

Geologische Abhandlungen Hessen
Band 79

(Bis Band 78: Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung)

**Petrographische Untersuchungen an sandigen
Gesteinen der Hörre-Zone**
(Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon — Unterkarbon)

Von

REINER HOMRIGHAUSEN

Wietze

Mit 16 Abbildungen, 5 Tabellen und 13 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1979

Geol. Abh. Hessen	79	84 S.	16 Abb.	5 Tab.	13 Taf.	Wiesbaden 1979
-------------------	----	-------	---------	--------	---------	----------------

ISSN 0341-4043

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 8 Abb., 10 Taf., vergriffen.
- 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. 1954. 288 S., 25 Abb., 60 Tab., 15 Taf., vergriffen.
- 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 14 Abb., 2 Taf., DM 5,—.
- 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf., DM 7,50.
- 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf., DM 20,—.
- 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf., DM 7,—.
- 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Abb., 3 Taf., DM 6,—.
- 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab., DM 12,50.
- 9: RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., DM 17,—.
- 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf., DM 8,—.
- 11: STREMMER, H. E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlchm der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf., DM 7,—.
- 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf., DM 5,50.
- 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf., DM 12,—.
- 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf., DM 12,60.
- 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf., DM 18,60.
- 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., DM 7,—.
- 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf., DM 5,—.
- 18: BEDERKE, E., u. a.: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab., DM 13,—.
- 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf., DM 8,—.
- 20: PILGER, A. & SCHMIDT, Wo.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf., DM 9,80.
- 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf., DM 30,—.
- 22: BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., DM 20,—.
- 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb., DM 8,—.
- 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab., DM 14,—.
- 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf., DM 20,—.
- 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf., DM 10,—.
- 27: JUX, U. & PFLUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf., DM 5,60.
- 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf., DM 15,—.

Geologische Abhandlungen Hessen
Band 79

(Bis Band 73: Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung)

**Petrographische Untersuchungen an sandigen
Gesteinen der Hörre-Zone**
(Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon – Unterkarbon)

Von

REINER HOMRICHHAUSEN

Wietze

Mit 16 Abbildungen, 5 Tabellen und 13 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1979

Geol. Abh. Hessen	79	84 S.	16 Abb.	5 Tab.	13 Taf.	Wiesbaden 1979
-------------------	----	-------	---------	--------	---------	----------------

ISSN 0341-4043

Schriftleitung

Dr. ARNOLD RABIEN, ALBERT KARSCHNY
Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Die Druckkosten für die Farbtafel (12) übernahm der Autor

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1979

Printed in Germany

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 written permission from the publisher.

Herstellung: Wiesbadener Graphische Betriebe GmbH, Wiesbaden

Kurzfassung: Die oberdevonische und unterkarbonische Schichtenfolge der Hörre-Zone wird lithologisch beschrieben und gegliedert. Eine makroskopische Charakterisierung der Psammite wird vorgelegt und auf Tafeln gezeigt.

Die an der Zusammensetzung der sandigen Gesteine beteiligten Komponenten werden aufgrund mikroskopischer Untersuchungen vorgestellt und auf Tafeln abgebildet. Die mikroskopischen Untersuchungen zeigen, daß sich die oberdevonischen Psammite sowohl in der qualitativen und quantitativen Zusammensetzung als auch in den daraus resultierenden Gefügeausbildungen von den unterkarbonischen deutlich unterscheiden. Bei den oberdevonischen Gesteinen handelt es sich um feldspatarme Grauwacken, um Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken und um Quarzsandsteine, wohingegen die unterkarbonischen Grauwacken einen zunehmend orogenen Charakter der Sedimentation erkennen lassen. Durchgeführte chemische Analysen liefern den gleichen Befund.

Litho- und biofazielle Vergleiche zwischen den oberdevonischen Psammiten der Hörre-Gruppe mit gleichalten sandigen Gesteinen des östlichen Rheinischen Schiefergebirges weisen erstere als Sedimentite eines „Sonderfaziesbereiches“ im hercynischen Faziesbereich aus.

Die unterkarbonischen Grauwacken der Elnhausen-Schichten stellen in ihren basalen Anteilen noch eine eigene Grauwacken-Gruppe dar, sind aber in ihrem höheren Anteil denen der übrigen gleichalten Vorkommen im Rhenohercynikum sehr ähnlich.

Die Blätterquarzite der Endbach-Schichten zeichnen sich durch eine hohe Reife und gute Sortierung aus. Die namensgebende Gefügeausbildung wurde durch Sedimentationsvorgänge und diagenetische Veränderungen angelegt.

Der Kammquarzit des Unterkarbons ist ein sehr sauberes, gut sortiertes Quarzgestein, dessen Detritus – wie durch Kathodenlumineszenz-Untersuchungen gezeigt werden kann – sowohl von magmatischen als auch metamorphen Gesteinsserien abzuleiten ist.

Mit einem paläogeographischen Modell wird die Bildung eines canyonartigen Grabens erläutert, in den bis zum Ende des Oberdevons von S her Turbidite geschüttet wurden. Während des Unterkarbons kam es in diesem Gebiet, wie auch an anderen Stellen des Rheinischen Schiefergebirges zur flyschartigen Sedimentation von Grauwacken.

Abstract: The stratigraphic sequence of the Upper Devonian and Lower Carboniferous in the Hörre-Zone is described and subdivided on the basis of lithology. A macroscopic characterisation of the arenaceous rocks is presented.

By means of thin sections the different components of the psammitic rocks are described and documented on photographic plates. According to the results of microscopic investigations the Upper Devonian arenites are distinguished from those of the Lower Carboniferous in both, the qualitative and quantitative mineralogical composition, as well as in the texture that results from it. The upper Devonian rocks are greywackes poor in feldspar, sandstones with rock fragments and quartzose sandstones, whereas the Lower Carboniferous greywackes show increasing orogenic character of the mode of sedimentation. Chemical analysis also support this conclusion.

The comparison of the litho- and biofacies of the Upper Devonian arenites of the Hörre-Gruppe and arenaceous rocks of the same age from other areas in the eastern Rheinische Schiefergebirge show that the former represent sedimentary rocks belonging to a “subfacies” of the Hercynian magnafacies.

The basal part of the Lower Carboniferous greywackes of the Elnhausen-Schichten represent a special greywacke-type, but those from the upper part of the same sequence are very similar to other greywackes of the same age in the Rhenohercynian Zone.

The Blätterquarzite of the Endbach-Schichten are characterized by high maturity and good sorting. The characteristic texture of these rocks was caused by both sedimentation-processes and diagenetic alterations.

The Kammquarzit of the Lower Carboniferous is a very pure, well sorted orthoquarzite. Investigations with cathodoluminescence show that the detrital material derived from magmatic and metamorphic rock series.

