$  lang und ca. 10–20  $\mu\text{m}$  dick), können aber auch relativ grob werden (ca. 100–> 400  $\mu\text{m}$  lang und ca. 30–60  $\mu\text{m}$  dick). Wenn sie nicht frühdiagenetisch z.B. karbonatisiert oder chloritisiert wurden, liegt ihre ehemalige biogene Opal-Substanz heute in Form von Mikroquarz

oder feinfaserigem radialstrahligem Chalcedon vor (besonders gut an Querschnitten zu sehen). Auch die Achsenkanäle sind Mikroquarz- oder Chalcedon-gefüllt. Die Erhaltung der im Verhältnis zu den Radiolarien sehr robusten und löungsresistenten Skleren ist meist gut, und sie grenzen sich scharf von der Grundmasse ab.

### 4.4.3 Silifizierte Vulkanoklastite

#### 4.4.3.1 Überblick und Vorkommen

Schon sehr lange ist bekannt, daß in den Gesteinsserien des Kulms vulkanoklastische Einlagerungen in Form „heller weicher Tuffbänder“ vorkommen (z.B. MILCH 1919, CORRENS 1924, HOSS 1957), die teilweise sogar zu tephrostratigraphischen Parallelisierungen herangezogen werden können (HAUSMANN 1983, WITTEN 1979). Lokal wurden auch grobkörnige Vulkanoklastite beschrieben (MUCKE 1973). Obwohl schon MILCH (1919) auch die Beteiligung kieseliger Vulkanoklastite erkannt hatte, wurde man auf sie erst viel später im Rahmen lokaler Untersuchungen wieder aufmerksam (EL TARABILI 1962, DEHMER et al. 1989, KUBANEK & ZIMMERLE 1986, KUHN & ZIMMERLE 1989, RÖSLER 1960, SCHWARZ 1989, ZELLMER 1995a, b u.a.). Die systematische Untersuchung von unterkarbonischen Kieselgesteinsprofilen im Rheinischen Schiefergebirge und Harz hat nun in Ergänzung zu JACKSON (1985: 160) und HOSS (1957: 77–78) gezeigt, daß silifizierte Vulkanoklastite im Rheinoherzynikum weit verbreitet und in vielen Bereichen mengenmäßig sogar erheblich bedeutender sind als die makroskopisch auffälligeren stark alterierten, vertonten „Tuff“-Bänder (Metabentonite; siehe Kap. 5).

Silifizierte Vulkanoklastite wurden in fast allen im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Kulm-Profilen – in der Regel erst mikroskopisch – nachgewiesen. Meist wechsellaagern sie laminae- oder schichtweise mit den übrigen Kieselgesteinstypen, insbesondere mit radiolarienärmeren und pelitischen Kieselgesteinen. Während die Metabentonit-Lagen in allen stratigraphischen Niveaus von den Liegen-

den Alaunschiefern bis zu den Kieseligen Übergangsschichten auftreten, sind die silifizierten Vulkanoklastite fast ausschließlich auf die Hellen Kieseliefer und Kieselkalke beschränkt; offensichtlich lag also das Maximum der entsprechenden vulkanischen Aktivitäten im späten cd II  $\gamma$  und cd II  $\delta$ . Typusregion ist der Dill-Innerste-Faziesraum, wo die silifizierten Vulkanoklastite in den Hellen Kieseliefer wesentlich beteiligt bis abschnittsweise sogar der dominierende Kieselgesteinstyp sind, z.B. in den Profilen Herborn, Hauwald, Bad Wildungen, Bergfreiheit, Bielstein (am Nordrand von Lautenthal/Oberharz), Lerbach–Neue Harzstraße, Lerbach–Hüttenteich, nach KUBANEK & ZIMMERLE (1986, Bohrung Adlersberg nordwestlich von Clausthal-Zellerfeld) offenbar auch in dazwischen liegenden, übertage nicht aufgeschlossenen Bereichen. Neuerdings geht auch ZELLMER (1995a, b) auf die Vulkanoklastite im Unter-Karbon des Harzes detailliert ein.

Der schon erwähnte (Kap. 3.4.3) krasse Faziesgegensatz zwischen den Profilen am Oberharzer Diabazug und in der nur wenige Kilometer entfernten Söse-Mulde zeigt sich auch im völligen Fehlen silifizierter Vulkanoklastite im Profil Lerbach-Waldschwimmbad, während sie z.B. in den Profilen Lerbach–Neue Harzstraße und -Hüttenteich wichtige Gesteinstypen und besonders markant ausgebildet sind. Im Westfälischen Faziesraum nimmt die durchschnittliche Korngröße der Vulkanoklasten und damit die Möglichkeit, sie lichtmikroskopisch sicher zu identifizieren, ab (vgl. Kap. 4.4.4); markante Horizonte silifizierter Vulkanoklastite bleiben

aber erkennbar (z.B. im höheren Teil der Kieselkalke im Profil Drewer; „Doppeltuff-Äquivalente“ in den Kieselkalcken des östlichen Rheini-

schen Schiefergebirges nach WITTEN 1979, HAUSMANN 1983).

#### 4.4.3.2 Mikrolithotypen

Mehrere Haupt-Mikrolithotypen lassen sich unterscheiden:

**Kieselige Glas-Tuffe.** Es sind hellgraue und rötliche, teils deutlich laminierte Kieselgesteine, die schicht- oder bankintern laminaeweise mit anderen Kieselgesteinstypen wechsellagern. Sie zeichnen sich durch Anteile von über 50 Vol.-% ehemals glasiger und jetzt verkieselter, aber noch an scherbigen Kornumrissen erkennbarer vulkanogener Fragmente aus (Abb. 16); Kristallfragmente sind untergeordnet. Besonders auffällig ist dieser Mikrolithotyp in den Profilen Wallau, Lerbach-Neue Harzstraße und Lerbach-Hüttenteich.

**Kieselige Kristall-Aschentuffe.** Diese grauen bis schwach grünlichen Gesteine bilden den am weitesten verbreiteten und mengenmäßig bedeutendsten Typ der silifizierten Vulkanoklastite. Relativ grobkörnige vulkanogene Kristallbruchstücke dominieren über Glasscherben und sind häufig die einzigen Komponenten (Abb. 17). Schichtweise liegen „grauwackenartige“ silifizierte Fein-Lapillisteine im Sinne von FISHER & SCHMINCKE (1984) vor (d.h. durchschnittliche Korngröße  $> 2$  mm, z.B. im höheren

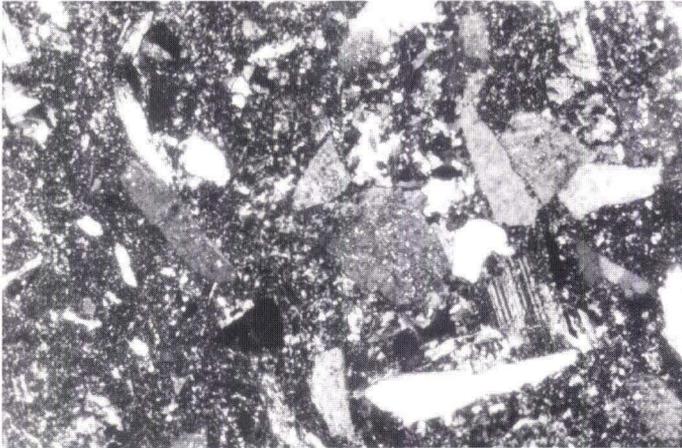
Teil der Hellen Kieselschiefer von Profil Bad Wildungen). Drei Untertypen aus 1) rein kieselig (d.h. nur Quarz- und Feldspat-Klasten in kieselig Grundmasse), 2) Biotit- und/oder Tonmineral-reichen sowie 3) Calcit-reichen Varianten lassen sich unterscheiden.

Im unmittelbaren Hangenden von Deckdiabas-Ergüssen (z.B. Profil Hauwald) finden sich vereinzelt zudem silifizierte Hellglimmer- und Chlorit-reiche Tuffe, die auffällig hohe Gehalte an alterierten Feldspatklasten besitzen; hier könnten – anders als bei den übrigen Vulkanoklastiten (siehe unten) – ehemalige basaltische Tuffe des Deckdiabas-Vulkanismus vorliegen. In einer Linse im Deckdiabas des Profils Lerbach-Neue Harzstraße fand sich zudem eine Lage eines Conodonten-reichen alterierten basaltischen Glas- und Kristalltuffs.

**Kieselige Kristall-Staubtuffe.** Es sind hellgraue Kieselgesteine mit sehr feinkörnigen (meist  $< 30$   $\mu\text{m}$ ) reliktschen Vulkanoklasten, die gegenüber der Grundmasse stark zurücktreten und oft nur wenige Prozent des Gesteinsvolumens einnehmen. Sie lassen sich lichtmikroskopisch teils nur schwer erkennen. Sie schei-

**Abb. 16.** Einkieselter ehemaliger Glastuff mit verkieselten scherbigen Komponenten in dunkel (hämatitisch?) pigmentierter Grundmasse. Rötliches Kieselgestein aus den Kieselkalcken; Profil Wallau, Probe 901019/2. (Bildbreite ca. 1 mm; Nicols //)





**Abb. 17.** Relativ grobkörniger eingekieselter quarz-keratophyrischer Kristalltuff; eckige Fragmente u.a. Quarz, Albit, Alkalifeldspat (Feldspäte teilweise serizitisiert). Helle Kieselschiefer; Profil Bad Wildungen, Probe 910905/8. (Bildbreite ca. 1 mm; Nicols +)

nen im Westfälischen Faziesraum verbreitet zu sein, treten aber auch in den übrigen Bereichen auf (z.B. Profile Lerbach-Hüttenteich und Zillierbach).

**Kieselige Tuffite.** Hierbei handelt es sich um hellgraue teils karbonatische, vulkanoklastisch-epiklastische Mischgesteine. Vulkanoklasten haben sich bei Umlagerungsprozessen mit anderen Komponenten (z.B. Radiolarien,

Schwammnadeln, karbonatischen Bioklasten) vermengt.

**Mikroquarzitische Tuffe.** Dies sind graue, teils deutlich laminierte, sehr harte und splittrige silifizierte Vulkanoklastite, die in Kontaktzonen zu Deckdiabas und Granit thermomorphosiert wurden, z.B. in den Profilen Herborn, Bergfreiheit und Schierke (am SE-Rand des Brocken-Plutons südöstlich von Schierke).

#### 4.4.3.3 Zusammensetzung und Gefüge

Insbesondere HOSS (1957), W. ZIMMERLE (in DEHMER et al. 1989), KUBANEK & ZIMMERLE (1986) und ZELLMER (1995b) haben neben metabentonitischen Tonsteinen auch silifizierte Vulkanoklastite eingehend mineralogisch charakterisiert, so daß sich die folgende Darstellung auf Grundzüge und einige Besonderheiten beschränken kann.

**Komponenten.** Völlig beherrschend sind vulkanogene Kristallklasten und Glasscherben, neben denen Radiolarien, Schwammnadeln und karbonatische Bioklasten (auf Tuffite beschränkt) sowie Episiliklasten (Quarz, Hellglimmer, in Zwischenlagen) zurücktreten. Die Gehalte an Komponenten liegen zwischen  $< 1$  und wenig  $> 50$  %, meist ca. 10–30 %, d.h. der Grundmasse-Anteil ist stets hoch und das Gefüge meist Grundmasse-gestützt. Die Kristallklasten sind durchschnittlich 50–150  $\mu\text{m}$  groß

(Grobsilt-/Feinsand-Fraktion, max.  $> 500 \mu\text{m}$ ), die Glasscherben meist deutlich unter 400  $\mu\text{m}$ . Die Sortierung ist gut bis mäßig.

Häufigste Komponenten sind die **Feldspäte**, bei denen in relativ Grundmasse-armen Gesteinen Alkalifeldspäte über Albite (bzw. Albitreiche Plagioklase, bestimmt nach der RITTMANNschen Zonenmethode) überwiegen. Mit zunehmendem Grundmasse-Anteil nimmt der relative Albit- (und Quarz-) Gehalt zu, und in Komponenten-armen Gesteinen sind z.T. mehr Quarz- als Feldspatlasten zu beobachten. Die zunehmende Silifizierung geht also anscheinend zunächst zu Lasten der Alkalifeldspäte und erst in zweiter Linie zu Lasten der Albite. Die Alkalifeldspäte besitzen vereinzelt eine leistenförmige Gestalt und zeigen Karlsbader Zwillinge; wahrscheinlich war ein Großteil von ihnen ursprüng-

lich magmatischer Sanidin. Manche Feldspatkörner zeigen Schachbrett-Albitisierung und könnten ehemalige Mikrokline oder Orthoklase darstellen. Der schwache reliktsche Zonarbau einer Albite weist unter Umständen auf einen ehemals höheren Anorthit-Gehalt (Plagioklase) hin. Mit Ausnahme der gelegentlichen leistenförmigen Begrenzungen besitzen die Feldspäte klastische, ungerundete Umrissformen. Viele Kristallfragmente zeigen fransige Ränder, an denen sie von der Grundmasse verdrängt werden. Weit verbreitet sind auch fleckige bis totale Verdrängungen der Klasten durch sekundären Hillglimmer („Serizitisation“) oder Calcit, der vereinzelt sogar gesteinsbildend wird.

Nicht oder nur schwach undulöser **Quarz** beteiligt sich in Komponenten-reichen Gesteinen mit ca. 5–15 % an den Vulkanoklasten und wird erst in Komponenten-armen Gesteinen beherrschend. Er zeigt klastisch-eckige bis angedeutet rundliche sowie idiomorphe Kornformen; Resorptionsbuchten und -löcher kommen gelegentlich vor.

**Biotit**-Klasten können in den silifizierten Vulkanoklastiten fehlen oder bis ca. 10 Vol.-% ausmachen. Es sind insgesamt schichtparallel angeordnete, infolge der Kompaktion meist gebogene, geknickte oder zerbrochene, blättrige bis dünntafelige Kristallfragmente. Blaß-bräunliche Farbe, dunkle Flecke und Alterationserscheinungen sind weitere Charakteristika.

Lagenweise erreicht der Anteil an ehemaligen **Glas-Fragmenten** > 90 % (Abb. 16). Sie zeigen die typischen scherbigen, bogigen Y-förmigen und ringförmigen Umrissformen abgeschreckter, fragmentierter Vulkanite und sind grob schichtparallel orientiert. Die Umrissformen lassen sich vor allem bei stärkerer Pigmentierung der Grundmasse gut erkennen (teils Pigment-Säume, Abb. 16); fehlt diese, ist der hyaloklastische Gesteinscharakter teils nur schwer erkennbar. Die Glaspartikel bestehen heute aus undulösen Mikroquarz- oder Tonmineral-Aggregaten.

An akzessorischen **Schwermineralen** sind vor allem Apatit, Rutil und Zirkon zu beobachten.

Die **Grundmasse** besteht fast ganz aus domi-

nierendem, sehr feinkörnigem bis ultrafeinkörnigem Mikroquarz, Hellglimmer-Flitterchen und lichtoptisch meist unbestimmbarem Pigment; u.a. sind Chlorit (Hoss 1957) und Hämatit beteiligt. Bei höherem Phyllosilikatgehalt ist einheitliche Auslöschung zu beobachten. Der Mikroquarz repräsentiert zum größten Teil Zement sowie sekundäre Ersatzsubstanz ehemaliger Vulkanoklasten; die Phyllosilikate dürften teils umgewandelte ehemalige Matrix sowie teils Zemente darstellen. Gelegentlich treten in Komponenten-reichen Partien Komponenten-arme längliche bis rundliche Flecken auf (dunkle „Löcher“ bei gekreuzten Polarisatoren), die 0,3–0,7 mm, selten bis 1,5 mm Durchmesser erreichen. Es könnte sich um Reste bioturbater Röhren oder ehemalige übergroße Klasten oder Poren handeln („oversized pores/clasts“). W. ZIMMERLE (in DEHMER et al. 1989) geht aufgrund der Beobachtung solcher „Schemen“ davon aus, daß die kieseligen Sedimentgesteine des Unter-Karbons generell ursprünglich reich an grobkörnigen, aber instabilen vermutlich vulkanogenen Partikeln waren.

Die meisten silifizierten Vulkanoklastite zeigen eine schwache oder deutliche **Lamination** infolge von Korngrößen- und Materialwechsellagen sowie Schwankungen im Pigmentgehalt; vor allem in einigen groben Aschentuffen und Lapillisteinen fehlt sie. Parallele, aber auch wellige bis schwach linsige, meist kontinuierliche, dünne bis dicke (ca. 1–20 mm), oft sublaminierete Laminae herrschen vor. Die Laminaegrenzen sind diffus oder – vor allem an den Unterseiten – scharf (teils durch Drucklösung akzentuiert). Korngrößengradierungen und Gradierungen von basalem Kristallfragment-reichem zu hangendem Glasscherben-reichem Material kommen vor. Wie bereits erwähnt (Kap. 4.3), sind syndiagenetische Deformationserscheinungen infolge Sediment-Entwässerung und -Setzung (Belastungsmarken, Sakkungsgefüge, Fältelungen) insbesondere an Schichten bzw. Schichthorizonte mit Beteiligung von silifizierten Vulkanoklastiten gebunden (vgl. KUHN & ZIMMERLE 1989, SCHWARZ 1989), z.B. in den Profilen Dreher, Rottenberg, Bad Wildungen, Medelon (ehem. Steinbruch südwestlich von Medelon, östliches Schiefergebirge).

#### 4.4.3.4 Ausgangsmaterial

Reliktische Korngefüge und Minerale wie z.B. Glasfragmente, idiomorphe Quarze mit Resorptionsbuchten, klastische Biotite und Hinweise auf Sanidin lassen keinen Zweifel daran, daß es sich bei den Komponenten um ursprünglich vulkanoklastisches Material (Tephra) handelt. Teilweise fand nach der Erstablagerung eine Umlagerung statt, wie z.B. die Tuffite zeigen. Die Art der Lamination, z.B. Gradierungen mit basalem Kristallklasten- und hangendem Glasscherben-Reichtum läßt auf subaquatische Fallablagerungen („fallout tephra“) subaerischer, wahrscheinlich plinianischer Eruptionen mit hohen Eruptionssäulen und damit verbundener weiter Verbreitung der Förderprodukte schließen (vgl. FISHER & SCHMINCKE 1984: 63 ff., 128 ff, DEHMER et al. 1989: 100; Diskussion in ZELLMER 1995b).

Nach ihrer heutigen Mineralogie (u.a. Komponenten aus Albit, Schachbrett-Albit und  $> 5\%$  Quarz; Quarz als Zement und Verdrängungsmineral; Chlorit, Calcit) sind die silifizierten Vulk-

noklastite – mit Ausnahme der lokalen silifizierten Basalttuffe – als eingekieselte und in unterschiedlichem Ausmaß verkieselte Quarz-Keratophyre zu bezeichnen (WIMMENAUER 1985: 210). Schon seit Anfang dieses Jahrhunderts ging man von ursprünglich sauren oder intermediären Tuffen als Ausgangsmaterial vor allem der metabentonitischen Lagen aus (vgl. Darstellung in HOSS 1957: 79). Die Zusammensetzung der Original-Tephra entsprach wahrscheinlich einem Trachyt oder Quarz-Trachyt; im Zr/TiO<sub>2</sub> – Nb/Y – Diskriminationsdiagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) fallen entsprechende Gesteine aus dem Harz sowie dem Zentralbereich des Profils Bad Wildungen in die Felder der „Trachyte, Trachyandesite, Pantellerite, Rhyolithe, Rhyodazite, Dazite, Andesite und Alkali-Basalte“ (DEHMER et al. 1989, ZELLMER 1995b). Erst sekundärer Stoffaustausch, insbesondere Zufuhr von Na und SiO<sub>2</sub>, führte zur Bildung der heute vorliegenden silifizierten Quarz-Keratophyre.

#### 4.4.3.5 Diagenese und Alteration

Das Ausgangsmaterial, (quarz-) trachytische Kristall- und Glastephra und entsprechende Tuffite mit biokieseligen und biokarbonatischen Beimengungen, war unter den Bedingungen der submarinen Halmyrolyse und Diagenese chemisch und mineralogisch sehr instabil, worauf auch schon DEHMER et al. (1989) hingewiesen haben. Stoffaustausch war innerhalb des Materials sowie auch mit dem Meerwasser und Begleitsedimenten (Zwischenlaminae und schichtige Wechsel insbesondere mit Radiolarien-Kieselgesteinen und pelitischen Kieselgesteinen) möglich. Die postdepositionalen Prozesse, die zu den heute vorliegenden silifizierten Vulkanoklastiten geführt haben, lassen sich anhand von Reliktsubstanzen und -gefügen nur unvollkommen rekonstruieren; Vergleiche mit entsprechenden Sedimenten unterschiedlicher Diagenesegrade aus anderen Regionen, vor allem aus den modernen Ozeanen, können weite-

re Informationen liefern.

**Frühdiagenese.** Parallel zu den ersten diagenetischen Veränderungen der Mineralogie begann die Kompaktion, die sich z.B. in der mechanischen Deformation der Biotite und Porenraumverminderung (Entwässerungsphänomene: Belastungsmarken, Konvolutionen usw.) ausdrückt. Nicht alle Lagen wurden in gleichem Maße kompaktiert: stark kompaktierte Laminae zeigen eine gute Anordnung länglicher Komponenten parallel zur Schichtung, während in schwächer kompaktierten Laminae solche Körner auch schräg oder senkrecht zur Schichtung orientiert blieben. Ursache für diese differentielle Kompaktion war die lagenweise mit unterschiedlicher Geschwindigkeit ablaufende generelle SiO<sub>2</sub>- und lagenweise Karbonat-(Calcit-) Zementation.

Die instabilen Silikatphasen begannen sich umzuwandeln. Vor allem wurden die Glasscher-

ben hydratisiert und oxidiert; ob es zur Palagonit-Bildung kam und wann genau die Metasomatose stattfand (u.a. mit Na-Zufuhr = Albitisierung), ist unklar (vgl. FISHER & SCHMINCKE 1984: 327 ff.). Auch weitere eventuell vorhandene besonders instabile Silikate, z.B. Augite oder Hornblenden, begannen zu zerfallen. Ein kleiner Teil des Glases wurde unter Erhaltung der Scherbenformen durch  $\text{SiO}_2$  ersetzt (verkieselt) und eingekieselt (zementiert). Das restliche Glas sowie die instabilen Kristallfragmente wurden vermutlich zersetzt und in Smektit und Zeolithe (insbesondere Clinoptilolith) umgewandelt, wie in zahlreichen Beispielen solcher vulkanoklastischer Sedimente nachgewiesen werden konnte (z.B. IJIMA et al. 1961, 1980, 1988, KASTNER 1981: 940, MOBERLY & JENKYNs 1981, RAD 1979, RIECH 1981). Für die Metabentonite (Kap. 5) endete nun die Diagenese; erst bei der Versenkung und sehr schwachen Regionalmetamorphose sowie bei späteren Verwitterungsvorgängen im Zuge der Exhumierung bildeten sich in ihnen weitere Minerale, hauptsächlich Tonminerale (vgl. Röntgendiffraktometer-Analysen von HAUSMANN 1983, HOSS 1957, KUBANEK & ZIMMERLE 1986).

#### 4.4.3.6 $\text{SiO}_2$ -Herkunft

Während im Fall der Radiolarien- und Schwammnadel-reichen Kieselgesteine aufgrund der umfangreichen und mehraktigen Lösungsvorgänge an den Biogenen kein Zweifel an der biokieseligen Zementation besteht, ist die Frage nach der Ursache für die Silifizierung der Vulkanoklastite nicht direkt ersichtlich. Petrographisch und chemisch hat ihr  $\text{SiO}_2$ -Gehalt auf Kosten anderer Oxide erheblich zugenommen (Trachyte nach RITTMANN 1981, S.153: ca. 60 %  $\text{SiO}_2$ ; für Quarz-Trachyte etwas mehr; silifizierte Vulkanoklastite des Rheinischen Schiefergebirges nach HOSS 1957 und DEHMER et al. 1989: ca. 80–90 %  $\text{SiO}_2$ , davon ca. 70–80 % Quarz). Solche Silifizierungen sind verschiedentlich auf die  $\text{SiO}_2$ -Freisetzung bei der Alteration vulkanischen Materials (vor allem Glas) zurückgeführt worden (z.B. GIBSON & TOWE 1971, MATTSON & PESSA-

**Spätdiagenese.** Sofern sich fröhdiaogenetisch Smektit und Zeolithe aus den instabilen Vulkanoklasten gebildet hatten und noch nicht durch  $\text{SiO}_2$ -Phasen ersetzt worden waren, fand eine massive Silifizierung infolge anhaltender  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr nun statt. Ob vorher noch weitere diagenetische Zwischenschritte wie in anderen vulkanoklastischen Sedimenten durchlaufen wurden, ist nicht mehr zu klären (z.B. Smektit => Illit/Smektit-Wechselagerungen; Clinoptilolith => Kali-Feldspat + Quarz; Clinoptilolith + Na => Analcim + Kali-Feldspat + Quarz; KASTNER 1981). Die meisten instabilen Vulkanoklasten und ihre direkten diagenetischen Nachfolger wurden von  $\text{SiO}_2$ -Phasen (Quarz oder Tief-Cristobalit, wenig Opal-CT; IJIMA & TADA 1981) verdrängt. Möglicherweise stellen die winzigen Phyllosilikat-Partikel der Grundmasse mehrfach umgewandelte Relikte der ersteren dar. Auch Feldspat-Fragmente wurden ganz oder teilweise von  $\text{SiO}_2$  verdrängt, wie randliche „angefressene“ Exemplare belegen. In einem späten Stadium bildete sich eine zweite Karbonat-Generation in Form von Aggregaten aus feinen und gröbereren rhomboedrischen Kristallen (Calcit II).

gNO 1971). Und für die Kieselgesteine im Unter-Karbon des Rheinischen Schiefergebirges präsentieren DEHMER et al. (1989) ein Diagenese-Modell, das von der Selbst-Silifizierung ehemals Vulkanoklasten-reicher Sedimente durch Abbau dieser instabilen Komponenten und damit verbundener Kieselsäure-Freisetzung ausgeht.

Bei einigen Mineralumwandlungen im Zuge der submarinen Diagenese von Vulkanoklastiten kann tatsächlich überschüssige Kieselsäure freigesetzt und als Quarz, Cristobalit, Opal-CT oder eingebaut z.B. in Zeolithe wiederausgefällt werden (z.B. IJIMA 1961, 1980, KASTNER 1981, RAD 1979; u.a. bei den Reaktionen Glas => Zeolith/ Smektit, Zeolith => Feldspat, später auch Smektit => Illit). Diese  $\text{SiO}_2$ -Mengen sind jedoch gering und reichen zur weitgehenden oder kompletten Silifizierung massiver Kieselgesteine

nicht aus (RAD 1979, RAD et al. 1977, RIECH & RAD 1979a, b). Die hohen Metallionen-Konzentrationen in den Porenlösungen von vulkanoklastischen Sedimenten bewirken in erster Linie die Bildung komplexer Silikate (Zeolithe, Smektit; KASTNER 1981, RIECH 1981); manche dieser diagenetischen Silikatbildungen (z.B. von Clinoptilolith) verbrauchen z.T. sogar freie Kieselsäure (BOHRMANN et al. 1989, KASTNER 1981). Dementsprechend ist die Bildung von Kieselgesteinen aus vulkanoklastischem Material in den meso- und känozoischen Sedimentgesteinen der heutigen Ozeane auch nicht zu beobachten (RAD 1979, RIECH & RAD 1979a, b).

Die Herkunft der Kieselsäure in der Grundmasse der silifizierten Vulkanoklastite des rhenoheryznischen Unter-Karbons und damit die Ursache der Silifizierung müssen also – abgesehen vielleicht von einem geringen Anteil aus der Alteration vulkanogener Klasten – außerhalb der ehemals quarztrachytischen Tephra-Laminae zu suchen sein. Dabei kommen nur die assoziierten biokieseligen Lagen in Frage, in denen die  $\text{SiO}_2$ -Mobilisierung und -Abfuhr nachweislich sehr bedeutend waren und bis zur praktisch vollständigen Auflösung der Biogene reichen konnten (vgl. Kap. 4.4.1). Die gelöste biogene Kieselsäure ist

dann wahrscheinlich zum großen Teil mit dem Porenwasserstrom in die benachbarten Tephra-Lagen eingewandert und wurde dort – zusammen mit einem geringen Anteil von Kieselsäure aus den vulkanoklastischen Lagen selbst – überwiegend zunächst als Opal-CT wiederausgefällt („Einkieselung“) und verdrängte („Verkieselung“) auch Vulkanoklasten (= heutige Grundmasse-gestützte Gefüge!). Erst spät-diagenetisch erfolgte dann wie bei den radiolarien- und schwammnadelreichen Kieselgesteinen die Transformation des Opal-CT zu Quarz. Die heutigen Metabentonit-Lagen, d.h. nicht-silifizierte ehemalige Trachyt-Tephra, entgingen dabei offensichtlich der Silifizierung möglicherweise u.a. durch frühdiagenetische Einkieselung (= Versiegelung, Permeabilitätsverlust) ihrer Grenzbereiche zu den „ $\text{SiO}_2$ -produktiven“ Biogen-reichen Kieselgesteins-Lagen und infolge des bei fortgeschrittener Diagenese hauptsächlich lateralen und nur eingeschränkt vertikalen  $\text{SiO}_2$ -Transports. Diese Interpretation steht in Einklang mit den meeresgeologischen Befunden, daß sich massive Kieselgesteine stets aus Porzellaniten (Opal-CT-Gesteinen mit biogenen Opal-A-Vorläufern), nicht aber aus vulkanoklastischen Protolithen entwickeln (u.a. IJIMA et al. 1988, KASTNER 1981, RAD 1979, RIECH & RAD 1979a, b).

#### 4.4.4 Feinkörnige Kieselgesteine

In dieser Gruppe werden variable und heterogenetische Kieselgesteine zusammengefaßt, die sich durch Komponenten-Armut (in der Regel < 1 %; keine ausgeprägt bimodale Korngrößenverteilungen wie bei den Radiolarien-Kieselgesteinen, spiculitischen Kieselgesteinen und silifizierten Vulkanoklastiten) und dementsprechend generelle Feinkörnigkeit sowie merklich erhöhte Phyllosilikat-Gehalte auszeichnen. Weitere petrographische Merkmale können hinzutreten. Entscheidend ist die Feinkörnigkeit: licht- und teils selbst elektronenoptische Untersuchungen stoßen hier an ihre methodischen Grenzen, und ein Teil der feinkörnigen Kieselgesteine kann nicht oder nur mit Vorbehalt genetisch gedeutet werden.

Es sind überwiegend (hell-) graue bis schwach grünliche, nur untergeordnet auch dunkelgraue Kieselgesteine, die sich makroskopisch von den übrigen Kieselgesteinsgruppen nicht unterscheiden. Aufgrund des erhöhten Phyllosilikatgehaltes werden die Gesteine meist als „tonige Kieselgesteine“ im Sinne des Benennungsschemas (Tab. 3) eingestuft, und es bestehen Übergänge zu den kieseligen Tonsteinen. Feinkörnige Kieselgesteine wurden in allen untersuchten Profilen angetroffen, besonders häufig im Niveau der Hellen Kieseliefer und Kieselkalke. Neben den Radiolarien-Kieselgesteinen und – im SE des Westfälischen Faziesraumes sowie im Dill-Innerste-Faziesraum – den silifizierten Vulkanoklastiten bilden sie die drit-

te petrographische Hauptgruppe der Kieselgesteine im rhenoheryznischen Unter-Karbon.

Mehrere Haupt-Mikrolithotypen mit meist zahlreichen Varianten sind erkennbar:

**Krypto-Radiolarite.** Diese sind weitgehend karbonatfreie Kieselgesteine mit nur mäßigem Phyllosilikat-Anteil. Durchgehend oder laminaeweise treten rundliche oder schichtparallel längliche, ovale, scharf oder diffus gegen ihre Umgebung abgegrenzte, bei gekreuzten Nicols dunkle Flecken mit Größen wie bei den Radiolarien auf. Bei starker Vergrößerung erkennt man in ultradünnen Schlifflinien oder unter dem REM, daß die dunklen Flecke aus ultrafeinkörnigen („kryptokristallinen“) Mikroquarz-Ansammlungen bestehen, wie sie auch als Füllungen von Radiolarien in den Radiolarien-Kieselgesteinen häufig vorkommen (vgl. Kap. 4.4.1.3). Ich deute die Flecken als ehemalige Radiolarien, deren Skelette vollständig gelöst wurden. KAKUWA (1984) hat diesen Erhaltungstyp von Radiolarien in diversen Kieselgesteinsserien Japans elektronenoptisch häufig beobachtet und als NPF-Typ definiert („radiolarian skeleton not preserved, filled“).

Die Radiolarien-Schemen („ghosts“), gelegentlich eingelagerte Radiolarien mit guter Skeletterhaltung sowie die häufige Assoziation mit Laminae von radiolarienreichen Kieselgesteinen weisen diesen Mikrolithotyp klar als Radiolarien-Kieselgestein aus. Auffällig ist die generell zu beobachtende Kombination dieses Radiolarien-Erhaltungstyps mit erhöhten Phyllosilikat-Gehalten der Gesteine. Die Anwesenheit von Phyllosilikaten fördert offensichtlich die Lösung des Skelettopals. Die in der Literatur gelegentlich getroffene Feststellung von „Fossilarmut“ oder dem „äußerst geringen Anteil von Radiolarien“ (z.B. SCHWAN 1952: 126) in sedimentären Kieselgesteinen könnte somit z.T. auf Beobachtungslücken bzw. Nichterkennen derart schlecht erhaltener kieseliger Biogene zurückgehen.

**Kieselige Fein-Pelite.** Durch Abnahme des erkennbaren Radiolarien-Anteils (auch der „ghosts“) bis unter 1 % und weitere Zunahme des Phyllosilikat-Gehaltes sowie vor allem auch

von feinstklastischem Quarzsilt gehen aus den Krypto-Radiolariten kieselige Feinpelite hervor, die insbesondere in den Kieselkalken des Westfälischen Faziesraumes weit verbreitet sind. Die Gesteine bestehen hauptsächlich aus Hellglimmer-Flitterchen (bis ca. 60 µm lang und 10 µm dick), eckigen monokristallinen Quarzklasten (bis 40 µm Durchmesser) und einer submikroskopisch feinkörnigen Quarz-Phyllosilikat-„Grundmasse“. Die Korngrößenverteilung ist seriell („Komponenten“ => „Grundmasse“); „Matrix“ und Zement sind nicht zu unterscheiden. Die Hellglimmer orientieren sich nur z.T. parallel zur Schichtung; Anordnungen der Korn-Längsachsen winklig zur Schichtung sind typisch. Konzentrische Veränderungen der Interferenzfarben, die sich in größeren Hellglimmern erkennen lassen, könnten auf eine ursprünglich klastische Herkunft vieler Körner und diagenetische Anwachssäume hindeuten (mdl. Mitt. St. VOGLER, Marburg). Feldspat-Klasten sind nur sehr selten zu erkennen, was in Anbetracht der Feinkörnigkeit auch zu erwarten ist. Unter dem REM ist zu erkennen, daß die Grundmasse aus einem Gemenge von blockigem Quarz (größtenteils Zement) mit eingelagerten Phyllosilikat-Blättchen besteht; aufgrund der gegenüber Quarz höheren Doppelbrechung und damit verbundenen größeren Auffälligkeit wird der Gehalt der hellgelben bis gelbgrünlichen Phyllosilikate lichtoptisch leicht überschätzt. In einigen kieseligen Fein-Peliten treten disperse feinkörnige Karbonat-Aggregate (frühdigenetisch?) und Einzelkristalle (Rhomboider, spätdigenetisch) auf.

**Kieselige Pelite mit groben Bioklasten.** Eine Ausnahme stellen dunkelgraue bis schwarze dünne Kieselgesteinsbänke in den Kieseligen Übergangsschichten des Profils Zippenhaus dar, die außer Quarzklasten und Hellglimmer-Flitterchen auch calcitische Schalenreste in einer submikroskopischen Grundmasse (reich an diagenetischen Calcit-Kriställchen) führen. Dabei handelt es sich um streng schichtparallel angeordnete, oft geknickte oder zerbrochene, gerade oder bogige Anschnitte ein- bis vierlagiger Schalen aus aneinandergereihten Calcit-

Prismen, die wahrscheinlich von Muscheln (Posidonien) stammen (mdl. Mitt. M. AMLER, Marburg). Diese Schalenfragmente sind 5–180  $\mu\text{m}$  dick und erreichen über 1 cm Länge.

**Silifizierte Feinstaub-Tuffe und -Tuffite.** Dieser Mikrolithotyp ist besonders variantenreich und seine genetische Deutung vielfach unsicher. Er umfaßt hellgraue, nur schwach und diffus laminierte, makroskopisch relativ homogene Kieselgesteine mit reliktschen sehr feinkörnigem Vulkanodetritus. Sie kommen nur im Niveau der Hellen Kieselschiefer und Kieselkalke vor und sind vor allem im Dill-Innerste-Faziesraum verbreitet; aber auch im Westfälischen Faziesraum (z.B. Profile Drewer, Wallau) und im Lahn-Bode-„Faziesraum“ (Profil Zillierbach) finden sich charakteristische Vertreter. Wichtigstes Erkennungsmerkmal sind die statistisch eingestreuten Feinklasten von eckigen Quarzen und - lichtoptisch teils nur schwer erkennbaren - Feldspäten, die isoliert, manchmal auch laminaeweise angereichert, in einer submikroskopischen Grundmasse liegen (Grundmasse-gestütztes Gefüge). Der Anteil an Komponenten schwankt zwischen 1 und ca. 20 %. Ihre Größe liegt im Feinsilt-Bereich, typisch sind aber einzelne außergewöhnlich große Klasten im Grobsilt- bis Feinsand-Bereich („oversized clasts“).