In a paleogeographic model the process of formation of a canyon-like trough is illustrated, into which Upper Devonian turbidites were transported from the south and deposited. During the Lower Carboniferous this area was characterized by the flysch-like sedimentation of greywackes as known from other areas of the Rheinische Schiefergebirge.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	5
1.1. Vorbemerkung	5
1.2. Die geographische Lage des Arbeitsgebietes	6
2. Die stratigraphische Abfolge der Hörre-Sedimentite (Hörre-Gruppe)	6
2.1. Vorbemerkung	6
2.2. Die Ulmbach-Schichten	8
2.3. Die Weitershausen-Schichten	10
2.4. Die Endbach-Schichten	10
2.5. Die Gladenbach-Schichten	10
2.6. Die Bischoffen-Schichten	10
2.7. Der Kammquarzit	11
2.8. Die Elnhausen-Schichten	12
3. Die Petrographie der oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Gruppe	12
3.1. Vorbemerkung	12
3.2. Makroskopische Beschreibung der Grauwacken	13
3.2.1. Makroskopische Beschreibung der oberdevonischen Grauwacken	13
3.2.2. Makroskopische Beschreibung der unterkarbonischen Grauwacken	14
3.2.3. Kehnaer Grauwacke	15
3.3. Mikroskopische Beschreibung der Komponenten	16
3.3.1. Definition der unterschiedenen Komponenten	16
3.3.2. Die detritischen Leichtminerale	16
3.3.3. Die Schwerminerale	19
3.3.4. Die Gesteinsbruchstücke	22
3.3.5. Die Karbonatbruchstücke und der Karbonatzement	26
3.3.6. Die Matrix	27
3.4. Zur Diagenese der Grauwacken	28
3.5. Die quantitative petrographische Zusammensetzung der Grauwacken	30
3.5.1. Auszählergebnisse	30
3.5.2. Das Gefüge der Grauwacken	38
3.5.3. Die oberdevonischen Grauwacken im Vergleich zu den unterkarbonischen Grauwacken	44
3.5.3.1. Vergleich der kompositionellen Zusammensetzung	44
3.5.3.2. Struktureller Vergleich	46
3.5.3.3. Cluster-Analyse einiger oberdevonischer und unterkarbonischer Proben der Hörre-Zone	47
3.6. Qualitative und quantitative chemische Analyse der Grauwacken	48
4. Die sandigen Gesteine der Hörre-Zone im Vergleich zu sandigen Sedimentgesteinen anderer Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges	53
5. Fazielle Deutung der Grauwacken der Hörre-Gruppe	56
6. Die Blätterquarzite der Endbach-Schichten	58
7. Der Kammquarzit	61
7.1. Makroskopische Beschreibung des Kammquarzites	62
7.2. Mikroskopische Beschreibung des Kammquarzites	62
7.3. Die fazielle Deutung des Kammquarzites	65
8. Versuch einer Deutung der paläogeographischen Entwicklung der Hörre-Zone von do II bis cd III	68
9. Zusammenfassung	72
10. Probenfundpunkte	74
11. Schriftenverzeichnis	76

1. Einführung

1.1. Vorbemerkung

Seit 1953 ist die Hörre-Zone (s. u.) ein Gebiet intensiver geologischer Untersuchungen des Marburger Geologischen und Paläontologischen Institutes. Während die bisherigen Bearbeiter (BISCHOFF & ZIEGLER 1956, BISCHOFF & STOPPEL 1957, ZIEGLER 1957, 1958, STOPPEL & ZIEGLER 1958, H. BENDER 1958, 1959, 1960, WITTEKIND 1961, BRINKMANN 1963, GROOS 1964, P. BENDER 1978), wenn auch nicht ausschließlich, so doch überwiegend die Klärung der Stratigraphie und der biofaziellen Besonderheiten der Sedimentabfolge dieses besonderen Fazies-Gebietes als ihr vorrangiges Ziel ansahen und dabei gesicherte Ergebnisse erzielten, wurden sedimentpetrographische Untersuchungen nur an Einzelproben vorgenommen (HENNINGSEN 1963, 1973).

Mit der vorliegenden Arbeit soll ein erster Schritt in Richtung auf die Bestandsaufnahme und Deutung der petrofaziellen Phänomene der gröberklastischen (sandigen) Hörre-Sedimente getan werden. Grundlegende Fragen waren dabei: Wie setzen sich die schon im Oberdevon auftretenden Grauwackengesteine qualitativ und quantitativ zusammen; gibt es Zusammenhänge zu gleichalten Sedimenten in der Dill- und Lahn-Mulde oder anderen Gebieten und kann man mögliche Liefergebiete eingrenzen? Sind diese Gesteine im Bereich der Hörre-Zone selbst überall gleich ausgebildet oder zeigen sich regionale Unterschiede, von denen auf die paläogeographischen Merkmale des Ablagerungsraumes geschlossen werden kann? Kann der Transportmechanismus des psammitischen Sedimentmaterials aufgrund der petrographischen Ausbildung der Gesteine erklärt werden? Bei den Untersuchungen der unterkarbonischen Psammite stand ebenfalls die Frage nach der qualitativen und quantitativen Zusammensetzung dieser Gesteine im Vordergrund. Von der Beantwortung dieser Frage ausgehend, sollten mögliche Unterschiede gedeutet werden und Parallelen bzw. Diskrepanzen zu Untersuchungsergebnissen aus anderen Ablagerungsräumen (z. B. den Kulmgrauwacken des Edergebietes u. a. Gebiete) aufgezeigt werden. Neben den Grauwacken des Unterkarbons sollten auch die petrographischen Eigenschaften des Kammquarzites (Wollenbergquarzit) untersucht werden. Die Untersuchungsergebnisse sollen dazu beitragen, die paläogeographischen Besonderheiten des Hörre-Gebietes zu klären.

Die Erforschungsgeschichte der Geologie der Hörre-Zone, die schon im letzten Jahrhundert begann, ist bei H. BENDER (1960) und J. BRINKMANN (1963) detailliert beschrieben und wird hier nicht noch einmal aufgeführt. Alles in jüngerer Zeit über die Hörre-Zone Gesagte, von BENDER 1978 abgesehen, stellt paläogeographische Deutungsversuche in größerem geologischem Rahmen dar (z. B. KREBS & WACHENDORF 1974, PUTTRICH & SCHWAN 1974).

Die Geländearbeiten zu dieser Veröffentlichung wurden 1977 und 1978 vorgenommen. Gearbeitet wurde in dem gesamten Gebiet der Hörre-Zone, das von den Blättern der TK 25 5117 Buchenau, 5118 Marburg, 5216 Oberscheld, 5217 Gladenbach, 5218 Niederwalgern, 5316 Ballersbach und 5317 Rodheim-Bieber abgedeckt wird (Abb. 1). Auch aus angrenzenden Gebieten wurden aus oberdevonischen und unterkarbonischen Schichten Proben genommen und untersucht. Ein Teil der Proben wurde aus dem Anstehenden gewonnen (orientierte Probennahme), durch die Aufschlußverhältnisse bedingt mußten auch einige unorientiert entnommen werden.

1.2. Die geographische Lage des Arbeitsgebietes

Die Hörre-Zone liegt im zentralen Teil des Lahn-Dill-Gebietes. Sie erstreckt sich über ca. 50 km als ein nur wenige Kilometer breiter Streifen von SW nach NE vom Westerwald bis an den SW-Rand der Frankenberger Bucht. Im SW ist die Hörre-Zone schmaler (2–4 km Breite) als im NE westlich von Marburg (breiter als 7 km). Die geographischen Beziehungen zu den angrenzenden Gebieten der Dill-Mulde im NW und der Lahn-Mulde im SE können der Abb. 1 entnommen werden.