Drei Subtypen sind zu unterscheiden:

1) Phyllosilikat-reiche silifizierte Feinstaub-

Tuffe mit überwiegend schichtparallel angeordneten Hellglimmer-Flitterchen und auffälliger einheitlicher Auslöschung bei gekreuzten Polarisatoren,

- 2) Calcit-reiche silifizierte Feinstaub-Tuffe mit zahlreichen statistisch verteilten spätdiagenetischen Calcit-Rhomboedern und/oder -Kleinaggregaten, und
- 3) relativ reine silifizierte Feinstaub-Tuffe mit geringen Phyllosilikat- und Karbonat-Gehalten und dementsprechend noch recht gut erkennbaren Vulkanoklasten.

**Gleichmäßig feinkörnige Kieselgesteine.** Gesteine, die - zumindest laminaeweise - so einheitlich feinkörnig („homogen“) sind, daß fast keine „Komponenten“ und auch keine Bestandteile der Grundmasse lichtoptisch zu bestimmen sind, kommen unter den Kieselgesteinen des Unter-Karbons im Rhenoherynium selten vor. Allenfalls sind spätdiagenetische Calcite eingestreut. Teilweise läßt sich an einheitlicher Auslöschung ein Phyllosilikat-Gehalt erkennen. Sehr selten treten einzelne schlecht erhaltene Radiolarien-Relikte oder klastische (?) Quarzkörner auf. Der Vergleich mit den übrigen feinkörnigen Kieselgesteinen läßt darauf schließen, daß sowohl Krypto-Radiolarite und kieselige Pelite als auch silifizierte Feinstaub-Tuffe und -Tuffite vorliegen können.

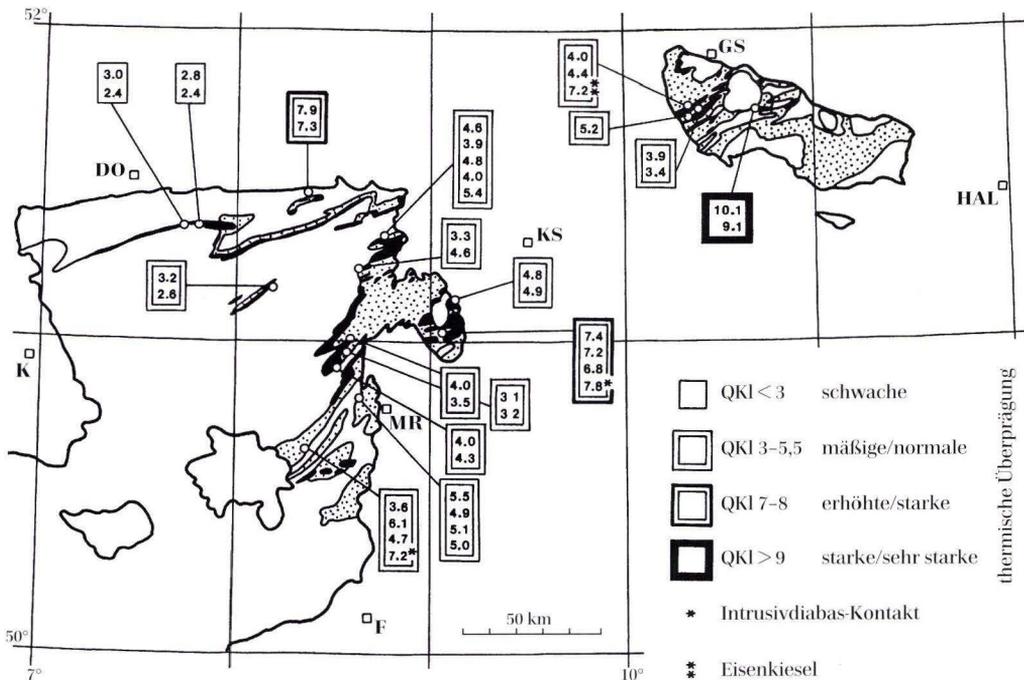
## 4.5 Quarz-Kristallinität

Die licht- und elektronenoptischen Untersuchungen zeigen, daß die kieseligen Sedimentgesteine des rhenoherynischen Unter-Karbons in unterschiedlicher Weise diagenetischen und postdiagenetischen Veränderungen unterlegen haben. Diese zeigen sich vor allem an den  $\text{SiO}_2$ -Polymorphen, z.B. an der Kornvergrößerung des Quarzes (vgl. Kap. 4.4.1.3). Um diesen Phänomenen und ihren möglichen Ursachen nachzugehen, wurde die regionale Variation der Quarz-Kristallinität an 43 ausgewählten Proben untersucht.

Die Quarz-Kristallinität hängt u.a. ab von Gitterordnung und Kristallitgröße des Quarzes (MURATA & NORMAN 1976), Verunreinigungen und Begleitmineralen (BUSTILLO & LA IGLESIA 1979) sowie thermischer Geschichte (MURATA & NORMAN 1976, GURSKY 1984, GURSKY & GURSKY 1988), nicht aber von der Zeit (MURATA & NORMAN 1976). In Anlehnung an die Illit-Kristallinitätsbestimmungen nach KÜBLER (1968) haben MURATA & NORMAN (1976) und GREGG et al. (1977) vorgeschlagen, die Quarz-Kristallinität röntgendiffraktometrisch zu bestimmen und als

Vergleichsmaß den „Quarz-Kristallinitäts-Index“ (QKI) zu verwenden. Proben unterkarbonischer Kieselgesteine aus dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz wurden nach dem Vorschlag von MURATA & NORMAN (1976) analysiert und ihre QKI auf einer Skala von < 1 bis 10 bestimmt (am fünfgefeligen (212)-Reflex von Quarz,  $d = 1,3820$  Angström,  $2\theta = \text{ca. } 67^\circ 40'$ ; Philipps-Diffraktometer:  $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung, 50 kV, 20 mA, Divergenz-Blende  $1/2^\circ$ , Goniometergeschwindigkeit  $1/4^\circ/\text{min.}$ ,  $4 \times 10^2$  cps, Papiervorschub 10 mm/min). Es wurden nur Radiolarite und einzelne andere Radiolarien-Kieselgesteine verwendet, um Beeinflussungen der Meßergebnisse durch Beimengungen von terrigenen klastischen Quarzen (wie z.B. in kieseligen Peliten) oder vulkanogenen Quarzen (in silifizierten Vulkanoklastiten) so gering wie möglich zu halten und eine optimale Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu gewährleisten.

Regionale und lokale bis schichtweise Schwankungen der QKI sind deutlich sichtbar (Abb. 18). Die Profile lassen sich vier regionalen Gruppen zuordnen: **Gruppe 1** wird von den Profilen Becke-Oese und Oberrödinghausen mit den niedrigsten im Rhenoharzynikum gemessenen QKI zwischen 2,4 und 3,0 gebildet. Die große Mehrzahl der Profile (Cobbenrode, Rottenberg, Bromberg, Lindenhof, Dodenau, Wallau, Hauwald, Herborn, Bad Wildungen, Lerbach-Neue Harzstraße, Lerbach-Hüttenteich und Lerbach-Waldschwimmbad) gehört zur **Gruppe 2** mit mittleren QKI zwischen ca. 3,0 und 6,1. **Gruppe 3** besteht aus den isolierten Profilen von Drewer und Bergfreiheit mit deutlich erhöhten QKI von 6,8 bis 7,9. Maximale QKI von 9,1 und 10,1 treten in der **Gruppe 4**, dem Profil Schierke im Kontakthof des Brocken-Granits, auf. Auffällig erhöhte QKI finden sich auch in einer hydrothermalen Eisenkiesel-Linse (Profil Lerbach-Neue Harz-



**Abb. 18.** Regionale Variationen der Quarz-Kristallinitäts-Indices (QKI) von Radiolarien-Kieselgesteinen in den untersuchten Profilen sowie in der Kontaktaureole des Brocken-Granits bei Schierke (Mittelharz, = breiter Rahmen).

straße: QKI 7,2) sowie in Kontaktzonen von post-sedimentären Intrusiv-Diabasen (Profile Herborn: QKI 7,2; Bergfreiheit: QKI 7,8).

Ich nehme aufgrund dieser Befunde an, daß die Quarzkristallinitäten hauptsächlich von der jeweiligen thermischen Geschichte der Gesteine bestimmt werden; Modifikationen gehen dann auf weitere Faktoren zurück. Dies bestätigen die vergleichenden Untersuchungen von MURATA & NORMAN (1976) an sedimentären Kieselgesteinen, silifizierten Hölzern, Achat-Knollen und sauren Magmatiten sowie von GURSKY (1984) und GURSKY & GURSKY (1988) an zentralamerikanischen Radiolariten. Die Extremwerte im Profil Schierke belegen zusammen mit dem mikroquarzitischen, grobkörnigen Gefüge klar den starken kontaktmetamorphen Einfluß des Brocken-Plutons; erwartungsgemäß schlägt sich der vom Plutonrand aus abnehmende Metamorphosegrad auch in den QKI nieder: 10,1 in ca. 10 m Entfernung, 9,1 in ca. 300 m Entfernung. Ähnliches beobachtete KÖNIGSHOF (1991b) auch im Kontakthof des Oker-Granits im NW-Harz am Conodont Color Alteration Index (CAI). Auch in den schmalen kontaktmetamorphen Zonen der intrusiven Diabase ist die Kornvergrößerung und die damit verbundene Verschlechterung der Radiolarien-Erhaltung mit erhöhten QKI von  $> 7$  gekoppelt.

Regional stark dominant sind im Unter-Karbon des Rhenoharzynikums die mittleren QKI von ca. 3 bis 5,5; der QKI 6,1 im Profil Herborn könnte ein Mischwert infolge der Beimengung von vulkanoklastischem Quarz mit sehr guter Kristallinität (= hohe QKI, MURATA & NORMAN 1976) zum biokieseligen Material sein. Die mittleren Werte sind für Profile ohne postsedimentäre magmatische Aufheizung, wohl aber mit schwacher variszischer Regional- (Versenkungs-) Metamorphose typisch. Für diese sind nach Bestimmungen der Illit-Kristallinität, Inkohlung (Vitrinit-Reflexion) und Veränderungen der Conodontenfarben (CAI) very-low-gra-

de-Bedingungen mit Temperaturen von ca. 200–300 °C anzunehmen (u.a. AHRENDT et al. 1983, KÖNIGSHOF 1991a, PAPROTH & WOLF 1973, TEICHMÜLLER et al. 1979, WOLF 1972, 1989, WEBER 1972). Die Abnahme der QKI auf Werte  $< 3$  in den beiden Profilen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges stimmt überein mit der in diesem Raum beobachteten geringen regionalen thermischen Überprägung von nur ca. 100–200 °C (geringe Inkohlung, PAPROTH & WOLF 1973, WOLF 1972; niedrige CAI, KÖNIGSHOF 1991a). Sehr geringe QKI von  $< 2$ , die z.B. in kretazischen und tertiären Kieselgesteinen des Zentralpazifiks (HEIN et al. 1981) und von Costa Rica (GURSKY 1984, GURSKY & GURSKY 1988) gemessen wurden und relativ niedrig temperierte diagenetische Verhältnisse widerspiegeln, treten im Rhenoharzynikum nicht mehr auf. Systematische stratigraphische Veränderungen der QKI und damit der thermischen Überprägung innerhalb eines Profils, die z.B. mit der Vitrinit-Reflexion nachweisbar sind (WOLF 1989; Profil Bromberg), lassen sich ebenfalls nicht beobachten.

Die QKI von 6,8 bis 7,9 der Profile Drewer und Bergfreiheit fallen aus dem regionalen Rahmen und lassen sich auch nicht durch postsedimentäre Kontaktmetamorphose erklären (Ausnahme: QKI 7,8 an der Basis des Profils Bergfreiheit). Entsprechende Quarz-Kornvergrößerungen sind auch nicht festzustellen. Die hohen QKI des Profils Drewer hängen offenbar mit einer thermischen Anomalie im Untergrund des Warstein-Belecker Sattels zusammen, die sich u.a. auch in erhöhter Inkohlung und hohen CAI ausgeprägt hat (KÖNIGSHOF 1991a, PAPROTH & WOLF 1973, WOLF 1972). Und die hohen QKI des Profils Bergfreiheit fallen zusammen mit lokal im Kellerwald-Horst festgestellter starker Inkohlung, für die WOLF (1989) Wärmeanomalien infolge von entlang tiefer Brüche zirkulierenden heißen Lösungen für denkbar hält.

## 5. Begleitgesteine der Kieselgesteine

Die Gesteinsserien des Unter-Karbons im Rhenoharzynikum, die Kieselgesteine führen, enthalten außerdem – wie im Kap. 3 bereits angegeben – nicht-kieselige oder nur schwach-kieselige Sedimentgesteine, die sich profilabschnittsweise den Kieselgesteinen mengenmäßig unterordnen oder selbst dominant werden: insbesondere terrigene und vulkanogene Klastite, Karbonate, Phosphorite sowie Mangan- und Eisenkiesel-Mineralisationen. Diese Begleitgesteine sind zum Verständnis der Kieselgesteinsbildung im Kulm-Becken unentbehrlich.

Verschiedenartige **terrigenen Ton- und Siltsteine** sind die wichtigsten und fast allgegenwärtigen Begleiter der Kieselgesteine. Sie bauen zum größten Teil die Formationen der Liegenden Alaunschiefer und kieseligen Übergangsschichten auf und bilden einen Großteil der Zwischenmittel der Kieselgesteins- und Kalksteinbänke in den Schwarzen und Hellen Kiesel-schiefern bzw. Kieselkalken. Tonminerale bzw. Phyllosilikate sind die Hauptbestandteile; weitere Bestandteile wie vor allem kieselige und karbonatische Biogene und Zemente,  $C_{org}$ , Pyrit und Hämatit führen zu einer großen lithologischen und petrographischen Spannweite. Teilweise ist die Unterscheidung von den Metabentoniten schwierig.

**$C_{org}$ -reiche Pelite** (Schwarz-schiefer, „Alaunschiefer“) kommen vor in Form der mehrere Dezimeter bis mehrere Zehnermeter mächtigen Liegenden Alaunschiefer, als mm- bis wenige dm-dicke Zwischenmittel schwarzer Kieselgesteinsbänke in den Schwarzen Kiesel-schiefern und im Übergangsbereich zu den Liegenden Alaunschiefern, als bankige Faziesvertreter der Schwarzen Kiesel-schiefer im Profil Drewer, als unregelmäßige mehrere mm- bis dm-durchmessende aufgearbeitete Komponenten („mud clasts“) im Kalkbrekzien-Horizont des Profils Cobbenrode sowie als mehrere cm- bis dm-dicke Einzelschichten und mehrere dm-mächtige Pakete in den kieseligen Übergangsschichten.

**Kieselige Tonsteine** sind die ständigen, wenn auch oft unscheinbaren, rhythmisch zwischengeschalteten Begleiter der Kieselgesteins-

und Kalkstein-Bänke vor allem in den Hellen Kiesel-schiefern und Kieselkalken. Sie zeigen verschiedene graue bis schwach grünliche Farbtöne. Schichtdicken von  $< 1$  mm bis mehrere cm sind typisch. Häufig sind die kieseligen Tonsteine bis zu Fugen oder Tapeten auf den Trennflächen zusammentretender Bänke reduziert. Größtenteils können sie über mehrere Zehnermeter verfolgt werden; nicht selten keilen sie aber aus und führen so zur Vereinigung mehrerer dünner Kieselgesteinsbänke zu einer einzigen dicken Bank („Bankaufspaltungen“), was statistische Schicht-/Bankdickenmessungen sehr erschwert. Dünn- oder mittelschichtige Kieselgesteinsbänke werden häufig von extrem bis sehr dünn-schichtigen kieseligen Tonsteinlagen getrennt, in die sehr dünn- bis dünn-schichtige Kieselgesteins-Bänke eingelagert sind; auch dies macht statistische Dickenmessungen problematisch.

**Graue Tonsteine** vom Typ der Kulm-Ton-schiefer, die nicht oder nur sehr schwach kieselig sind, kommen im Zusammenhang mit den Kieselgesteinen des rhenoharzynischen Unter-Karbons nur untergeordnet vor. Lediglich in den kieseligen Übergangsschichten, in denen sie die Kulm-Tonschiefer vorankündigen, sowie rhythmisch wechsellagernd mit Kalkturbiditen im Übergang von den schwarzen bankigen Tonsteinen zu den Kieselkalken im Profil Drewer werden sie schicht- oder paketweise bedeutend. Es sind monotone, fast gleichmäßig submikroskopisch-feinkörnige, relativ weiche Gesteine mit etwas Feinsilt- und gelegentlich Karbonatanteil.

**Rötliche Pelite** spielen nur im südöstlichen Westfälischen Faziesraum als Einlagerungen in den Kieselkalken eine Rolle. Z.B. im Profil Wallau, wo Hoss (1957) erstmals auf sie aufmerksam machte, und im Profil Lindenhof machen sie ca. 30–35 % der betreffenden Profilabschnitte aus, in denen sie mit Kalkturbiditen (bis 40 %), verschiedenen Kieselgesteinen (bis 20 %) und Metabentonit-Lagen (bis 10 %) wechsellagern. Es sind schwach bis mäßig kieselige, rela-

tiv weiche, parallellaminierte oder homogene, scherbzig zerfallende Gesteine mit auffälligen kräftig braun-rötlichen Farben.

**Tonsteine in Assoziation mit dem Deckdiabas**, die lithologisch und petrographisch sehr variabel sind, wurden insbesondere in den Profilen Hauwald, Herborn, Bad Wildungen und Lerbach-Neue Harzstraße beobachtet. Dort bilden sie eingelagerte Linsen zwischen Diabas-Laven (Herborn, Lerbach-Neue Harzstraße) oder die geringmächtige unmittelbare Bedeckung der obersten Deckdiabas-Einheit (massige und Pillow-Lava, Schalstein; Hauwald, Bad Wildungen, Lerbach-Neue Harzstraße) bzw. sind mit anderen Gesteinen wie Kieselgesteinen, Eisenkieseln und alterierten Tuffen vergesellschaftet.

Nicht-vulkanogene **terrigenen Arenite** sind in den kieseligen Serien des rhenohertzynischen Unter-Karbons und ihren Begleitgesteinen von geringer Bedeutung und nur lokal anzutreffen; eine Ausnahme bildet die Hörre-Gommern-Zone. Grauwacken-Schichten, die sich lokal anscheinend hauptsächlich in die Hellen Kiesel-schiefer einschalten, wurden im Raum Dillenburg-Herborn als „Basis-Grauwacke“ von H.-J. NICOLAUS (in BENDER et al. 1959, 1963) und KREBS (1966: 66) bekanntgemacht und als Vorläufer der Kulm-Grauwacken des cd III gedeutet. Im Oberharz berichten vor allem STOPPEL & ZSCHEKED (1971a, b) und HINZE (1976) aus dem Raum Lautenthal sowie ZIMMERLE (1986) aus der Bohrung Adlersberg über einige teilweise mehrere Meter mächtige turbiditische Grauwackenpakete. In der Hörre-Gommern-Zone sind verschiedene Arenite, vor allem Grauwacken, Quarzite und sandige Schiefer, u.a. mit Kieselgesteinen in komplexer Weise vergesellschaftet (siehe z.B. BENDER 1989, BENDER & BRINCKMANN 1969, BISCHOFF & STOPPEL 1957, EDER et al. 1969, HOMRIGHAUSEN 1979, JÄGER 1995, SCHWAN 1967, 1991, STOLBERG 1992, TRAUTNITZ 1980).

**Alterierte Vulkanoklastite** werden in der regionalen Literatur zumeist als „Tuffe“ oder „Tuffite“ bezeichnet. Diese in Oberflächenaufschlüssen überwiegend intensiv verwitterten

und deshalb sehr weichen, „tonigen“ Gesteinszwischenlagen (Abb. 3) gehören zu den auffälligsten Begleitgesteinen der Kieselgesteine im rhenohertzynischen Unter-Karbon. Sie kommen von den Liegenden Alaunschiefern bis zu den Kieseligen Übergangsschichten im gesamten Rhenohertzynikum vor. Die unterkarbonischen alterierten Vulkanoklastite sind bereits eingehend vor allem von DEHMER et al. (1989), HAUSMANN (1983), HOMRIGHAUSEN (1976), HOSS (1957), KUBANEK & ZIMMERLE (1986) und ZELLMER (1995b) untersucht worden. Es zeigte sich, daß zumeist Illit/Smektit-Wechsellagerungsminerale bei weitem vorherrschen, so daß man im Sinne von HELING (1988: 226) von „Metabentoniten“ sprechen kann.

In den Hellen Kiesel-schiefern und Kieselkalken erreichen die alterierten Vulkanoklastite mit teilweise über 50 % ihre maximalen Anteile an den Profilen (z.B. Profile Hauwald und Lerbach-Neue Harzstraße); durchschnittlich sind es ca. 5–15 %. In den Liegenden Alaunschiefern, Schwarzen Kiesel-schiefern und Kieseligen Übergangsschichten werden meist 5 % nicht überschritten. Frische Gesteinsfarben sind nicht mehr zu ermitteln; die Verwitterungsfarben umfassen hellgraue, beige-farbene, gelbliche, grünliche und orange-bräunliche, teils kräftige Töne. Die einzelnen Lagen weisen Dicken von < 1 mm bis > 20 cm auf; typisch sind ca. 1–4 cm.

Die meisten Metabentonit-Lagen sind makroskopisch sehr feinkörnig und homogen ausgebildet. An den Liegend- und Hangendgrenzen setzen sich die Lagen meist scharf von den Nachbarbänken ab. Es kommen aber auch gradierte Lagen mit einer silt- bis feinsandkörnigen Basis vor, die infolge von Einkieselung mit der unterlagernden kieseligen Bank zu einer festen Schicht „verschweiß“ ist. Zum Hangenden können dann gradierte Übergänge in kieselige Gesteine auftreten. In den Schwarzen Kiesel-schiefern fallen Metabentonit-Lagen auf, die sowohl zum Liegenden als auch zum Hangenden graduell in dünne Schwarzpelit- „Säume“ übergehen. Dickere Metabentonite zeigen z.T. interne Differenzierungen in cm- bis mehrere cm-dicke Internschichten, die sich nach Farbe, Körnigkeit

und Verwitterungszustand voneinander abheben (z.B. der „Anchoralis-Tuff“ im unteren Teil von Profil Bad Wildungen), also Materialwechsel und damit mehraktige Ablagerung anzeigen.

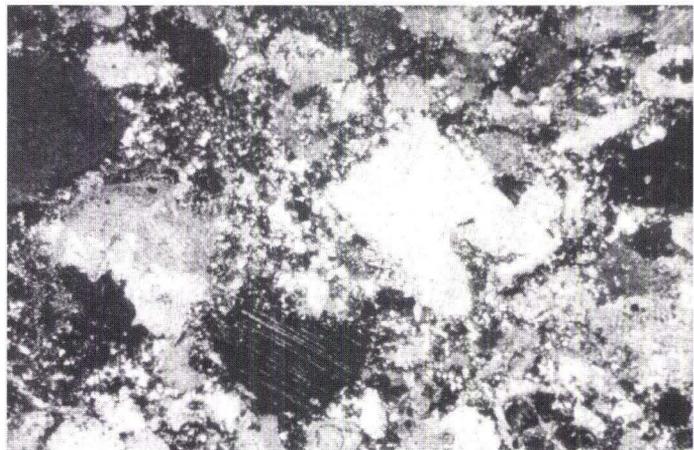
Mikroskopisch ähneln die Metabentonite, sofern sie nicht zu stark alteriert sind, hinsichtlich des Komponentenspektrums sehr den intensiv silifizierten Kristalltuffen (Kap. 4.4.3); Glaspartikel lassen sich in der Regel nicht mehr erkennen. Es ist davon auszugehen, daß Metabentonite und silifizierte Vulkanoklastite aus den stofflich gleichen, im wesentlichen trachytischen Tephren hervorgegangen sind, sich aber durch ihre spätere, diagenetische und postdiagenetische Geschichte voneinander unterscheiden: während bei der silifizierten Tephra der ursprüngliche mineralogische und strukturelle Charakter weitgehend quasi „eingefroren“ wurde und sich dadurch erhalten konnte, führte die unvollkommene bis fehlende Ein- und Verkieselung der Metabentonite zum heutigen stark alterierten Erscheinungsbild. Dabei entging offenbar nur der kleinere Teil der Tephra-Lagen der Silifizierung, während der größte Teil zu bankigen Kieselgesteinen wurde. Es lassen sich mehrere Mikrolithotypen unterscheiden: schwach, mäßig sowie stark alterierte Kristalltuffe, vollständig alterierte Metabentonite und alterierte Lapilli-Tuffe (GURSKY 1992).

**Kalksteine**, die nach regionaler Verbreitung, Alter und/oder Genese differenziert sind, bilden typische Begleiter der Kieselgesteine des rhenoherzynischen Unter-Karbons. Weit verbreitet sind sehr dünn- bis dickschichtige oder linsige, lutitische bis ruditische, nieder- und hochenergetische Produkte von Gravitations- und Reliefgesteuerten Massenverlagerungen überwiegend bioklastischen flachmarinen Materials in tiefere Beckenbereiche, d.h. Turbidite, Schuttströme („debris flows“) und verwandte Bildungen. Typische Vertreter dieser Kalksteingruppe sind die Turbidite der Kieselkalk-Bänke (siehe WITTEN 1979), in denen Ein- und Verkieselungerscheinungen (= diagenetischer  $\text{SiO}_2$ -Import aus den biokieseligen Nachbarschichten, Abb. 19) sehr kennzeichnend sind.

Pelagische Kalksteine spielen demgegenüber eine geringe Rolle, können allerdings als Leithorizonte von großem Wert sein. Es handelt sich um sehr geringmächtige Horizonte dünnbankiger, manchmal knolliger mikritischer bis mikroparitischer Kalksteine mit teils großem Makrofossil-Reichtum wie z.B. der Crenistria-Kalk des cd III  $\alpha$  (NICOLAUS 1963, JACKSON 1985, 1990, HERBIG 1995).

**Phosphorit-Konkretionen** (vgl. z.B. PAPROTH & ZIMMERLE 1980, STRUCKMEIER 1982, GURSKY 1992) kommen im Unter-Karbon des Rheini-

**Abb. 19.** Dünnschliff der Coblenroder Kalkbrekzie (Einlagerung in den Kieselkalken) mit relativ grobkörnigen Bioklasten (vor allem Crinoiden-Fragmente) in Mikroquarz-Zement (hellgrau); die Komponenten werden randlich z.T. von Quarz verdrängt. (Bildbreite ca. 3 mm; Nicols +)



schen Schiefergebirges und Harzes in den meisten Profilen des Westfälischen und Dill-Innerste-Faziesraumes vor; im Lahn-Bode-Faziesraum werden sie selten. Besonders Phosphorit-reich sind die Liegenden Alaunschiefer; aber auch in den Schwarzen Kieselschiefern, in schwarzen Zwischenlagen des höchsten Abschnitts der Kieselkalke, in den Kieseligen Übergangsschichten sowie sogar in Schwarzpelit-Linsen innerhalb des Deckdiabases (Profil Lerbach-Neue Harzstraße) treten entsprechende Konkretionen auf. Es sind sphärische, ovale, eiförmige oder dickdiskoidale, wenige mm bis über 10 cm durchmessende (Durchschnitt ca. 1–4 cm) Knollen, daneben aber auch diskoidale, flachnierierte bis unregelmäßig lappige, ca. 0,5–3 cm dicke und bis über 30 cm durchmessende Linsen sowie teils über mehrere Meter lateral ausgedehnte und dann auskeilende, bis ca. 3 cm dicke Lagen.

Die Knollen sind häufig deutlich konzentrisch mit lagenweisem Materialwechsel aufgebaut. Petrographisch sind grob-kolloforme, feinkolloforme, körnig-aggregierte und Kollophan-Phosphorite zu unterscheiden (GURSKY 1992).

Die wichtigsten Komponenten der Phosphorit-Konkretionen sind die Biogene, nämlich Radiolarien, Schwammnadeln und daneben vereinzelt Holzstückchen (Zellstrukturen teils erhalten). Für die Radiolarien-Paläontologie des Unter-Karbons, insbesondere für ihre Evolution und Biochronologie, haben die Phosphorite eine herausragende Bedeutung (z.B. RÜST 1892, GOURMELON 1987, BRAUN 1989, 1990a, b, 1992, BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993, BRAUN & GURSKY 1991). Die Radiolarien-Hartteile können als Mikroquarz erhalten oder diagenetisch durch Apatit, Pyrit und Hämatit ersetzt worden sein; BRAUN (1992) fand sogar durch Kohlenstoff ersetzte Radiolarien. Das Bemerkenswerteste an den Radiolarien-Faunen der Phosphorite ist der z.T. außergewöhnlich gute Erhaltungszustand: Zart gebaute Radiolarien-Gruppen, die in den übrigen Gesteinen fehlen, sowie zahlreiche feine Skelettdetails haben sich häufig erhalten (GURSKY 1992, vgl. BRAUN 1990a, 1992, BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993). Offensichtlich hat die frühdiagenetische konkretionäre Apatitbildung

eine Konservierung der Formen durch ihren Entzug aus dem weitergehenden Diageneseablauf bewirkt, insbesondere einen effektiven Schutz vor  $\text{SiO}_2$ -Lösung; sie dokumentiert somit die ursprünglich erheblich größere Radiolarien-Vielfalt der Sedimente (vgl. BRAUN & SCHMIDT-EFFING 1993; Kap. 4.4.1.3, 4.4.1.7 und 4.4.1.8). Außerdem zeigt diese Beobachtung, daß die heutigen Schwarzpelite ursprünglich zumindest partiell wesentlich reicher an biogener Kieselsäure waren, diese aber infolge postdepositionaler Lösungsprozesse weitestgehend wieder einbüßten.

Die auffällig intensiv rötlichen und extrem harten und splittrigen, hämatitischen, **ungeschichteten Kieselgesteine** („Eisenkiesel“) des rhenoherynischen Unter-Karbons verknüpfen sich mit dem Deckdiabas und fehlen somit vollständig im Bergischen und Westfälischen Faziesraum. Nach KREBS (1966), LIPPERT et al. (1970) und SCHAEFFER (1980a) kommen die unterkarbonischen Eisenkiesel als bis zu mehrere Meter mächtige und hunderte von Metern lange Linsen innerhalb des Deckdiabases und in seinem Hangenden vor.

Im Rahmen der Untersuchungen zu der vorliegenden Arbeit wurden kleine Eisenkiesel-Linsen in den Profilen Herborn, Hauwald und Lerbach-Neue Harzstraße angetroffen (vgl. Kap. 3.4.1 und 3.4.3). Sie lagern sich intrusiv entweder direkt in den Diabas oder in Sedimentgesteinen innerhalb davon oder in seinem Auflager ein. Die Farben sind unterschiedlich intensiv rötlich, orange, bräunlich, gelblich, grünlich und grau. Schichtung ist – abgesehen von gelegentlichen stratiformen Bänderungen – nicht entwickelt. Zahlreiche quarzgefüllte, teils bogige Klüfte mit unregelmäßiger Orientierung sind typisch. Die Eisenkiesel bestehen meist ganz überwiegend aus Quarz und Chaledon; der Hämatit-Gehalt kann sehr gering sein, aber auch bis zur Ausbildung von bauwürdigen Eisenerzen ansteigen. Zwei Haupt-Mikrolithotypen treten auf: grobkörnige Eisenkiesel mit Gel-Gefügen und brekzierte Eisenkiesel (vgl. GURSKY 1992).

Nach Art des Auftretens, Petrographie und Beziehungen zu den Nachbargesteinen sind die

Eisenkiesel klar als hydrothermale  $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ -Mineralisationen zu deuten. Ihre Bildung ist wahrscheinlich aus heißen mineralisierten, wäßrigen Lösungen im Zusammenhang mit dem Deckdiabas-Vulkanismus abzuleiten (vgl. LIPPERT et al. 1970, NÖLTNER 1991, SCHAEFFER 1980a, GURSKY 1984).

**Manganerz-Einschaltungen** treten in den Kieselgesteinen des Kulms als linsenförmige, bis > 10 m dicke und mehrere 100 m lange Vorkommen auf, die größtenteils an die weitere Umgebung des Deckdiabases gebunden sind. Bei Laasphe (z.B. Profile Wallau, Lindenhof) und Elbingerode sind die stratiformen Manganerz-Vorkommen in den Grenzbereich zwischen den

Schwarzen Kiesel-schiefern und den Hellen Kiesel-schiefern/Kieselkalken bzw. zwischen Ahrendfeld- und Büchenberg-Serie eingelagert (vgl. GURSKY 1992). Nach BURCHARDT (1970), HAAGE (1964), H. HUCKRIEDE (1993) und SCHAEFFER (1980b) bestehen die Erze, die eine komplexe mineralogische Entwicklung durchlaufen haben, heute vor allem aus Rhodochrosit, Braunit, verwitterungsbedingten Manganoxiden und -hydroxiden sowie Quarz, Chalcedon und teilweise Hämatit. H. HUCKRIEDE (1993) deutet die Mangan-Mineralisationen teils als hydrothermal-vulkanosedimentäre und teils als rein sedimentäre Bildungen.

## 6. Sedimentationsmechanismen

Die makro- und mikroskopische sedimentgeologische Untersuchung der Kulm-Serien, die kieselige Gesteine enthalten, hat deutlich gemacht (vgl. Kap. 4.2 bis 4.4), daß zwischen der Bildung der einzelnen fundamentalen Sedimen-

tationseinheiten und der sie überlagernden, teils von diagenetischen Prozessen beeinflussten, rhythmischen Bankung unterschieden werden muß.

### 6.1 Bildung der Sedimentationseinheiten

Die Sedimentationseinheiten der mikrofossilführenden Kieselgesteine und der pelitischen Gesteine sind die bankinternen Laminae (bzw. Sublaminae) verschiedener Dicken (< 0,1- > 1 mm); bei den gröberkörnigen bio-, vulkano- und episiliziklastischen Gesteinen sind es die schon makroskopisch erkennbaren Einzelschichten ebenfalls verschiedener Dicken (< 0,1- > 30 cm).

Die Beteiligung genetisch so unterschiedlicher Gesteine wie Radiolarien- und Schwammnadel-Gesteine, Tephren, terrigener Ton-, Silt- und Sandsteine, Kalk-Lutite, -Arenite und -Rudite sowie von entsprechenden Mischgesteinen macht die differenzierte Betrachtung der zugrundeliegenden sedimentären Vorgänge nötig.

#### 6.1.1 Vulkanoklastite

Wie die mikroskopische Analyse gezeigt hat, unterscheiden sich silifizierte Vulkanoklastite und Metabentonite im wesentlichen durch die unterschiedliche postdepositionale Geschichte und deren Folgen (konservierende Ein- und Verkieselung vs. Alteration u.a. mit Auslöschung

der Glasfragmente), nicht aber durch die Ablagerungsgefüge, so daß sie hier als **eine**, genetisch zusammengehörige Gesteinsgruppe behandelt werden können. Typische Sedimentgefüge sind: häufige normale Korngrößen- und untergeordnet Materialgradierungen verschie-

dener Größenordnungen, scharfe relativ grobkörnige Basiskontakte der Laminae, gradierte Übergänge zu den Hangendsedimenten, häufige und variable syndiagenetische Gefüge wie Tellerstrukturen (KUBANEK & ZIMMERLE 1986), Belastungsmarken, Pseudofältelungen und Konvolutionen (vgl. auch KUHN & ZIMMERLE 1989, SCHWARZ 1989) bevorzugt in den dickeren Vulkanoklastit-Lagen. Die verschiedenen Gradierungsgefüge stimmen überein mit den sedimentären Merkmalen von im Meer abgelagerten Aschen subaerischer Vulkanausbrüche (Übersicht in FISHER & SCHMINCKE 1984: 166-168), so daß die silifizierten Vulkanoklastite und Metabentonite des Kulms entsprechend als marine Fallablagerungen („marine fallout tephra“; vgl. auch HOMRIGHAUSEN 1976, ZELMER

1995b) zu deuten sind. Dies unterstützen die syndiagenetischen Deformationsgefüge, die auf differentielle Kompaktion infolge unterschiedlicher Entwässerungs- und Setzungsgeschwindigkeiten von feinkörnigen hydroplastischen Sedimenten und rasch darauf sedimentierten Klastika zurückgehen (vgl. z.B. REINECK & SINGH 1980: 84 ff.). Bei den in dieser Arbeit als Tuffite bezeichneten heterolithologischen Mischungen unterschiedlicher vulkanogener und biogener Partikel („epiklastische Tuffe“ sensu SCHMINCKE 1988) einschließlich der alterierten Conodonten- und Phosphat-führenden Lapillisteine des Profils Rübeland dürfte größtenteils umgelagertes, erst beim strömungsbedingten, aber schonenden Transport (siehe unten) vermischtes und gemeinsam abgelagertes Material vorliegen.

### 6.1.2 Bioklastische Kalksteine

Die Sedimentgefüge der vor allem im Rheinischen Schiefergebirge lokal mit den unterkarbonischen Kieselgesteinen vergesellschafteten Detritus-Kalksteine sind bereits von zahlreichen Autoren eingehend analysiert und übereinstimmend meist summarisch als Turbidite bzw. Schuttströme (Debrite) gedeutet worden (vgl. Kap. 5). Während für einen Teil dieser Gesteine die Herkunft vom Kohlenkalk-Schelf oder von

bekanntem beckeninternen Untiefen bzw. Inseln klar abgeleitet oder zumindest wahrscheinlich gemacht werden konnte (z.B. Velberter Kalk, Kulm-Plattenkalk, Hellefelder Kalk, Schlagwasser-Brekzie, Cobbenroder Kalkbrekzie), sind die Liefergebiete anderer Kalkturbidite noch nicht sicher (z.B. Rüchenbacher Kalk, Kalksteinbänke der Kieselkalke, „Kohlenkalk“-Linsen des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges).

### 6.1.3 Episiliziklastische Arenite

Abgesehen von den gelegentlichen Feinsandlagen vor allem in den Liegenden Alaunschiefern, bilden die „Basis-Grauwacke“ des Raumes Herborn-Dillenburg, die Grauwickenschichten in den Kieselschiefern des Oberharzes sowie die schwarzen Quarzitbänke in den Kieselgesteinsfolgen im Liegenden des Hörre-Gommern-Quarzits die einzigen gröberklastischen nicht-kalkigen Begleitgesteine der kieseligen Kulm-Folgen.

Wichtige Merkmale der im Profil Herborn beobachteten Basis-Grauwacke sind: dicke bis extrem dicke und nur untergeordnet auch dünn- bis mittelschichtige Bänke, Wechsellagerung

mit kieselig-tonigen Zwischenmitteln, scharf definierte untere - teils auch obere - Grenzflächen, meist intern homogene Schichtung ohne erkennbare Gradierungen, mäßige Sortierung des petrographisch unreifen Materials überwiegend der Fein- und Mittelsandfraktion, Auftreten großer Fremdgesteinsschollen. Diese „massigen“ Grauwicken, die dickbankigen Grauwicken z.B. des Edersee-Gebietes ähneln (vgl. KULICK 1960, SADLER 1983), werden als typische sehr rasch abgelagerte Produkte hochkonzentrierter Suspensionsströme interpretiert. Bei der Ablagerung konnten sich keine Gradie-

rungen z.B. vom Bouma-Typ ausbilden, da die sehr dichte Masse suspendierter Körner unvermittelt zum Stillstand kam und fest wurde („freezing“ sensu PICKERING et al. 1986; vgl. auch GURSKY & MICHALZIK 1989). „Grain flows“ sind auszuschließen (siehe Diskussion in Stow 1986). Solche dickschichtigen massigen turbiditischen Sandsteine mit untergeordneten Tonsteinlagen und dünn-schichtigen Sandstein-Tonstein-Wechselagerungen werden generell als Rinnenbildungen gedeutet („channels“; vgl. z.B. MUTTI & NORMARK 1987, WALKER 1978); die in geringer Entfernung auf ca. 20 m anschwellende Mächtigkeit der Basis-Grauacke (KREBS 1966) könnte dafür ein weiteres Indiz sein. Das Liefergebiet ist unbekannt. Die erwähnten Grauacke-Einschaltungen im Oberharz deutete ZIMMERLE (1986: 140) als „extrem unreife proximale Turbidite, die als Liefergebiet einen nahegelegenen tektonisierten Sockel haben“.

Die dünn- bis sehr dickschichtigen isolierten Einlagerungen von dunklen Quarziten, d.h. relativ reinen Quarz-Areniten mit „schmutziger“ Grundmasse, in bankige Kieselgesteine der Profile Morgenbrodstaler Graben und Stollenklippe

zeigen sedimentologische Merkmale, die den massigen Grauacke größtenteils ähneln: scharf definierte untere und obere Bankflächen, meist intern homogene Schichtung, keine erkennbaren Gradierungen, mäßige Sortierung des Fein- und Mittelsand-Materials. Petrographisch zeichnen sie sich durch ansonsten sehr „reifes“, fast reines, polyzyklisches Quarz-Material mit deutlichen Zurundungen vieler Körner aus. Während also petrographisch typisches flachmarines Material vorliegt, sind die dunklen Quarzite sedimentologisch eher mit den hochkonzentrierten Grauacke-Turbiditen vergleichbar, ein ähnlicher Gegensatz wie beim eigentlichen Hörre-Gommern-Quarzit. Dieser Gegensatz löst sich auf, wenn man von einer speziellen paläogeographischen Situation ausgeht, die die turbiditische Umlagerung von – in einem Küstenbereich bereits vorab stark aufgearbeiteten – reifen Sanden in einen angrenzenden teils anoxischen tiefmarinen Bereich mit kieselligen und tonigen Sedimenten ermöglicht (vgl. BURCHARDT 1977, PAECH 1973, SCHWAN 1967, 1991, JÄGER 1995).

### 6.1.4 Biokieselige und pelitische Gesteine

Kleindimensionale Wechsellagerung („thinly interlayered bedding“ sensu REINECK & SINGH 1980), wie sie in Form der insbesondere in den Kap. 4.4.1.6, 4.4.4 und 5 beschriebenen Laminationen der Radiolarien-, Schwammnadel- und Feindetritus-führenden Kiesel- und Pelitgesteine des Kulms beobachtet wurde, entsteht durch Schwankungen im zugeführten Sedimentmaterial und/oder Ablagerungsmechanismus (z.B. Fluktuationen der Strömungsgeschwindigkeit). Aufgrund der Fauna und der paläökologischen Verhältnisse (vgl. Kap. 8.9 und BRAUN & GURSKY 1991), der sonstigen Schichtungsgefüge und der lokalen Assoziationen mit gröberklastischen Turbiditen und Debriten kommt für die biokieseligen und pelitischen Gesteine nur eine Bildung in einem insgesamt ruhigen tiefmarinen Milieu außerhalb

der Reichweite ständiger gröberklastischer Zufuhr in Frage. Lamination entsteht in einer solchen Situation vor allem infolge von verschiedenartigen, niederenergetischen, im wesentlichen nicht-erosiven Boden- und Suspensionsströmungen („lower flow regime“) sowie jahreszeitlich bedingten Schwankungen der Sedimentzufuhr (vgl. REINECK & SINGH 1980: 123–129, 499–501, STOW & PIPER 1984, POTTER et al. 1980: 24–25, UNSÖLD 1984).

Echte zyklische Jahreszeitenschichtung (= Warven), wie sie von YOSHIDA (1983) und TADA (1991) für einige japanische Kieselgesteins-Serien wahrscheinlich gemacht wurde, läßt sich für die hier untersuchten biokieseligen und pelitischen Kulm-Gesteine mit Sicherheit ausschließen. Einerseits weist die durch kieselige Gesteine gekennzeichnete Kulm-Folge nur

schätzungsweise einige zehntausend bis wenige hunderttausend Laminae auf und müßte damit im Falle von Jahreszeitschichtung in einem geologisch sehr kurzen Zeitraum abgelagert worden sein; dies ist aber aufgrund der gut bekannten Biostratigraphie nicht der Fall. Andererseits sind die beobachteten Laminae weder vom Aufbau, noch von ihrer Geometrie oder Dicke her mit nachgewiesenen Warven vergleichbar (vgl. DECKER 1991, WETZEL 1982).

Die Analyse des Aufbaus der Kieselgesteinsbänke hat gezeigt, daß sie nicht jeweils einem einzigen z.B. turbiditischen Ablagerungsvorgang entstammen können, wie dies in einigen Tethys-Radiolariten nachgewiesen wurde (NISBET & PRICE 1974, FOLK & McBRIDE 1977, BARRETT 1982a, b, 1983). Vielmehr belegt die bankinterne individuelle Ausbildung der Laminae (homogene, gradierte oder sublaminierete Feinschichtung, Materialwechsel, Schwankungen der Laminaegeometrie), daß sie jeweils eigenständige Ablagerungsereignisse repräsentieren (vgl. ZIMMERLE 1986, DEHMER et al. 1989, GURSKY 1988). Gradierte Bänke z.B. aus Ton-Silt-Rhythmiten, die nach STOW & BOWEN (1978) und STOW & PIPER (1984) in pelitischen Turbiditen („silt/mud turbidites“) vorkommen, wurden in den hier bearbeiteten biokieseligen und pelitischen Gesteinen nicht gefunden. HERBIG & BENDER (1992) berichten allerdings über derartige kalkige Radiolarien-Turbidite im Rüchenbacher Kalk der Hörre-Zone.

Neben den verschiedenen begleitenden gröberklastischen Turbiditen und Debriten belegen schwache normale Gradierungen, angedeutete Schrägschichtungen, lagenweise Anreicherungen von verdrifteten Schwammnadeln und teils rasche Wechsel von radiolarien- und quarzsiltreichen Laminae, daß auch in den kieseligen Kulm-Gesteinen schwache Strömungen von ständigem Einfluß waren. Andererseits bleibt festzuhalten, daß der größte Teil der Laminae insbesondere der radiolarienreichen Gesteine keine derartigen Strömungsindikatoren liefert: homogene und unspezifische z.B. sublaminierete Feinschichtung ist typisch. Allerdings bemerken REINECK & SINGH (1980: 479), daß sehr

schwache Strömungen ungradierte Pelit-Laminae erzeugen können, und DECKER (1991) betont, daß sich feinkörnige biogene und siliziklastische Materialien hydrodynamisch abweichend voneinander verhalten. BARRETT (1982a) zeigte rechnerisch, daß Radiolarien, die Hohlkörper geringer Dichte sind, ein anderes Strömungsverhalten als gleichgroße massive Klatten besitzen und von schwachen Strömungen auch ohne Gradierungen abgelagert werden können.

Nach JENKYN & WINTERER (1982) und STOW & PIPER (1984) sind niedrigkonzentrierte Suspensionsströme (Turbidite), verschiedene Arten von Bodenströmungen (Konturite u.a.) und einfaches Absinken ohne wesentliche Strömungseinflüsse (Pelagite) die wichtigsten sedimentbildenden Prozesse in Meeresbecken, denen nur in geringem Ausmaß gröberklastisches Material zugeführt wird („under-supplied basins“, Stow 1985). Im Gegensatz zu zahlreichen Beobachtungen rezenter Konturite gelang infolge ihres relativ unspezifischen Gefügeinventars und ihrer leichten Verwechselbarkeit mit anderen marinen Sedimentgesteinen ihr Nachweis im fossilen Bereich bislang nur selten (vgl. Stow & LOVELL 1979, OCZLON 1990). Pelitische Konturite („muddy contourites“) zeichnen sich durch schlecht definierte Schichtung, normale und inverse Gradierungen, seltene und unscharfe, häufig wellige Lamination, Linsenschichtung sowie intensive Bioturbation aus (STOW & PIPER 1984). Konturitische Bodenströmungen kommen demnach als in den hier untersuchten Gesteinen im wesentlichen nicht in Frage.

Neben der jahreszeitlich oszillierenden Sedimentzufuhr sind weitere unterschiedliche Ursachen für Lamination in feinkörnigen marinen Sedimentgesteinen in Betracht gezogen worden, z.B. Geschwindigkeitsschwankungen länger anhaltender Einzelströmungen, Reflektionen von Suspensionsströmen an den Flanken kleinerer Becken, quasi-zyklische Instabilitäten an hydrologischen Grenzflächen, Serien von sehr kleinen Strömungen oder Suspensionswolken, Sortierungseffekte durch Kornaggregationen oder wiederholte Bildung und scherungsbe-

dingte Zerstörung von Tonflocken in Ton-Silt-Mischungen (Diskussion in STOW & PIPER 1984).

Für die hier untersuchten Kulm-Gesteine ist die eindeutige Identifizierung bestimmter laminaerzeugender Mechanismen nicht möglich; sicher ist lediglich, daß Strömungen zumindest bei einem großen Teil der Laminae eine Rolle gespielt haben. Ich nehme wegen der wiederholten Vergesellschaftung der biokieseligen und pelitischen Gesteine mit Schwerkraft-gesteuerten Strömen an, daß es sich großenteils um niederenergetische, niedrigkonzentrierte Suspensionsströme („low velocity, low density turbidity currents“) gehandelt hat. Vermutlich waren darüber hinaus auch schwache, nicht näher zu identifizierende Bodenströmungen be-

teiligt. Da deutliche Erosionsphänomene und Strömungsrippeln, die in Silt bei Strömungsgeschwindigkeiten von ca. 8–15 cm/sec auftreten, fehlen und in marinen Ton- und Silt-transportierenden Tiefenströmungen Geschwindigkeiten von  $< 4\text{--}30$  cm/sec gemessen werden (REINECK & SINGH 1980: 14, 479–482) gehe ich von Strömungsgeschwindigkeiten unter ca. 10 cm/sec aus. Ein Teil der Laminae, insbesondere der unscharf begrenzten und intern homogen aufgebauten, dürfte sich auch aus dem einfachen Absinken feinkörniger biogener und terrigener Partikel gebildet haben („pelagic settling, pelagic rain“), z.B. aus der nepheloiden Wasserschicht oder durch äolischen Eintrag.

## 6.2 Entstehung der Bankungsrhythmik

Der rhythmische AB-Wechsel zwischen relativ dicken und verwitterungsbeständigen, Kieselsäure-reichen Kieselgesteinsbänken sowie relativ dünnen und weniger verwitterungsbeständigen Kieselsäure-ärmeren pelitischen Lagen ist das auffälligste und beständigste makroskopische Sedimentgefüge der Kieselgesteinsfolgen im Unter-Karbon des Rhenohertzynikums (vgl. Kap. 4.2). Diese Grundrhythmik wird lokal und regional von Einschaltungen von Kalkturbiditen (z.B. in den Kieselkalken) und Metabentoniten überlagert, die ihrerseits makroskopisch sogar beherrschende Rhythmen ausbilden können (siehe WITTEN 1979). In Profilabschnitten mit starker Beteiligung von silifizierten Vulkanoklastiten ist die Grundrhythmik, auf die im folgenden näher eingegangen wird, teilweise nur undeutlich ausgebildet (z.B. Abschnitte der Profile Herborn, Bad Wildungen, Lerbach-Hütenteich).

HAUSMANN (1983) hat im östlichen Rheinischen Schiefergebirge die Schichtmächtigkeiten statistisch analysiert. Für Kieselgesteinsbänke und Kalksteinschichten ermittelte sie an 38 Lokalitäten durchschnittliche Mächtigkeiten zwischen 4,4 und 12,4 cm, für die Tonstein-Zwischenmittel  $< 1$  bis meist ca. 3 cm, wobei sie

Profile mit relativ großen Bankmächtigkeiten primären „Beckenpositionen“ und solche mit geringen Mächtigkeiten „Schwellenpositionen“ zuordnete. Bankmächtigkeitsschwankungen in Einzelprofilen wurden von BLASS (1980), HAUSMANN (1983) und WITTEN (1979) systematisch in Rhythmogrammen erfaßt und können – neben Leitschichten – mit Hilfe charakteristischer Bankgruppen zu Profilparallelisierungen herangezogen werden. Bank- und Schichtmächtigkeitsbestimmungen an kieseligen und tonigen Schichten im Kulm sind allerdings immer wegen schichtparalleler Bankaufspaltungen oder -vereinigungen, lithologischer Übergänge usw. mit Problemen behaftet und deshalb von fragwürdigem Aussagewert.

Rhythmische Wechsellagerungen von Kieselgesteinsbänken und kieseligen Tonsteinmitteln sind – mit auffälliger Ausnahme der meisten rezenten marinen Kieselschlämme – im Phanerozoikum überaus charakteristisch (vgl. JENKYN & WINTERER 1982, FÜCHTBAUER 1988) und infolgedessen hinsichtlich der Genese ihrer Rhythmik wiederholt kontrovers diskutiert worden; offensichtlich können dabei verschiedenartige Mechanismen äußerlich ähnliche Schichtungsphänomene hervorrufen. DAVIS (1918) erklärte die

se Wechselschichtung in kalifornischen Radiolariten mit der diagenetischen Segregation durch  $\text{SiO}_2$ -Migration eines ursprünglich homogenen, ungeschichteten Sediments in  $\text{SiO}_2$ - und tonreiche Lagen. Neuerdings favorisieren MURRAY et al. (1992) wieder diese Deutung aufgrund von geochemischen Analysen. Zwar bestätigt die petrographische Untersuchung der Kulm-Kieselgesteine die erhebliche, auch schichtungsverstärkende Bedeutung der diagenetischen Kieselsäure-Mobilisation und -Wiederausfällung, doch zeigen die Sedimentgefüge wie z.B. Lamination mit Materialwechseln, Gradierungen, frühdiagenetische Schichtungsdeformationen und Ichnofauna auf Schichtflächen, daß in diesem Fall sicher eine primäre, sedimentäre Wechselschichtung vorhanden war.

Die makroskopische Bankung vieler Radiolarit-Serien wird mit turbiditischer Dyszyklik in Verbindung gebracht. So nahm schon SWARBRICK (1967) einen turbiditischen Ablagerungsvorgang u.a. für Kalkdetritus-führende Kieselgesteins-Schichten im Kulm von SW-England an. U.a. NISBET & PRICE (1974), McBRIDE & FOLK (1979), BARRETT (1982b) und IMOTO (1983) machten anhand von Sedimentgefügen wahrscheinlich, daß in den von ihnen untersuchten mesozoischen Radiolarit-Sequenzen in Italien, Griechenland und Japan die Kieselgesteins-Bänke einaktiv sedimentierte Turbidite (also „event deposits“), die zwischengelagerten Tonsteine aber stetig zugeführtes „Hintergrund-Sediment“ sind. Umgekehrt schließen IJIMA et al. (1978, 1985) u.a. aus dem Fehlen von Bankgradierungen in verschiedenen japanischen Kieselgesteins-Serien, daß die Tonsteine Turbidite, die Radiolarit-Bänke aber mit konstanten Raten akkumulierte „Hintergrund-Sedimente“ darstellen. Der in den unterkarbonischen Kieselgesteinen im Rheinischen Schiefergebirge und Harz beobachtete generell komplexe, vielaktiv gebildete Bankaufbau aus teilweise polygenetischen Sedimentationseinheiten (= Laminae) unter Beteiligung von verschiedenen schwachen Strömungen und Absink-Prozessen schließt jedoch die genannten „einfachen“ Turbidit-Mechanismen weitestgehend aus.

GARRISON & FISCHER (1969) und FISCHER (1977) nahmen für Radiolarite der Nordalpen an, die radiolarienreichen Lagen seien durch zyklischen pelagischen Absatz während Phasen hoher Kieselplankton-Produktion in eine konstante Tonsedimentation eingeschoben worden. Zwar kommt wegen der klaren Strömungshinweise in den Kieselgesteinen des Kulms ein einfacher pelagischer Absatz nicht in Frage, doch ist der Einfluß von beckenexternen zyklischen Faktoren in zahlreichen Beispielen von marinen Rhythmiten wahrscheinlich gemacht worden („Periodite“), insbesondere in Kalkstein-Mergel-Wechselfolgen (EINSELE & SEILACHER 1982, EINSELE et al. 1991), aber auch in Kieselgesteinen (GURSKY 1984, 1988, DECKER 1991, TADA 1991a).

Nach FISCHER (1986) kommen drei prinzipielle Typen von Zyklen als Verursacher von Kalkstein-Mergel-Perioditen vor: zyklische Schwankungen 1) der Bioproduktion, 2) der „Verdünnung“ durch terrigenen Feindetritus und 3) der Karbonat-Lösung infolge von Niveauschwankungen der Calcit-Kompensations-Tiefe (CCD); auch Kombinationen dieser drei können auftreten. Lösungszyklen sind bei marinen Kieselsedimenten wegen der generellen starken  $\text{SiO}_2$ -Untersättigung des Meerwassers und daraus folgender ständiger  $\text{SiO}_2$ -Lösung ohne Bedeutung; es gibt keine „Kieselsäure-Kompensations-Tiefe“. Verdünnungszyklen, die in relativ landnahen Meeresbereichen mit kieseligem Sedimentbildung durchaus eine Rolle spielen können (DECKER 1991), führen zu relativ dicken tonigen Zwischenschichten (EINSELE & RICKEN 1991); dies ist aber bei den Kieselgesteinen des Kulms überwiegend nicht festzustellen. Bei Kieselsedimenten sind dagegen zyklische Fluktuationen der biogenen Opal-Produktion in der oberflächennahen Meeresschicht ausgeprägt (DECKER 1991), so daß ich sie auch für die Hauptverursacher der grundsätzlichen Bankungsrhythmik in den unterkarbonischen Kieselgesteinen halte. Auf jeden Fall wurde die primär angelegte Wechselschichtung in der schon beschriebenen Weise durch postdepositionale  $\text{SiO}_2$ -Umlagerungsprozesse entscheidend akzen-

tuiert (vgl. GURSKY 1984, 1988, TADA 1991b).

Oszillationen in der Produktion von Kieselplankton werden hauptsächlich durch Veränderungen des ozeanischen Wassermassenauftriebs („upwelling“) sowie der Kieselsäure-Zufuhr durch Flüsse in die Meere hervorgerufen (vgl. z.B. HEATH 1974, SPENCER 1983, DECKER 1991). Diese wiederum gehören zu einer Reihe komplexer ozeanischer und atmosphärischer Rückkopplungssysteme, die die Auswirkungen auch schwacher klimatischer Veränderungen „sedimentwirksam“ verstärken und ihrerseits letztlich auf periodische Schwankungen der Sonneneinstrahlung infolge verschiedener zyklischer Veränderungen von Erdbahn- und Erdrotations-Parametern zurückgehen. Die wichtigsten mittleren Periodizitäten liegen bei ca. 100 000 (Erdbahn-Exzentrizität), 54 000, 41 000, 29 000 (Schräglage der Erdachse) und 22 000 Jahren (Präzession; Milankovitch-Zyklen, Aufstellung z.B. in EINSELE & RICKEN 1991).

Ein Rechenbeispiel: Wenn man ausgeht von ca. 14 Ma für die Hauptbildungszeit der rhenohertzynischen Kieselgesteine (oberes cd II  $\alpha$  bis unteres cd III  $\alpha$ ; absolute Altersangaben nach ROSS & ROSS 1987), ca. 25 m Netto-Kieselgesteinsanteil an repräsentativen Profilen (z.B. Bromberg, Rottenberg; incl. kieseliger Tonstein-Zwischenlagen, aber ohne Kalksteine und Metabentonite) und durchschnittlich 5 cm dicken Couplets von Kieselgesteinen und kieseligen Tonsteinen, ergibt sich eine postkompaktive Sedimentationsrate von ca. 1,8 mm/1 000 a und eine Bildungszeit von ca. 28 000 Jahren für jeden Kieselgestein-Tonstein-Zyklus. Periodizitäten dieser Größenordnung, die DE WEVER (1987) auch in griechischen Radiolariten bestimmt hat, könnten die von mir angenommene beckenexternen, astronomisch-klimatische Entstehung der Bankungsrhythmik in den untersuchten Kieselgesteinen bestätigen.

## 7. Geochemie der Radiolarien-Kieselgesteine

### 7.1 Einführung

Chemische Analysen von kieseligen Sedimentgesteinen werden zwar schon seit langer Zeit durchgeführt (z.B. CORRENS 1924, DAVIS 1918), spielten zunächst aber nur eine untergeordnete Rolle mit dem Zweck der genaueren stofflichen Beschreibung der Gesteine. Umfassendere systematische Untersuchungen der chemischen Eigenschaften von Kieselsedimenten blieben noch spärlich (z.B. HOSS 1957, AUDLEY-CHARLES 1965) und sind erst seit ca. 20 Jahren – beginnend mit M. STEINBERG (u.a. 1978) – als eigenständige Arbeitsrichtung mit petrogenetisch-paläozeanographischer Zielsetzung etabliert (BARRETT 1981, GURSKY 1988, HEIN et al. 1981, MATSUMOTO & IJIMA 1983, RANGIN et al. 1981, YAMAMOTO 1987 u.v.a.).

Geochemische Aspekte der kieseligen Gesteine des Kulms waren bislang – im wesentlichen durch Einzelbeispiele und deskriptiv – nur in

Grundzügen bekannt, hauptsächlich durch CORRENS (1924; div. paläoz. Einzelanalysen), HOSS (1957; Profil Wallau-Schießstand bei Biedenkopf und div. Vergleichsanalysen), KUBANEK & ZIMMERLE (1986; Bohrung Adlersberg im Oberharz) und DEHMER et al. (1989; Profil Bad Wildungen-Café Waldhaus). Einzelne weitere Angaben finden sich auch in SCHULZ-DOBRICK (1975), SCHULZ-DOBRICK & WEDEPOHL (1983), MÜLLER & STRAUSS (1987), Erläuterungen von Geologischen Karten 1:25 000 (z.B. LIPPERT et al. 1970) sowie teilweise im Zusammenhang mit petrologischen Untersuchungen anderer Gesteine des Unter-Karbons, z.B. der Schwarzschiefer (NÖLTNER 1991, STRIBNY et al. 1988), Phosphorit-Konkretionen (PAPROTH & ZIMMERLE 1980, RÖSLER 1961, STRUCKMEIER 1982), Eisenkiesel- und Mangan-Mineralisationen (SCHAEFFER 1980a, b) und Vulkanoklastite (MUCKE 1973, RÖSLER 1960, ZELLMER 1995b).

Die bislang vorliegenden chemischen Daten der kieseligen Kulm-Gesteine sind leider nur von begrenztem Wert und bedingt vergleichbar. Insbesondere wurden einerseits meist nur Einzelprofile oder gar isolierte Zufallsproben aus unterschiedlichen lithostratigraphischen Niveaus herangezogen. Und andererseits wurde in der Regel keine oder eine nur unzureichende petrographische Kontrolle vorgenommen, d.h. es blieb unklar, welcher Gesteinstyp überhaupt im einzelnen analysiert wurde. Gerade die sehr genaue Kenntnis des jeweiligen petrographischen Mikrolithotyps ist aber für die nähere Deutung der analytischen Befunde von fundamentaler Bedeutung, da sich - wie oben dargelegt - gezeigt hat, daß die kulmischen Kieselgesteine polygenetischer Natur sind: Radiolarien-Kieselgesteine, spiculitische Kieselgesteine, silifizierte Vulkanoklastite und Karbonate, feinkörnige Kieselgesteine verschiedenen Ursprungs (u.a. kieselige terrigene Pelite), diverse Mischgesteine (siehe Kap. 4.5). Wenn also die chemische Untersuchung dieser Gesteine über eine reine beschreibende Materialcharakterisierung hinausgehen soll, ist eine sorgfältige regionale, stratigraphische und petrographische Vorauswahl unabdingbar.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden geochemische Untersuchungen mit dem Ziel durchgeführt, unter methodenkritischem Aspekt und bei sehr guter Vergleichbarkeit der Einzelproben untereinander nicht nur einen umfassenden Eindruck von der Zusammensetzung der Gesteine zu geben, sondern auch mögliche regionale und stratigraphische Variationen zu erkennen sowie die paläozooanographische Stellung zu präzisieren.

## 7.2 Gehalte und Bedeutung der Hauptelemente

Die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte der untersuchten Radiolarien-Kieselgesteine liegen zwischen ca. 72 und 99 Gew.-% (Tab. 6). Auffällig niedrige Gehalte sind bei erhöhten biogenen Karbonatanteilen (z.B. Nr. 3) sowie bei hohen Tonmineralgehalten (z.B. Nr. 31) zu verzeichnen; dies sind Eigenschaften, die sich teilweise schon makroskopisch erkennen lassen. Nach dem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt lassen sich

Dazu wurden zunächst 50 horizontiert genommene Proben bankiger Kieselgesteine aus 18 geeigneten Spezialprofilen (vgl. Kap. 3) ausgewählt. Aufgrund der petrographischen Dünnschliffuntersuchung wurden dann Lagen möglichst reiner Radiolarien-Kieselgesteine aus diesen Bankproben herausgesägt, aufbereitet und röntgenfluoreszenzanalytisch untersucht. Bestimmt wurden die Gehalte an Hauptelementen, deren Signifikanz in kieseligen Sedimentgesteinen inzwischen hinreichend bekannt ist (siehe STEINBERG & MPODOZIS MARIN 1978, BARRETT 1981, HEIN et al. 1981, ADACHI et al. 1987, GURSKY 1988 u.v.a.). Die Beschränkung auf die Familie der Radiolarien-Kieselgesteine erfolgte, um die genetische Vergleichbarkeit zu garantieren und um die übermäßige Kontamination vor allem durch vulkanoklastisches und terrigenes Feinmaterial zu minimieren. Es wurde also relativ „reines, pelagisches“ biokieseliges Material untersucht, das gegebenenfalls auch schwache paläozooanographisch gesteuerte chemische Variationen zu registrieren vermag. Zum Vergleich wurden 8 Proben petrographisch vergleichbarer Kieselgesteine des Devons und Silurs analysiert sowie je eine unterkarbonische Probe von terrigenem Tonstein, eingekieseltem quarztrachytischem Kristalltuff und weitgehend silifiziertem Glastuff als Endglieder von Mischreihen kulmischer Kieselgesteine. Weiterhin wurden auch Literaturangaben zur Zusammensetzung kulmischer Eisenkiesel und Diabase sowie verschiedener phanerozoischer Kieselgesteine zum Vergleich herangezogen.

vier Gruppen unterscheiden:

- 1) > 85 %: typische bankig-massige Kieselgesteine,
- 2) 70-85 %: tonige und/oder karbonatische, oft lagig aufspaltende kieselige Gesteine,
- 3) 60-70 %: kieselige Tonsteine,
- 4) < 60 %: Tonsteine/Tonschiefer.

Damit zeigen die untersuchten Gesteine gute

Übereinstimmungen mit den meisten entsprechenden Kieselgesteinen des Phanerozoikums.  $\text{SiO}_2$  liegt dabei in erster Linie in Form freier Kieselsäure in den kieseligen Mikrofossilien und der Grundmasse vor; DEHMER et al. (1989) geben für petrographisch nicht im einzelnen differenzierte Kieselgesteine des Profils Bad Wildungen Gehalte von  $71,8\% \pm 6,6$  freier  $\text{SiO}_2$  an. Erst in zweiter Linie entstammt die Kieselsäure den silikatischen Beimengungen wie Phyllosilikaten, vulkanoklastischen Körnern und authigenen Feldspäten. Dazu kommt ein geringer  $\text{SiO}_2$ -Anteil aus quarzgefüllten Mikrokluftfen.

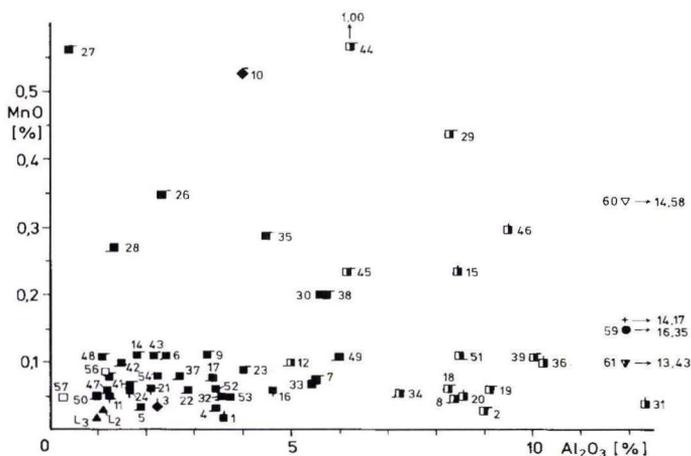
Die Mangangehalte liegen mit überwiegend  $< 0,16\%$  sehr niedrig; bei nur zehn Proben werden Werte  $> 0,20\%$  erreicht. Einige Maximalwerte sind deutlich mit syndementären Mangankarbonat-Mineralisationen in den betreffenden Profilhorizonten korreliert (z.B. Nr. 27, 29), obwohl die analysierten Gesteine mikroskopisch keine Manganminerale erkennen lassen. Die  $\text{MnO}$ -Gehalte zeigen keine Korrelation mit den  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalten, die siliziklastische Zufuhren repräsentieren (Abb. 20). Mangan in marinen Sedimenten wird ganz überwiegend als letztlich marin-hydrothermalen Ursprungs angesehen und während der Diagenese anorganisch oder mikrobiell ausgefällt; es gilt als hervorragendes Indezelement für die Festlandsferne („Ozeanität“) von Meeressedimenten (z.B.

BOSTRÖM 1972/73, SUGISAKI et al. 1982).

Die Eisengehalte schwanken stark (ca. 0,5–4,4 %); nur in Ausnahmefällen läßt sich schon makroskopisch auf einen hohen Eisengehalt schließen (z.B. Nr. 34: intensive Rotfärbung, starker roter Abrieb). Eisen ist an Pyrit (lokal auch Hämatit, z.B. Nr. 34, 48, und Magnetit) sowie an die beigementen Silikate (vor allem Illit und Vulkanoklasten) gebunden. Also ist es teils detritischer Herkunft, wird aber wahrscheinlich dem Meerwasser teils auch hydrothermal z.B. in vulkanisch aktiven Zonen zugeführt (BOSTRÖM 1972/73; Eisenkiesel-Mineralisationen im Zusammenhang mit dem Deckdiabas!) und dann diagenetisch ausgefällt. Diese bigenetische Herkunft des Eisens in den Kieselgesteinen verdeutlichen auch die mäßigen bis schwachen positiven Korrelationen der  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte sowohl mit den  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - als auch mit den  $\text{MnO}$ -Gehalten (Abb. 21, 22).

Die übrigen jeweiligen Hauptelementgehalte,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$ , hängen klar mit fluktuierenden silizi- und karbonatlastischen Verunreinigungen incl. des Tonmineralanteils zusammen.  $\text{TiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sind in Proben mit schon makroskopisch erkennbar größerem Tonanteil deutlich erhöht; ihre Gehalte sind stark positiv miteinander korreliert (Abb. 23) und repräsentieren somit klar die silikatischen Beimengungen der Kieselgesteine. Die

**Abb. 20.** Kieselige Sedimentgesteine des Kulms und Vergleichsgesteine im  $\text{MnO}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Diagramm (vgl. Tab 6).– Die beiden Elemente sind nicht miteinander korreliert: Mangan ist überwiegend nicht terrigenen, sondern beckeninternen Ursprungs.



**Tab. 6.** Ergebnisse der chemischen Analysen von kieseligen Sedimentgesteinen des Kulms sowie von Vergleichsgesteinen; Analysen L1-3 aus Lippert et al. (1970).- Nr. = Nummern der darstellenden Punkte in den Diagrammen (Abb. 19-26); Angaben in Gew.%, Gesamteisen als  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , GV = Glühverlust.