Danksagung

Die vorliegenden Untersuchungen wurden von meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. W. ZIEGLER angeregt und teilweise in einem Forschungsprojekt, das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert wurde, ausgeführt. Ich danke Herrn Prof. ZIEGLER für die Themenstellung und jederzeitige Hilfs- und Diskussionsbereitschaft sehr herzlich.

Herrn Dr. P. BENDER (Marburg) bin ich für gemeinsame Geländebegehungen, stete Diskussionen, die Bereitstellung von Probenmaterial und kritische Stellungnahmen sehr dankbar.

Große Hilfe leisteten mir die Herren KIRSCH und PETRAT bei der Herstellung der Dünn- und Anschliffaufnahmen, wofür ich mich bedanke. Bei der Herstellung der Dünn- und Anschliffe und der Streupräparate waren Herr KLINGELHÖFER und Herr FRANZ immer sehr hilfsbereit.

Für Diskussionen und Anregungen und die Unterstützung der Durchführung meiner Untersuchungen danke ich allen Angehörigen des Geologischen und Paläontologischen Institutes und des Mineralogischen Institutes in Marburg.

Aufschlußreiche Kathodenlumineszenz-Untersuchungen konnten dankenswerterweise bei Herrn Dr. U. ZINKERNAGEL (Geologisches Institut der Ruhr-Universität Bochum) durchgeführt werden. Herrn Dr. PIETZNER vom Geologischen Landesamt in Krefeld danke ich für durchgeführte geochemische Analysen. Bedanken möchte ich mich auch bei Herrn Dr. W. ZIMMERLE (Deutsche Texaco AG) für die Herstellung einiger Röntgenaufnahmen und hilfreiche Diskussionen.

Ohne die Hilfe aller Genannten wären die vorgelegten Untersuchungsergebnisse in diesem Zeitraum nicht möglich gewesen.

2. Die stratigraphische Abfolge der Hörre-Sedimentite (Hörre-Gruppe)

2.1. Vorbemerkung

Von BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) sind die oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimentgesteine der Hörre-Zone, soweit sie im Vergleich zu den gleichalten Sedimenten der Dill-Mulde und Lahn-Mulde in „Sonder-Fazies“ ausgebildet sind, auf lithostratigraphischer Grundlage neu definiert worden. Dies erschien unerlässlich, um die bestehenden, von früheren Autoren nicht immer im selben Sinne gebrauchten Bezeichnungen für die Schichtglieder zu vereinheitlichen und geschah in Anlehnung an die stratigraphischen Richtlinien [Newsl. Stratigr. 6 (3) 1977].

Die Schichtenfolge der „Sonder-Fazies“ setzt über gebänderten Schiefen des tiefsten Oberdevons ein, beginnt also im do II und reicht bis in das Unterkarbon (cd III; Tab. 1); nach BENDER & HOMRIGHAUSEN wird sie jetzt als Hörre-Gruppe bezeichnet. Zwischen dieser „Hörre-Fazies“ und der „Normal-Fazies“ der Nachbargebiete gibt es Faziesverzahnungen, deren Ausbildungen und lokales Vorkommen von Schwellenzügen („Randschwellen“) beeinflusst sind, die zu verschiedenen Zeiten unterschiedliche Lage und Ausdehnung hatten (GOLDMANN 1968, BENDER 1978).

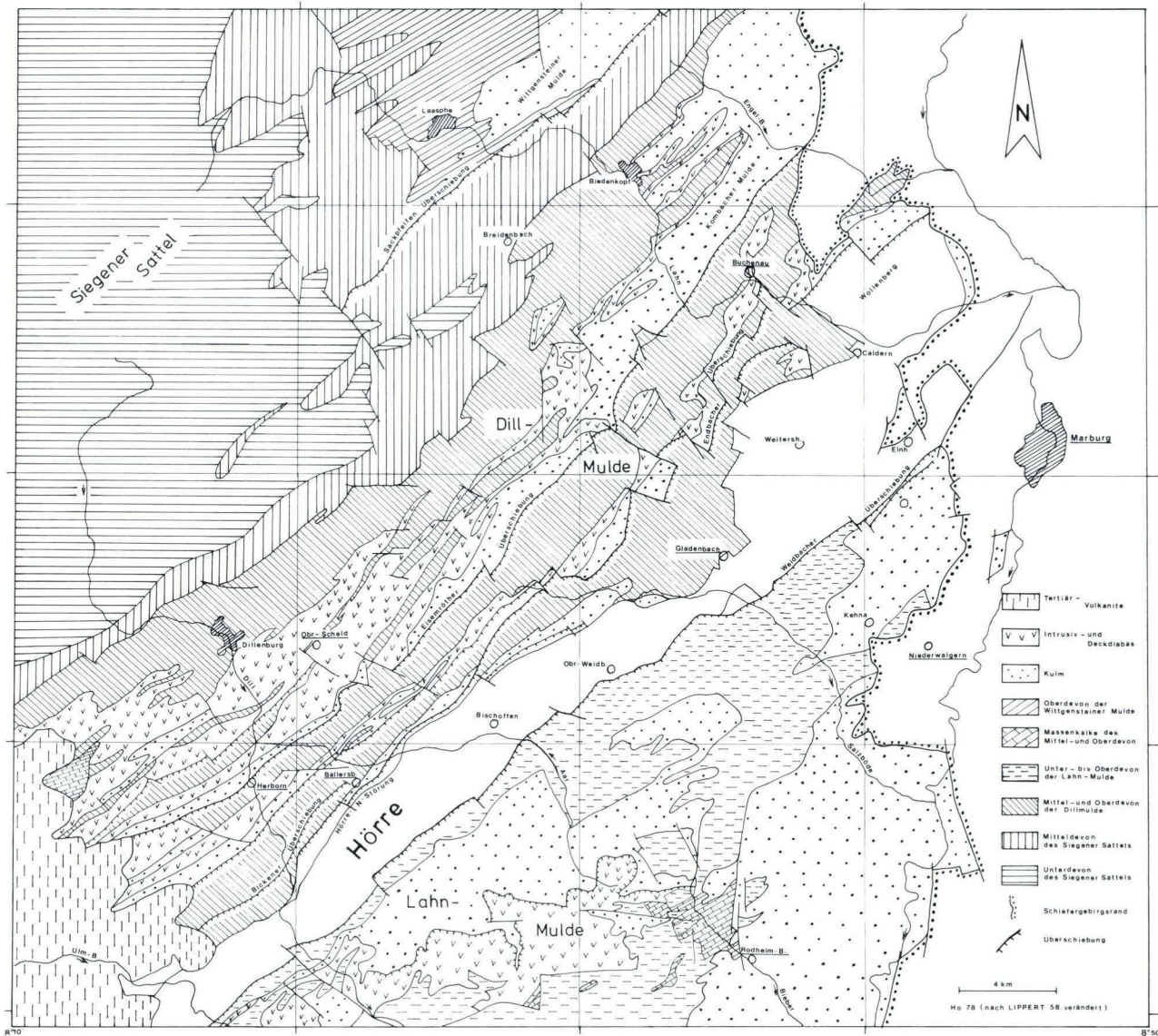


Abb.1. Geographische Lage der Hörre-Zone im zentralen Lahn-Dill-Gebiet und geologische Interposition dieser Zone zwischen der Lahn- und Dill-Mulde.