Nr.	Proben-Nr.	Profil	Lith. Einh.	Sub-Einh.	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	GV	Summe	MnO/ $\text{TiO}_2$
1	900930/9a	ZIP	KÜS		84,98	0,16	3,65	1,34	0,02	0,40	3,87	-	0,84	0,32	4,41	99,98	0,125
2	910917/1a	OES	Kika	ob.	77,57	0,32	9,02	1,56	0,03	1,34	2,39	0,13	2,31	-	5,80	100,47	0,094
3	910917/2b	OES	KÜS		51,37	0,13	2,24	1,70	0,04	0,66	20,59	0,31	0,50	0,72	20,00	98,26	0,308
4	910915/8b	OBE	sKS	unt.	91,64	0,19	3,44	0,98	0,04	0,25	-	-	1,11	-	2,82	100,47	0,211
5	910915/9b	OBE	sKS	ob.	95,38	0,14	1,88	0,61	0,04	0,16	-	-	0,71	-	1,60	100,52	0,286
6	900925/9	COB	sKS		91,83	0,11	2,40	1,55	0,16	0,55	0,98	0,13	0,61	-	2,26	100,58	1,455
7	900925/22b	COB	KiKa		88,93	0,22	5,50	1,69	0,07	0,92	0,05	-	1,18	-	2,26	100,81	0,318
8	910807/2	DRE	sKS		76,57	0,30	8,38	2,06	0,05	1,44	2,42	-	2,56	0,04	5,77	99,59	0,167
9	910807/5a	DRE	KiKa	unt.	87,24	0,13	3,23	1,01	0,11	1,12	2,19	-	0,87	-	4,13	100,03	0,846
10	910807/12	DRE	KiKa	ob.	56,44	0,15	3,95	3,22	0,53	2,21	14,94	-	1,30	0,18	16,70	99,62	3,533
11	900503/4b	ROT	lAl	ob.	94,87	0,11	1,27	1,31	0,05	0,34	-	-	0,38	-	2,26	100,59	0,455
12	900504/2 <sub>3</sub>	ROT	sKS		84,22	0,21	4,96	1,27	0,10	0,71	2,51	-	1,22	0,18	4,67	100,05	0,476
13	900508/3a	ROT	KiKa	unt.	95,16	0,07	1,22	0,79	0,08	0,34	0,72	-	0,41	-	1,46	100,25	1,143
14	900508/5c	ROT	KiKa	ob.	91,97	0,11	1,80	1,18	0,12	0,73	1,95	-	0,41	-	2,68	100,95	1,091
15	900508/9b	ROT	KÜS		76,97	0,31	8,43	3,12	0,24	1,52	2,46	0,31	1,89	0,02	4,72	99,99	0,774
16	900515/4a <sub>1</sub>	BRO	lAl		87,49	0,31	4,49	1,54	0,06	0,81	0,18	0,51	0,73	-	4,14	100,36	0,194
17	900511/1b	BRO	sKS		90,77	0,09	3,38	1,78	0,08	0,90	0,32	-	0,69	-	2,00	100,01	0,889
18	900515/2a	BRO	KiKa	unt.	75,58	0,33	8,25	2,45	0,06	1,29	3,97	0,59	1,75	0,03	5,57	99,87	0,182
19	900515/10a	BRO	KiKa	ob.	81,55	0,29	9,08	2,65	0,06	1,26	0,20	0,30	1,71	-	2,93	100,03	0,207
20	900913/10	BRO	KÜS		84,04	0,32	8,57	1,08	0,05	0,69	0,13	0,21	2,28	-	2,82	100,19	0,156
21	900914/4a	DOD	lAl	ob.	93,18	0,12	2,06	1,54	0,06	0,50	-	-	0,55	-	2,28	100,29	0,500
22	900914/6b	DOD	sKS		92,06	0,17	2,88	1,90	0,06	0,68	0,09	0,86	0,67	-	1,79	101,16	0,353
23	900914/9c	DOD	hKS		89,52	0,18	4,00	2,79	0,09	0,97	-	-	0,94	-	1,89	100,38	0,500
24	890616/1	LIN	lAl	ob.	93,97	0,12	1,64	1,61	0,06	0,43	0,18	-	0,43	-	2,65	101,09	0,500
26	890621/7	LIN	hKS		93,44	0,11	2,30	1,36	0,35	0,53	0,04	-	0,65	-	1,61	100,39	3,182
27	890623/1	LIN	KiKa		92,81	0,05	0,39	3,20	0,56	0,34	0,46	-	0,02	-	2,04	99,87	11,200
28	901005/1	WAL	sKS		93,49	0,08	1,34	0,89	0,27	0,47	0,94	0,04	0,35	-	2,36	100,23	3,375
29	901019/1a	WAL	KiKa	unt.	72,08	0,31	8,25	3,19	0,44	1,38	5,07	0,55	2,02	0,07	6,73	100,09	1,419
30	901019/7	WAL	KiKa	ob.	86,78	0,17	5,59	1,94	0,20	0,97	0,45	0,53	1,20	-	2,52	100,35	1,176

31	901019/13b	WAL	KÜS	unt.	75,29	0,47	12,36	2,40	0,04	1,34	0,49	0,54	3,43	-	4,06	100,42	0,085
32	880826/6b	HAU	sKS		92,16	0,14	3,55	1,25	0,05	0,28	-	0,06	1,12	-	2,36	100,97	0,357
33	880828/7 <sub>1</sub>	HAU	hKS		88,57	0,16	5,45	1,23	0,07	0,45	0,04	-	1,63	-	2,68	100,28	0,438
34	900917/8	HER	DeD		78,72	0,54	7,20	4,38	0,06	1,33	0,70	1,81	3,28	-	2,36	100,36	0,111
35	900917/21b	HER	hKS		89,78	0,16	4,43	2,40	0,29	0,65	0,08	0,20	1,37	-	2,10	101,46	1,813
36	900917/23	HER	KÜS	unt.	76,22	0,40	10,22	4,30	0,10	1,49	0,11	-	2,33	-	4,43	99,60	0,250
37	910802/6	WIL	sKS		91,76	0,12	2,69	1,27	0,08	0,46	0,86	-	0,96	-	2,30	100,50	0,667
38	910805/2	WIL	hKS	unt.	86,82	0,21	5,69	3,02	0,20	1,10	-	-	1,58	-	2,37	100,99	0,942
39	910805/12	WIL	hKS	ob.	78,58	0,40	10,04	3,40	0,11	1,31	0,54	0,35	2,41	0,35	3,78	101,25	0,275
40	910613/20a	BER	hKS	unt.	98,83	0,04	-	1,35	0,09	0,10	-	-	0,14	-	0,44	100,99	2,250
41	910613/22	BER	hKS	mit.	94,63	0,08	1,63	1,17	0,07	0,27	-	-	0,67	0,02	1,14	99,68	0,875
42	919813/14	LER	sKS		86,23	0,09	1,48	1,54	0,10	1,81	2,91	-	0,48	0,62	4,30	99,56	1,111
43	910813/15b	LER	hKS	unt.	88,29	0,11	2,19	1,73	0,11	1,54	1,76	-	0,61	0,10	3,78	100,22	1,000
44	910813/19c	LER	hKS	ob.	81,49	0,23	6,23	1,56	1,00	1,81	1,87	0,39	2,11	0,01	2,49	99,19	4,348
45	910814/2a	LEH	hKS		83,66	0,22	6,11	4,34	0,24	1,19	0,40	0,33	1,65	-	2,60	100,74	1,091
46	910814/3	LEH	KÜS	unt.	78,06	0,37	9,49	3,92	0,30	1,47	0,21	0,02	2,36	-	3,47	99,67	0,811
47	910814/7	LEW	sKS		95,15	0,10	1,18	1,25	0,06	0,37	-	-	0,37	-	2,10	100,58	0,600
48	910814/8a	LEW	hKS		95,55	0,09	1,05	1,19	0,11	0,37	-	-	0,46	-	1,32	100,14	1,222
49	910819/3c	ZIL	sKS		86,03	0,20	5,95	3,49	0,11	1,28	-	0,45	1,26	-	1,85	100,61	0,550
50	911018/1b	ZIL	sKS		98,28	0,08	0,99	0,51	0,05	0,17	-	0,15	0,52	-	0,80	101,55	0,625
51	910613/16b	SCF	sKS		77,76	0,34	8,50	5,08	0,11	2,50	0,11	1,35	1,32	-	3,74	100,81	0,324
52	900625/3c	MOR			90,86	0,19	3,47	1,73	0,06	0,35	0,07	-	0,77	-	2,30	99,80	0,316
53	910629/3b	STO			91,08	0,19	3,79	2,11	0,05	0,37	-	-	0,86	-	2,83	101,28	0,263
54	890829/6c	WAF			93,43	0,16	2,26	1,16	0,08	0,46	0,17	0,90	0,70	-	1,29	100,61	0,500
56	890829/13c	WRO			95,86	0,09	1,17	1,23	0,08	0,39	-	0,10	0,49	-	0,77	100,18	0,889
57	890827/4	LRC			97,60	0,06	0,18	0,38	0,05	0,09	-	1,37	0,32	-	2,07	102,12	0,833
58	890825/4	GER			99,20	0,02	-	0,36	0,04	0,22	-	-	0,04	-	1,16	101,04	2,000
59	910604/6	WAL			56,63	0,56	16,35	5,49	0,15	2,17	4,74	0,84	3,51	0,12	9,50	100,06	0,268
60	910805/8	WIL			68,69	0,44	14,58	3,87	0,34	1,30	1,33	6,17	0,64	0,05	2,76	100,17	0,773
61	901019/10a	WAL			73,34	0,13	13,43	2,69	0,10	1,14	0,96	7,25	0,31	-	2,49	101,84	0,769
L <sub>1</sub>	Li 468 a	MED	DeD		90,50	<0,02	1,02	7,78	<0,03	0,04	0,08	-	-	0,02	-	99,52	
L <sub>2</sub>	Li 468 c	MED	DeD		92,10	<0,02	1,12	5,92	0,03	0,04	0,16	-	-	<0,02	-	99,43	
L <sub>3</sub>	8 Proben	DIL	DeD		43,31	1,60	14,17	10,84	0,15	7,19	8,88	2,58	1,00	0,23	9,60	99,55	

## Legende zur Geochemie (Tab. 6, Abb. 20–27)

### Eigene Proben

(Radiolarienreiche Gesteine, sofern nicht anders angegeben)

- 1 schwach toniges, karbonatisches Kieselgestein
- 2 stark toniges, karbonatisches Kieselgestein
- 3 stark karbonatischer Radiolarien-Tonstein
- 4 C<sub>org</sub>-reiches, schwach toniges Kieselgestein
- 5 Kieselgestein
- 6 Kieselgestein
- 7 Kieselgestein
- 8 stark kieseliges Tonstein
- 9 Kieselgestein
- 10 kieseliger Kalkstein
- 11 Kieselgestein
- 12 schwach toniges Kieselgestein
- 13 Kieselgestein, konkretionär
- 14 Kieselgestein
- 15 C<sub>org</sub>-reicher, stark kieseliger Tonstein
- 16 schwach toniges Kieselgestein
- 17 C<sub>org</sub>-reiches Kieselgestein
- 18 stark kieseliger, karbonatischer Tonstein
- 19 stark toniges Kieselgestein
- 20 stark toniges Kieselgestein
- 21 Kieselgestein
- 22 Kieselgestein
- 23 Kieselgestein
- 24 Kieselgestein
- 26 Kieselgestein
- 27 schwach hämatitisches Kieselgestein
- 28 Kieselgestein
- 29 schwach hämatit., schwach karbonat., stark kiesel. Tonstein
- 30 schwach toniges Kieselgestein
- 31 stark kieseliger Tonstein, grün
- 32 Kieselgestein
- 33 Kieselgestein, kontaktmetamorph
- 34 schwach hämatitischer, stark kieseliger Tonstein, tuffitisch
- 35 Kieselgestein
- 36 stark kieseliger Tonstein
- 37 Kieselgestein
- 38 schwach toniges Kieselgestein
- 39 stark kieseliger Tonstein, tuffitisch
- 40 Kieselgestein, kontaktmetamorph
- 41 Kieselgestein
- 42 Kieselgestein
- 43 Kieselgestein
- 44 stark toniges Kieselgestein
- 45 stark toniges Kieselgestein
- 46 stark kieseliger Tonstein
- 47 Kieselgestein
- 48 schwach hämatitisches Kieselgestein
- 49 schwach toniges Kieselgestein
- 50 Kieselgestein
- 51 stark kieseliger Tonstein
- 52 Kieselgestein
- 53 Kieselgestein

- 54 Kieselgestein
- 56 Kieselgestein (Devon)
- 57 Kieselgestein (Silur)
- 58 Kieselgestein (Silur)
- 59 Tonstgein, radiolarienfrei
- 60 eingekieselter, quarz-trachytischer Kristalltuff, Radiol.-frei
- 61 stark verkies., ehemals quarz-trachyt. Glastuff, Radiol.-frei

### Gesteinsfarben:

schwarz bis schwarzgrau (Liegende Alaunschiefer, Schwarze Kieselschiefer, Kieselige Übergangs-Schichten; Silur)

grau bis grünlich (Helle Kieselschiefer; Devon)

rötlich (Nr. 27, 29, 34, 48)

### Vergleichsproben (Literaturdaten)

- A Mittelwerte aus: 11 rötlichen Radiolariten, 3 rötlichen kieseligen Tonsteinen bzw. 2 Eisenkiesel; Nicoya-Ophiolith-Komplex, Jura und Kreide, Costa Rica (aus: GURSKY 1988)
- B Mittelwerte aus: 69 Radiolariten bzw. 37 kieseligen Tonsteinen; Trias, Zentral-Japan (aus: SUGISAKI et al. 1982)
- C Mittelwerte aus: 70 Radiolariten bzw. div. kieseligen Tonsteinen; Jura, Apenninen, Italien (aus: BARRETT 1981)
- D Mittelwerte aus: 2 „brown cherts“, Ober-Kreide, 1 „orange jasper“, Alb/Cenoman bzw. 2 „tuffaceous cherts“, Ober-Alb, Mid-Pacific Mountains und Hess-Rise, Zentral-Pazifik (aus: HEIN et al. 1981)
- E Mittelwerte aus: 4 tonigen Kieselgesteinen; Jung-Tertiär, Nord-Japan (aus: IJIMA & TADA 1981)
- F Mittelwerte aus: 45 roten Tonen und Radiolarien-Schlicker; rezent, Pazifik (aus: SUJKOWSKI 1952)
- I<sub>1,2</sub> Eisenkiesel-Linsen; Deckdiabas, Unter-Karbon, Medenbach, Raum Dillenburg (aus: LIPPERT et al. 1970)
- I<sub>3</sub> Mittelwerte aus: 8 feinkörnigen Diabasen; Deckdiabas, Unter-Karbon, Raum Dillenburg (aus: LIPPERT et al. 1970)

### Lithologie-Symbole

- Kieselgestein (Unter-Karbon)
- Kieselgestein (Devon, Silur)
- ▣ toniges Kieselgestein – kieseliger Tonstein
- ◆ karbonatisches Kieselgestein – kieseliger Kalkstein
- Tonstein (terrigen)
- ▽ kieseliger Kristalltuff
- ▼ kieseliger Glastuff
- ▲ Eisenkiesel
- + Diabas (Deckdiabas)

### Lithostratigraphische Ergänzungs-Symbole

- ◊ Probe aus den Kieseligen Übergangs-Schichten
- ◻ Probe aus den Hellen Kiesel-schiefern bzw. Kieselkalken
- ◻ Probe aus den Schwarzen Kiesel-schiefern
- ◻ Probe aus den Liegenden Alaunschiefern

### Lokalitäten

(genaue Angaben auch im Verzeichnis der untersuchten Lokalitäten)

- BER Steinbruch Bergfreiheit (Kellerwald)  
BRO Steinbruch am Bromberg bei Medebach (nord-östliches Rheinisches Schiefergebirge)  
COB Steinbruch bei Cobbenrode (östliches Rheinisches Schiefergebirge)  
DIL Raum Dillenburg (siehe LIPPERT et al. 1970)  
DOD Steinbruch bei Dodenau an der Eder  
DRE Steinbruch bei Drewer (Raum Warstein)  
GER Grube „Gerhard's Ruh“ bei Schönwald-Haidengrün (Frankenwald)  
HAU Steinbruch am Hauwald bei Buchenau an der Lahn  
HER Bahneinschnitt bei Herborn (östliches Rheinisches Schiefergebirge)  
LEH Straßenanschnitt in Lerbach bei Osterode (Harz)  
LER Anschnitt der Neuen Harzstraße bei Lerbach (Harz)  
LEW Weganschnitt beim Waldschwimmbad von Lerbach (Harz)  
LIN Steinbruch und Weganschnitt bei Lindenhof an der Eder  
LRC Grube am Lerchenhügel bei Döbra (Frankenwald)  
MED Halden bei Medenbach (Raum Dillenburg; s. LIPPERT et al. 1970)  
MOR Bachanschnitt am Morgenbrodstaler Graben bei Altenau (Harz)  
OBE Bahneinschnitt bei Oberrödinghausen (nord-östliches Rheinisches Schiefergebirge)  
ROT Steinbruch am Rottenberg bei Adorf (nord-östliches Rheinisches Schiefergebirge)

- SCF temporärer Kabelgraben in Schiffelborn (Kellerwald)  
STO Bachanriff am „Gelben Loch“/Stollenklippe bei Sieber (Harz)  
WAF Straßenanschnitt am Waffenhammer b. Stadtsteinach (Frankenwald)  
WAL Steinbruch bei Wallau (östliches Rheinisches Schiefergebirge)  
WIL Steinbruch bei Bad Wildungen (Kellerwald)  
WRO Klippen im Wilden Rodachbach-Tal (Frankenwald)  
ZIL Weganschnitt am Zillierbach-Stausee (Harz)  
ZIP Steinbruch Zippenhaus bei Velbert (nördliches Rheinisches Schiefergebirge)

### Lithostratigraphische Einheiten

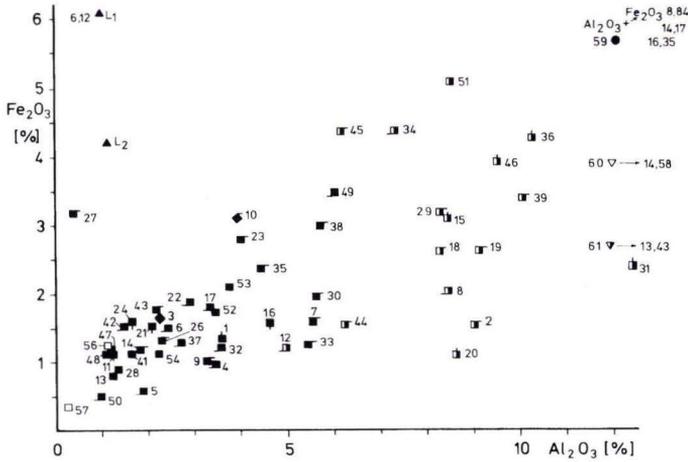
- DeD Deckdiabas  
hKS helle Kiesel-schiefer  
KiKa Kieselkalke  
KÜS Kieselige Übergangs-Schichten  
lAl Liegende Alaunschiefer  
sKS Schwarze Kiesel-schiefer

### Subeinheiten

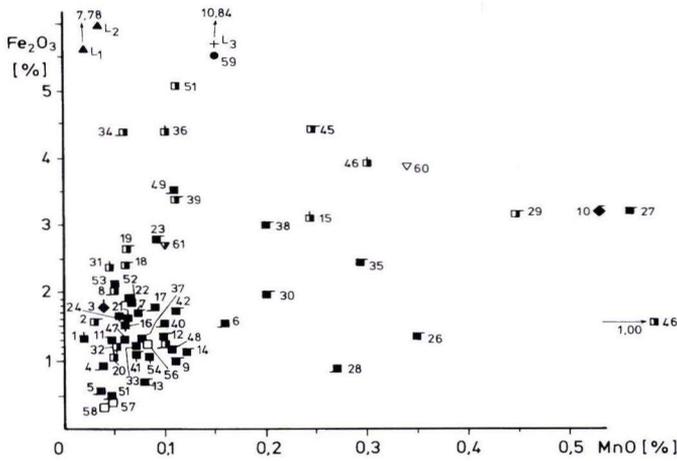
- ob. oberer Teil  
mit. mittlerer Teil  
unt. unt. Teil

### Gesteinsgruppen-Felder

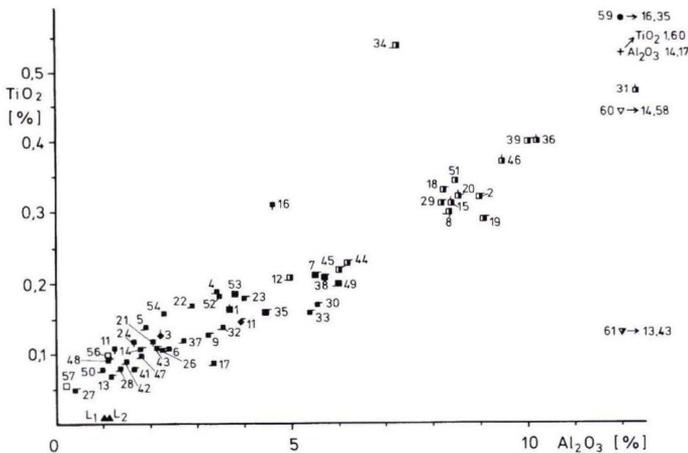
- A Radiolarien-Kieselgesteine u. kiesel.-karbonat. Gesteine  
B Radiolarien-Kieselgesteine und kieselige Tonsteine  
C silifizierte (quarz-) trachytische Vulkanoklastite  
D Eisenkiesel und Fe/Mn-reiche Radiolarien-Kieselgesteine
- A' Radiolarite und Diatomite  
B' kieselige Tonsteine  
C' tuffitische Kieselgesteine  
D' Eisenkiesel
- I Profile in der Nähe des Schelfs oder von Inseln/Untiefen  
II „Becken“- Profile in größerer Entfernung von Schelf, Inseln/Untiefen und Deckdiabas-Vorkommen  
IIIa,b Profile in der Nähe von Deckdiabas-Vorkommen



**Abb. 21.** Kieselige Sedimentgesteine des Kulms und Vergleichsgesteine im  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$ -Diagramm (vgl. Tab. 6).- Die beiden Elemente sind teilweise positiv miteinander korreliert: Eisen ist überwiegend detritisch-terrigen und untergeordnet vermutlich hydrothermal.



**Abb. 22.** Kieselige Sedimentgesteine des Kulms und Vergleichsgesteine im  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MnO}$ -Diagramm (vgl. Tab. 6).- Die beiden Elemente sind nur schwach miteinander korreliert und damit in den Kieselgesteinen genetisch weitgehend unabhängig voneinander: Eisen ist überwiegend detritisch-hydrothermal, Mangan überwiegend beckenintern-hydrothermal.



**Abb. 23.** Kieselige Sedimentgesteine des Kulms und Vergleichsgesteine im  $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ -Diagramm (vgl. Tab. 6).- Die beiden Elemente sind stark positiv miteinander korreliert: Titan ist ganz überwiegend terrigen (gebunden an Tonminerale).

Vergleichsproben (Nr. 59–61) zeigen, daß  $\text{TiO}_2$  vor allem an terrigenen Illit gebunden ist und daß vulkanoklastische Beimengungen zu erhöhten  $\text{TiO}_2$ - und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalten führen.  $\text{MgO}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  spiegeln vor allem den Tonmineralgehalt

wider (Illit, Smektit, Wechsellagerungs-Minera-le), wie ihre Maxima in den tonigen Kieselgestei-nen sowie in der Tonstein-Vergleichsprobe (Nr. 59) zeigen.  $\text{CaO}$  repräsentiert in erster Linie bio-genen Karbonatdetritus (Nr. 1, 3, 10, 18, 29).

### 7.3 Stoffliche und genetische Klassifizierung

Den genannten Hauptelementen kommt somit der Charakter genetischer Indikatoren zu, die es erlauben, auch makro- und mikro-skopisch relativ „homogene“ (selbst metamorphe) Kieselgesteine in erster Näherung genetisch, d.h. nach der Herkunft ihrer Bestandteile, zu klassifizieren. Dies ermöglicht das B-L-H-Dia-gramm, in dem  $\text{SiO}_2$  und  $\text{CaO}$  (hauptsächlich biogen, „B“),  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{NaO}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  (lithogen-detrinitisch, „L“) sowie  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{MnO}$  (hydroge-netisch-diagenetisch, „H“) gruppenweise zusam-mengefaßt und miteinander verglichen werden (GURSKY 1988).

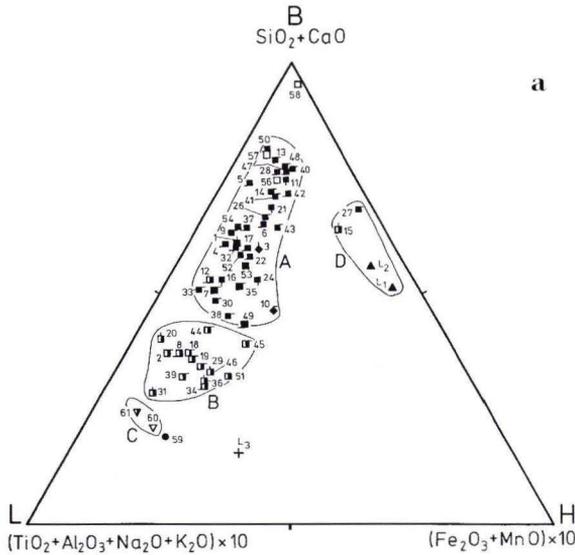
Abb. 24a zeigt, daß sich mehrere Gesteins-gruppen deutlich voneinander abheben. Feld A umfaßt die stofflich ganz überwiegend biogenen relativ rein kieseligen und stärker karbonati-schen Radiolarien-Kieselgesteine. Es ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit dem Chemis-mus anderer phanerozoischer Radiolarite (Abb. 24b). Die gestreckte Form des Feldes A, von der B-Ecke parallel zur B-L-Verbindungsline, zeigt, daß die Zusammensetzung der kulmischen Ra-diolarite ganz wesentlich vom Mischungsver-hältnis der biogenen zu den lithogenen Be-standteilen bestimmt wird; hydrogenetisch-dia-genetische Zufuhren spielen eine geringe Rolle.

In das Feld B, das schon stark zur L-Ecke ver-schoben ist, fallen erwartungsgemäß fast alle Proben der schwach tonigen Radiolarien-Kiesel-gesteine, d.h. ihre hauptsächlich terrigen-detriti-sche Verunreinigung wird deutlich sichtbar. Der darstellende Punkt Nr. 59 repräsentiert ein toniges Endglied der Mischreihe Tonstein-Ra-diolarit.

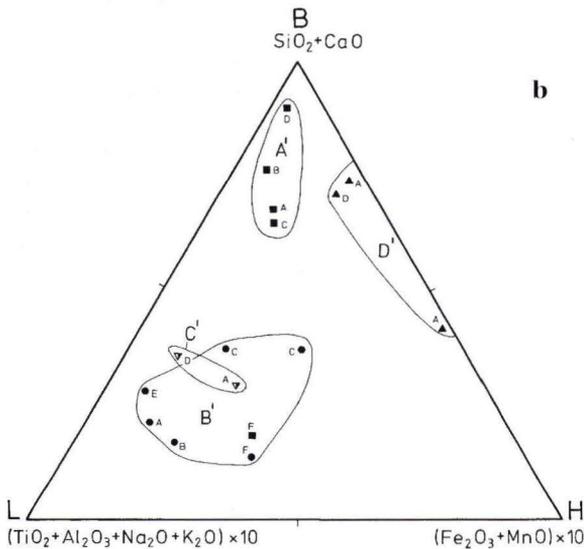
Ähnlich weit zur L-Ecke verschoben sind die

darstellenden Punkte der ein- bzw. verkieselten quarztrachytischen Vulkanoklastite (Nr. 60, 61; Feld C). Interessanterweise fallen dabei der nur eingekieselte Kristalltuff (Nr. 60) und der weitgehend silifizierte Glasstuff (Nr. 61) fast zusam-men, d.h. trotz starker mikroskop-optischer Umwandlung hat sich noch viel vom ursprüng-lichen chemischen Charakter des Tuffs erhal-ten. Die Lage des Punktes Nr.  $L_3$  (Mittelwert von 8 Deckdiabas-Analysen aus LIPPERT et al. 1970) rechts weit außerhalb des Feldes C belegt, daß die Radiolarien-Kieselgesteine des Kulms in der Regel frei von basischem Magmatit-Detritus sind, der Deckdiabas also zur Bildungszeit der Kulm-Kieselgesteine nicht in nennenswerter Weise submarin erodiert wurde. Dies wird auch an mesozoischen Radiolarien-Kieselgesteinen deutlich, die basalt-detrinitisch verunreinigt sind und deren darstellende Punkte in die Nähe von Nr.  $L_3$  fallen (Abb. 24b).

Eine deutliche Abnahme des relativen Anteils an lithogen-detrinitischen Bestandteilen bei gleich-zeitiger Zunahme hydrogenetisch-diagenetischer Bestandteile zeigen nur wenige Proben, deren darstellende Punkte mit zwei Vergleichsproben von hydrothermalen Eisenkiesel-Mineralisatio-nen (nach LIPPERT et al. 1970) das abseits gelege-ne und zur B-H-Linie verschobene Feld D bilden. Im Fall von Probe 27, die aus einem Bereich des Profils Lindenhof stammt, der stellenweise hydro-thermal mineralisiert ist (Hämatit, Mangan-Kar-bonat), entspricht die Lage im Diagramm der Er-wartung. Dies gilt nicht für Nr. 15, anhand derer sich für den betreffenden Horizont im Profil Rot-tenberg erst durch die chemische Analyse eine mögliche hydrothermale Beeinflussung andeutet.



a



b

**Abb. 24.** Kieselige Sedimentgesteine des Kulms und Vergleichsgesteine im B-L-H-Diagramm. a) Eigene Werte, L<sub>1-3</sub> aus LIPPERT et al. (1970); b) Nach Literaturangaben für weitere Kieselgesteinsvorkommen (vgl. Tab. 6). – Radiolarienreiche Gesteine (A), tonige Gesteine (B), vulkanoklastische (C) und eisenreiche (D) Gesteine heben sich deutlich voneinander ab. Im Vergleich zu anderen Radiolariten (A') fällt die relativ große kompositionelle Variationsbreite der unterkarbonischen Radiolarien-Kieselgesteine des Kulms auf.

## 7.4 Paläogeographische und paläozeanographische Interpretation

Zahlreiche Untersuchungen haben gezeigt, daß der Vergleich der relativen Gehalte von geochemischen Indexelementen kieseliger Sedimentgesteine unter günstigen Umständen eine Präzisierung der Position dieser Gesteine in-

nerhalb ihres Ablagerungsraumes und in Bezug auf assoziierte morphotektonische Elemente ermöglichen kann (z.B. ADACHI et al. 1986, RANGIN et al. 1981, YAMAMOTO 1987).

So wurden z.B. verschiedentlich die Bezie-

hungen zwischen **Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalten** in vergleichbaren Profilen zur Ermittlung der relativen Ferne von einem Festland untersucht. Da das Aluminium hauptsächlich die terrigene „Verunreinigung“ repräsentiert, das Eisen daneben aber auch hydrothermal-hydrogenetisch zugeführt wird und somit ein „Ozeanitäts-“ Anzeiger ist, läßt die Art der Korrelation dieser beiden Elemente – ermittelt anhand der Lage (= Steigung) der Regressionsgeraden – im Idealfall Rückschlüsse auf die relative Entfernung von einem siliziklastischen Liefergebiet zu (RANGIN et al. 1981, BALTUCK 1982).

Für die hier untersuchten kulmischen Kieselgesteine (Abb. 21) ergab die Berechnung der Steigung der Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Regressionsgeraden in dieser Hinsicht keine eindeutigen Ergebnisse. Zwar zeigen einige festlandsfernere Profile (z.B. Dodenau, Bad Wildungen, Lerbach-Waldschwimmbad) deutlich steilere Steigungen der Regressionsgeraden als die festlandsnäheren Profile (d.h. sie wurden erwartungsgemäß in geringerem Ausmaß terrigen kontaminiert), doch ist die Zahl der untersuchten Proben je Profil insgesamt zu gering und der terrigene Eintrag insgesamt zu groß, um eine gesicherte Aussage machen zu können. Auch die gesonderte Ermittlung der Regressionsgeraden für die vier Kieselgesteins-führenden Formationen des Kulms blieben ohne klares Ergebnis, vermutlich aufgrund der zu starken kompositionellen Variationen zwischen den Einzelprofilen.

SUGISAKI et al. (1982) haben für 860 meso- und känozoische Kieselgesteinsproben aus Japan und dem Pazifik mit bekannter Festlandsferne und Ablagerungstiefe das **MnO/TiO<sub>2</sub>-Verhältnis** berechnet und konnten zeigen, daß es – wenn auch mit großen Schwankungsbreiten – mit der Festlandsferne und dem Environment systematisch variiert und somit als „Distalitätsindex“ verwendet werden kann: Schelf/Kontinentalhang ca. 0,2, Randmeer und Tiefseeegraben ca. 0,4–0,6, Tiefseeboden ca. 0,6–3,6, basaltische Inseln und Plateaus ca. 0,4–1,4.

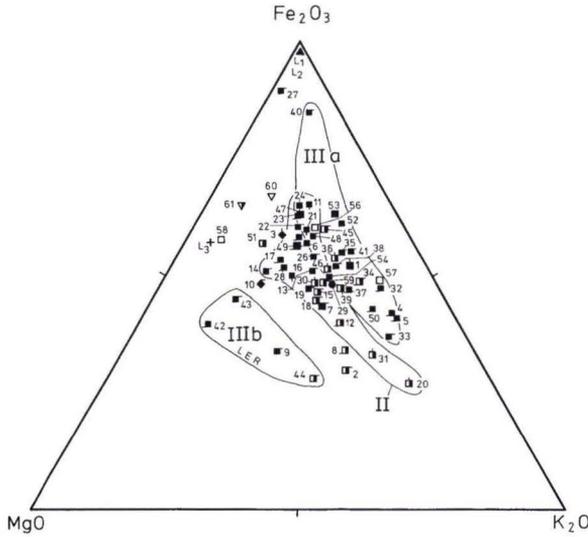
Bei den kulmischen Radiolarien-Kieselgesteinen liegen die Werte zwischen ca. 0,094 und 11,200 (Tab. 6). Klar proximal sind erwartungs-

gemäß lediglich die Profile Zippenhaus, Becke-Oese und Oberrödinghausen mit Werten zwischen 0,094 und 0,286 („Schelf/Kontinentalhang“). Fast alle anderen Profile weisen Durchschnittswerte von ca. 0,3–0,9 auf, fallen also weitgehend in die Kategorie „Randmeer“ („Tiefseeegraben“) bzw. die Profile im Bereich der Deckdiabas-Zone (durchschnittlich ca. 0,6–0,95) in die Kategorie „Basalt-Inseln/Plateaus“. Profileinheitlich hohe MnO/TiO<sub>2</sub>-Verhältnisse, wie sie in der Kategorie „Tiefseeeboden“ zu erwarten wären, treten nicht auf. Die extrem hohen Werte sind Einzelmaxima, die zu meist mit beobachteter hydrothermaler Beeinflussung der jeweiligen Profilhorizonte zusammenfallen. Trotz der starken Schwankungen der Einzelwerte können also die Environment-Zuordnungen nach SUGISAKI et al. (1982) tendenziell bestätigt werden: die Radiolarien-Kieselgesteine des Kulms sind mehr oder weniger relativ festlandsnah abgelagert worden, wobei sich lokal die Nähe zu beckeninternen basischen Vulkankomplexen („Deckdiabas“) bemerkbar macht.

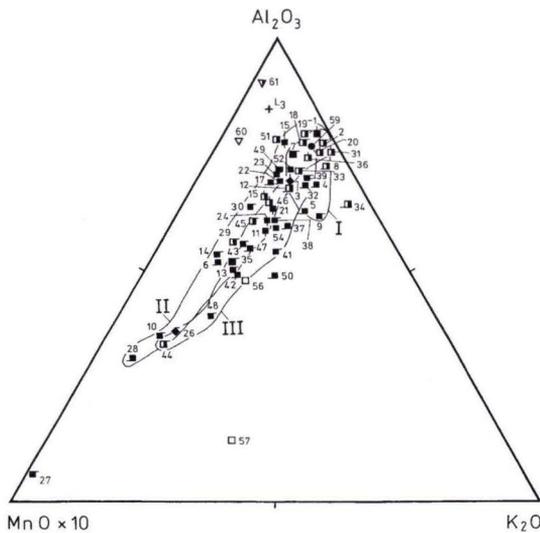
Das häufig verwendete **Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-K<sub>2</sub>O-Diagramm** (z.B. BARRETT 1981, GURSKY 1988, HEIN 1983, KUBANEK & ZIMMERLE 1986) erlaubt Rückschlüsse auf relative Anteile nicht-biogener Bestandteile von Kieselgesteinen, d.h. auf die Art ihrer „Verunreinigungen“ und deren Variationen. Durch Einbeziehung von Ergebnissen der petrographischen und diffraktometrischen Untersuchungen gilt für die Kieselgesteine des Kulms: Eisen ist an Sulfide (hauptsächlich Pyrit) und Oxide (Hämatit, Goethit) sowie Silikate (im wesentlichen Illit) gebunden, also hydrothermal-hydrogenetisch/diagenetischer und detritischer Herkunft. Magnesium dürfte vorwiegend in Form von Chlorit und Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen vorliegen, untergeordnet auch in Dolomit (KUBANEK & ZIMMERLE 1986) und Vulkanoklasten, und somit in erster Linie vulkanoklastische Verunreinigungen und ihre submarinen Umwandlungsprodukte repräsentieren. Kalium ist überwiegend Illit und Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen zuzuordnen und spiegelt damit die terrigene Zufuhr wider.

Abb. 25 zeigt insgesamt nur geringe Unterschiede in den Lagen der darstellenden Punkte, d.h. die nicht-biogenen Bestandteile der Radiolarien-Kieselgesteine des Kulms variieren nach Art und relativem Gehalt nur schwach. Eine Ausnahme bildet lediglich das Profil Lerbach-Neue Harzstraße, dessen Punkte (42-44, Feld IIIb) deutlich zur MgO-Ecke verschoben sind und somit auf einen überdurchschnittlich ho-

hen Anteil an Vulkanoklasten hindeuten. Erwartungsgemäß streuen insbesondere die Punkte der Proben aus den Schelf- und Insel/Untiefen-nahen Profilen (Nr. 1-10) stark, was auf ständige und relativ kräftige, aber unsystematische Schwankungen des Eintrags an klastischen Verunreinigungen in diesen Bereichen hinweist. Die Proben aus den Profilen im Einflußbereich des Deckdiabas-Zuges (Feld IIIa)



**Abb. 25.** Kieselige Sedimentgesteine des Kulms und Vergleichsgesteine im  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO}$ - $\text{K}_2\text{O}$ -Diagramm (vgl. Tab. 6).- Die Zusammensetzung der nicht-kieseligen Bestandteile der Kieselgesteine („Kontamination“) variiert kaum: in den Deckdiabas- und Festlands-ferneren Profilen (II) sind hydrothermalen und terrigener Eintrag am geringsten.



**Abb. 26.** Kieselige Sedimentgesteine des Kulms und Vergleichsgesteine im  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{MnO} \cdot 10\text{-K}_2\text{O}$ -Diagramm (vgl. Tab. 6).- Der relative Anteil terrigener Verunreinigungen ist fast konstant, aber seine Zusammensetzung variiert. Ebenso ist der hydrothermale Eintrag ( $\text{MnO}$ ) variabel.

und der Schelf-, Insel/Untiefen- und Deckdiabas-ferneren Beckenbereiche (Feld II) bilden interessanterweise zwei separate, sich nur randlich überlagernde Felder. Die jeweils parallel zur  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ -Verbindungsline langgestreckte Form zeigt, daß in diesen Profilen die vulkanoklastische Verunreinigung nahezu konstant bleibt, während die hydrogenetischen und terrigenen Zufuhren stark variieren. Dabei weist die zur MgO-Ecke verschobene Lage des Feldes B darauf hin, daß die „Becken“-Profile schwach, aber systematisch relativ stärker vulkanoklastisch kontaminiert sind.