Tab. 1. Litho- und biofazielle Gliederung der oberdevonischen und unterkarbonischen Schichtenfolge in Hörre-Fazies

	Nordrand Hörre	Hörre-Zone	NE Lahn-Mulde (Übergangsfazies)	Lithostratigraphische Einheiten	Ältere Namen
III	Kamm- Quarzit	Grauwacken	Grauwacken und Tonschiefer	Elnhausen - Schichten	Gettenbach-Grauwacken
II		Plattenschiefer ?	Sandsteine feinsandige Schiefer Konglomerate	Bischoffen - Schichten	Plattenschiefer
ed		Kiesel-schiefer	dunkle Kieselschiefer Kalksteine Liegende Alaunschiefer	dunkle Brekzien Kieselschiefer Lgd.Alaunschiefer	Gladenbach - Schichten
I	wulstige Quarzite	feinsandige Schiefer wulstige Quarzite kieselige Schiefer	Grauwacken, feinsandige Schiefer	Endbach - Schichten	Blätterquarzit, Glimmerquarz., jüngere Schiefer, Grauwacke
VI	Grauwacken, Tonschiefer	Grauwacken	Grauwacken	Weitershausen - Schichten	to V-Kalke, to V-Schiefer, Gladenbacher Kalke (z.T.)
V		gebankte Kalksteine und Schiefer	Kalksteine kieselige und feinsandige Schiefer		
IV		Grauwacken, Siltsteine, Tonschiefer, Kalksteine	Grauwacken, feinsandige und kieselige Schiefer	Ulbach - Schichten	Ältere Urfer Grauwacke
do III			Kalksteine		
II		gebänderte feinsandige und kieselige Schiefer	gebänderte feinsandige und kieselige Schiefer		
I					
dm		Tonschiefer und Kalklinsen	Tonschiefer und Kalklinsen		

Im folgenden wird die „Sonder-Fazies“ kurz charakterisiert, um die stratigraphischen Beziehungen der darin vorkommenden Psammite, die Gegenstand der petrographischen Untersuchungen (Tab. 1) waren, darzulegen.

2.2. Die Ulmbach-Schichten

Die Ulmbach-Schichten bestehen aus einer Wechselsequenz von vorwiegend grauen, aber auch grünlichen und roten Tonschiefern, denen im unteren Teil Sandsteinlinsen und Vulkanitlinsen eingeschaltet sind (Abb. 2/1). Diese Einschaltungen werden zumindest an der Typlokalität (BENDER & HOMRIGHAUSEN 1979) im mittleren Teil der Abfolge von bis m-mächtigen, vorwiegend jedoch dm-mächtigen feldspatarmen Grauwacken (s. Kap. 3) ersetzt (Abb. 2/2 + 3). Außerdem sind Siltsteine und geschichtete detritische Kalksteine eingeschaltet (Abb. 2/4). Im höheren Teil der Schichtenfolge tritt der Anteil an psammitischem Material zurück: drei auffallende Sequenzen von dm-mächtigen Grauwackengesteinen treten im oberen Teil der Ulmbach-Schichten noch auf (Abb. 2/5), bevor dann die mergelig-kalkige Folge der Weitershausen-Schichten einsetzt.

Der Schichtenkomplex der Ulmbach-Schichten ist im allgemeinen wie alle anderen Schichten nicht besonders gut aufgeschlossen. Als Lesesteine lassen die Grauwacken aber dennoch auch in schlecht aufgeschlossenen Regionen erkennen, daß sie vom

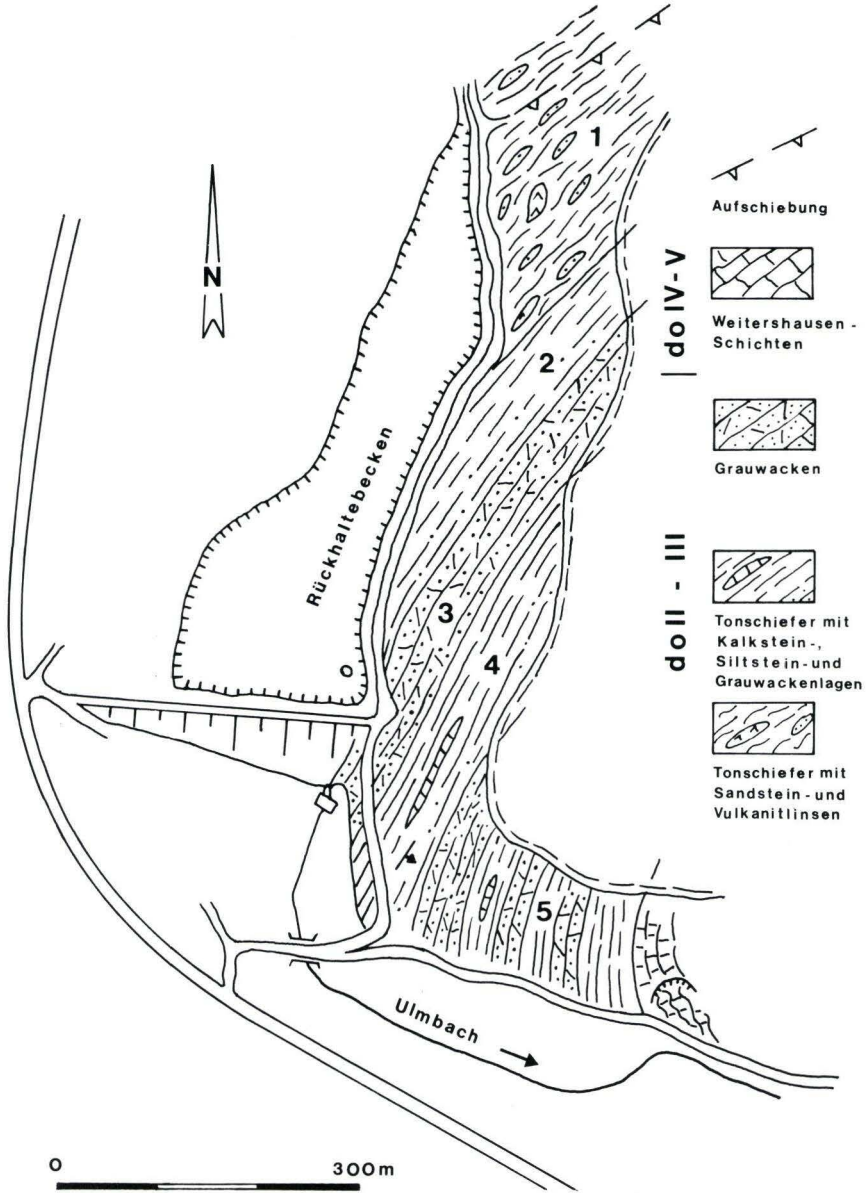


Abb. 2. Profil der Ulmbach-Schichten an der Typuslokalität.