Faßt man die Proben nach ihrer lithostratigraphischen Position gruppenweise zusammen (Liegende Alaunschiefer, Schwarze Kieseliefer, Helle Kieseliefer/Kieselkalke, Kieselige Übergangsschichten), ist zwar kein klarer Trend erkennbar. Betrachtet man aber die stratigraphischen  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO-K}_2\text{O}$ -Variationen für die 17 Einzelprofile, an denen dies sinnvoll möglich ist, wird in elf Fällen – insbesondere in den küstenferneren Profilen – ein deutlicher profilaufwärtiger Trend zu höheren relativen  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalten bei konstanten MgO-Gehalten erkennbar (z.B. Bromberg, Punkte 16-> 20; Wallau, 28-> 31), drei Profile zeigen einen umgekehrten Trend, und drei Profile sind indifferent. D.h. im Laufe der Zeit der kieseligen Sedimentation im Unter-Karbon scheint sich die terrigene Zufuhr langsam erhöht zu haben, während gleichzeitig die hydrogenetische (hydrothermale?) Zufuhr abnahm; der vulkanoklastische Eintrag blieb während der ganzen Zeit relativ konstant.

Im  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MnO}\cdot 10\text{-K}_2\text{O}$ -Diagramm wird der Gesamtanteil siliziklastischer Verunreinigungen (repräsentiert vom  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) mit der relativ rein terrigenen Komponente ( $\text{K}_2\text{O}$ , vor allem in Illit und Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen) und der relativ rein „ozeanischen“ Komponente (MnO, hauptsächlich letztlich hydrothermal) verglichen. Da Mangan in Sedimenten des offenen Ozeans normalerweise „fast gleichförmig aus dem Ozeanwasser ausfällt“ (SUGISAKI et al. 1982), lassen sich somit einerseits regionale hydrothermale Anomalien erkennen. Andererseits lassen sich Schwankungen in der Art der

klastischen Verunreinigungen nachvollziehen.

Das Diagramm (Abb. 26) zeigt zunächst wiederum, daß die Unterschiede zwischen den verschiedenen Proben recht gering sind. Die Spreizung der Punktwolke parallel zur  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MnO}\cdot 10$ -Verbindungsline ist nur z.T. auf die Multiplikation der MnO-Werte mit dem Faktor 10 zurückzuführen, z.T. weist sie auch auf die insgesamt sehr geringe Schwankung des relativen Anteils terrigener Verunreinigungen ( $\text{K}_2\text{O}$ ) hin. Die relativen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte variieren dagegen erheblich und belegen die variable Gesamtzufuhr an siliziklastischem Material. Noch stärker schwanken die MnO-Gehalte: alle Proben, die links von der 25 %-Linie des  $\text{MnO}\cdot 10$  liegen, können als hydrothermal deutlich beeinflusst bezeichnet werden. Belegt wird diese Ansicht durch die extremen Lagen der Punkte 26–28, die Proben aus Horizonten mit Mangan-Mineralisationen darstellen.

Weiterhin wird folgendes deutlich: Die Zusammenfassung der darstellenden Punkte in lithostratigraphischen Gruppen läßt wie beim  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO-K}_2\text{O}$ -Diagramm keinen klaren Trend erkennen; lediglich die Punkte der Proben aus den Kieseligen Übergangsschichten separieren sich einheitlich nahe der  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ -Verbindungsline, was auf geringe „Ozeanität“ bzw. extrem geringe hydrothermale Aktivität in diesem Zeitabschnitt hindeutet. Die Einzelprofile zeigen allerdings keinerlei klaren stratigraphischen Trend. Dagegen zeigt die Gruppierung der Punkte nach ihrer regionalen Stellung (Felder I–III) eine schwache paläogeographische Differenzierung: Die Proben aus den Schelf- und Insel/Untiefen-nahen Profilen (Feld I) sind erwartungsgemäß extrem Mangan-arm, d.h. sehr gering „ozeanisch“ bzw. hydrothermal beeinflusst; und die Proben aus den „Becken“-Profilen (Feld II) sind insgesamt leicht  $\text{K}_2\text{O}$ -ärmer, d.h. geringer terrigen kontaminiert, als die Proben aus den Profilen mit Bezug zum Deckdiabas-Vulkanismus (Feld III).

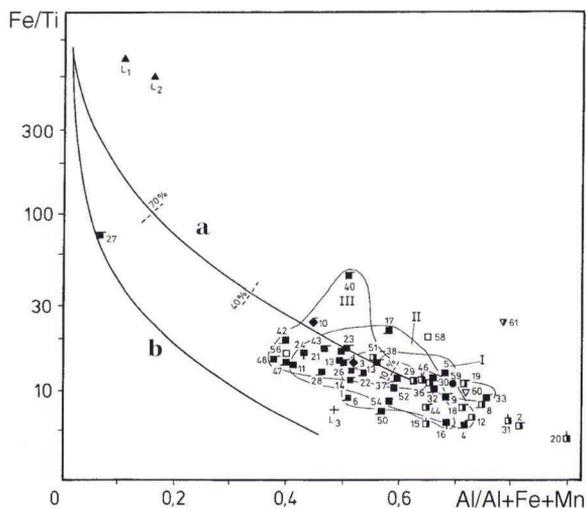
Das von BOSTRÖM (1972/73) entwickelte und vielfach verwendete **Fe/Ti-Al/Al+Fe+Mn-Diagramm** (BARRETT 1981, GURSKY 1988, KUBANEK & ZIMMERLE 1986) zeichnet sich dadurch aus,

daß Eisen als u.a. für „ozeanische“ Bildungsbedingungen und hydrothermale Einflüsse charakteristisches Element auf der Ordinate besonders betont wird; nach BOSTRÖM (1972/73) weisen Sedimente auf aktiven ozeanischen Rücken sehr hohe Fe/Ti-Verhältnisse auf. Das Al/Al+Fe+Mn-Verhältnis steigt in marinen Sedimenten mit zunehmendem siliziklastischem Eintrag an. BOSTRÖM berechnete auch die in Abb. 27 eingetragenen Kurven a (ideale Mischkurve erreicher, stark hydrothermal beeinflusster Sedimente des Ostpazifischen Rückens mit „durchschnittlicher kontinentaler Kruste“) und b (Mischung derselben Sedimente mit „durchschnittlichem ozeanischem tholeiitischem Basalt“).

Die darstellenden Punkte der untersuchten Radiolarien-Kieselgesteine fallen zum allergrößten Teil auf Kurve a oder in ihre Nähe, und zwar in den Bereich bis maximal 30 % hydrothermalen Beimischungen. Sie nehmen damit ähnliche Lagen ein wie typische mesozoische Tiefsee-Radiolarite aus Italien (BARRETT 1981) und Costa Rica (GURSKY 1988). Die Kulm-Gesteine führen kaum basischen (Deckdiabas-) Detritus, sondern ähneln chemisch Mischungen aus viel „terrigem“ und wenig „hydrothermal“-ozeanischem Material. Nach KUBANEK & ZIMMERLE (1986) fallen die darstellenden Punkte für 19

kieselige Kulm-Gesteine der Bohrung Adlersberg (bei Bad Grund, Ober-Harz) ganz überwiegend weit in die rechte Verlängerung der Kurve a (Al/Al+Fe+Mn-Verhältnisse ca. 0,7–1,0), sind also im Vergleich ungewöhnlich reich an siliziklastischem (intermediär-tuffitischem?) und sehr arm an hydrothermale Material. Lediglich Punkt 27 der hier untersuchten Proben fällt in die Nähe der Kurve b und ist – wie die Eisenkiesel-Proben L<sub>1</sub> und L<sub>2</sub> – weit in den Bereich des hydrothermal stark beeinflussten Materials verschoben; wie bereits erläutert, entstammt die Probe einem schon makroskopisch durch Mangan-Mineralisationen gekennzeichneten Horizont im Profil Lindenhof.

Wie in den übrigen interpretativen Diagrammen, läßt sich auch in Abb. 27 kein klarer geochemischer Trend nach der Stratigraphie erkennen; lediglich die darstellenden Punkte der Proben aus den Kieseligen Übergangsschichten sind weit nach rechts verschoben, zeigen also ungewöhnlich stark terrigen, aber kaum hydrothermal beeinflusstes Material in dieser Zeit an. Eine schwache paläogeographische Differenzierung deutet sich aber an: Wenn man wie in den beiden vorherigen Diagrammen die darstellenden Punkte gruppenweise nach ihrer paläogeographischen Position zusammenfaßt, zeigt sich insbesondere



**Abb. 27.** Kieselige Sedimentgesteine des Kulms und Vergleichsgesteine im Fe/Ti-Al/Al+Fe+Mn-Diagramm (vgl. Tab. 6). – Die Kulm-Kieselgesteine sind ganz überwiegend von Material kontaminiert, das aus der Erosion von kontinentaler Kruste abzuleiten ist, nicht aber von ozeanischer Kruste bzw. Herkunftsgebieten mit hohem Anteil basischer Magmatite.

für die radiolaritischen, tonarmen Proben (Felder I-III) trotz der breiten Überlappungen, daß die Schelf- und Insel/Untiefen-nahen Proben am weitesten rechts liegen (d.h. am stärksten terrigen beeinflusst sind), während die Proben mit Bezug zu Deckdiabas-Vorkommen am weitesten nach links verschoben sind (d.h. am stärksten hydrothermal beeinflusst sind); die „Becken“-Proben nehmen eine Mittelstellung ein.

Damit – und unter Einbeziehung der übrigen geochemischen Ergebnisse – wird deutlich, daß die untersuchten petrographisch sehr ähnlichen Radiolarien-Kieselgesteine sich zwar auch chemisch insgesamt stark ähneln, aber trotzdem durchaus einige erkennbare chemische „Fingerabdrücke“ aufweisen, die auf ihre jeweiligen Lagebeziehungen zu morphotektonischen Elementen ihres Ablagerungsraumes zurückgehen. Damit ist der Nachweis erbracht, daß – wie weltweit in vielen Kieselgesteins-Vorkommen – auch

die Hauptelement-Geochemie unter günstigen Bedingungen zur genetischen Differenzierung paläozoischer Kieselgesteine beitragen kann.

Starke chemische Eigenheiten, die sich darüber hinaus auch paläogeographisch quantifizieren ließen, sind – mit Ausnahme lokaler Anomalien – nicht zu beobachten, waren aber auch aufgrund der schon vorher gut bekannten und relativ nah benachbarten paläogeographischen Positionen der Profile im Kulm-Becken nicht zu erwarten. Für eine nähere stratigraphische Differenzierung wären weitere Untersuchungen an wesentlich mehr Proben je Profil nötig. Und für den geochemischen Nachweis z.B. stärker „ozeanischer“, festlandsferner abgelagerter unterkarbonischer Kieselgesteine wäre entsprechendes Proben-Material aus wesentlich weiter südlich gelegenen Bereichen der Paläo-Tethys erforderlich.

## 8. Paläogeographie und Paläozeanologie

### 8.1 Verteilung von Festländern und Meeren

Die globale Kontinent-Ozean-Konfiguration im Unter-Karbon ist vor allem aufgrund paläomagnetischer Untersuchungen inzwischen relativ gut bekannt (Abb. 29; z.B. SMITH et al. 1982, SCOTESE et al. 1979, SCOTESE & MCKERROW 1990, KEMME & ULMISHEK 1991). Dem nahezu geschlossenen Superkontinent Gondwana, der sich von etwas südlich des Äquators bis zum Südpol erstreckte, stand ein etwas kleinerer Superkontinent Laurussia (Old-Red-Kontinent) gegenüber, der von der Äquatorzone bis etwa in die niedrigen gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel reichte. Beide wurden von einem langgestreckten, aber nur wenige 100 bis wenige 1000 km breiten tropischen Ozean, der Paläo-Tethys (Proto-Tethys, Rheia-Ozean), getrennt. Die heutige zentral- und ostasiatische Kontinentalregion war auf drei kleinere Einzelkontinente verteilt, die in gemäßigten und polaren Breiten im

NW-Teil des die übrige Erdoberfläche einnehmenden Paläo-Pazifiks lagen.

Kieselige Sedimentgesteine bildeten sich vor allem in den Meeresräumen der Paläo-Tethys südlich von Laurussia (incl. der Kulm-Sedimente), im nordöstlichen Paläo-Pazifik westlich von Laurussia sowie im westlichen Paläo-Pazifik (DREWRY et al. 1974, RAMSAY 1974, HEIN & PARRISH 1987). Pendant zu den kulmischen Kiesel-sedimenten, Schwarzpeliten und Phosphoriten finden sich heute vor allem im Süden der USA (z.B. LOWE 1975, McBRIDE & THOMSON 1970, NICHOLS & SILBERLING 1990). Pelagische Kalkschlämme waren gegenüber Kiesel-sedimenten und Peliten noch sehr untergeordnet und bauten erst im späten Mesozoikum durch die Ausbreitung der planktischen Foraminiferen ihre heute noch bedeutende Position in den Ozeanen auf.

## 8.2 Klimatische Verhältnisse

Das Erdklima war vor Beginn der großen permokarbonen Vereisung relativ warm, wie z.B. der gegenüber heute stark erhöhte CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre belegt (MORA et al. 1991). Auf Kosten der kühleren Klimazonen dehnten sich die Tropen weit auf die Nord- und Südhemisphäre aus; tropische Meeresfaunen, z.B. kalkschalige Foraminiferen und Bryozoen, waren bis weit über 30° nördlicher und südlicher Breite kosmopolitisch verbreitet (ROSS & ROSS 1985).

Der rhenoheryznische Raum lag im Unterkarbon etwas südlich des Äquators und südlich des längs durch Laurussia verlaufenden tropischen Regenwald-Gürtels (BLESS et al. 1987, WITZKE 1990, WITZKE & HECKEL 1988) am Nordrand des südlichen subtropischen Hochdruckzellen-Gürtels mit absinkenden und sich dabei erwärmenden Luftmassen überwiegend in einer heiß- (semi-) ariden Zone (Abb. 28, 29; Evaporite in Belgien und Irland, PAPROTH 1989; vgl.

auch Klima-Modell von PARRISH 1982). Die Temperaturen und der Salzgehalt des Meerwassers dürften infolgedessen relativ hoch gewesen sein. LLOYD (1982) hält unter ähnlichen Verhältnissen im Sommer Oberflächentemperaturen des kretazischen Ozeans von über 30 °C für möglich, und verschiedene Autoren (z.B. HERBERT & SARMIENTO 1991, Diskussion in EINSELE 1992: 185) gehen davon aus, daß unter solchen Umständen stärker salinares, warmes und relativ schweres Oberflächenwasser absinken und im Bodenbereich zu einer stagnierenden, anoxischen Situation führen kann.

Der Ablagerungsraum der kulmischen Kieselgesteine lag in der südlichen Passat-Zone mit im Prinzip vorherrschenden Winden aus SE (Abb. 29). Der Aufbau einer ausgedehnten kräftigen Tiefdruckzelle während des Südsommers über dem stark erwärmten Nord-Gondwana könnte diese Passate saisonal nach Westen bis

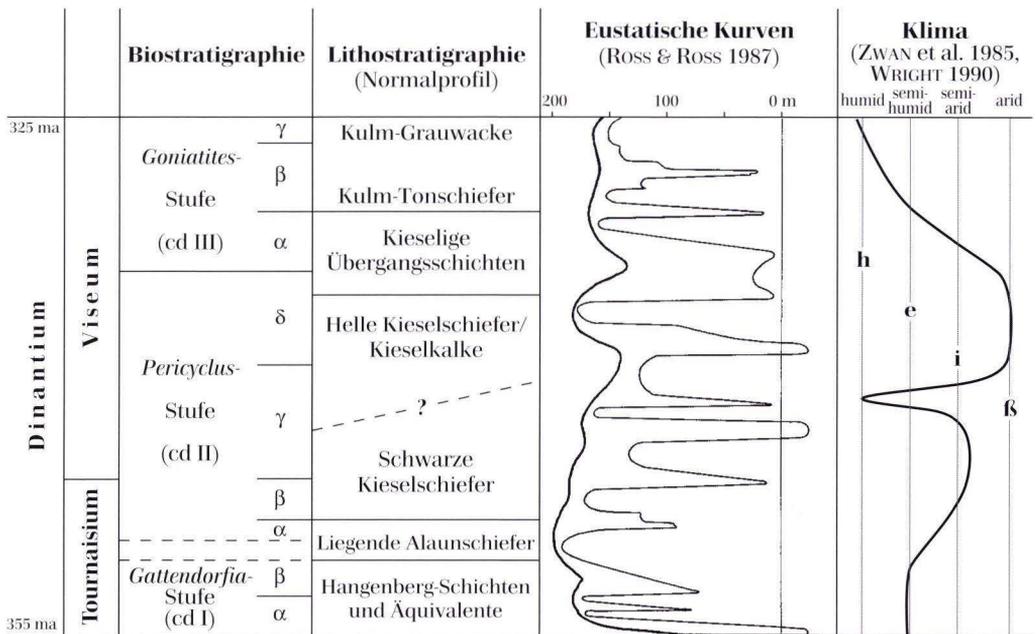


Abb. 28. Vergleich der Stratigraphie des Kulms mit Angaben zu Schwankungen des Meeresspiegels (nach ROSS & ROSS 1987) und des Klimas (nach ZWAN et al. 1985 und WRIGHT 1990).

Südwesten abgelenkt haben (WRIGHT 1990). Aus dem Verbreitungsmuster der empfindlichen Karbonat-Mudmounds („Waulsortian and Waulsortian-like mounds“) schließt KING (1990), daß die paläotethyale Meeresstraße bevorzugte Zugbahn schwerer tropischer Stürme war, die sich im westlichen äquatorialen Paläo-Pazifik entwickelten und westwärts zwischen Gondwana und Laurussia hindurchzogen.

In den ca. 30 Ma, die das Unter-Karbon dauerte, war das Klima verschiedenen Schwankungen unterworfen. Aufgrund von u.a. palynologischen (ZWAN et al. 1985) und paläopedologischen Untersuchungen (WRIGHT 1980, 1990) kann für den Bereich des südlichen Laurussia

gefolgert werden, daß sich nach einem gemäßigt-humiden Beginn ca. im cd I in der eigentlichen „Kieselschiefer-Zeit“ (cd II) ausgeprägt semi-aride bis aride Verhältnisse einstellten, die erst im cd III erneut gemäßigt-humiderem Klima wichen (Abb. 28; vgl. auch CECIL 1990). Für den Bereich des südlichen Laurussia und der angrenzenden Paläo-Tethys sind darüber hinaus zahlreiche unterschiedlich starke Fluktuationen der Temperatur und des Niederschlags wahrscheinlich gemacht worden, die auf orbital gesteuerte kürzer-periodische Milankovitch-Zyklen zurückgeführt werden (z.B. CECIL 1990, ELRICK et al. 1991, KALVODA 1989).

### 8.3 Meeresspiegelschwankungen

Unterkarbonische Transgressionen und Regressionen sind von den an die Paläo-Tethys angrenzenden laurussischen Kontinentalrand-Arealen wie z.B. der Kohlenkalk-Plattform seit langem bekannt (z.B. BLESS et al. 1980, RAMSBOTTOM 1979, ROSS & ROSS 1988, WALKDEN 1987). Neben regionaltektonischer Subsidenz und Hebung werden dafür vermehrt u.a. klimatisch bedingte globale Meeresspiegelschwankungen verantwortlich gemacht (DONOVAN & JONES 1979), z.B. infolge der Volumenveränderung polarer Eiskappen (glazial-eustatische Zyklen; z.B. CROWLEY & BAUM 1991). ROSS & ROSS (1985, 1987, 1988) haben diese Schwankungen, Großzyklen „2. Ordnung“ und Kleinzyklen „3. Ordnung“, weltweit zu registrieren und zu parallelisieren versucht und halten Niveauwechsel des Meeresspiegels von bis zu 200 m für möglich (Abb. 28): Danach war der Meeresspiegel von einem Tiefstand im Un-

ter-Devon zunächst bis ins Adorf kontinuierlich angestiegen, um dann auf einen Zwischentiefstand im höheren Ober-Devon abzufallen. Von hieraus stieg er dann bis zu einem Maximum ca. im cd II  $\alpha$  (Zeit der Liegenden Alaunschiefer) an und blieb – mit kleineren durchschnittlichen Schwankungen und bei leicht abfallender Gesamttendenz – im gesamten restlichen Unter-Karbon relativ hoch. Erst im tieferen Namur erfolgte dann wieder ein erneuter drastischer Abfall auf fast rezentes, niedriges Niveau im Zuge der einsetzenden permokarbonen Vereisung. STEINBERG (1981) hat darauf hingewiesen, daß langandauernde Meeresspiegelhochstände 2. Ordnung im Phanerozoikum in typischer Weise mit Maxima der Radiolarit-Bildung verknüpft sind, z.B. im Ober-Ordovizium, Silur, Unter-Karbon, Ober-Jura, „Mittel“- und Ober-Kreide sowie Eozän (vgl. auch HEIN & PARRISH 1987).

### 8.4 Meeresströmungen

Oberflächennahe Strömungen, die meist ca. 200–400 m und ausnahmsweise bis ca. 1000 m in die Tiefe reichen, werden hauptsächlich von der atmosphärischen Zirkulation gesteuert, Tiefenströmungen dagegen auch von temperatur-

abhängigen Dichteunterschieden in Wassermassen (DIETRICH & ULRICH 1968). Ausgehend von den rezenten ozeanischen Zirkulationssystemen und der paläokontinentalen Konfiguration gebe ich in Abb. 29 einen Eindruck von den

möglichen Oberflächen-Strömungsverhältnissen des Unter-Karbons. Schon z. B. LOWE (1975) brachte die oberdevonisch-unterkarbonische Kieselsedimentation im SW der Paläo-Tethys mit einer im Gegenuhrzeigersinn verlaufenden Zirkulation in einem fast isolierten, Mittelmeerartigen Teilbecken in Verbindung. Aufgrund der paläomagnetisch modifizierten Lagebeziehung zwischen Gondwana und Laurussia mit der zwar schmalen, aber bis mindestens ins höhere Viseum hinein offenen Paläo-Tethys ist LOWES Auffassung aber so nicht mehr haltbar.

Es ist vielmehr zu erwarten, daß infolge der tropischen NE- und SE-Passate im westlichen Paläo-Pazifik eine kräftige westwärts gerichtete äquatoriale Oberflächenströmung ausgebildet war, die die Paläo-Tethys in abgeschwächter Form von Osten nach Westen durchströmte (Abb. 29; vgl. GOURMELON 1987). Neuere Modellberechnungen bestätigen diese Erwartung und

lassen auch auf eine ostwärtige O<sub>2</sub>-arme Unterströmung schließen, die zeitweilig die Bildung von Schwarzschiefern und Phosphorit-Vorkommen förderte (JEWELL 1995). Ausgedehnte, aber schwächere Bodenströmungen, die in den modernen Ozeanen kaltes und schweres Polarwasser äquatorwärts transportieren, sind aufgrund der paläokontinentalen Situation zumindest in der hier behandelten fast latitudinalen nordöstlichen Paläo-Tethys kaum zu erwarten. Klare Belege für regionalen Auftrieb von kaltem Bodenwasser („upwelling“) fehlen dementsprechend in diesem Raum (PARRISH 1982). Für möglich halte ich dagegen thermohalin ausgelöste schwache Bodenströmungen (heiß-arides Klima!), die z.B. in einem Teil der Laminae der Kieselsedimente und Pelite dokumentiert sein könnten. Art und Intensität von Bodenströmungen hängen im übrigen entscheidend von den bathymetrischen Verhältnissen ab (siehe Kap. 8.8).

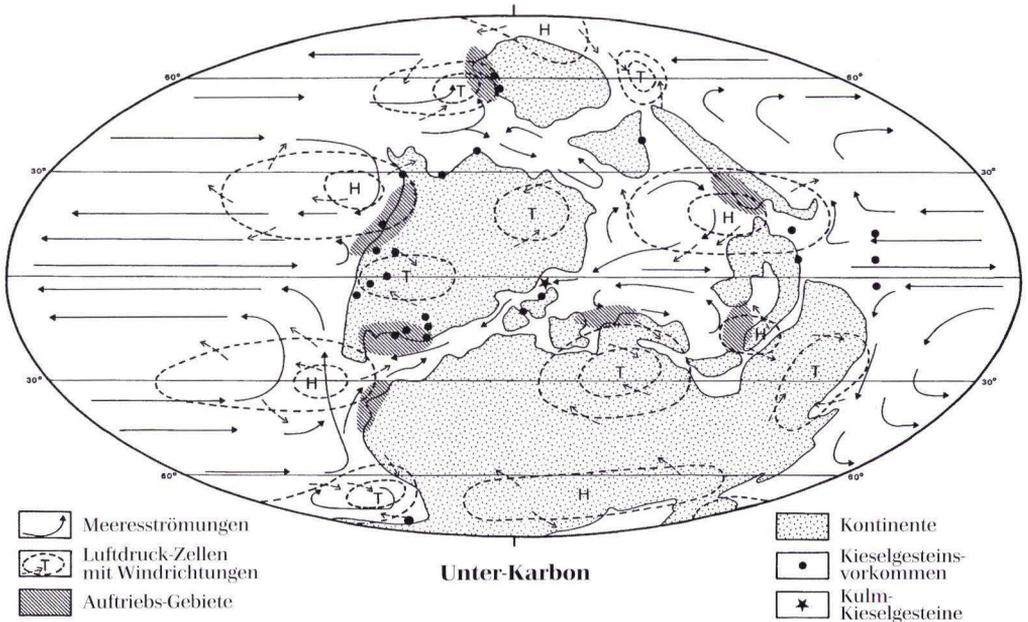


Abb. 29. Weltkarte für die Zeit des Unter-Karbons (Nord-Winter; verändert und ergänzt nach DIETRICH & ULRICH 1968, HEIN & PARRISH 1987, PARRISH 1982 und SCOTSE & MCKERROW 1990).

## 8.5 Kieselsäure-Haushalt

Vor allem durch die Evolution des Kieselplanktons (Radiolarien), daneben auch der Kieselschwämme, hatte sich wahrscheinlich bereits im Ordovizium ein im Prinzip mit der rezenten Situation vergleichbarer  $\text{SiO}_2$ -Haushalt ausgebildet (HEATH 1974). MALIVA et al. (1989) konstatieren, daß vor dieser Zeit – insbesondere im späten Proterozoikum – im wesentlichen abiogene Kieselsedimentation im peri- und subtidalen Schelfbereich stattfand, bevor sich die vom Silur bis in die Unter-Kreide vorherrschende Radiolarit-Bildung in Schelf-, Becken- und Tiefseegebieten durchsetzte; diese wurde dann in der Ober-Kreide und im Alt-Tertiär sukzessiv von den auch heute noch dominierenden Diatomen zurückgedrängt.

Nach CALVERT (1983), HEATH (1974), RIECH & RAD (1979a, b) und SPENCER (1983) – eine Auflistung gibt LASCHET (1984) – sieht die  $\text{SiO}_2$ -Bilanz vereinfacht folgendermaßen aus:

$\text{SiO}_2$  wird zum größten Teil (ca.  $43 \times 10^{13}$  Gramm  $\text{SiO}_2$  pro Jahr, = g/a) aus der terrestrischen Verwitterung durch die Flüsse und nur zum kleinen Teil (ca.  $8,5 \times 10^{13}$  g/a) durch vulkanogene Lösungen und Halmyrolyse von Vulkaniten dem Meer zugeführt. In den Ozeanen werden aber ca.  $2500 \times 10^{13}$  g/a als biogener Opal fixiert, weil davon ca.  $2395 \times 10^{13}$  g/a noch in der Wassersäule oder am Meeresboden wieder aufgelöst werden; nur ca.  $108 \times 10^{13}$  g/a kommen zur Ablagerung, davon gehen ca.  $57 \times 10^{13}$  g/a mit dem Porenlösungs-Rückstrom ins Meerwasser auch noch verloren.

Die oberflächennahen Wasserschichten sind infolge des biogenen Entzugs, der vor allem durch die dabei besonders effizienten Diatomeen noch intensiviert wird, stark untersättigt an Kieselsäure, die bodennahen Wasserschichten dagegen wegen der lösungsbedingten  $\text{SiO}_2$ -Rückfuhr von der Sedimentoberfläche und aus den oberen, meeresbodennahen Sedimentschichten weniger stark untersättigt.

Insgesamt steht also in jedem Fall nur ein sehr geringer Anteil zur Netto-Kieselsedimentbildung zur Verfügung, was im Vergleich zu an-

deren z.B. klastischen oder karbonatischen Sedimenten besonders niedrige Sedimentationsraten von nur wenigen Millimetern pro 1000 Jahren bedingt. Kieselsedimente können also überhaupt nur gesteinsbildend werden, wenn andere sich mit größeren Raten akkumulierende Sedimente zurücktreten. Konsequenterweise bildeten Radiolarite in den prätertiären Ozeanen – auch ohne besonderes „Plankton-Aufblühen“ – immer dann die ganz normalen Beckensedimente, wenn andere „verdünnende“ Materialzufuhr gering war (BAUMGARTNER 1987). Ein „Kieselsäure-Problem“, d.h. völlig außergewöhnliche paläozeanologische Verhältnisse bei der Kieselsedimentbildung, über das in der älteren Literatur zuweilen diskutiert wurde, hat also im Phanerozoikum nie bestanden.

Solange keine Veränderungen des  $\text{SiO}_2$ -Haushalts stattfinden, ist die empfindliche Bilanz – fluviale + vulkanogene Zufuhr = Netto-Sedimentation – also stabil. Obwohl die Kieselplankton-Fertilität (= Bioproduktion) in erster Linie von der Verfügbarkeit der Nährstoffe wie Phosphate und Nitrate abhängt – nicht aber vom Angebot am skelettbildenden  $\text{SiO}_2$  –, worauf z. B. BAUMGARTNER (1987) besonders hinweist, können – unter Umständen auch nur geringe – Veränderungen in Teilbereichen des Kieselsäure-Haushalts zu erheblichen Schwankungen in Art und Menge der Kieselsedimente führen. DECKER (1991) weist darauf hin, daß vor allem klimatisch verursachte Schwankungen in der ozeanischen Auftriebsintensität und damit in der Nährstoffzufuhr von großer Bedeutung sein können: Auftriebsverstärkung führt zu erhöhter Bioproduktion und damit zu vermehrter Kieselsedimentbildung, bis der – nicht durch verstärkte Zufuhr kompensierte – gesteigerte  $\text{SiO}_2$ -Entzug im oberflächennahen Meerwasser in  $\text{SiO}_2$ -Mangel und damit starke Verringerung der Kieselsedimentation einmündet (-> Radiolarit-Tonsteincouplets!); der ursprüngliche Zustand pendelt sich dann wieder ein. Auftriebsverminderung führt zu einer umgekehrten Rückkopplungsschleife. Demgegenüber führen Fluktuationen

der Kieselsäure-Zufuhr, z.B. klimatisch kontrollierter vermehrter oder verringerter fluviatiler  $\text{SiO}_2$ -Entzug bzw. durch Veränderung ozean- oder weltweiter Spreading-Raten und damit veränderter halmyrolytischer und hydrothermaler  $\text{SiO}_2$ -Eintrag, zu nur geringen bzw. kaum merklichen Schwankungen der Kieselsedimentbildung (vgl. DECKER 1991, MCGOWRAN 1989).

Für den rhenoherynischen Meeresraum in der nordöstlichen Paläo-Tethys bestanden im Unter-Karbon zeitweise günstige Verhältnisse für biogene Kieselsedimentation vor allem infolge der in diesem semi-ariden bis ariden

Raum und bei weiten Karbonatschelfen stark herabgesetzten, verdünnenden, terrigenen, siliziklastischen Zufuhr. Die geringe, sich ständig weiter verringernde Breite der Paläo-Tethys, ihre „interkontinentale“ Lage sowie ihr WSW-ENE-Verlauf nahe des Äquators behinderte zwar den z.B. im heutigen Pazifik ausgeprägten äquatorialen fertilitätsfördernden Wassermassenauftrieb („equatorial upwelling“), doch dürfte das aus dem westlichen äquatorialen Paläo-Pazifik einströmende Oberflächenwasser weitere Nährstoffe zugeführt haben, so daß sich die Radiolarien optimal entwickeln konnten.

## 8.6 Plattentektonische Situation

Beginnend mit ANDERSON (1975), BEHR (1978) und WEBER (1978) sind in den letzten zwei Jahrzehnten zahlreiche – aufgrund vor allem der geochronologischen, paläomagnetischen, seismischen und kristallineologischen Neuerkenntnisse zunehmend verfeinerte – Vorstellungen zur geotektonischen Evolution des Variszikums entwickelt worden (z.B. BEHR et al. 1984, HOLDER & LEVERIDGE 1986, LEEDER 1987, LORENZ & NICHOLLS 1984, MATTE 1986a, b, NEUGEBAUER 1989, WILLNER et al. 1991, ZIEGLER 1986, 1989; Übersicht in W. FRANKE 1989). Für die Zeit des Unter-Karbons gehen die meisten Autoren davon aus, daß zwischen den großkontinentalen Lithosphärenplatten von Laurussia und Gondwana, die sich beide durch stark gegliederte Kontinentalränder auszeichneten, der schmale Meeresraum der Paläo-Tethys bestand, in dem kleinere Lithosphärenstücke („Mikrokontinente“, „Terranes“; u.a. große Teile des heutigen Südeuropa), schmale Zonen von ozeanischer Kruste (heutige ophiolithische Relikte) und mehrere Sedimentationsbecken (größenteils mit stark abgesenktem und ausgedünntem, altem kontinentalem Basement) in komplexer Weise miteinander assoziiert waren. Laurussia, das erst bei der kaledonischen Orogenese durch die Vereinigung der beiden Teilkontinente Laurentia (Nordamerika und Grönland) und Baltica (Nordeuropa und Rußland bis zum heutigen

Ural) entstanden war, und Gondwana bewegten sich bereits seit dem Altpaläozoikum unter ständiger Verschmälerung der ursprünglich sehr breiten Paläo-Tethys aufeinander zu.

Im Unter-Karbon war die variszische Orogenese im südlichen Mitteleuropa und in Südeuropa durch die Annäherung von Gondwana bereits weit fortgeschritten. Im Bereich der verschmälernten nordöstlichen Paläo-Tethys waren vermutlich mehrere Subduktionszonen aktiv, deren Bewegungsrichtungen sich aus den Faltenvergenzen der deformierten Gesteine erschließen lassen: u.a. an der Südgrenze des Moldanubikums (Subduktion nach Norden), zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum (nach Süden) und zwischen Saxothuringikum/Mitteldeutscher Kristallinzone und Rhenoherynikum (nach Süden). Die Spur dieser letzteren wird in der scharfen Grenze (Sutur) der Nördlichen Phyllitzone/Wippaer Zone gegen das wesentlich geringer metamorphe nordöstlich davon gelegene übrige Rhenoherynikum gesehen, wobei die Nördliche Phyllitzone (mit Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphiten) und die südöstlich anschließende Mitteldeutsche Kristallinzone (mit Mitteldruck/Hochtemperatur-Metamorphiten) einen „paired metamorphic belt“ sensu MIYASHIRO darstellen (WILLNER et al. 1991). Das in der vorliegenden Arbeit näher untersuchte nördlich gelegene

Kulm-Becken wird durch diese Doppelzone abrupt abgeschnitten; Art und Ausdehnung seiner ehemaligen südlichen Fortsetzung sind nicht bekannt. Viele Autoren gehen davon aus, daß z.B. die Kulm-Grauwacken zum großen Teil von der Mitteldeutschen Kristallinzone nach Norden in das immer schmalere werdende Kulm-Restbecken geschüttet wurden (ENGEL et al. 1983, HENNINGSEN 1978, KULICK 1960, MEISCHNER 1971, SADLER 1983); auch Karbonatdetritus-Schüttungen werden von dort abgeleitet (MEISCHNER 1962, AMLER 1987). Neuerdings werden Zweifel an dieser relativ einfachen Konfiguration geäußert: So zeigen z.B. radiometrische Analysen von Geröllen aus Konglomeraten der Kulm-Grauwacken, daß sie nicht aus den heute

bekanntem Teilbereichen der Mitteldeutschen Kristallinzone stammen können (SOMMERMANN 1990). Und in Anlehnung an ARTHAUD & MATTE (1977) und MATTE (1986b) schließen WILLNER et al. (1991) aufgrund petrologischer und petrotektonischer Daten auf bedeutende devonische und unterkarbonische Blattverschiebungen und damit verbundene „pull-apart basins“ im Bereich des südlichen Rhenoherynikums und der Mitteldeutschen Kristallinzone sowie ihrer Umgebung, die auf schräge Kollision zwischen Gondwana und Laurussia zurückgehen. Auf jeden Fall ist somit auch im Unter-Karbon mit einer komplexen, kleinräumigen und in Teilbereichen wohl nicht mehr rekonstruierbaren paläogeographischen Situation zu rechnen.

## 8.7 Paläogeographische Grundelemente des Rhenoherynikums

Durch zahlreiche regionalgeologische Untersuchungen ist die unterkarbonische Paläogeographie in weiten Bereichen Mittel- und NW-Europas recht gut bekannt. Neben detaillierten regionalen Fazieskarten (z.B. BENDER 1978, BURCHARDT 1977, GOLDMANN 1968) wurden auch zunehmend präzisere Übersichtskarten ausgearbeitet (z.B. W. FRANKE et al. 1978, LEEDER 1987, 1988, MEISCHNER 1971, PAPROTH 1960, 1989, ZIEGLER 1982).

Das Kulm-Becken bildete einen Randbereich bis Nebenmeer der Paläo-Tethys größtenteils auf dem abgesenkten passiven südöstlichen Kontinentalrand von Laurussia (Abb. 29) und wurde im Süden in noch nicht genau bekannter Entfernung von der Mitteldeutschen Kristallinzone, einem magmatischen Bogen mit nördlich vorgelagerter Subduktionszone begrenzt. Nach SW bestand eine Meeresverbindung über Süd-England, Irland und Portugal zum SW-Teil der Paläo-Tethys, nach Osten über SE-Europa zum westlichen Paläo-Pazifik.