Ulmbach-Tal nach NE hin an Mächtigkeit abnehmen und die gesamte Folge damit im NE-Teil der Hörre-Zone geringer mächtig ist (s. Kap. 8 und Abb. 3).

Die Petrographie der feldspatarmen Grauwacken dieses Schichtkomplexes wird im Kap. 3 beschrieben.

2.3. Die Weitershausen-Schichten

Die Weitershausen-Schichten werden durch eine Folge von gebankten, fein- bis grobkörnigen, grauen detritischen Kalkgesteinen, mergeligen, grünlich-grauen Tonschiefern und kieseligen Schiefern aufgebaut. Lokal sind sowohl feldspatarme als auch gesteinsbruchstückarme Grauwacken-Gesteine eingeschaltet (s. Kap. 3).

Nach BENDER (1978) zeigen die teilweise gradierten Kalksteine Merkmale, die auf eine Ablagerung dieser Sedimente durch Turbidite oder zumindest laminare Strömungen hinweisen. Die Mächtigkeit der Weitershausen-Schichten liegt bei max. 40 m.

2.4. Die Endbach-Schichten

Mit einer nur max. 20 m mächtigen Folge aus olivgrünen tonigen und graugrünen kieseligen Schiefern, die hauptsächlich im NW-Bereich der Hörre wulstige, graue Quarzite enthält, gehören die Endbach-Schichten in das Unterkarbon I (*Gattendorfia-Stufe*). Aufschlüsse, die über sedimentologische Zusammenhänge innerhalb der Endbach-Schichten Aufschluß geben könnten, gibt es nicht. Deshalb wird eine Deutung des Sedimentationsmechanismus, der zu der doch sehr eigenartigen Gesteinsausbildung der wulstigen Quarzite geführt hat, erschwert (s. Kap. 6 und Taf. 9 Fig. 3 und 4). In früheren Arbeiten wurden diese feinkörnigen Quarzite als Blätterquarzit, Glimmerquarzit, bzw. Wulstquarzit bezeichnet (BISCHOFF & ZIEGLER 1957, H. BENDER 1960, P. BENDER & BRINKMANN 1969).

2.5. Die Gladenbach-Schichten

Die Schichtenfolge, die von BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) unter dem Begriff der Gladenbach-Schichten zusammengefaßt wird, ist in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit den gleichalten Sedimentgesteinen der „Normal-Fazies“ benachbarter Gebiete am ähnlichsten. Dunkle bis schwarze Alaunschiefer und Kieselschiefer schließen eine Wechselfolge von dunklen, gebankten Kalksteinen mit dunklen Schiefern ein. Der gesamte Komplex dieser Formation ist etwa 30 m mächtig, wobei die Kalke mit den Schiefern max. 10 m Mächtigkeit ausmachen. Sandige Gesteine kommen in diesen Schichten, die nach Conodonten als Äquivalent der Liegenden Alaunschiefer (cd II α) angesehen werden, nicht vor.

2.6. Die Bischoffen-Schichten

Noch im höheren Teil der Unteren *Pericyclus*-Stufe setzt die Folge der Bischoffen-Schichten mit zunächst grünlichgrauen Kieselschiefern und grauen tonigen Schiefern ein. Darüber folgen dann graue siltige und plattig spaltende Schiefer, denen im oberen Teil Sand- und Grauwackengesteine eingeschaltet sind (Plattenschiefer, Sinner Plattenschiefer früherer Autoren). Die Mächtigkeit der Bischoffen-Schichten scheint im Bereich der Hörre-Zone mit etwa 100 m überall gleich zu sein. Pflanzenreste, die häufig in Lagen angereichert sind, und Spurenfossilien (*Nereites*-Typ) sind für die Schiefer charakteristisch.

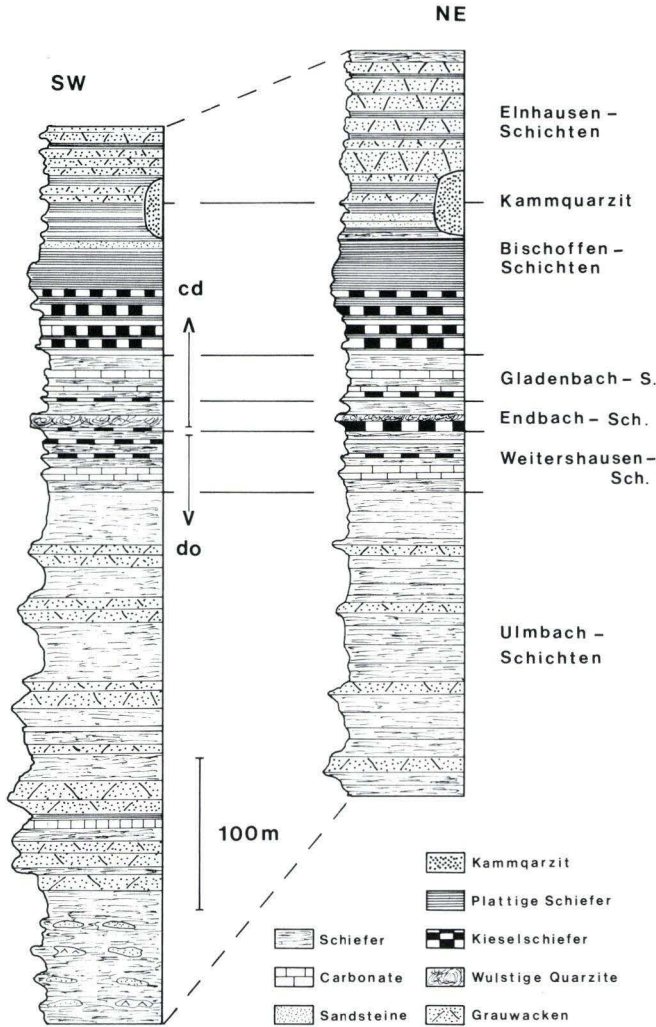


Abb. 3. Profil der Schichtenfolge der Hörre-Zone. Linke Profilsäule: Mächtigkeit des Schichtkomplexes in der südwestlichen Hörre-Zone. Rechte Profilsäule: Mächtigkeit des Schichtkomplexes in der nordöstlichen Hörre-Zone.