Vom cd I bis ungefähr zum cd II delta hatte sich der Kulm durch Transgression eine weite, mit der Paläotethys verbundene Bucht erobert, die einen Großteil des heutigen nördlichen Mitteleuropa umfaßte und auch Verbindungen u.a.

nach SW-England besaß. Das mitteleuropäische Kulm-Becken wurde im Westen, Norden und Osten von Festland mit einer komplizierten Küstenlinie umrahmt, dem zumindest bereichsweise eine weite karbonatische Schelfplattform u.a. mit Evaporitbildung vorgelagert war („Kohlenkalk“).

Etwa vom cd III  $\alpha$  an wurde das Kulm-Becken sukzessiv eingeschnürt: der Meeresraum verkleinerte sich, in seiner Umrahmung kam es – möglicherweise durch Übergang von (semi-) ariden zu gemäßigt humiden Verhältnissen – zur Bildung von größeren Flußdelta-Komplexen (LEEDER 1987) und ausgedehnter paralischer Kohlebildung, und von Süden her rückten Grauwackenschüttungen als Folge der dort schon fortgeschritteneren Orogenese vor. Etwa im mittleren Namur war aus dem Kulm-Becken eine paralische Delta- und Sumpflandschaft mit Kohlenbildung geworden.

Das Kulm-Becken selbst war deutlich in Teilbecken mit Schwellen und zeitweiligen Inseln gegliedert. Vor allem die mittel- bis frühoberdevonischen Saum- und Atollriffe, die teilweise dem Schelfrand von Laurussia und teilweise Diabas-Schwellen aufsaßen, waren z.T. bis weit ins höhere Unter-Karbon hinein Untiefen oder

Inseln (z.B. Komplexe von Brilon/Warstein, Langenaubach-Breitscheid, Iberg, Elbingerode), die die Faziesverteilung auch der Kieselgesteine und ihrer Begleitgesteine stark beeinflussten. Eine weitere morphologische Differenzierung der tieferen Beckenbereiche in Wannen und flache Rücken, die sich in der Lithofazies aber nicht ausgeprägt hat, ist aufgrund von regionalen statistischen Schichtmächtigkeits-Messungen (HAUSMANN 1983) sowie Trilobiten-ökologischen Beobachtungen (HAHN & HAHN z.B. 1981) wahrscheinlich.

Ein besonderes Element stellen die teilweise ebenfalls profilbeeinflussenden schwellenbildenden Deckdiabas-Komplexe des südöstlichen Kulm-Beckens dar. Es handelt sich überwiegend um „kontinentale“ Intraplatten-Tholeiite; im Elbingeröder Komplex tritt eine im Givet einsetzende komplette Alkali-Serie auf, die von Al-

kali-Olivinbasalten u.a. über Trachyte bis zu Alkali-Rhyolithen reicht (WERNER 1990; vgl. MUCKE 1973, ZELLMER 1995b). Die beschriebenen Lapillisteine des Profils Rübeland zeigen an, daß dieser Vulkanismus z.T. von subaerischen Eruptionen begleitet war, die auch für einen Teil der übrigen Tephra-Lagen in der Kulm-Abfolge verantwortlich sein dürften. Unterkarbonscher Quarz-Keratophyr ist ansonsten im Rhenohertzynikum nur bei Eckelshausen südlich von Biedenkopf gefunden worden (CORRENS 1934), aber in südlichen Abschnitten des Variszikums, z.B. im Frankenwald (WURM 1961: 189–190), im Süd-Schwarzwald (SITTIG 1969) und in den Vogesen (VOLKER & ALTHERR 1987) treten vermehrt unterkarbonsche Quarz-Keratophyre auf, die darauf hinweisen, daß ein Teil der Tephra im Kulm-Becken auch weit entfernten Vulkaneruptionen entstammen kann.

## 8.8 Paläobathymetrie

Die Tiefenverhältnisse im Kulm-Becken sind seit langem Gegenstand der Diskussion. Anders als beim Kohlenkalk, dessen Mikrofazies vielfache paläobathymetrische Rückschlüsse erlaubt (vgl. z.B. AMLER 1987: 60 ff.), liefern die Kulm-Serien einschließlich der hier näher untersuchten Kieselgesteine in der Regel keine spezifischen Informationen über ihre Ablagerungstiefen (vgl. W. FRANKE et al. 1978).

Als Extreme werden für die Kieselgesteine „lagunäre“ Verhältnisse (PAPROTH 1989, Abb. 3 und 4), andererseits auch Tiefen von über 2000 m (mdl. Mitt. P. BUCHHOLZ, Braunschweig) für möglich gehalten. Abyssische Tiefen wie im Fall der rezenten Radiolarienschlämme, die überwiegend in Tiefseebecken auf ozeanischer Kruste abgelagert werden, sind für die Kulm-Profile auszuschließen, da sie kontinentale Kruste und u.a. unter- und mitteldevonische neritische Klastika überlagern (ENGEL et al. 1983). Autochthone Flachwasser-Karbonate kommen zwar im Kulm-Becken vor, sind aber an die erwähnten verschiedenen Schwellen gebunden (z.B. KREBS 1966, UFFENORDE 1976; Diskussion in W. FRANKE

& WALLISER 1983). Ungestörte laterale Kontinuität, Schichtungsmerkmale relativ ruhiger Sedimentation, sehr niedrige Sedimentationsraten, Reichtum an Plankton und feinkörnigen Siliziklasten und Abwesenheit jeglicher typischer Flachwassergefüge weisen den Kieselgesteinen klar eine Ablagerung unterhalb der Sturmwellenbasis zu. Die in den Schelfbereichen nachgewiesenen Meeresspiegelschwankungen (RAMSBOTTOM 1979, ROSS & ROSS 1988) mit Amplituden von bis zu 200 m (ROSS & ROSS 1987) haben in den Beckensedimenten des Kulms weder zu deutlichen, z.B. neritische Verhältnisse anzeigenden Signalen noch gar zu ausgedehnten Emersionen geführt. Selbst wenn man von weit geringeren Amplituden von z.B. nur 50–100 m ausgeht, ist – unter Einbeziehung des Fehlens von Sturmwellen-Anzeigern – auf jeden Fall von subneritischen Tiefenlagen auszugehen.

Auch der Fossilinhalt der unterkarbonschen Kieselgesteine erlaubt nur eingeschränkte Aussagen zur Paläobathymetrie. Abgesehen von den Faunen der allodapischen Kalkdetritus-Tur-

bidite, fehlen in den kieseligen Kulm-Folgen typische flachmarine Vergesellschaftungen. Radiolarien und Conodonten, die u.U. paläobathymetrische Hinweise liefern können, würden in dieser Richtung noch nicht näher untersucht (vgl. z.B. BRAUN 1990a: 57). Kieselschwämme, deren Nadeln in den Kieselgesteinen häufig sind, kommen von der tidalen bis in die abyssische Zone vor; Hexactinelliden sind heute zwischen 500 und 1000 m Tiefe am häufigsten (B. ZIEGLER 1983). Bei der Makrofauna bieten lediglich die relativ artenarmen Trilobiten, die vor allem in den kieseligen Übergangsschichten häufiger vorkommen, eine Aussagemöglichkeit: Nach HAHN & HAHN (1981; und mdl. Mitt. G. HAHN, Marburg) besitzen fast alle Trilobiten des cd III Komplexaugen, wenn auch nur mit ca. 50 bis wenige hundert Linsen pro Auge; blinde Formen sind sehr selten. Vermutlich verhielten sich die Trilobiten negativ-phototaktisch, d.h. sie lebten überwiegend flach eingegraben im Bodenschlamm und zogen sich bei Helligkeit weiter nach unten zurück. Zur Zeit der Bildung der Fundschichten, in denen die Trilobiten lebten, müßte demnach zumindest eine minimale Durchlichtung geherrscht haben; dies würde bei klarem Wasser maximal ca. 150 m Tiefe bedeuten. Ob dies als generelle Tiefenangabe oder z.B. als Hinweis auf Tiefschwellen-Positionen oder andere, noch unbekannte Faktoren zu werten ist, bleibt zu klären.

Eine weitere, wenn auch ebenso ungenaue bathymetrische Information liefert die regional typische Assoziation der Kieselgesteins-Schichten mit verschiedenen Ablagerungen von Suspensionsströmen, vor allem Turbiditen (z.B. „Basis-Grauwacke“ und andere Grauwicken, Karbonatschichten der Kieselkalke, Velberter Kalk, Kulm-Plattenkalk), aber auch Debriten (z.B. Schlagwasser-Brekzie, Cobbenroder Kalkbrekzie). In den modernen Ozeanen werden die

Suspensionsströme in der Regel am Schelfrand oder im oberen Teil des Kontinentalabhangs ausgelöst und bewegen sich hangabwärts bis in die Tiefsee-Ebenen (z.B. WALKER 1984). In Abhängigkeit von der Tiefenlage der Kontinental- oder Insularschelfränder, die entsprechend den Meeresspiegelschwankungen im Unter-Karbon fluktuierte, ergeben sich daraus Minimaltiefen von ca. 150–250 m für die abgelagerten Turbidite und ihre Begleitsedimente. UFFENORDE (1976, Abb. 7) schätzt für den „distalen“ Teil der Schlagwasser-Brekzie, die aus einem Canyon am ehemaligen Warsteiner Riffkomplex geschüttet wurde, eine Tiefe von ca. 160 m.

Einen weiteren Hinweis bietet der Deckdiabas, den die unterkarbonischen Kieselgesteins-Serien vielerorts überlagern. Die Vesikularität der effusiven Pillow-Laven hängt von der Art und Menge der magmatischen Gasphase sowie vom hydrostatischen Druck beim Ausfließen und Kristallisieren ab. Die vielerorts zu beobachtende Blasenführung (mdl. Mitt. P. BENDER, Marburg) von meist < 10 Vol.-% (SCHMINCKE 1988: 134) spricht nach den Daten von JONES (1969) nicht für eine Bildung in sehr tiefem Wasser (> 2000 m), sondern für Tiefen von wahrscheinlich einigen hundert Metern. SCHMINCKE (1988: 134) rechnet mit weniger als 300 m, wobei natürlich entscheidend ist, ob die jeweiligen Eruptionen im Gipfel-, Hang- oder Fußbereich der Pillow-Vulkane erfolgten.

Wenn sich auch somit für die Ablagerungstiefen der kulmischen Kieselgesteine keine exakten Angaben machen lassen, so machen doch – in Anlehnung an W. FRANKE et al. (1978) – die dargelegten Beobachtungen und Argumente vermutlich schwankende, aber in jedem Fall subneritische Tiefen des oberen Bathyals von überwiegend mindestens einigen hundert Metern sehr wahrscheinlich.

## 8.9 Paläökologie

Einige Aspekte der Ökologie des Ablagerungsraumes der kieseligen Kulm-Sedimente

wurden in anderen Zusammenhängen bereits angeschnitten. So weist das wahrscheinlich zu-

mindest schwache Sehvermögen der am Boden lebenden Trilobiten vor allem des cd III darauf hin, daß ihr Lebensraum bereichsweise (Schwellen?) schwach durchlichtet war und damit nicht über ca. 150 m tief gewesen sein kann; vor allem sedimentologische Argumente sprechen andererseits dafür, daß weite Areale zumindest bis in die obere bathyale Zone hinabreichten. Das anzunehmende heiße, semi-aride bis aride Klima während des cd II könnte in Anbetracht des schmalen interkontinentalen Meeresraumes mit vermutlich behinderter Wasserzirkulation u.a. zu gegenüber normalen ozeanischen Verhältnissen erhöhter Salinität und Temperatur auch des bodennahen Wassers geführt haben.

NICOLAUS (1963: 27–29), HAHN & HAHN (1981), JACKSON (1985: 235 ff.), AMLER (1987: 65–67, 1992) und A. BRAUN (in BRAUN & GURSKY 1991) haben wichtige Aspekte der Ökologie des Kulm-Beckens angesprochen, zu der für die Bildungszeit der Kieselgesteine leider nur wenige weitere Anhaltspunkte vorliegen. JACKSON (1985: 235–245) diskutiert insbesondere anhand von Modellrechnungen eingehend die Bioproduktion im oberflächennahen Meerwasser, kommt aber abgesehen von der Annahme generell hoher Fertilität nicht zu eindeutigen quantitativen Ergebnissen.

Ein Großteil der aus dieser Zeit überlieferten Fossilien hat planktisch (Radiolarien), nektisch (Fische, Conodonten-Organismen, Cephalopoden) oder pseudoplanktisch, angeheftet an pflanzliches Treibgut oder Cephalopoden (einige Muscheln), gelebt und erlaubt somit keine Rückschlüsse auf die Verhältnisse an der Sedimentoberfläche. Benthische Faunenelemente sind zwar nicht sehr häufig und zudem artenarm, aber horizontweise – vor allem in den kieseligen Übergangsschichten – durchaus gelegentlich vorhanden: Trilobiten (siehe Kap. 8.8), Korallen, Schnecken, Käferschnecken, Seeigel, Brachiopoden (HAHN & HAHN 1981), Schlangensterne (HAHN & BRAUCKMANN 1981), höhere Krebse (HAHN & BRAUCKMANN 1977), Spurenfossilien (u.a. *Spirodesmos*; HUCKRIEDE 1952, HORN 1989). Selbst die Cephalopoden lebten und

ernährten sich vermutlich zumindest zeitweise am Boden (HAHN & HAHN 1981). AMLER (1992) geht davon aus, daß viele Muscheln wie z.B. die Posidonien quasi-benthisch, nämlich angeheftet an Algen-Thalli, gelebt haben.

Der Reichtum an verschiedenen Schwammnadeln zeigt, daß Schwämme die quantitativ wichtigsten benthischen Lebewesen während der Zeit der Kieselgesteins-Sedimentation waren. Intakte Schwammkörper sind allerdings noch nicht gefunden worden; dies hängt in erster Linie mit ihrem leichten Zerfall nach dem Absterben und dem anschließenden Verdriften ihrer Skelettelemente durch die schwachen Bodenströmungen zusammen (vgl. J. WENDT in HARTMAN et al. 1980).

Hinsichtlich des Benthos-Gehaltes sind in den unterkarbonischen Gesteinsfolgen, die Kieselgesteine führen, drei Gesteinsgruppen zu unterscheiden:

- 1) Die schwarzen, C<sub>org</sub>-reichen Sedimente der Liegenden Alaunschiefer, Schwarzen Kiesel-schiefer und des cd III  $\alpha$  und  $\beta$  sind im wesentlichen benthosfrei und zeigen anoxische Bedingungen im Sediment und an der Sedimentoberfläche an.
- 2) Die hellen C<sub>org</sub>-freien Kieselgesteinsschichten sind außer an Schwämmen Benthosarm: körperliche Makrofauna ist sehr selten, Schichtflächen-bezogene Ichnofauna mäßig häufig und schichtinterne Ichnofauna und Bioturbation sehr selten. Diese Sedimente boten offensichtlich angepaßter Fauna gewisse Lebensmöglichkeiten. Dysaerobe bis aerobe Verhältnisse sind an der Sedimentoberfläche anzunehmen; die O<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S-Grenzfläche befand sich im Sediment. Das bodennah geringe Nährstoffangebot der eintönigen, vermutlich in anaktualistischer Weise extrem Opal-reichen Schlämme (MURRAY et al. 1992) verhinderte aber eine individuenreichere und vielfältigere Benthos-Entfaltung; ökologisch lagen praktisch Tiefsee-Bedingungen vor.
- 3) Die grauen C<sub>org</sub>-armen Tonsteine der Kieseli-gen Übergangsschichten und Kulm-Ton-schiefer, die die Mehrzahl des Makrobenthos

geliefert haben, zeigen teils flachere dys-aerobe Verhältnisse an, die z.B. den hauptsächlich abfallfressenden Trilobiten eine

gute Nährstoffversorgung bei gleichzeitig - nach entsprechender Anpassung - noch ausreichendem Sauerstoffgehalt boten.

## 8.10 Beckenentwicklung

**Vorläufer der Kulm-Kieselgesteine.** Die Konfiguration und die wesentlichen morphologischen Elemente des Kulm-Beckens waren bereits im Devon angelegt worden: die teilweise Umrahmung durch die Schelfgebiete von Laurussia und eines nicht genau bekannten südlichen Hochgebiets (die sogenannte „Mitteldeutsche Schwelle“) sowie Tief- und Hochschwellen (teilweise Inseln) in Form der im tiefen Ober-Devon abgestorbenen, aber noch aufragenden Riffkomplexe. Modifikationen ergaben sich während des Unter-Karbons vor allem in Form der zunehmenden geotektonisch verursachten Verengung der gesamten Paläo-Tethys mit der damit einhergehenden Nordverlagerung der Grauwacken-Sedimentation, in eingeschränkter Weise durch den Deckdiabas, der Diabasrücken neu anlegte bzw. aus dem Mittel-Devon ererbte Diabasschwellen weiterbaute (z.B. Raum Dillenburg, Profil Herborn; Oberharzer Diabaszug, Profil Lerbach-Neue Harzstraße) sowie durch ständige Abschwächung bis völliges Verschwinden der bathymetrischen Gegensätze („bathyal lull“, GOLDRING 1962; „stagnation/transition phase“, W. FRANKE et al. 1978).

**Liegende Alaunschiefer.** Der abrupte, in weiten Teilen der Paläo-Tethys zu beobachtende Umschlag von den grauen feinklastischen und/oder karbonatischen Gesteinen des hohen Ober-Devons und cd I zu den schwarzen,  $C_{org}$ -reichen Karbonat-freien Peliten der Liegenden Alaunschiefer etwa zu Beginn des cd II  $\alpha$  fiel zusammen mit einem raschen starken Meeresspiegelanstieg, der sich z.B. auch in Form einer Transgression auf den laurussischen Schelf deutlich bemerkbar machte. HERBIG & BENDER (1992) sehen diesen Meeresspiegelanstieg auch durch die karbonatdetritischen Turbiditbänke des Ruchenbacher Kalks der Hörre-Zone dokumentiert, da die Überflutung von Flachschild-

arealen zu erheblich verstärkter flachmariner Karbonatproduktion mit daraus resultierender vermehrter Kalkturbidit-Bildung führte. Beckenweit bedeuteten Meeresspiegelanstieg und Transgression vermehrte  $C_{org}$ -Produktion durch Vergrößerung der hochproduktiven Schelfgebiete, Aufarbeitung nährstoffreicher Tieflandböden und Herabsetzung der Durchmischung von Oberflächen- und Tiefenwasser infolge Verringerung der ohnehin eingeschränkten beckeninternen Zirkulation. Der Sauerstoffgehalt des Tiefenwassers verbrauchte sich rasch durch gesteigerte Oxidation bei gleichzeitig verstärktem Eintrag von  $C_{org}$ , so daß sich monotone Phosphorit-reiche Schwarzpelite im gesamten Rhenohertzynikum bildeten.

**Schwarze Kiesel-schiefer.** Die im tiefen Unter-Karbon zunehmende Aridität des Raumes sorgte in Anbetracht des relativ Relief-armen südlaurussischen Festlandes zu einer weiteren Verringerung der klastischen Zufuhr; bedeutendere Flußdelta-Komplexe begannen sich nach dem Ober-Devon erst im höheren cd II wieder auszubilden. Zudem schirmten die weiten Schelfe die beckenwärtige Verfrachtung des terrigenen Detritus effektiv ab. Nun endlich konnte sich durch Reduzierung der „verdünnenden“ Feindetritus-Zufuhr die hohe äquatoriale Radiolarien-Produktivität auch kieselsedimentbildend auswirken, nachdem von dem nachweislich ehemals hohen Radiolarien-Gehalt der Liegenden Alaunschiefer (Radiolarien-Reichtum der frühdiagenetischen Phosphorit-Konkretionen!) durch diagenetische Lösung und Drucklösung kaum etwas übrig geblieben war. Da die Evolution des konkurrierenden, sehr effektiven Kalkplanktons, das in den heutigen Ozeanen über weite Bereiche dominiert und zur Ausbildung der CCD geführt hat, erst im mittleren Mesozoikum einsetzte, konnte es nun trotz der

Festlandsnähe zögernd, aber nachhaltig zur Sedimentation reinerer Radiolarienschlämme unter nach wie vor anoxischen Bedingungen kommen: die radiolaritischen Schwarzen Kiesel-schiefer wurden unter ständiger Abnahme der terrigenen Detrituszufuhr abgelagert. Die Sedimentationsraten verringerten sich von ca. 8 mm/1000 a (Liegende Alaunschiefer; JACKSON 1985: 236) auf knapp 2 mm/1000 a (postkompaktive Netto-Kieselsedimentation der Schwarzen und Hellen Kiesel-schiefer/Kieselkalke).

Im Bereich des Kohlenkalk-Schelfrandes ist die Schüttung mächtiger grobkörniger Karbonat-Turbidite in die angrenzenden Beckenbereiche zu verzeichnen (Velberter Kalk, z.B. Profil Zippenhaus), die mit der durch Meeresspiegelanstieg verstärkten Karbonatproduktion auf der Schelfplattform zusammenhängen dürfte. Turbiditische Becken-Äquivalente des Erdbacher Kalks, die sich schichtweise in die Schwarzen Kiesel-schiefer einschalten (z.B. Profile Rottenberg und Bromberg), verdanken ihre Entstehung vermutlich der in diesem Zusammenhang in eingeschränkter Weise ebenfalls wiederbelebten Karbonatproduktion auf einigen beckeninternen Hochgebieten mit daraus folgender verstärkter gravitativer Massenverlagerung von Kalkdetritus in die tiefer gelegene Nachbarschaft.

Im Süden des Rhenoherynykums setzte im tiefen Unter-Karbon der Tiefschwellen-bildende Deckdiabas-Vulkanismus ein, in dessen Verbreitungsgebiet die Liegenden Alaunschiefer und Schwarzen Kiesel-schiefer in regional variabler Weise ganz oder teilweise ausfallen bzw. nur dünne Einlagerungen zwischen den Diabas-einheiten bilden (z.B. Profil Lerbach-Neue Harzstraße) oder von anderen Sedimenten vertreten werden (z.B. Profil Herborn). Der Deckdiabas-Vulkanismus dauerte bis in das höhere Unter-Karbon an und führte lokal zur Bildung von Diabas-Lagergängen sowie Eisenkiesel-Mineralisationen in den umgebenden Vulkaniten bzw. unter- und überlagernden Sedimenten.

**Helle Kiesel-schiefer.** Im Gegensatz zu ihrem unvermittelten Einsetzen etwa zu Beginn des cd II  $\alpha$  ging die anoxische Situation im Beckenbereich im höheren cd II  $\gamma$  nur allmählich zu Ende,

vertreten von einem ca. 0,5–2 Ma repräsentierenden Hell-Dunkel-Wechselschichtungsintervall zwischen den Schwarzen und Hellen Kiesel-schiefern/Kieselkalke. Damit war ein einschneidender Fazieswechsel der Kieselgesteine verbunden: während es in den Schwarzen Kiesel-schiefern fast ausschließlich Radiolarien-Kieselgesteine waren, traten nun vermehrt silifizier-te Vulkanoklastite hinzu; auch der Anteil der Metabentonit-Lagen, die sich bereits in den Liegenden Alaunschiefern und Schwarzen Kiesel-schiefern untergeordnet beteiligt hatten, erhöhte sich. Dies ist im Dill-Innerste-Faziesraum besonders deutlich, während im Westfälischen Faziesraum die silifizierten Vulkanoklastite anscheinend häufig sehr feinkörnig ausgebildet und deshalb oft kaum zu identifizieren sind. Während Liegende Alaunschiefer und Schwarze Kiesel-schiefer auf dem Elbingeröder Komplex weitgehend ausfallen und erst in seinem Rahmen zunehmend eine Rolle spielen, werden die Hellen Kiesel-schiefer im Zentrum teilweise von grobkörniger, teils umgelagerter Tephra vertreten (Teile der Büchenberg-Schichten). Im höheren cd II war demnach der Elbingeröder Komplex ein vulkanisches Zentrum mit u.a. subaerischen Eruptionen. Inwieweit dieses Zentrum oder andere, noch nicht nachgewiesene im Bereich der übrigen Deckdiabas-Gebiete für die in den Hellen Kiesel-schiefern stark erhöhte Zufuhr von „Fall out“-Tephra verantwortlich zeichnen, ist derzeit nicht zu entscheiden (vgl. ZELLMER 1995b). Auch ist – insbesondere im Fall der Metabentonite in den Liegenden Alaunschiefern, Schwarzen Kiesel-schiefern und Kieseligen Übergangsschichten – mit der Möglichkeit weit entfernter Eruptionsgebiete z.B. im südlichen Variszikum zu rechnen.

**Kieselkalke.** Zunächst im nördlichen und nordöstlichen, etwas später auch im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge setzten im höheren cd II überwiegend niedrigkonzentrierte Kalkturbidit-Schüttungen von teilweise unbekanntem beckeninternen Hochgebieten ein: die Kulm-Kieselkalke wurden abgelagert. Gleichal-tige Crinoiden-Rasen z.B. auf dem ehemaligen Attendorn-Elisper-Atollkomplex zeigen eine zeit-

weilige Besiedlung beckeninterner Hochgebiete an. Der Meeresspiegel war zwar gegenüber dem tiefsten Unter-Karbon durchschnittlich leicht abgefallen (z.B. Ross & Ross 1987), aber anscheinend immer noch hoch genug, um verstärkte Turbidit-fördernde Karbonatproduktion in flachmarinen Bereichen zu erleichtern. Lokal kam es sogar zur Bildung von kanalisierten Debriten (z.B. Profil Cobbenrode; Schlagwasser-Brekzie im Raum Warstein). Dazu trugen auch leichte tektonische Bodenunruhen bei, die die Ruinen der devonischen Riffkomplexe teilweise mit Spalten durchsetzten. Hohe Karbonatproduktion im Flachwasser wird auch durch die anhaltende, wenn auch etwas nach Westen zurückweichende Kalkturbidit-Sedimentation des oberen Velberter Kalks belegt.

**Kieselige Übergangsschichten.** Im oberen cd II  $\delta$  begann sich der Zusammenbruch der offen-ozeanischen Sedimentationsverhältnisse im Kulm-Becken anzukündigen: noch in den obersten Metern der Kulm-Kieselkalke treten wieder schwarze,  $C_{org}$ -reiche Lagen auf, die erneute anoxische Bedingungen nachzeichnen. Mit dem Beginn der Kieseligen Übergangsschichten nehmen die Anteile kieseliger und kalkturbiditischer Schichten zugunsten von grauen und schwarzen Tonstein-Horizonten profilaufwärts rasch ab. Mit ca. 8 mm/1000 a vervierfacht sich die Sedimentationsrate (JACKSON 1985: 236) infolge verstärkten feinklastischen Eintrags.

Nach einem letzten markanten Hochstand, der nach HERBIG (1995) durch den Crenistria-Kalk dokumentiert wird, fiel der Meeresspiegel kräftig ab (Ross & Ross 1987), gleichzeitig wurde das Klima humider. Dies führte zu einer zeitweiligen Verringerung der flachmarinen Karbonatproduktion auf den beckeninternen Hochgebieten: die Kalkturbidite blieben langsam aus. Der Vorbau großer Deltakomplexe an der Südküste von Laurussia belegt die unter feuchterem Klima nun intensivere terrestrische Verwitterung mit nachfolgend erhöhter detritischer Fracht der Flüsse; und die infolge des erniedrigten Meeresspiegels verschmälerten Schelfgebiete fingen weniger davon ab.

Hauptursache der verstärkten pelitischen Se-

dimentation dürfte aber die Einengung des rheinoherzynischen Meeresraums durch die sich von Süden langsam nähernde Kollisionsfront zwischen gondwanischer und laurussischer Platte gewesen sein, die sich im nordwärtigen Vorbau des variszischen Orogens mit begleitender vermehrter Erosion seiner emergenten Bereiche ausdrückte: der Übergang zum „Flysch-Stadium“ deutete sich an. Das Verschwinden der Kieselgesteins-Bänke – abgesehen von lokalen kieseligen Horizonten im cd III  $\gamma$  (KORN 1989) – war offenbar aber nicht nur ein Effekt der Verdünnung durch vermehrten Feindetritus, sondern war – wie auch die über weite Bereiche parallelisierbaren (JACKSON 1985) anoxischen Horizonte in den Kieseligen Übergangsschichten – ebenfalls auf die zunächst episodische, dann aber nachhaltige Störung der ozeanischen Zirkulation zurückzuführen. nach HURLEY & VAN DER VOO (1987) kollidierten Laurussia und Gondwana nämlich punktuell erstmals ungefähr im cd II  $\delta$ . Dies muß zur weitgehenden Unterbrechung der aus der westlichen Paläo-Tethys stammenden äquatorialen Westströmung des paläotethyalen Oberflächenwassers geführt haben, die einen starken Rückgang der Radiolarien-Produktion nach sich zog. Der verbleibende mittlere und westliche Teil der Paläo-Tethys, in dem sich das Kulm-Restbecken befand, wurde zu einem weitgehend abgeschnittenen engen, langgestreckten Nebenmeer des östlichen Paläo-Pazifiks („restricted basin“) mit anoxischen Phasen. Die ökologischen Verhältnisse am Meeresboden der Kieseligen Übergangsschichten waren insgesamt anscheinend aber günstiger als je zuvor seit dem Beginn des cd II, wie die nun häufigeren Benthos-Funde zeigen. Die tektonische Verengung des Meeresraumes könnte auch zu einer Verflachung des Meeres (Trilobiten mit Augen!) geführt haben.

**Nachfolger der Kulm-Kieselgesteine.** Mit den Posidonien-Schiefen, die in die Kulm-Tonschiefer des cd III  $\beta$  übergehen, wird die Lithofazies – abgesehen von den turbiditischen Posidonien- und Rhenaer Kalken des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges – dann recht monoton. Die klastische Zufuhr und damit die Se-

dimentationsraten erhöhten sich weiter und erreichten in den Kulm-Grauwacken mit ca. 100 mm/1000 a (JACKSON 1985: 236) ein vorläufiges Maximum. Ein krasser Meeresspiegelabfall im Namur infolge der beginnenden permokarbenen Vereisung sowie die verstärkte Umwandlung des Kulm-Beckens in einen schmalen subsidierenden Flyschtrog im nördlichen Vorland des Variszischen Orogens, die gemeinsam zur Bildung einer mächtigen, rasch sedimentierten siliziklastischen Turbiditabfolge beitrugen, ließen auch später keine Kieselsedimentation mehr zu.

**Danksagung:** Herrn Prof. Dr. R. SCHMIDT-EFFING (Marburg) danke ich herzlichst für die langjährige freundschaftliche Förderung sowie die unermüdliche Bereitschaft zu Rat und Tat bei der Bewältigung der Kieselgesteins-Problematik. Herrn Dr. A. BRAUN (Bonn) danke ich sehr für die freundschaftliche Zusammenarbeit, gemeinsame Geländebegehungen und die außergewöhnliche Hilfsbereitschaft.

Viele Wissenschaftler des Fachbereichs Geowissenschaften an der Philipps-Universität Marburg haben durch wertvolle Informationen, Ratschläge, Anregungen, praktische Hilfen, gemeinsame Geländebegehungen und/oder Bemerkungen zum Manuskript zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Dabei danke ich besonders den Herren Priv.-Doz. Dr. M. AMLER, Dr. P. BENDER, Prof. Dr. P. BUCK, Prof. Dr. G. HAHN, Prof. Dr. H.-G. HERBIG (jetzt Köln), Prof. Dr. R. HUCKRIEDE, Dr. G. KAUFFMANN, Dr. P. KÖNIGSHOF (jetzt Frankfurt), Frau Dr. K. LEUSCHNER (jetzt Leoben), den Herren Priv.-Doz. Dr. P. MASBERG, Dr. B. SCHNETGER (jetzt Oldenburg), Prof. Dr. K.-W. TIETZE, Prof. Dr. St. VOGLER, Prof. Dr. W. VORTISCH (jetzt Leoben) und Prof. Dr. H. ZANKL.

Insbesondere die regional übergreifende Arbeitsweise brachte es mit sich, daß diese Arbeit auch durch zahlreiche weitere Wissenschaftler mit Hinweisen auf Aufschlußlokalitäten, Rat-

schlägen, Diskussionen, verschiedenen anderen Hilfen und teilweise auch gemeinsamen Exkursionen erheblich unterstützt wurde. Stellvertretend dafür möchte ich Frau Dr. E. PAPROTH (Krefeld), den Herren Prof. Dr. W. FRANKE (Gießen), Prof. Dr. J. GANDL (Würzburg), Dr. M. HORN (Wiesbaden), Dr. H. KNAPPE (Wernigerode), Prof. Dr. W. v. KÖNIGSWALD (Bonn), Prof. Dr. J. KULLMANN, Prof. Dr. J. LÖSCHKE (beide Tübingen), Prof. Dr. D. MEISCHNER (Göttingen), Dr. H. D. NESBOR (Wiesbaden), Prof. Dr. M. SCHWAB (Halle), Dr. S. SCHÜFFLER (Erlangen), E. THOMAS (Witten), Dr. O. TIETZ (Görlitz), Dr. B. TSCHAPEK (Halle), Prof. Dr. H. WACHENDORF (Braunschweig), Prof. Dr. H. WELLER (Greifswald), Dr. D. WEYER (Magdeburg), Priv.-Doz. Dr. A. P. WILLNER (Bochum), Dr. H. ZELLMER (Braunschweig), Dr. W. ZIMMERLE (Celle) sowie der Subkommission für Karbon-Stratigraphie bestens danken.

Auch mehrere nichtwissenschaftliche Mitarbeiter der geowissenschaftlichen Fachbereiche in Marburg und an der TU Darmstadt haben mir in dankenswerter Weise geholfen, vor allem die Damen und Herren M. DUKAT, E. ENGLERT, S. HOFMANN, E. KLINGELHÖFER, J. KIRSCH, G. LANGE, M. LUH, M. SCHWEIKHARD und E. WETTENGL. Meinen treuen Marburger „Hiwis“ Dipl.-Geol. P. ASBACH, Dipl.-Geol. U. BUCHELT, Dipl.-Geol. M. ROGALL und Dipl.-Geol. F. WIERICH danke ich vielmals für ihre tadellosen Arbeiten an den präparativ schwierigen Gesteinen.

Der Deutschen Forschungs-Gemeinschaft (Bonn) verdanke ich eine Sachmittelbeihilfe (Projekt Gu 289/2-1), mit der ein großer Teil der Reise-, Material- und Hilfskraft-Mittel finanziert werden konnte, sowie eine Druckkostenbeihilfe. Mein besonderer Dank gilt auch dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung (Wiesbaden) für das freundliche Entgegenkommen bei der Drucklegung der Arbeit.

Entscheidend profitiert habe ich aber vor allem von der ständigen Unterstützung und Geduld seitens meiner Ehefrau, Frau Dr. M. M. GURSKY, der ich u.a. für fachlichen Rat und Diskussionen sowie umfangreiche Zeichenarbeiten ganz besonders dankbar bin.

## 9. Verzeichnis der untersuchten Lokalitäten

### Altenau

Klippen östlich der Südausfahrt von Altenau/Oberharz, u.a. im Hof des ehemaligen Kurhotels „Stadt Hannover“; TK L 4328 Bad Lauterberg im Harz, R 36 001, H 57 413 (Schwarze Kiesel-schiefer).

### Aske

Ehemaliger kleiner Steinbruch ca. 200 m westlich der Straße Voerde–Gevelsberg-Vogelsand am SE-Rand von Vogelsang; TK L 4710 Hagen, R 25 968, H 56 896 (Kieselkalke).

### Bad Wildungen

Ehemaliger Steinbruch ca. 300 m westlich des Ortsrandes von Bad Wildungen, nahe der Straße nach Reinhardshausen, am ehemaligen „Café Waldhaus“ (jetzt „Brauhaus Bad Wildungen“); TK L 4920 Fritzlar, R 35 068, H 56 635 (Deckdiabas – Schwarze/Helle Kiesel-schiefer).

### Bergfreiheit

Steinbruch am Mittelsten Hammer ca. 1 km südwestlich von Bergfreiheit/Kellerwald im Urff-Tal, beim Besucherbergwerk; TK L 4920 Fritzlar, R 35 064, H 56 567 (Deckdiabas –Helle Kiesel-schiefer).

### Becke-Oese

Straßenanschnitt, kleine ehemalige Steinbrüche und großer Steinbruch an der B 7 zwischen Hemer und Menden, nahe des Bahnhalt-punktes Becke-Oese; TK L 4512 Unna, R 34 157, H 56 969 bis R 35 159, H 56 973 (Nehden-schiefer bis Kulm-Plattenkalk).

### Bielstein

Ehemaliger kleiner Steinbruch, Klippen und Fußweganschnitte am östlichen Innerste-Ufer, am Nordrand von Lautenthal/Oberharz beim Schulzentrum; TK L 4126 Seesen, R 35 8925, H 57 498 (Oberdevon-Kalksteine bis Helle Kiesel-schiefer).

### Bromberg

Ehemaliger großer Steinbruch ca. 2 km nordwestlich von Medebach nahe der Straße nach Winterberg, am NW-Hang des Brombergs; TK L 4718 Korbach, R 34 770, H 56 754 (Schwarze Kiesel-schiefer bis Kulm-Tonschiefer).

### Cobbenrode

Ehemaliger kleiner Steinbruch ca. 300 m südöstlich von Cobbenrode bei Lennestadt; TK L 4914 Schmallenberg, R 34 415, H 56 736 (Schwarze Kiesel-schiefer und Kieselkalke mit Cobbenroder Kalkbrekzie).