2.7. Der Kammquarzit

Quarzitvorkommen, die in einem größeren Gebiet am Wollenberg N der Hörre-Zone und in kleinen, isoliert auftretenden Ausbissen am NW-Rand der Hörre-Zone im Randbereich zur Dill-Mulde aufgeschlossen sind, müssen nach bisherigen Erkenntnissen (*Scaliognathus anchoralis* Conodonten-Zone BISCHOFF & STOPPEL 1957:17) als den Bischoffen-Schichten altersgleich angesehen werden, vertreten diese also faziell. Die höchsten Partien entsprechen altersmäßig wohl sogar noch der Basis der Einhausen-

Schichten (s. Kap. 2.8). Mächtigkeitsangaben können für den Bereich der Hörre-Zone nur als grobe Schätzung angesehen werden, denn alle vorhandenen Aufschlüsse zeigen nur wenige Meter Mächtigkeit der Quarzitfolge. Außerdem ist nicht auszuschließen, daß hangende Partien erodiert sind, denn der Kammquarzit ist, wo er auftritt, das jüngste vorkommende Schichtglied. In BENDER & HOMRIGHAUSEN (1979) ist der Kammquarzit bei der Neudefinition der Hörre-Zone ausgeklammert worden, weil er nur im nordwestlichen Randbereich der Hörre-Zone auftritt. Hier soll er aber petrographisch detailliert dargestellt werden (s. Kap. 7).

2.8. Die Elnhausen-Schichten

Über den plattigen Schiefen der Bischoffen-Schichten folgt eine Grauwacken-Schiefer-Wechselfolge. Die ersten Grauwacken-Bänke sind untergeordnet grobkörnig, meist mittelkörnig und im dm-Bereich gebankt. Zwischengeschaltet sind graue und grünliche, rauhe Schiefer geringer Mächtigkeit. Diese Abfolge wird überlagert von mächtigen Bänken (bei Elnhausen sind mehrere m-mächtige Bänke aufgeschlossen) konglomeratischer, grobkörniger und mittelkörniger Grauwacken, denen bis zu mehrere Meter mächtige Tonschieferzwischenlagen eingeschaltet sein können. Durch den geringeren Feldspatgehalt der basalen Grauwacken lassen sich diese von den darüberfolgenden Grauwackenbänken, die „echten“ Kulm-Grauwackenhabitus besitzen (s. Kap. 3.5.1), unterscheiden.

3. Die Petrographie der oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Gruppe

3.1. Vorbemerkung

Die in dieser Arbeit benutzte Nomenklatur der sandigen Gesteine folgt der von FÜCHTBAUER (1959) gegebenen Klassifikation. Sie wurde deshalb benutzt, weil sie:

- a) kurz und eindeutig ist,
- b) die endgültige und in diesem Sinne richtige Namensgebung eines Sedimentgesteins meist schon im Gelände erlaubt
- c) und für Grauwacken, Gesteine, die ihrer Zusammensetzung nach Locus-typicus-Gesteinen entsprechen, auch als solche bezeichnet werden (LASIUS 1789, HELMBOLD 1952, HUCKENHOLZ 1959, MATTIAT 1960).

Die Ergebnisse der Korngrößenuntersuchungen werden nach der Wentworth-Skala unterteilt, die in den Korngrößenbereichen, die bei den untersuchten Gesteinen von Bedeutung sind, mit der in Deutschland gebräuchlichen Unterteilung nach DIN 4022 übereinstimmt.

Als Gesteinsbruchstücke werden nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977:19ff.) Partikel der Sandfraktion bezeichnet und auch ausgezählt, die aus mindestens drei nicht miteinander verzwilligten Kristallindividuen der gleichen Mineralart oder mindestens zwei Kristallindividuen unterschiedlicher Mineralart zusammengesetzt sind. Diese Festlegung impliziert Schwierigkeiten für die exakte Ansprache verschiedener Bruchstücke, die aber auch bei anderen Definitionen nicht auszuschließen sind.

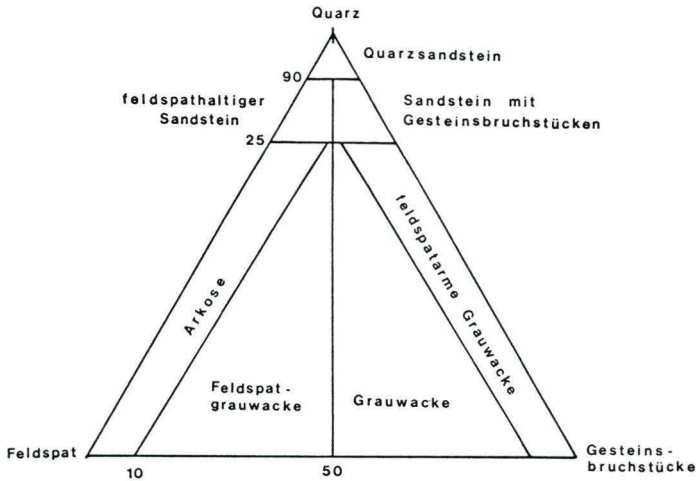


Abb. 4. Nomenklatur der sandigen Gesteine nach FUCHTBAUER (1959), wenig verändert.

Als Matrix werden bei der Beschreibung der Grauwacken alle Gesteinsbestandteile $< 20 \mu\text{m}$ zusammengefaßt, die nicht karbonatisch sind (s. Kap. 3.3.6).

Als Zement werden bei der Beschreibung der Quarzite chemische Bildungen im ehemals vorhandenen Porenraum des Sediments bezeichnet.

Äquivalente Bildungen in den Grauwacken fallen mit unter den Begriff „Matrix“, denn dort ist detritischer Matrixanteil von neugebildetem Zement nicht immer zu trennen. Eindeutig erkennbare Zementbildung in den Grauwacken ist nur bei solchen erkennbar, die Karbonat führen (s. Kap. 3.3.5).

3.2. Makroskopische Beschreibung der Grauwacken

Hier und im folgenden wird zwischen den Grauwacken der Ulmbach-, Weidenhausen- und Endbach-Schichten (Oberdevon) und den Grauwacken der Elnhausen-Schichten (Unterkarbon) unterschieden.

3.2.1. Makroskopische Beschreibung der oberdevonischen Grauwacken

Die oberdevonischen Grauwacken sind im gesamten Bereich der Hörre-Zone fein- bis mittelkörnige, nur ganz im SW auch grobkörnige, vorwiegend im dm-Bereich gut gebankte Gesteine. Nur im Ulmbachtal und SW davon können Bankmächtigkeiten von $> 1 \text{ m}$ beobachtet werden. Im frischen Zustand sind sie hell- bis dunkelgrau, graugrün, braungrau oder grünbraun, angewittert meist schmutzig graubraun. Häufig ist schon im Handstück erkennbar, daß die größten in den Grauwacken vorkommenden Komponenten Quarzkörner sind.

Die Bänke setzen immer mit scharfer Grenze über tonigen bzw. siltigen Schiefen ein. Nur wenn sie gradiert sind, was häufig der Fall ist, kann der Übergang zur nächstjüngeren Schieferzwischenlage unscharf ausgebildet sein, sonst ist auch diese Grenze scharf.

Es fällt auf, daß die Mächtigkeit der Bänke vom SW der Hörre-Zone (Ulmbachtal, Bl. 5315 Herborn) nach NE (Straße Hermershausen–Elnhausen, Bl. 5118 Marburg) abnimmt, der Anteil der Grauwacken im Profil insgesamt geringer ist und die Grauwacken ihren Habitus in dieser Richtung zu Sandsteinen hin verändern (s. Kap. 3.5.1 und Abb. 5 und 10). Den meist dünnbankigen, dunklen sandigen Einlagerungen in den höchsten Partien der Weitershausen- und der Endbach-Schichten erkennt man schon im Handstück den Grauwacken-Charakter ab und spricht sie als Sandsteine mit wenigen Gesteinsbruchstücken an.

An einigen Stellen kommen Sedimentstrukturen auf Bankunterseiten solcher Grauwacklagen vor; meist handelt es sich um undeutlich ausgebildete flute casts (KUENEN 1957:235), in einigen Fällen auch um load casts. Außerdem fallen gelegentlich vorkommende Pflanzenreste und Spurenfossilien vom *Nereites*-Typus auf.

3.2.2. Makroskopische Beschreibung der unterkarbonischen Grauwacken

Die Grauwacken der Elnhausen-Schichten sind in der Hörre-Zone der am besten aufgeschlossene Gesteinskörper. Früher als Baustein, heute für die Splitt- und Schotterherstellung gebrochen, stehen die festen, gut bebankten Grauwacken in kleinen und großen Steinbrüchen an.

Der untere Teil der Folge ist vorwiegend im dm-Bereich gebankt. Die grauen und graugrünen Gesteine sind meist mittelkörnig und zeigen häufig schon im Handstück eine deutliche Gradierung (Taf. 1 Fig. 1). Aber dennoch ist auch die Grenze zu überlagernden rauhen Schiefeln immer scharf. In einigen Proben fällt ein geringer Karbonatgehalt schon im Gelände auf.

Mächtige konglomeratische Lagen mit bis zu cm-großen Gesteinsbruchstücken finden sich etwas höher im Profil. Diese Bänke sind dann nicht gradiert; bestenfalls sind längliche Gesteinsbruchstücke annähernd ss eingeregelt (Taf. 1 Fig. 2). Die Farbe kann rotbraun, grau, graugrün bis blaugrün sein. In diesem Niveau kommen lokal mehrere Meter mächtige (bis 6 m) Bänke vor, in denen die Korngrößenverteilung keine eindeutige Tendenz erkennen läßt. Häufig liegt grobkörniges bis feinkonglomeratisches Material so beziehungslos in mittelkörniger Grauwacke, daß man komplizierte Sedimentationsabläufe annehmen muß (Taf. 1 Fig. 3).

An Gesteinsbruchstücken sind schon im frischen Handstück meist angerundete bis gerundete Bruchstücke von vorwiegend Quarzen, Quarziten und Glimmerschiefeln, aber z. T. auch detritischen Karbonaten (Korallen, Algen, Echinodermen) erkennbar. Die mittelkörnigen Grauwacklagen aus diesem Niveau haben nur geringe Anteile sehr feinen Materials (Matrixanteile), wodurch das Gestein sehr „zäh“ ist. Mehrere Meter mächtige Sequenzen, die ausschließlich aus Grauwackenbänken aufgebaut sind, können durch ebenso mächtige plattige Tonschiefer unterbrochen sein.

Die Wechselfolge der Elnhausen-Schichten enthält sehr schöne Sedimentstrukturen, die aber nur in einem Aufschluß (Steinbruch Preiß/Elnhausen) gut aufgeschlossen sind. Ein Teil der Schichten ist hier überkippt aufgeschlossen. Am deutlichsten erkennbar sind Strömungsmarken (flute casts, KUENEN 1957:235) und Schleif-

marken (groove casts, drag casts), wobei letztere sehr groß ausgebildet vorkommen (Taf. 13 Fig. 1).

Einige der Strukturen sind durch postsedimentäre Einwirkungen überprägt (load casts) und verlieren dann durch ihre Zweideutigkeit an Aussagekraft. Zwei der flute casts wurden „abmontiert“, um eventuelle Internstrukturen zu erkennen, denn schon im Aufschluß und im Handstück war erkennbar, daß sich größere Körner durch die z. T. noch vorhandenen Tonschieferbeläge auf den „Marken-Unterseiten“ durchpausen (Taf. 13 Fig. 2).

Die größere Marke (Länge ~ 25 cm, Breite ~ 20 cm) zeigt eine Korngrößenverteilung (Gradierung), die erkennen läßt, daß senkrecht zur Hauptströmungsrichtung eine zweite Kraft Einfluß auf die Gefügestaltung gehabt haben muß, denn die eingewickelte Tonschieferpartie ist durch postsedimentäre Überprägung (load casting) nicht zu erklären, auch nicht die sichelförmig ausgebildete Gradierung (Taf. 1 Fig. 4). Naheliegender wäre, horizontale Wirbel im Sedimentkörper anzunehmen (RÜCKLIN 1938) oder leichte Richtungsänderungen der Strömung während der Sedimentation (DZULYNSKI & WALTON 1965:53–55) zu vermuten, die zu der asymmetrischen Ausbildung der Sedimentstruktur geführt haben. Andererseits könnte eine leichte Neigung des Ablagerungsraumes senkrecht zur Hauptströmungsrichtung die seitlich wirkende Kraft erzeugt haben, die nötig gewesen ist, das beobachtete Gefügebild zu erzeugen. Eine systematische Untersuchung auf großen Bankflächen an vielen solcher Strukturen würde sicherlich einen Trend erkennen lassen, der es gestattet, die eine oder andere Möglichkeit auszuschließen.

Die Größe und die Form der flute casts sind innerhalb einer Schichtfläche ziemlich einheitlich ausgebildet, können aber von Schicht zu Schicht unterschiedlich sein.

Die zu beobachtenden Schleifmarken (groove casts) kommen nicht mit den load casts auf denselben Schichtunterseiten zusammen vor, sondern auf anderen Bänken (Taf. 13 Fig. 1). Sie sind häufig auf ein und derselben Bank unterschiedlich stark ausgebildet und zeigen Richtungsunterschiede bis zu 40° an (Taf. 13 Fig. 1). Aus dieser Tatsache muß man schließen, daß mehrere Suspensionsströme an der Bildung der Strukturen beteiligt waren (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977:88).

Alle vorkommenden Sedimentstrukturen sprechen für einen sehr energiereichen Sedimenttransport, wobei die groove casts das charakteristische Gefügebild proximaler Turbiditfazies-Bildungen sind (PAREA 1965, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977:742). Die Klüftung der Grauwacken hängt von den Bankmächtigkeiten ab, ist aber auch in mächtigen Bänken gut ausgebildet. Sogar Spezialfaltung auf engstem Raum mit starker Richtungsvarianz der Faltenachsen auf kurze Erstreckung kann in den mächtigen Bänken der Oberen Elnhausen-Schichten beobachtet werden.

3.2.3. Kehnaer Grauwacke

Zum Vergleich wurden Grauwacken des cd II – III? aus der SE angrenzenden Lahn-Mulde untersucht. Sie sind bisher mit dem Begriff „Kehnaer Grauwacke“ (v. DECHEN 1857) beschrieben. Diese Kulm-Grauwacken sind z. T. sehr dickbankig, meist jedoch im dm-Bereich gebankt. Eingeschaltet sind dann immer wieder siltige, plattige, graue und graugrüne Schiefer. Die mittelkörnigen bis konglomeratischen, im frischen

Anschlag mittelgrauen Grauwackenbänke sind häufig gradiert. Schon im Handstück erkennt man in den konglomeratischen Grauwacken Quarz-, Quarzit-, Quarztschieferbruchstücke und Gesteinsbruchstücke magmatischen Ursprungs (Taf. 2 Fig. 1 – 3).