### Dodenau

Ehemaliger Steinbruch am südwestlichen Talrand der Eder ca. 1,5 km westsüdwestlich von Dodenau/Eder, an der Straße nach Reddingshausen; TK L 4916 Bad Berleburg, R 34 701, H 56 543 (Liegende Alaunschiefer bis Helle Kiesel-schiefer).

### Drewer

Ehemaliger großer „Provinzial“-Steinbruch Drewer an der Straße Belecke–Drewer bei Warstein, ca. 1,5 km nordöstlich von Belecke; TK L 4516 Büren, R 34 554, H 57 069 (Oberdevon-Kalksteine bis Kieselkalke).

### Hauwald

Kleiner Steinbruch im östlichen Hauwald ca. 2 km östlich von Buchenau/Lahn, westlich der Straße Brungershausen–Warzenbach; TK L 5116 Biedenkopf, R 34 742, H 56 381 (Schwarze/Helle Kiesel-schiefer).

### Herborn

Einschnitt der ehemaligen Bahnlinie Herborn–Uchersdorf, ca. 1 km nördlich des Bahnhofgebäudes von Herborn am Westfuß des Galgenbergs, direkt westlich der neuen Schnellstraße Herborn–Dillenburg; TK L 5314 Dillenburg, R 34 511, H 56 176 (Deckdiabas, Helle Kiesel-schiefer und Kieselige Übergangsschichten).

### **Lerbach-Hüttenteich**

Straßenanschnitt östlich des ehemaligen Hüttenteichs im SW-Teil von Lerbach/Oberharz bei Osterode, an der alten Straße nach Osterode; TK L 4326 Osterode am Harz, R 358915, H 563600 (Helle Kieselschiefer bis Kulm-Grauwacken).

### **Lerbach-Neue Harzstraße**

Straßenanschnitt an der neuen Schnellstraße Osterode–Clausthal-Zellerfeld, ca. 300 m westlich des Ortskerns von Lerbach; TK L 4326 Osterode am Harz, R 358895, H 57364 (Mitteldevon-Diabas bis Kulm-Tonschiefer).

### **Lerbach-Waldschwimmbad**

Waldweganschnitt am NW-Hang des Bärenkopfes, ca. 500 m südwestlich des nordwestlichen Ortsendes von Lerbach, ca. 400 m südwestlich des Waldschwimmbades; TK L 4326 Osterode am Harz, R 35910, H 57366 (Oberdevon-Rotschiefer bis Kulm-Tonschiefer).

### **Lindenhof**

Ehemaliger kleiner Steinbruch und Waldstraßenanschnitt am SE-Ende der Siedlung Lindenhof an der kleinen Straße Weifenbach–Hatzenfeld/Eder bei Biedenkopf; TK L 5116 Biedenkopf, R 34663, H 56484 (Schwarze/Helle Kieselschiefer und Kieselkalke).

### **Morgenbrodstaler Graben**

Anriß im Bachbett der oberen Großen Söse am Wehr des Morgenbrodstaler Grabens, an der Wegbrücke über die Große Söse nahe der Schutzhütte, ca. 500 m südwestlich unterhalb der Hammerstein-Klippen, ca. 4 km südlich von Altenau/Oberharz; TK L 4328 Bad Lauterberg im Harz, R 35997, H 57376 (Schwarze Kieselschiefer mit schwarzen Quarzen und Hörre-Gommern-Quarzit).

### **Oberrödinghausen**

Bahneinschnitt im Hönnetal westlich von Oberrödinghausen zwischen Balve und Menden, am Westrand des großen Kalkwerks; TK L 4711 Iserlohn, R 34194, H 56960 (Hemberg-Rotschiefer bis Schwarze Kieselschiefer).

### **Rottenberg**

Anschnitt und ehemaliger Steinbruch am NW-Fuß des Rottenbergs an der Straße Adorf–Flechtdorf, ca. 9 km nordwestlich von Korbach; TK L 4718 Korbach, R 34855, H 56900 (Oberdevon-Pelite und -Sandsteine bis Kieselige Übergangsschichten/Rhenaer Kalk).

### **Rübeland**

Bahnanschnitt an der Tunneleinfahrt ca. 350 m südöstlich des „Blauen Sees“, südlich der Straße Rübeland–Hütterode im nördlichen Mittelharz; TK 4231 Blankenburg (Mittel-/Oberdevon-Kalksteine, Büchenberg-Serie und Kulm-Tonschiefer).

### **Schierke**

Klippen östlich oberhalb des Tals der Kalten Bode an der Höhe 628,0, ca. 1 km südöstlich von Schierke/Mittelharz; TK 4230 Elbingerode (Brockengranit und Helle Kieselschiefer).

### **Stollenklippe**

Bachanriß des oberen „Gelben Lochs“ oberhalb des Kirchtaler Planwegs unterhalb der Stollenklippe (Auf dem Acker), ca. 3 km nordnordwestlich von Sieber/Oberharz; TK L 4328 Lauterberg am Harz, R 35978, H 57336 (Oberdevon-Rotschiefer, Ton-/Alaunschiefer, Schwarze Kieselschiefer mit schwarzen Quarziten und Hörre-Gommern-Quarzit).

### **Visbeck**

Steinbruch/Schottergrube an der Straße Visbeck–Hellefeld bei Arnsberg, ca. 1 km nordwestlich Visbeck; TK L 4714 Arnsberg, R 34658, H 56896 (Liegende Alaunschiefer bis Kieselkalke).

### **Waffenhammer**

Straßenanschnitt im Steinachtal an der Straße Stadtsteinach–Wildenstein, nahe des ehemaligen Wirtshauses „Waffenhammer“, ca. 5 km nordöstlich von Stadtsteinach; TK L 5934 Kulmbach, R 44682, H 55623 (devonische Tonschiefer und Kieselgesteine, unterkarbonische Kieselgesteine).

## Wallau

Ehemaliger Steinbruch am Schießstand von Wallau, ca. 300 m westlich oberhalb des Hainbachtals, ca. 1,5 km nördlich von Wallau/Lahn bei Biedenkopf; TK L 5116 Biedenkopf, R 34626, H 56484 (Schwarze Kieselschiefer bis Posidonienskalk).

## Zillierbach

Waldanschnitt und ehemaliger Steinbruch am Südzipfel des Zillierbach-Stausees, ca. 2 km nordwestlich von Elbingerode/Mittelharz; TK 4230 Elbingerode (Ahrendfeld-/Büchenberg-Serie).

## Zippenhaus

Ehemaliger kleiner Steinbruch ca. 100 m westlich von Bahnlinie und Straße Neviges-Langenberg, ca. 2 km östlich von Velbert bei Wuppertal; TK L 4708 Wuppertal, R 25760, H 56893 (Tournai-Zwischenschiefer bis Hangende Alaunschiefer).

Informationen über weitere Lokalitäten mit kieseligen Gesteinen des Kulms finden sich vor allem in HAUSMANN (1983), JACKSON (1985), NICOLAUS (1963), WITTEN (1979) und ZELLMER (1995b).

# 10. Schriftenverzeichnis

- ADACHI, M., YAMAMOTO, K. & SUGISAKI, R. (1986): Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activity. - *Sed. Geol.*, **47**: 125-148; Amsterdam.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. - *Z. dt. geol. Ges.*, **129** (1): 229-247; Stuttgart.
- AHRENDT, H., CLAUSER, N., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental fold belts: 323-338; Berlin (Springer).
- AMLER, M. R. W. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). - *Geol. Abh. Hessen*, **88**: 339 S.; Wiesbaden.
- AMLER, M. R. W. (1992): Nekro- oder Taphocoenose - Das Kulm- Meer und seine Bivalven. - 144. Hauptversammlg. dt. geol. Ges., Tagungsheft, 1 S.; Halle.
- ANDERSON, T. A. (1975): Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany. - *Geology*, **86**: 77-82; Boulder.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, **88**: 1305-1320; Boulder.
- AUDLEY-CHARLES, M. G. (1965): Some aspects of the chemistry of Cretaceous siliceous sedimentary rocks from eastern Timor. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**: 1153-1173; Oxford.
- BÄR, P. (1968): Die ober-devonisch/unter-karbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ost-Sauerland). - *N. Jb. Geol. Paläont.* Abh., **131** (3): 263-288; Stuttgart.
- BALTUCK, M. (1982): Provenance and distribution of Tethyan pelagic and hemipelagic siliceous sediments, Pindos Mountains, Greece. - *Sed. Geol.*, **31** (1): 63-88; Amsterdam.
- BARRETT, T. J. (1981): Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. - *Chem. Geol.*, **34**: 289-317; Amsterdam.
- BARRETT, T. J. (1982a): Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. - *Sedimentol.*, **29** (3): 353-373; Oxford.
- BARRETT, T. J. (1982b): Jurassic bedded cherts from the North Apennines, Italy: dyscyclic sedimentation in the deep pelagic realm. - In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cyclic and event stratification: 389-403; Berlin (Springer).
- BAUMGARTNER, P. O. (Hrsg.) (1981): EURORAD II, 1980 - Second European meeting of radiolarian paleontologists: current research on Cenozoic and Mesozoic radiolarians. - *Eclogae geol. Helv.*, **74** (3): 1027-1061; Basel.
- BAUMGARTNER, P. O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. - *Eclogae geol. Helv.*, **80** (3): 831-879; Basel.
- BEHR, H.-J. (1978): Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. - *Z. dt. geol. Ges.*, **129** (1): 283-318; Stuttgart.

- BEHR, H.-J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. – *Tectonophysics*, **109**: 15–40; Amsterdam.
- BENDER, H., ERBEN, H. K., NICOLAUS, H.-J., WITTEKINDT, H. & ZIEGLER, W. (1959): Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung in Marburg a.d. Lahn vom 1. bis 9. September 1958. Exkursion A. – *Z. dt. geol. Ges.*, **111** (2): 255–258; Stuttgart.
- BENDER, P. (1978): Die Entwicklung der Hörre-Zone im Devon und Unterkarbon. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129** (1): 131–140; Stuttgart.
- BENDER, P. (1989): Die Hörre und ihre Stellung im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **71**: 347–356; Stuttgart.
- BENDER, P. & BRINCKMANN, J. (1969): Oberdevon und Unterkarbon südwestlich Marburg/Lahn (Lahn-Mulde und Hörre-Zone, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geologica et Palaeontologica*, **3**: 1–20; Marburg.
- BENDER, P., HERBIG, H.-G., GURSKY, H.-J. & AMLER, M. R. W. (1993): Beckensedimente im Oberdevon und Unterkarbon des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Fazies, Paläogeographie und Meeresspiegelschwankungen. – *Geologica et Palaeontologica*, **27**: 332–355; Marburg.
- BISCHOFF, G. (1957): Die Conodonten-Stratigraphie des rhenoheryzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **19**: 64 S.; Wiesbaden.
- BISCHOFF, G. & STOPPEL, D. (1957): Zum Alter des Wollenberg-Kellerwald-Quarzits (Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1957** (1): 14–24; Stuttgart.
- BLOSS, G. (1980): Die Geologie des Gebietes westlich, nördlich und östlich von Buchenau/Lahn (Dill-Mulde; Mbl. 5117 Buchenau) unter besonderer Berücksichtigung fazieller und sedimentologischer Gesichtspunkte. – 178 S.; Marburg [Dipl.-Arb.].
- BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J. & PAPROTH, E. (1980): Environmental aspects of some pre-Permian deposits in NW Europe. – *Meded. Rijks geol. Dienst*, **32** (1): 3–13; Haarlem.
- BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J. & PAPROTH, E. (1987): Fossil assemblages and depositional environments: limits to stratigraphical correlations. – In: MILLER, J., ADAMS, A. E. & WRIGHT, V. P. (Hrsg.): *European Dinantian environments*: 61–73; Chichester (Wiley).
- BODE, A. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Zellerfeld, Nr. 4128, 60 S.; Berlin (Kgl. geol. L.-Anst.).
- BODE, A. & ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Osterode, Nr. 4227, 50 S.; Berlin (Kgl. geol. L.-Anst.).
- BOHRMANN, G., STEIN, R. & FAUGERES, J. C. (1989): Authigenic zeolites and their relation to silica diagenesis in ODP site 661 sediments (LEG 108, eastern equatorial Atlantic). – *Geol. Rdsch.*, **78** (3): 779–792; Stuttgart.
- BOSTRÖM, K. (1972/73): The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. – *Stockholm Contr. Geol.*, **27**: 149–243; Stockholm.
- BRAUN, A. (1987): Unterkarbonische Radiolarien aus Kiesel-schiefern des Frankenwaldes und ihre paläobiologische und stratigraphische Bedeutung. – 121 S.; Marburg [Dipl.-Arb.].
- BRAUN, A. (1989a): Unterkarbonische Radiolarien aus Kiesel-schiefergerölln des Mains bei Frankfurt am Main. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.*, **71**: 357–380; Stuttgart.
- BRAUN, A. (1989b): Neue unterkarbonische Radiolarien-Taxa aus Kiesel-schiefergerölln des unteren Maintales bei Frankfurt a.M. – *Geologica et Palaeontologica*, **23**: 83–99; Marburg.
- BRAUN, A. (1989c): Eine Radiolarien-Fauna aus dem Ober-Viseum des Dinant-Beckens (Belgien). – *Geologica et Palaeontologica*, **23**: 101–111; Marburg.
- BRAUN, A. (1990a): Radiolarien aus dem Unter-Karbon Deutschlands. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **133**: 177 S.; Frankfurt a.M.
- BRAUN, A. (1990b): Evolutionary trends and biostratigraphic potential of selected radiolarian taxa from the Early Carboniferous of Germany. – *Mar. Micropal.*, **15**: 351–364; Amsterdam.
- BRAUN, A. (1992): Radiolarien aus unterkarbonischen Phosphorit-Konkretionen der Autobahnbaustelle an der Kohleiche bei Wuppertal-Aprath (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – In: THOMAS, E. (Hrsg.): *Oberdevon und Unterkarbon von Aprath im Bergischen Land (nördliches Rheinisches Schiefergebirge)*: 212–239; Köln (von Loga).
- BRAUN, A. & AMON, E. O. (1991): Fluoritisierte Radiolarien aus Kieselkalk-Bänken des Mittel-Viseums (Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges (Deutschland). – *Paläont. Z.*, **65** (1/2): 25–33; Stuttgart.
- BRAUN, A. & GURSKY, H.-J. (1991): Kieselige Sedimentgesteine des Unterkarbons im Rhenoheryzynikum – eine Bestandsaufnahme. – *Geologica et Palaeontologica*, **25**: 57–77; Marburg.
- BRAUN, A. & SCHMIDT-EFFING, R. (1988): Radiolarienfaunen aus dem tiefen Visé (Unterkarbon) des Frankenwaldes (Bayern). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1988** (11): 645–660; Stuttgart.
- BRAUN, A. & SCHMIDT-EFFING, R. (1993): Biozonation, diagenesis and evolution of radiolarians in the Lower Carboniferous of Germany. – *Mar. Micropal.*, **21**:

- 369-383; Amsterdam.
- BRINCKMANN, J., BRÜNING, U., HINZE, C. & STOPPEL, D. (1986): Das Bundesbohrprogramm im West-Harz - Paläogeographische Ergebnisse. - *Geol. Jb.*, **D 78**: 5-57; Hannover.
- BURCHARDT, I. (1970): Zur Mineralogie der Manganakkumulationen in unterkarbonischen Kiesel-schiefern am Elbingeröder Komplex (Harz). - *Z. angew. Geol.*, **16** (7/8): 332-338; Berlin.
- BURCHARDT, I. (1977): Paläogeographie und Faziesverhältnisse im Oberdevon und Dinant des Harzes. - *Hall. Jb. Geowiss.*, **2**: 13-26; Leipzig.
- BUSTILLO, M. A. & LA IGLESIA, A. (1979): Siliceo: relación entre índices de cristalinidad y ambientes de sustitución. - *Bol. geol. min.*, **90** (6): 588-594; Madrid.
- CALVERT, S. E. (1974): Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. - *Int. Ass. Sedimentol. spec. Publ.*, **1**: 273-299; Oxford (Blackwell).
- CALVERT, S. E. (1983): Sedimentary geochemistry of silicon. - In: ASTON, S. R. (Hrsg.): Silicon geochemistry and biogeochemistry: 143-186; London (Academic Press).
- CECIL, C. B. (1990): Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. - *Geology*, **18**: 533-536; Boulder.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K., ZIEGLER, W. & KORN, D. (1989): Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). - *Fortschr. Geol. Rheinland Westf.*, **35**: 161-226; Krefeld.
- CONIL, R. & PAPROTH, E. (1968): Mit Foraminiferen gegliederte Profile aus dem nordwest-deutschen Kohlenkalk und Kulm. - *Decheniana*, **119** (1/2): 51-94; Bonn.
- CONIL, R. & PAPROTH, E. (1983): Foraminifers from the uppermost Devonian and the Dinantian of the Rhenish Massif (Federal Republic of Germany). - *Paläont. Z.*, **57** (1/2): 27-38; Stuttgart.
- CORRENS, C. W. (1924): Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kiesel-schiefer). - *Mitt. Abt. Erz-, Salz-, Gesteinsmikr.*, **1**: 18-38; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).
- CORRENS, C. W. (1934): Erläuterungen der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Buchenau, Nr. 5117, 47 S.; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).
- COWIE, J. W. & BASSETT, M. G. (1989): Global stratigraphic chart. - *Episodes*, **12** (2), Beilage; Ottawa.
- COX, M. A. & WHITFORD-STARK, J. L. (1987): Stylolites in the Caballos Novaculite, west Texas. - *Geology*, **15**: 439-442; Boulder.
- CROWLEY, T. J. & BAUM, S. K. (1991): Estimating Carboniferous sea-level fluctuations from Gondwana ice extent. - *Geology*, **19**: 975-977; Boulder.
- DAVIS, E. F. (1918): The radiolarian cherts of the Franciscan Group. - *Bull. Departm. Geol., Univ. Calif. Publ.*, **11** (3): 235-432; Berkeley.
- DECKER, K. (1991): Rhythmic bedding in siliceous sediments - an overview. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy: 464-479; Berlin (Springer).
- DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M. & ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kiesel-schiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. *Geologie - Petrographie - Geochemie*. - *Geol. Jb. Hessen*, **117**: 79-138; Wiesbaden.
- DENCKMANN, A. (1909): Über eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördlich von Letmathe. - *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst.*, **27**: 20-47; Berlin.
- DE WEVER, P. (1987): Radiolarites rubanées et variations de l'orbite terrestre. - *Bull. Soc. géol. France*, **1987** (8), III/4: 957-960; Paris.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Geotekt. Forsch.*, **58**: 217 S.; Stuttgart.
- DIETRICH, G. & ULRICH, J. (Hrsg.) (1968): Atlas zur Ozeanographie. - 76 S.; Mannheim (Bibliograph. Inst.).
- DONOVAN, D. T. & JONES, E. J. W. (1979): Causes of world-wide changes in sea-level. - *J. geol. Soc. London*, **136**: 187-192; London.
- DREWRY, G. E., RAMSAY, A. T. S. & SMITH, A. G. (1974): Climatically controlled sediments, the geomagnetic field, and trade wind belts in Phanerozoic time. - *J. Geol.*, **82** (5): 531-553; Chicago.
- EDER, F. W., ENGEL, W., FRANKE, W. & SADLER, P. M. (1983): Devonian and Carboniferous limestone turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and their tectonic significance. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental foldbelts: 93-124; Berlin (Springer).
- EDER, F.W., ENGEL, W. & UFFENORDE, H. (1969): Stratigraphie und fazielle Gliederung des Quarzit-Zuges im Kellerwald (Mitteldevon bis Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **133** (3): 223-244; Stuttgart.
- EICKHOFF, G. (1973): Das hohe Oberdevon und tiefe Unterkarbon im Bahneinschnitt Oberrödinghausen bei Menden (Rheinisches Schiefergebirge). - *C.R. 7. Congr. int. Stratigr. Géol. Carbonif.*, **2**: 417-431; Krefeld.
- EINSELE, G. (1992): Sedimentary basins. - 628 S.; Berlin (Springer).
- EINSELE, G. & RICKEN, W. (1991): Limestone-marl alternations - an overview. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy: 23-47; Berlin (Springer).
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (1991): Cycles and events in stratigraphy - basic concepts and terms. - In: EINSE-

- LE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy: 1-19; Berlin (Springer).
- EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.) (1982): Cyclic and event stratification. - 536 S.; Berlin (Springer).
- ELRICK, M., READ J. F. & CORUH, C. (1991): Short-term paleoclimatic fluctuations expressed in lower Mississippian ramp-slope deposits, southwestern Montana. - *Geology*, **19**: 799-802; Boulder.
- EL TARABILI, E. S. (1962): Geologie des Devons und Kulms im Nordwest-Flügel der Sösemulde (Oberharz) unter besonderer Berücksichtigung der Petrographie der Kulmkieselschiefer. - *Roemeriana*, **5**: 115 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- ENGEL, W., FRANKE, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1983): Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the Mid-European Variscides - essay of an interpretation. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental foldbelts: 9-41; Berlin (Springer).
- EREZ, J., TAKAHASHI, K. & HONJO, S. (1982): In-situ dissolution experiment of radiolaria in the central North Pacific Ocean. - *Earth planet. Sci. Lett.*, **59** (2): 245-254; Amsterdam.
- Exkursionsführer Geotagung Göttingen (1977): Band I. Rheinisches Schiefergebirge, Harz. - 221 S.; Göttingen (Geol.-Paläont. Inst.).
- FINKS, R. M. (1970): The evolution and ecologic history of sponges during Palaeozoic times. - *Symp. zool. Soc. London*, **25**: 3-22; London.
- FISCHER, A. G. (1977): Pelagic sediments as clues to earth behavior. - *Mem. Soc. geol. ital.*, **15**: 1-8; Rom.
- FISCHER, A. G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. - *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, **14**: 351-376; Palo Alto/Calif.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks. - 472 S.; Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. - 633 S.; Berlin (Springer).
- FOLK, R. L. & McBRIDE, E. F. (1977): Poisson bed-thickness distribution and turbidite-pelagite thickness correlation, Jurassic radiolarites, Ligura, Italy. - *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **61** (5): 785; Tulsa/Oklahoma.
- FRANKE, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon und Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). - *Geol. Jb.*, **A 11**, 3-127; Hannover.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. - *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, **230**: 67-90; Boulder.
- FRANKE, W., EDER, W. & ENGEL, W. (1975): Sedimentology of a Lower Carboniferous shelf-margin (Velbert anticline, Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **150** (3): 314-353; Stuttgart.
- FRANKE, W., EDER, W., ENGEL, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1978): Main aspects of geosynclinal sedimentation in the Rhenohercynian zone. - *Z. dt. geol. Ges.*, **129** (1): 201-216; Stuttgart.
- FRANKE, W. & WALLISER, O. H. (1977): „Pelagic“ carbonates in the Variscan belt - their sedimentary and tectonic environments. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental foldbelts: 77-92; Berlin (Springer).
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Kieselgesteine. - In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. 4. Aufl.: 501-542; Stuttgart (Schweizerbart).
- GARRISON, R. F. & FISCHER, A. G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. - *Soc. econ. Palaeont. Mineral. spec. Publ.*, **14**: 20-56; Tulsa/Oklahoma.
- GAUGLITZ, R. (1967): Der Hellefelder Kalk (sogenannter „Kohlenkalk“) am Südrand der Nuttlarer und Lüdenscheider Mulde im Zusammenhang mit einem altersgleichen Konglomerat-Horizont am Nordstrand der Elspser Kulm-Mulde. - 67 S.; Göttingen [Diss.].
- GIBSON, T. G. & TOWE, K. M. (1971): Eocene volcanism and the origin of Horizon A. - *Science*, **172** (3979): 152-153; Washington.
- GODDARD, E. N., TRASK, P. D., DEFORD, R. K., ROVE, O. N., SINGEWALD, J. T. & OVERBECK, R. M. (1963): Rock-color chart. - 11 S.; New York (Geol. Soc. Amer.).
- GOLDMANN, K.-J. (1968): Zur Fazies und Paläogeographie des Paläozoikums der nördlichen Lahn-Mulde. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1968**: 321-337; Stuttgart.
- GOLDRING, R. (1962): The bathyal lull: Upper Devonian and Lower Carboniferous sedimentation in the Variscan geosyncline. - In: COE, K. (Hrsg.): Some aspects of the Variscan fold belt: 75-91; Manchester (Univ. Press).
- GOURMELON, F. (1987): Les radiolaires tournaisiens des nodules phosphatés de la Montagne Noire et des Pyrénées centrales. - *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **6**: 1-172; Brest.
- GREGG, J. M., GOLDSTEIN, S. T. & WALTERS, L. J. (1977): Occurrence of strained quartz in the siliceous frustules of cultured freshwater diatoms. - *J. sed. Petrol.*, **47** (4): 1623-1629; Tulsa/Oklahoma.
- GREIM, G. (1891): Beitrag zur Kenntnis des Kieselschiefers. - *Verh. phys. med. Ges. Würzburg N.F.*, **24** (7): 208; Würzburg.
- GURSKY, H.-J. (1984): Die Sedimentgesteine im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Ober-Jura bis Alt-Tertiär von Costa Rica): ihre Verbreitung, Fazies und geologische Geschichte unter besonderer Berücksichtigung der Radiolarite. - 394 S.; Marburg [Diss.].
- GURSKY, H.-J. (1988): Gefüge, Zusammensetzung und Genese der Radiolarite im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Costa Rica). - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **68**: 189 S.; Münster.

- GURSKY, H.-J. (1990): Radiolarian petrographic preservation types in Jurassic to Lower Tertiary cherts of Costa Rica. - *Mar. Micropaleont.*, **15**: 249-263; Amsterdam.
- GURSKY, H.-J. (1992): Sedimentäre und stoffliche Entwicklung kieseliger Sedimentgesteine im mitteleuropäischen Unter-Karbon. - 232 S.; Marburg [Habil.-Schrift].
- GURSKY, H.-J. (1996): Siliceous rocks of the Culm basin, Germany. - In: STROGEN, P., SOMERVILLE, I. D. & JONES, G. LL. (Hrsg.): Recent advances in Lower Carboniferous geology. - *Geol. Soc. spec. Pap.*, **107**: 303-314; Oxford (Blackwell).
- GURSKY, H.-J. & GURSKY, M. M. (1988): Thermal alteration of chert in the ophiolite basement of Southern Central America. - In: HEIN, J. R. & OBRADOVIC, J. (Hrsg.): Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions: 217-233; New York (Springer).
- GURSKY, H.-J. & MICHALZIK, D. (1989): Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental, Mexico. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1989** (5/6): 821-838; Stuttgart.
- GWOSDZ, W. (1972): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Oberdevons und Unterkarbons im Bereich des Attendorf-Elssper Riffkomplexes (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). - *Geol. Jb.*, **A 2**: 71 S.; Hannover.
- HAAGE, R. (1964): Beitrag zur Genese des Kieselschiefer-Mangan-kieselvorkommens im Schävenholz bei Elbingerode (Harz). - *Ber. geol. Ges. dt. demokr. Republ.*, **9** u. *Sonderh.* **2**: 567-580; Berlin.
- HAAGE, R. (1966): Zur Unterscheidung der petrographischen Begriffe „Kieselschiefer“ und „Lydit“. - *Geologie*, **15** (7): 876-878; Berlin.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C. (1977): Phyllocariden-Reste (Crustacea) aus dem deutschen Kulm (Unter-Karbon). - *Senckenbergiana leth.*, **58** (1/3): 81-90; Frankfurt a.M.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C. (1981): Ein neuer Ophiuren-Fund aus dem Kulm von Herborn (Asterozoa, Unter-Karbon III  $\alpha$ , Hessen). - *Geol. Jb. Hessen*, **109**: 5-18; Wiesbaden.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1981): Kulm-Trilobiten und ihr Lebensraum. - *Natur u. Museum*, **111** (11): 355-361; Frankfurt a.M.
- HARTMAN, W. D., WENDT, J. W. & WIENMAYER, F. (1980): Living and fossil sponges - notes for a short course. - *Sedimenta*, **7**: 274 S.; Miami (Univ. Miami).
- HAUBOLD, W. (1933): Über das Unterkarbon auf Blatt Goddelsheim am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. - *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **53**: 208-246; Berlin.
- HAUSMANN, R. (1983): Kieselsedimente unter besonderer Berücksichtigung syndiagenetischer Gleitvorgänge. - 176 S.; Köln [Diss.].
- HEATH, G. R. (1974): Dissolved silica and deep-sea sediments. - *Soc. econ. Paleontol. Mineral. spec. Publ.*, **20**: 77-93; Tulsa/Oklahoma.
- HEDBERG, H. D. (Hrsg.) (1976): International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. - 200 S.; New York (Wiley).
- HEIN, J. R., KUIJPERS, E., DENYER, P. & SLINNEY, R. E. (1983): Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene cherts from western Costa Rica. - *Dev. Sedimentol.*, **36**: 143-174; Amsterdam.
- HEIN, J. R. & PARRISH, J. T. (1987): Distribution of siliceous rocks in space and time. - In: HEIN, J. R. (Hrsg.): Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleum: 10-57; New York (Van Nostrand Reinhold).
- HEIN, J. R., VALLIER, T. L. & ALLAN, M. A. (1981): Chert petrology and geochemistry, Mid-Pacific Mountains and Hess Rise, Deep-Sea Drilling Project LEG 62. - In: THIEDE, J., VALLIER, T. L. et al. (Hrsg.): *Init. Rep. D.S.D.P.*, **62**: 711-748; Washington.
- HELING, D. (1988): Ton- und Siltsteine. - In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): *Sedimente und Sedimentgesteine*. 4. Aufl.: 185-231; Stuttgart (Schweizerbart).
- HELMKAMPE, K. (1969): Zur Sedimentpetrographie und Stratonomie des Westenfelder Kohlenkalks (Sauerland). - *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **16**: 473-528; Krefeld.
- HENNINGSEN, D. (1978): Zusammensetzung und Schüttung der Kulm-Grauwacken im Rheinischen Schiefergebirge - Ergebnisse und offene Fragen. - *Z. dt. geol. Ges.*, **129** (1): 109-114; Hannover.
- HERBERT, T. D. & SARMIENTO, J. L. (1991): Ocean nutrient distribution and oxygenation: limits on the formation of warm saline bottom water over the past 91 m.y. - *Geology*, **19**: 702-705; Boulder.
- HERBIG, H.-G. (1995): The late Asbian transgression in the central European Culm basins (Late Viséan *crenistria* Zone). - 315. [unveröff. Mskr.].
- HERBIG, H.-G. & BENDER, P. (1992): An eustacy-driven sequence of carbonate turbidites from the Dinantian II, eastern Rheinisches Schiefergebirge (Gladenbach Formation, Hörre belt). - *Fazies*, **27**: 245-262; Erlangen.
- HERBIG, H.-G. & MAMET, B. (1994): Hydraulic sorting of microbiota in calciturbidites - A Dinantian case study from the Rheinische Schiefergebirge, Germany. - *Facies*, **31**: 93-104; Erlangen.
- HINZE, C. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niedersachsen, Blatt Clausthal-Zellerfeld, Nr. 4128, 166 S.; Hannover.
- HINZE, C. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niedersachsen, Blatt Seesen, Nr. 4127, 161 S.; Hannover.
- HOLDER, M. T. & LEVERIDGE, B. E. (1986): Correlation of the Rhenohercynian Variscides. - *J. geol.*

- Soc. London, **143**: 141-147; London.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1976): Über mögliche Zusammenhänge zwischen tuftitischen Lagen im SW-Teil der Wittgensteiner Mulde und dem Vulkanismus der Dillmulde (Dinantium II-III  $\alpha/\beta$ , Rheinisches Schiefergebirge). - Z. dt. geol. Ges., **127**: 291-296; Stuttgart.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörrezone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon - Unterkarbon). - Geol. Abh. Hessen, **79**: 84 S.; Wiesbaden.
- HORN, M. (1989): Die Lebensspur *Spirodesmos* im Unterkarbon des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. - Bull. Soc. belge Géol., **98** (3/4): 385-391; Brüssel.
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, D. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 4820 Bad Wildungen, 386 S.; Wiesbaden.
- Hoss, H. (1957): Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieseliefer. - Beitr. Mineral. Petrogr., **6**: 59-88; Göttingen.
- Hoss, H. (1959): Nachtrag zu den Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieseliefer. - Beitr. Mineral. Petrogr., **6**: 248-260; Göttingen.
- HUCKRIEDE, H. (1993): Mangan-Anreicherungen in anoxischen Meeresbecken: Beispiele aus der zentralen Ostsee und dem Unterkarbon II Mittel- und Westeuropas. - 125 S.; Göttingen [Diss.].
- HUCKRIEDE, R. (1952): Eine spiralförmige Lebensspur aus dem Kulm-Kieseliefer von Biedenkopf an der Lahn (*Spirodesmos archimedeus* n.sp.). - Paläont. Z., **26** (3/4): 175-180; Stuttgart.
- HUMMEL, K. (1923): Über Manganerze im Kulm des Kellerwaldes. - Z. prakt. Geol., **31**: 89-93; Halle/Saale.
- HURLEY, N. F. & VAN DER VOO, R. (1987): Paleomagnetism of Upper Devonian reefal limestones, Canning Basin, western Australia. - Bull. geol. Soc. Amer., **98** (2): 138-146; Boulder.
- IJIMA, A. (1961): Diagenetic alteration of some acidic tuffs in the Kushiro coal basin. Clinoptilolite-montmorillonite-low cristobalite relation. - Jap. J. Geol. Geogr., **32**: 507-522; Tokyo.
- IJIMA, A. & OHWA, I. (1980): Zeolitic burial diagenesis in Cretaceous-Tertiary geosynclinal deposits of central Hokkaido, Japan. - In: REES, L. V. C. (Hrsg.): Proc. 5th int. Conf. Zeolites Naples: 139-148; London (Heyden).
- IJIMA, A., KAKUWA, Y., YAMAZAKI, K. & YANAGIMOTO, Y. (1978): Shallow-sea, organic origin of the Triassic bedded chert in central Japan. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, **19** (5): 369-400; Tokyo.
- IJIMA, A., MATSUMOTO, R. & TADA, R. (1980): Zeolite and silica diagenesis and sandstone petrography at sites 438 and 439 off Sanriku, northwest Pacific, LEG 57, Deep-Sea Drilling Project. - In: LEE, M. & STOUT, L. N. (Hrsg.): Init. Rep. D. S. D. P., **56/57** (2): 1143-1158; Washington.
- IJIMA, A., MATSUMOTO, R. & TADA, R. (1985): Mechanism of sedimentation of rhythmically bedded chert. - Sed. Geol., **41**: 221-233; Amsterdam.
- IJIMA, A. & TADA, R. (1981): Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan. - Sedimentology, **28**: 185-200; Oxford.
- IJIMA, A., TADA, R. & WATANABE, Y. (1988): Developments of Neogene sedimentary basins in the northeastern Honshu arc with emphasis on Miocene siliceous deposits. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, **21** (5): 417-446; Tokyo.
- IMOTO, N. (1983): Sedimentary structures of Permian-Triassic cherts in the Tamba district, southwest Japan. - Dev. Sedimentol., **36**: 377-393; Amsterdam.
- JACKSON, P. C. (1985): Sedimentology, stratigraphy and palaeoceanography of some Lower Carboniferous hemipelagic sequences. Band 1: Text. - 292 S.; Band 2: Fototafeln, Anhang, Karten. - Oxford [unveröff. Diss.].
- JACKSON, P. C. (1990): The Crenistria Limestone: palaeoceanographic crisis in a Dinantian sea. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1990** (10): 607-621; Stuttgart.
- JÄGER, H. (1995): Geologische Untersuchungen im Acker-Bruchberg- und Ilsenburg-Quarzit im Harz. - 110 S.; Marburg [Dipl.-Arb.].
- JENKYN, H. C. & WINTERER, E. L. (1982): Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. - Earth planet. Sci. Lett., **60**: 351-375; Amsterdam.
- JEWELL, P. W. (1995): Geologic consequences of globe-encircling equatorial currents. - Geology, **23** (2): 117-120; Boulder.
- JONES, J. G. (1969): Pillow lavas as depth indicators. - Amer. J. Sci., **267**: 181-195; New Haven.
- JONES, D. L. & MURCHEY, B. (1986): Geologic significance of Paleozoic and Mesozoic radiolarian chert. - Ann. Rev. Earth planet. Sci., **14**: 455-492; Palo Alto/Calif.
- JORDAN, H. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niedersachsen, Blatt Osterode, Nr. 4227, 148 S.; Hannover.
- KAKUWA, Y. (1984): Preservation of siliceous skeletons in siliceous rocks. - Sci. Pap. College Arts Sci. Univ. Tokyo, **34** (1-2): 43-61; Tokyo.
- KALVODA, J. (1989): Tournaisian events in Moravia (Czechoslovakia) and their significance. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **117**: 353-358; Frankfurt a.M.
- KASTNER, M. (1981): Authigenic silicates in deep-sea sediments: formation and diagenesis. - In: EMILIANI, C. (Hrsg.): The oceanic lithosphere (= The sea. 7): 915-980; New York (Wiley).
- KAYSER, E. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Dillenburg, Nr. 5215, 119 S.; Berlin (Kgl. geol.

- L.-Anst.).
- KING, D. T. (1990): Probable influence of early Carboniferous (Tournaisian - early Viséan) geography on the development of Waulsortian and Waulsortian-like mounds. - *Geology*, **18**: 591-594; Boulder.
- KLEMM, H. D. & ULMISHEK, G. F. (1991): Effective petroleum source rocks of the world: stratigraphic distribution and controlling depositional factors. - *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **75** (12): 1809-1851; Tulsa/Oklahoma.
- KOBOLD, A. (1933): Die Gliederung des Oberharzer Kulms nach Goniatiten. - *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **53**: 450-515; Berlin.
- KOCHMANN, G. (1968): Die oberdevonische bis unterkarbonische Schichtenfolge und der Schuppenbau im NW-Bereich des mittleren Acker-Bruchberg-Zuges (Oberharz). - 155 S.; Erlangen [Diss.].
- KOENEN, A. V. (1879): Die Kulm-Fauna von Herborm. - *N. Jb. Miner.*, **1879**: 309-346; Stuttgart.
- KÖNIGSHOF, P. (1991): Conodont colour alteration adjacent to a granitic intrusion, Harz Mountains. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1991** (2): 84-90; Stuttgart.
- KORN, D. (1989): Neuaufschlüsse an der Autobahnbaustelle bei Arnsberg/Sauerland: Kieselchiefer im oberen Visé (Unterkarbon). - *Mitt.-Bl. Bd. dt. Geol.*, **28** (= 4/89): 33; Bonn.
- KREBS, W. (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). - *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **511**: 105 S.; Frankfurt a.M.
- KUBANEK, F. & ZIMMERLE, W. (1986): Tuffe und kieselige Tonschiefer aus dem tieferen Unterkarbon der Bohrung Adlersberg (West-Harz). - *Geol. Jb.*, **D 78**: 207-268; Hannover.
- KÜBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. - *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, **2** (2): 385-397; Pau.
- KÜHNE, F. & PAECKELMANN, W. (1929): Die stratigraphische und facielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit Nachbargebieten. - *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **49** (2): 1229-1254; Berlin.
- KÜHN-VELTEN, H. & PAPROTH, E. (1981): Oberdevon und Unterkarbon am Haltepunkt Oese. - In: *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen*, Blatt Dortmund, Nr. C4710: 38-39; Krefeld.
- KUHN, H. & ZIMMERLE, W. (1989): Helle Tufflagen mit Belastungsmarken (load casts) im Unterkarbon (Viséum) von Westharz und Kellerwald. - *Geol. Jb. Hessen*, **117**: 139-154; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Palaeogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. - *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **3** (1): 243-288; Krefeld.
- KULLMANN, J. & MEYER, W. (1963): Zur Gliederung des Unteren Kulms nordwestlich der Sösemulde (Oberharz). - *Roemeriana*, **7**: 5-17; Clausthal-Zellerfeld.
- LASCHET, C. (1984): On the origin of cherts. - *Facies*, **10**: 257-290; Erlangen.
- LEEDER, M. R. (1987): Tectonic and palaeogeographic models for Lower Carboniferous Europe. - In: *MILLER, J., ADAMS, A. E. & WRIGHT, V. P. (Hrsg.): European Dinantian environments: 1-20*; Chichester (Wiley).
- LEEDER, M. R. (1988): Devonian-Carboniferous river systems and sediment dispersal from the orogenic belts and cratons of NW Europe. - In: *HARRIS, A. L. & FETTES, D. J. (Hrsg.): The Caledonian-Appalachian orogen*. - *Geol. Soc. spec. Publ. London*, **38**: 549-558; London.
- LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RA-  
BIEN, A. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Blatt Dillenburg, Nr. 5215, 550 S.; Wiesbaden.
- LOYD, C. R. (1982): The Mid-Cretaceous earth: paleogeography; ocean circulation and temperature; atmospheric circulation. - *J. Geol.*, **90** (4): 393-413; Chicago.
- LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A. (1984): Plate and intraplate processes of the Hercynian Europe during the Late Paleozoic. - *Tectonophysics*, **107**: 25-56; Amsterdam.
- LOWE, D. R. (1975): Regional controls on silica sedimentation in the Ouachita system. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, **86**: 1123-1127; Boulder.
- LUTZENS, H. (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. - *Geologie Beih.*, **74**: 105 S.; Berlin.
- MALIVA, R. G., KNOLL, A. H. & SIEVER, R. (1989): Secular change in chert distribution: a reflection of evolving biological participation in the silica cycle. - *Palaios*, **4**: 519-532; Tulsa/Oklahoma.
- MATSUMOTO, R. & IJIMA, A. (1983): Chemical sedimentology of some Permo-Jurassic and Tertiary bedded cherts in Central Honshu, Japan. - *Dev. Sedimentol.*, **36**: 175-191; Amsterdam.
- MATTE, P. (1986a): La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. - *Bull. Soc. géol. France*, **1986** (8), t. II (1): 9-24; Paris.
- MATTE, P. (1986b): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. - *Tectonophysics*, **126**: 329-374; Amsterdam.
- MATTSON, P. H. & PESSAGNO, E. A. (1971): Caribbean Eocene volcanism and the extent of Horizon A. - *Science*, **174** (4005): 138-139; Washington.
- MCBRIDE, E. F. & FOLK, R. F. (1979): Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on

- continental crust. - J. sed. Petrol., **49** (3): 837-868; Tulsa/Oklahoma.
- MCBRIDE, E. F. & THOMSON, A. (1970): The Caballos Novaculite, Marathon region, Texas. - Geol. Soc. Amer. spec. Pap., **122**: 129 S.; Boulder.
- MCGOWRAN, B. (1989): Silica burp in the Eocene ocean. - Geology, **17**: 857-860; Boulder.
- MEISCHNER, K.-D. (1962): Rhenar Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). - Abh. hess. L.-A. Bodenforsch., **39**: 47 S.; Wiesbaden.
- MEISCHNER, K.-D. (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. - C. R. 6e Congr. int. Strat. Géol. Carbonif., **3**: 1169-1180; Sheffield.
- MEISCHNER, K.-D. (1971): Clastic sedimentation in the Variscan geosyncline east of the River Rhine. - In: MÜLLER, G. (Hrsg.): Sedimentology of parts of Central Europe: 9-43; Frankfurt (Kramer).
- MEPPEL, G. (1933): Die Gliederung des Kulms in der Sösemulde und die Kulmkonglomerate im Oberharz. - Abh. preuß. geol. L.-Anst. N. F., **153**: 65 S.; Berlin.
- MEYER, H. L. F. (1910): Über Radiolarite im Dillenburgischen. - Sitzungsber. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. Westf. (= Ber. nieder-rhein. geol. Ver.), **1909**: D 10-16; Bonn.
- MEYER, K.-M. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Allertages am Nordweststrand des Acker-Bruchberges bei Riefensbeek im Harz. - Geol. Jb., **82**: 385-436; Hannover.
- MILCH, L. (1918): Über Adinole und Adinolschiefer des Harzes. - Z. dt. geol. Ges., **69**: 349-387; Stuttgart.
- MOBERLY, R. & JENKINS, H. C. (1981): Cretaceous volcanogenic sediments of the Nauru Basin, Deep-Sea Drilling Project LEG 61. - In: SHAMBACH, J. & STOUT, L. N. (Hrsg.): Init. Rep. D. S. D. P., **61**: 533-548; Washington.
- MORA, C. I., DRIESE, S. G. & SEAGER, P. G. (1991): Carbon dioxide in the Paleozoic atmosphere: evidence from carbon-isotope compositions of pedogenic carbonate. - Geology, **19**: 1017-1020; Boulder.
- MUCKE, D. (1973): Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex des Harzes. - Freiburger Forsch.-H., **C 279**: 145 S.; Freiberg.
- MÜLLER, G. & STRAUSS, K. W. (1987): Gesteine des Harzes. - Clausth. geol. Abh. Sonderbd. **5**: 73 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- MURATA, K. J. & NORMAN, M. B. (1976): An index of crystallinity for quartz. - Amer. J. Sci., **276**: 1120-1130; New Haven.
- MURRAY, R. W., JONES, D. L. & BUCHHOLTZ TEN BRINK, M. R. (1992): Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of the chert-shale couplet. - Geology, **20**: 271-271; Boulder.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. (1987): Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. - In: LEGGETT, J. K. & ZUFFA, G. G. (Hrsg.): Marine clastic sedimentology: 1-38; London (Graham & Trotman).
- NEBE, B. (1911): Die Culmfauna von Hagen i. W. - N. Jb. Miner., Beil.-Bd. **31**: 421-495; Stuttgart.
- NEUGEBAUER, J. (1989): The Iapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. - Tectonophysics, **169**: 229-256; Amsterdam.
- NICHOLLS, K. M. & SILBERLING, N. J. (1990): Delle Phosphatic Member: an anomalous phosphatic interval in the Mississippian (Osagean-Meramecian) shelf sequence of central Utah. - Geology, **18**: 46-49; Boulder.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. - Geol. Jb. Beih., **53**: 246 S.; Hannover.
- NISBET, E. G. & PRICE, I. (1974): Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited, ocean ridge-derived sediments. - Int. Assoc. Sedimentol. spec. Publ., **1**: 351-366; Oxford.
- NÖLTNER, T. (1986): Zur Zusammensetzung, Partikelgröße, Mikrotextur und Vererzung einiger Tonschiefer- und Kieselschiefer-Proben aus dem tieferen Unterkarbon der Bohrung Adlersberg (West-Harz). - Geol. Jb., **D 78**: 269-343; Hannover.
- NÖLTNER, T. (1988): Submikroskopische Komponenten und Mikrotextur klastischer Sedimente. - 170 S.; Stuttgart (Enke).
- NÖLTNER, T. (1991): Spurenelementgehalte und Genese eines geringmächtigen Schwarzpelits (Unterkarbon II  $\alpha$ ) aus dem Oberharz (Profil an der Neuen Harzstraße, Lerbach). - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1990** (8): 1139-1154; Stuttgart.
- OCZLON, M. S. (1990): Ocean currents and unconformities the north Gondwana Middle Devonian. - Geology, **18**: 509-512; Boulder.
- ODIN, G.-S. & ODIN, C. (1990): Echelle numérique des temps géologiques. - Géochronique, **35**: 12-21; Paris.
- PAECH, H.-J. (1973): Zur Geologie des Gommern-Quarzits östlich Magdeburg. - Z. geol. Wiss., **1** (7): 815-830; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1936): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Adorf, Nr. 4618 (1. Aufl.), 66 S.; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).
- PAECKELMANN, W. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Blatt Adorf, Nr. 4618 (2. Aufl.), 127 S.; Wiesbaden.
- PAPROTH, E. (1986): An introduction to a field trip to the Late Devonian outcrops in the northern Rheinisches Schiefergebirge (Federal Republic of Germany). - Ann. Soc. géol. Belgique, **109** (1): 275-284; Brüssel [incl. Exk.-Unterlagen, 33 S.].
- PAPROTH, E. (1989): Die paläogeographische Entwicklung Mittel-

- Europas im Karbon. - Geol. Jb. Hessen, **117**: 53-68; Wiesbaden.
- PAPROTH, E., FEIST, R. & FLAJS, G. (1992): Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. - *Episodes*, **14** (4): 331-336; Ottawa.
- PAPROTH, E., STOPPEL, D. & CONIL, R. (1973): Révision micropaléontologique des sites dinantiens dans l'anticlinal de Velbert (Allemagne). - *Bull. Soc. géol. belge Géol. Paléont. Hydrol.*, **82**: 51-139; Brüssel.
- PAPROTH, E. & WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1973**: 469-493; Stuttgart.
- PAPROTH, E. & ZIMMERLE, W. (1980): Stratigraphic position, petrography, and depositional environment of phosphorites from the Federal Republic of Germany. - *Mededel. Rijks geol. Dienst*, **32-11**: 81-95; Haarlem.
- PARRISH, J. T. (1982): Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic. - *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **66** (6): 750-774; Tulsa/Oklahoma.
- PAUL, H. (1940): Das Unterkarbon in Deutschland. - *Geol. Rdsch.*, **31**: 374-394; Stuttgart.
- PEFFERKORN, H. W. (1968): Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **9**: 143 S.; Münster.
- PFEIFFER, H. (1968): Dinant. - In: *Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik 1*: 177-188; Berlin.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. - *Earth-Sci. Rev.*, **23**: 75-174; Amsterdam.
- PICHOWIAK, S. (1977): Geologie des Gebietes Wallau-Beddelhausen (Bl. Laasphe, Rheinisches Schiefergebirge) mit besonderer Berücksichtigung der Kulmkieselschiefer. - Berlin [Dipl.-Arb.].
- POTTER, P. E., MAYNARD, J. B. & PRYOR, W. A. (1980): Sedimentology of shale. Study guide and reference source. - 310 S.; New York (Springer).
- RAD, U. v. (1979): SiO<sub>2</sub>-Diagenese von Tiefseesedimenten. - *Geol. Rdsch.*, **68** (3): 1025-1036; Stuttgart.
- RAD, U. v. RIECH, V. & RÖSCH, H. (1977): Silica diagenesis in continental margin sediments off northwest Africa. - In: LANCELLOT, Y., SEIBOLD, E. et al. (Hrsg.): *Init. Rep. D. S. D. P.*, **41**: 879-897; Washington.
- RAMSAY, A. T. S. (1973): A history of organic siliceous sediments in oceans. - *Spec. Pap. Palaeont.*, **12**: 199-234; London (Palaeont. Assoc. London).
- RAMSBOTTOM, W. H. C. (1979): Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe. - *J. geol. Soc. London*, **136**: 147-153; London.
- RANGIN, C., STEINBERG, M. & BONNOT-COURTOIS, C. (1981): Geochemistry of the Mesozoic bedded cherts of Central Baja California (Vizcaino-Cedros-San Benito): implications for paleogeographic reconstruction of an old oceanic basin. - *Earth planet. Sci. Lett.*, **54**: 313-322; Amsterdam.
- REICH, H. (1934): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Laasphe, Nr. 5016, 42 S.; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).
- REICH, H. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Blatt Battenberg, Nr. 4917 (2. Aufl.), 70 S.; Wiesbaden.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1975): Depositional sedimentary environments. With special reference to terrigenous clastics (1. Aufl.). - 439 S.; Berlin (Springer).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1980): Depositional sedimentary environments. With special reference to terrigenous clastics (2. Aufl.). - 549 S.; Berlin (Springer).
- RIBBERT, K.-H. (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabazuges (NW-Harz). - *Gött. Arb. Geol. Paläont.*, **18**: 58 S.; Göttingen.
- RIECH, V. (1981): Siliceous sediments from the Nauru Basin: diagenetic alteration of biogenic opal and authigenesis of silica and silicates. - In: SHAMBACH, J. & STOUT, L. N. (Hrsg.): *Init. Rep. D. S. D. P.*, **61**: 523-531; Washington.
- RIECH, V. & RAD, U. v. (1979a): Silica diagenesis in the Atlantic Ocean: diagenetic potential and transformations. - In: TALWANI, M., HAY, W. & RYAN, W. B. F. (Hrsg.): *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment*. - *M. Ewing Ser.*, **3**: 315-340; Washington (Amer. geophys. Union).
- RIECH, V. & RAD, U. v. (1979b): Eocene porcellanites and Early Cretaceous cherts from the western North Atlantic basin. - In: TUCHOLKE, B. E., VOGT, P. R. et al. (Hrsg.): *Init. Rep. D. S. D. P.*, **43**: 437-448; Washington.
- RITTMANN, A. (1981): Vulkane und ihre Tätigkeit. 3. Aufl. - 399 S.; Stuttgart (Enke).
- RÖSLER, H. J. (1960): Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. - *Freiberg. Forsch.-H.*, **C 92**: 275 S.; Berlin.
- RÖSLER, H. J. (1961): Einige Bemerkungen zum Chemismus paläozoischer Phosphorite aus Thüringen und dem Harz. - *Geologie*, **10** (1): 131-140; Berlin.
- ROSS, C. A. & ROSS, J. R. P. (1985): Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. - *Geology*, **13**: 194-197; Boulder.
- ROSS, C. A. & ROSS, J. R. P. (1987): Late Paleozoic sea levels and depositional sequences. - *Cushman Found. foraminif. Res. spec. Pu-*

- bl., **24**: 137-149; Washington.
- ROSS, C. A. & ROSS, J. R. P. (1988): Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. - Soc. econ. Paleont. Miner. spec. Publ., **42**: 227-247; Tulsa/Oklahoma.
- RÜST, D. (1892): Beitrag zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus den Gesteinen der Trias und der palaeozoischen Schichten. - Palaeontographica, **38**: 107-200; Kassel.
- SADLER, P. M. (1983): Depositional models for the Carboniferous flysch of the eastern Rheinisches Schiefergebirge. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental foldbelts: 125-143; Berlin (Springer).
- SCHAEFFER, R. (1980a): Die Eisenkiesel bei Laisa in Nordhessen - ein unterkarbonisches Quarz-Hämatit-Erz des „Lahn-Dill-Typs“. - Aufschluß, **31**: 205-210; Heidelberg.
- SCHAEFFER, R. (1980b): Vulkanogen-sedimentäre Manganerzlager im Unterkarbon bei Laisa (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). - Geol. Jb. Hessen, **108**: 151-170; Wiesbaden.
- SCHIMANSKI, W. (1969): Ergebnisse stratigraphisch-fazieller Untersuchungen im Oberdevon und Unterkarbon an der SE-Flanke des Elbingeröder Komplexes (Harz). - Hercynia, **6** (1): 47-56; Leipzig.
- SCHMIERER, T. (1934): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Biedenkopff, Nr. 5017, 64 S.; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).
- SCHMINCKE, H.-U. (1988): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F., **70**: 99-140; Stuttgart.
- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynkinalablagerungen im Rhenohercynikum. - 97 S.; Göttingen [Diss.].
- SCHULZ-DOBRICK, B. & WEDEPOHL, K. H. (1983): The chemical composition of sedimentary deposits in the Rhenohercynian belt of Central Europe. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental fold belts: 211-229; Berlin (Springer).
- SCHWAN, W. (1952): Geologisches Auftreten und Entstehung der Kieselschiefer (Lydite). - Geologica, **11**: 115-134; Berlin.
- SCHWAN, W. (1967): Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Faziesbildung der Hörre-Gomern- und Tanner Systeme. - Erlanger geol. Abh., **65**: 70 S.; Erlangen.
- SCHWAN, W. (1990): Geologie des Acker-Bruchberg-Ilsenburg-Zuges (Oberharz) - derzeitiger Forschungsstand und Diskussion der Probleme. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1990** (7): 787-850; Stuttgart.
- SCHWARZ, A. (1928): Die Natur des culmischen Kieselschiefers. - Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **41** (4): 1-53; Frankfurt a.M.
- SCHWARZ, H.-U. (1989): Vulkanoseismische Deformationen im Kieselschiefer - Befunde einer strukturellen Analyse. - Geol. Jb. Hessen, **117**: 155-168; Wiesbaden.
- SCOTESE, C. R., BAMBACH, R. K., BARTON, C., VAN DER VOO, R. & ZIEGLER, A. M. (1979): Paleozoic base maps. - J. Geol., **87** (3): 217-277; Chicago.
- SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. (1990): Revised world maps and introduction. - In: MCKERROW, W. S. & SCOTESE, C. R. (Hrsg.): Palaeozoic palaeogeography and biogeography. - Mem. geol. Soc. London, **12**: 1-21; London.
- SITTING, E. (1969): Zur geologischen Charakterisierung des Moldanubikums am Oberrhein (Schwarzwald). - Oberrhein. geol. Abh., **18**: 119-161; Karlsruhe.
- SMITH, A. G., HURLEY, A. M. & BRIDEN, J. C. (1982): Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums. - 102 S.; Stuttgart (Enke).
- SOMMERMANN, A.-E. (1990): Petrographie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms im Hinblick auf ihre Herkunft von der Mitteldeutschen Schwelle. - Geol. Jb. Hessen, **118**: 167-197; Wiesbaden.
- SPENCER, C. P. (1983): Marine biogeochemistry of silicon. - In: ASTON, S. R. (Hrsg.): Silicon geochemistry and biogeochemistry: 101-141; London (Academic Press).
- STASCHEN, D. (1968): Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). - Münster. Forsch. Geol. Paläont., **5**: 119 S.; Münster.
- STEENWINKEL, M. VAN (1984): Sedimentology of the Devonian-Carboniferous boundary sediments in the Oberrödinghausen borehole (Germany). - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 123-137; Frankfurt a.M.
- STEINBERG, M. (1981): Biosiliceous sedimentation, radiolarite periods and silica budget fluctuations. - Oceanologica Acta, **1981** (SP): 149-154.
- STEINBERG, M. & MPODOZIS-MARIN, C. (1978): Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléocéanographique. - Oceanologica Acta, **1** (3): 359-367; Paris.
- STOLBERG, R. (1994): Zur Geologie des Oberdevons und Unterkarbons im Raum Zwesten (Kellerwald) mit besonderer Berücksichtigung der Petrographie des Kellerwald-Quarzits. - 50 S.; Marburg [Dipl.-Arb.].
- STOPPEL, D. (1961): Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. - Abh. hess. L.-A. Bodenforsch., **34**: 114 S.; Wiesbaden.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. G. (1971a): Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie. - Beih. geol. Jb., **108**: 84 S.; Hannover.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. G. (1971b): Zur Biostratigraphie

- und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie. – *Ergänz.-H. Beih. geol. Jb.*, **108**: 170 S.; Hannover.
- STORZ, M. (1928): Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. Teil I: Verwitterung und authigene Kieselsäure führende Gesteine. – Monogr. Geol. Paläont., Ser. 2 (4): 137 S.; Berlin.
- STOW, D. A. V. (1985): Deep-sea clastics: where are we and where are we going?. – In: BRECHLEY, P. J. & WILLIAMS, P. J. P. (Hrsg.): *Sedimentology: recent developments and applied aspects.* – Geol. Soc. London spec. Publ., **18**: 67–93; London.
- STOW, D. A. V. (1986): Deep clastic seas. – In: READING, H. G. (Hrsg.): *Sedimentary environments and facies: 399–444*; Oxford (Blackwell).
- STOW, D. A. V. & BOWEN, A. J. (1978): Origin of lamination in deep-sea, fine-grained sediments. – *Nature*, **274**: 324–328; London.
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. P. B. (1979): Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. – *Earth Sci. Rev.*, **14** (3): 251–291; Amsterdam.
- STOW, D. A. V. & PIPER, D. J. W. (1984): Deep-water fine-grained sediments: facies models. – *Geol. Soc. spec. Publ.*, **15**: 611–659; London (Blackwell).
- STRIBRNY, B., URBAN, H. & WEBER, H. (1988): The Lower Carboniferous black shale formation, a possible source for noble and base metal deposits in the NE Rhenish Massif, Federal Republic of Germany. – *Miner. Petrol.*, **39**: 129–143; Wien–New York.
- STRUCKMEIER, W. (1982): Zur Geochemie, Mikroskopie und paläogeographischen Deutung der Liegenden Alaunschiefer (Dinantium II  $\alpha$ ) und eingelagerter Phosphorite im Belecker und Warsteiner Sattel (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **30**: 321–339; Krefeld.
- STUPP, D. (1980): Diplomkartierung im Mittel- und Oberdevon sowie im Unterkarbon in der nordöstlichen Dillmulde im Raume von Biedenkopf im Ostrheinischen Schiefergebirge. – Köln [Dipl.-Arb.].
- Subkommission für Karbonstratigraphie in der D. U. G. W. (1987): Die Devon-Karbon-Grenze im nördlichen und nordöstlichen Sauerland. – 35 S.; Olsberg [Mskr.].
- SUGISAKI, R., YAMAMOTO, K. & ADACHI, M. (1982): Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic. – *Nature*, **298**: 644–647; London.
- SUKOWSKI, Z. L. (1952): Average chemical composition of the sedimentary rocks. – *Amer. J. Sci.*, **250** (3): 360–374; New Haven.
- SWARBRICK, E. E. (1967): Turbidite cherts from northeast Devon. – *Sed. Geol.*, **1**: 145–157; Amsterdam.
- TADA, R. (1991a): Compaction and cementation in siliceous rocks and their possible effect on bedding enhancement. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SELACHER, A. (Hrsg.): *Cycles and events in stratigraphy: 480–491*; Berlin (Springer).
- TADA, R. (1991b): Origin of rhythmic bedding in Middle Miocene siliceous rocks of the Onnagawa Formation, northern Japan. – *J. sed. Petrol.*, **61** (7): 1123–1145; Tulsa/Oklahoma.
- TADA, R. & SIEVER, R. (1989): Pressure solution during diagenesis. – *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, **17**: 89–118; Palo Alto/Calif.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **27**: 201–276; Krefeld.
- TOURE, F. (1972): Erläuterung zur Kartierung des Oberdevons und Unterkarbons der Sösemulde NE Osterode. – 33 S.; Göttingen [Dipl.-Arb.].
- TRAUTNITZ, H.-M. (1980): Zirkonstratigraphie nach vergleichender morphologischer Analyse und statistischen Rechenverfahren – dargestellt am Beispiel klastischer Gesteine im Harz. – 145 S.; Erlangen [Diss.].
- TSCHAPEK, B. (1989): Zur Biostratigraphie der Selke-Mulde im Harz. – *Hercynia N. F.*, **26** (3): 295–306; Leipzig.
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **152** (1): 75–111; Stuttgart.
- UNSÖLD, G. (1984): Der Transportbeginn feinstkörnigen rolligen Sohlmaterials in gleichförmigen turbulenten Strömungen. Eine experimentelle Überprüfung und Erweiterung der SHIELDS-Funktion. – Rep. Sonderforsch.-Bereich 95 „Wechselwirkung Meer – Meeresboden“, **70**: 141 S.; Kiel.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. – *Paläont. Z.*, **33**: 266–314; Stuttgart.
- VOGES, A. (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **3** (1): 197–228; Krefeld.
- VOLKER, F. & ALTHERR, R. (1987): Lower Carboniferous calc-alkaline volcanics in the northern Vosges: evidence for a destructive continental margin. – *Terra cognita*, **7**: 174–175.
- WACHENDORF, H. (1966): Das Devon und Karbon der Sieber-Mulde (Harz). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **126** (2): 183–203; Stuttgart.
- WALKDEN, G. M. (1987): Sedimentary and diagenetic styles in Late Dinantian carbonates of Bri-

- tain. – In: MILLER, J., ADAMS, A. E. & WRIGHT, V. P. (Hrsg.): *European Dinantian environments*: 131–155; Chichester (Wiley).
- WALKER, R. G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphical traps. – *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **62** (6): 932–966; Tulsa/Oklahoma.
- WALKER, R. G. (1984): Turbidites and associated coarse clastic deposits. – In: WALKER, R. G. (Hrsg.): *Facies models*. 2. Aufl. – *Geosci. Canada Reprint Ser.* **1**: 171–188; Toronto (Geol. Assoc. Canada).
- WALLISER, O. H. (1960): Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dill-Mulde. – *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **3** (1): 229–242; Krefeld.
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **141** (3): 333–363; Stuttgart.
- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoharzynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129** (1): 249–281; Hannover.
- WEIGELT, J. (1919): Die Gliederung und die Faunenverteilung im Unteren Culm des Oberharzes. – *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst.*, **37** (2): 157–271; Berlin.
- WELLER, H. (1991): Facies and development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode Reef Complex in the Harz area (Germany). – *Facies*, **25**: 1–50; Erlangen.
- WERNER, C.-D. (1990): Initialer Magmatismus im Unter- und Mittelharz. – In: QUADE, H. (Hrsg.): *Tagungsh. 6. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“*: 1 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- WEITZEL, A. (1982): Cyclic and dyscyclic black shale formation. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): *Cyclic and event stratification*: 431–455; Berlin (Springer).
- WEYER, D. (1968): Das Alter der Büchenberg-Kieselschiefer (Unterkarbon) am Büchenberg-Sattel im Elbingeröder Komplex (Harz). – *Hercynia*, **5** (2): 193–200; Leipzig.
- WILCKENS, O. (1908): Radiolarit im Culm der Attendorn-Elsper Doppelmulde, Rheinisches Schiefergebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **60**: 354–357; Berlin.
- WILLNER, A. P., MASSONNE, H.-J. & KROHE, A. (1991): Tectono-thermal evolution of a part of a Variscan magmatic arc: the Odenwald in the Mid-German Crystalline Rise. – *Geol. Rdsch.*, **80** (2): 369–389; Stuttgart.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – 382 S.; Stuttgart (Enke).
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **20**: 325–343; Amsterdam.
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II  $\gamma/\delta$  bis III  $\alpha$  des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *Geol. Abh. Hessen*, **80**: 132 S.; Wiesbaden.
- WITZKE, B. J. (1990): Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. – In: MCKERROW, W. S. & SCOTSE, C. R. (Hrsg.): *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*. – *Mem. geol. Soc. London*, **12**: 57–73; London.
- WITZKE, B. J. & HECKEL, P. H. (1988): Paleoclimatic indicators and inferred Devonian paleolatitudes of Euramerica. – In: McMILLAN, N. J., EMBRY, A. F. & GLASS, D. J. (Hrsg.): *Devonian of the world*: 49–63; Calgary.
- WOLBURG, J. (1963): Das Unterkarbon- und Devonprofil der Bohrung Münsterland. – *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **11**: 517–538; Krefeld.
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **141** (2): 222–257; Stuttgart.
- WOLF, M. (1989): Die Inkohlungsverhältnisse im Dinantium der Wittgensteiner Mulde und ihrer Umrandung (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** (2): 209–216; Brüssel.
- WON, M.-Z. (1983): Radiolarien aus dem Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges (Deutschland). – *Palaeontographica*, **A 182** (4): 116–175; Stuttgart.
- WRIGHT, V. P. (1980): Climatic fluctuations in the Lower Carboniferous. – *Naturwiss.*, **67**: 252–253; Berlin.
- WRIGHT, V. P. (1990): Equatorial aridity and climatic oscillations during early Carboniferous, southern Britain. – *J. geol. Soc. London*, **147**: 359–363; London.
- WURM, A. (1961): *Geologie von Bayern. Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, nördlicher Oberpfälzer Wald*. – 555 S.; Berlin (Bornträger).
- YAMAMOTO, K. (1987): Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes. – *Sed. Geol.*, **52**: 65–108; Amsterdam.
- YOSHIDA, S. (1983): Chert laminite, one of the principal sediments in a geosyncline. – *Dev. Sediment.*, **36**: 441–456; Amsterdam.
- ZELLMER, H. (1995a): Stratigraphie und Paläogeographie der Kiesel-schiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon-Unterkarbon). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1993** (9/10): 1173–1185; Stuttgart.
- ZELLMER, H. (1995b): Stratigraphie und Petrographie der Kiesel-schiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon bis Unterkarbon). – 103 S.; Braunschweig [Diss.].
- ZIEGLER, B. (1983): Einführung in die Paläobiologie. Teil 2: Spezielle Paläontologie. Protisten,

- Spongien und Coelenteraten, Mollusken. - 409 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. - 130 S.; Amsterdam (Elsevier).
- ZIEGLER, P. A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. - *Tectonophysics*, **126**: 303-328; Amsterdam.
- ZIEGLER, P. A. (1989): Evolution of Laurussia. A study in Late Palaeozoic plate tectonics. - 102 S.; Dordrecht (Kluwer).
- ZIMMERLE, W. (1986): Gesteinstypen und kleindimensionale Sedi- mentstrukturen im tieferen Unter- karbon der Bohrungen Ad- lersberg, Bullars, Eselsberg und Spiegeltal im West-Harz. - *Geol. Jb.*, **D 78**: 95-207; Hannover.
- ZIMMERLE, W. (1989): Über das sub- mikroskopische Gefüge unter- karbonischer Kieselschiefer (Bundesrepublik Deutschland). - *Bull. Soc. belge géol.*, **98** (2): 171-181; Brüssel.
- ZÖLLICH, M. S. (1939): Zur Decken- frage im Mittelharz. - *Abh. preuß. geol. L.-Anst.*, **191**: 1-146; Berlin.
- ZWAN, C. J. VAN DER, BOULTER, M. C. & HUBBARD, R. N. L. B. (1985): Climatic change during the Lower Carboniferous in Euramerica, based on multivariate statistical analysis of palynological data. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **52**: 1-20; Amsterdam.

## Kurzfassung des Inhalts

### Die Kieselgesteine des Unter-Karbons im Rhenoharzynikum

Die Kieselgesteine des Unter-Karbons wurden im Rheinischen Schiefergebirge und Harz sedimentologisch, petrographisch und geochemisch analysiert. Vier Faziesräume und sieben faziesgesteuerte Profiltypen lassen sich im Kulmbecken während seiner pelagischen Prä-Flysch-Phase unterscheiden. Sedimentgefüge und Chemie, Mineralbestand und -struktur erwarben die Kieselgesteine großenteils erst diagenetisch und postdiagenetisch.

Mineral- und Gefügerelikte, die Rekonstruktion der Diagenese-Schritte und Vergleiche mit analogen meso- und känozoischen Kieselsedimenten zeigen: Die heute vorliegenden, relativ monotonen „Kieselschiefer“ sind i.w. auf Wechselsedimentation von ursprünglichen Radiolarien- und Schwammnadel-Schlämmen, terrigenen siltigen Tonen und quarztrachytischer Tephra in Schichten und Laminae zurückzuführen. Umfangreiche

Mobilisierung, Migration, Umverteilung und Wiederausfällung von hauptsächlich biogener Kieselsäure resultierten in der teilweisen Auflösung, Ein- und Verkieselung und damit weitgehenden Homogenisierung der zunächst stofflich unterschiedlichen Ausgangssedimente.

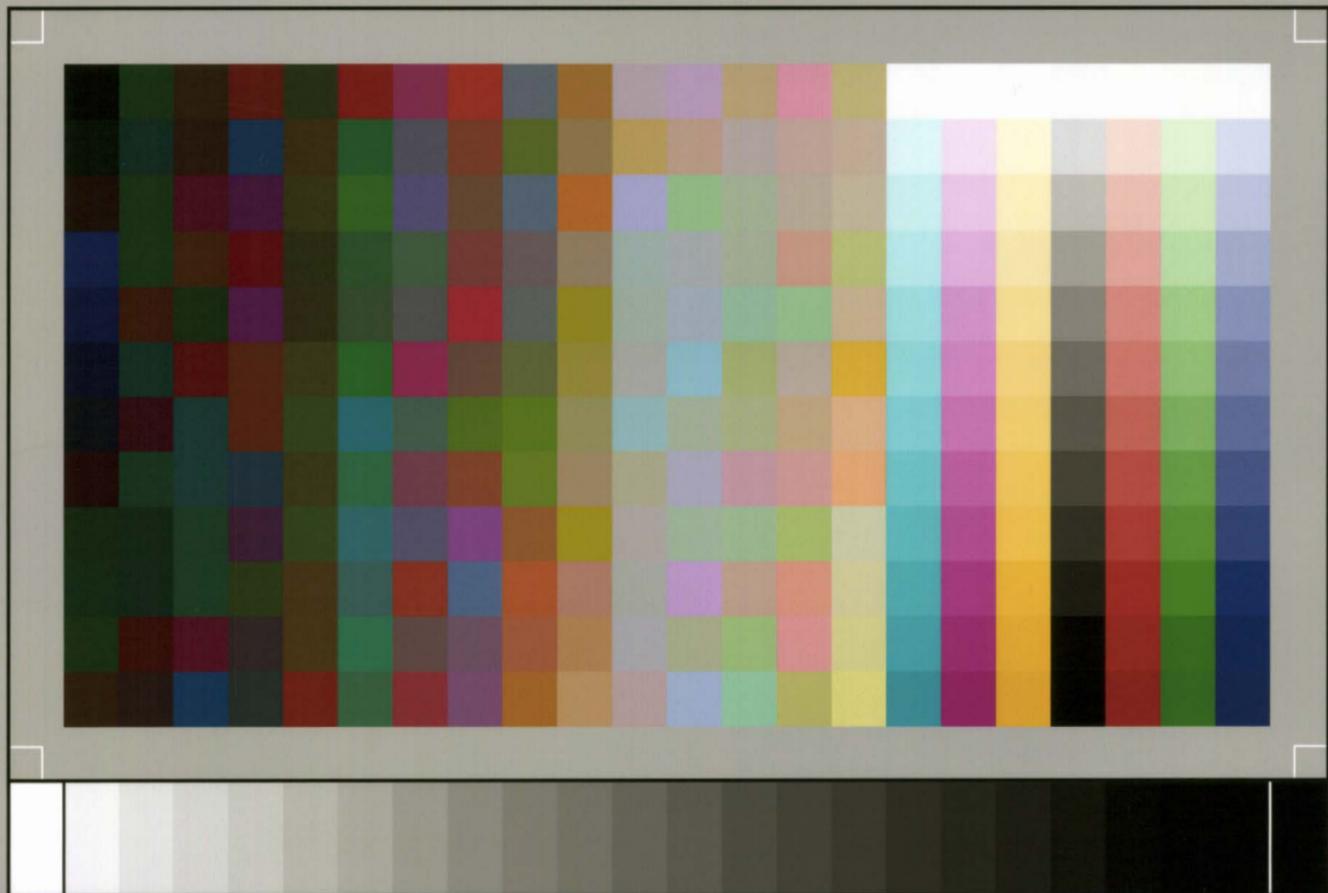
Die Laminationen gehen auf variable Strömungs- und Ablagerungsmechanismen zurück, die rhythmische Schichtung/Bankung wahrscheinlich auf orbital-klimatisch gesteuerte Fluktuationen von Kieselplankton-Produktion und feinklastischem Eintrag. Die Schichtung wurde insbesondere durch Drucklösung akzentuiert und z.T. erst hervorgerufen.

Die paläogeographische und paläozeanographische Entwicklung des Kulmbeckens können präzisiert werden.

---

Herausgabe und Vertrieb:  
Hessisches Landesamt für Bodenforschung,  
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden





SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0