Besonders grobe konglomeratische Lagen waren ehemals am E-Hang des Weimarer Kopfes NE Niederweimar gut aufgeschlossen (Bl. 5218 Niederwalgern). JOCHMUS-STÖCKE (1929:128) beschreibt bis zu 8 cm große Gerölle von dieser Lokalität. Während der eigenen Geländetätigkeit aufgefundene gut gerundete quarzitisches Gerölle sind allerdings nicht größer als 4 cm in ihrem größten Korndurchmesser (Ho 175).

3.3. Mikroskopische Beschreibung der Komponenten

In diesem Kapitel erfolgt die Beschreibung aller in Dünnschliffen und Streupräparaten beobachteten Komponenten, ergänzt durch röntgenographische Untersuchungsergebnisse. Erst bei der quantitativen Erfassung der Komponenten der verschiedenen Proben wird wieder zwischen oberdevonischen und tiefunterkarbonischen (cd I) und jüngeren unterkarbonischen Grauwacken unterschieden (Kap. 3.6).

3.3.1. Definition der unterschiedenen Komponenten

a) Detritische Leichtminerale: einzelne, als isoliert vorliegend erkennbare, nicht authigen gebildete Minerale, die vorwiegend deutlich begrenzt in einer Matrix liegen. Die Kontakte zu anderen Komponenten sind punktförmig, oder flächig, nur in Ausnahmefällen verzahnt (Stylolithen, Suturen).

b) Gesteinsbruchstücke: hierunter werden die Komponenten zusammengefaßt, die aus mindestens drei nicht miteinander verzwilligten Kristallindividuen der gleichen Mineralart oder mindestens zwei Kristallindividuen unterschiedlicher Mineralart zusammengesetzt sind. Damit verbleibt zugegebenermaßen ein großer Interpretationsspielraum bei der Zuordnung einiger Bruchstücke zu bestimmten Gesteinsgruppen, der akzeptiert werden muß. Mikrokristalline Quarzaggregate, die als Matrixmaterial saurer Vulkanite (Quarzporphyre) angesehen werden, werden auch dann zu dieser Gruppe gezählt, wenn sie keine Einsprenglinge wie Quarz oder Feldspat führen. Häufig wird die Ansprache der Gesteinsbruchstücke dadurch erschwert, daß diese wohl schon präsedimentär, d. h. im Liefergebiet, bzw. auf dem Transport erheblich verändert wurden.

c) Schwerminerale: transparente, aber auch opake Einzelminerale, die nach der Schwereretrennung aufbereiteter Proben in Bromoform ($d = 2.88$) in der schweren Fraktion angereichert waren.

d) Matrix: alle nicht karbonatischen Bestandteile der sandigen Gesteine, die $< 20 \mu\text{m}$ sind. Die Komponenten dieses Korngrößenbereiches werden zusammengefaßt (auch bei den Auszählungen), weil sicher vorkommende diagenetische Umbildungen (Zementation) nur in Ausnahmefällen beim Mikroskopieren erkannt werden können, also vom detritischen Anteil zu unterscheiden sind.

e) Karbonat: eindeutig als detritisch gelieferte Komponenten erkennbare Bruchstücke organogener Herkunft sowie umkristallisierte Karbonatbruchstücke als auch diagenetisch gebildeter Karbonatzement werden hier gemeinsam betrachtet und beschrieben. Mengenmäßig von Bedeutung ist diese Komponente nur in den Grauwacken der Einhausen-Schichten.

Die Beschreibung der einzelnen Komponenten erfolgt in der Reihenfolge, in der sie in den Tab. 2 und 3 zusammengefaßt sind.

3.3.2. Die detritischen Leichtminerale

Quarz in unterschiedlicher Ausbildung ist das am häufigsten auftretende detritische Einzelmineral.

Viele Quarze sind sehr klar und völlig ungetrübt. Sie löschen meist sehr gleichmäßig aus. Daneben kommen aber auch solche mit Einschlüssen von Kalifeldspat, Rutil, Chlorit (Taf. 2 Fig. 1) und Glimmer vor. Blasen Einschlüsse, die reihig angeordnet sind, können ebenfalls beobachtet werden. Auch die Quarze mit Einschlüssen zeigen häufig einheitliche Auslöschung. Diese ganz einheitlich auslöschenden, z. T. sehr großen Quarze (mehrere 100 μm) müssen im wesentlichen aus sauren Vulkaniten (Rhyolith-, Rhyodacitcharakter) und untergeordnet vielleicht auch Graniten abgeleitet werden. An einigen Körnern ist relikthaft mikrokristalline Grundmasse solcher Vulkanite zu erkennen (Taf. 2 Fig. 4 und Taf. 4 Fig. 1). Die Chloriteinschlüsse in einigen der Quarze (Helminthstruktur, TRÖGER 1969) können für hydrothermale Bildungsbedingungen sprechen. Kleinere Quarzkörner können natürlich auch anderen, nicht metamorph überprägten Sedimentiten entstammen. An einigen Körnern sieht man, daß sie im mindestens zweiten Zyklus sedimentiert sind, denn ein gut gerundetes Quarzkorn war bei einem früheren Diagenesestadium „weitergewachsen“, und dieser Quarzsaum ist bereits wieder gerundet (Taf. 2 Fig. 5).

In den meisten untersuchten Proben herrschen allerdings undulös auslöschende Quarzkörner vor. Sonstige Unterschiede zu den klaren oben beschriebenen Quarzen existieren nicht, denn auch sie enthalten z. T. die genannten Einschlüsse.

Kataklastische – weil felderhaft auslöschende – Quarze (Taf. 2 Fig. 6) kommen in geringer Menge ebenfalls in fast allen Proben vor. Wenn sie keine Einschlüsse oder Blasen enthalten, die unter gekreuzten Nicols über die scheinbaren Korngrenzen hinweggehen, sind sie häufig nicht von Quarzitbruchstücken zu unterscheiden. Im Unterschied zu den undulös auslöschenden Quarzen, deren Ausgangsgestein in metamorphen Serien gesehen wird, lassen sich die kataklastischen Quarze nicht so eindeutig irgendwelchen Muttergesteinen zuordnen.

Der Gehalt an detritischen Quarzkörnern schwankt in den ausgezählten Proben zwischen min. 15,6 und max. 61 Vol.-% (Abb. 5, 6 und Tab. 2, 3), stellt also in allen Fällen einen bedeutenden Anteil am Gesteinsaufbau dar.

Diagenetische Veränderungen, wie Sericitisierung, Karbonatisierung usw., die an Quarzen gut zu erkennen sind, werden im Kap. 3.4 beschrieben.

Feldspäte – Detritischer Feldspat kommt in unterschiedlicher Menge in allen untersuchten Proben vor. Bei der Auszählung wurde nur zwischen verzwillingten Plagioklasen und unverzwillingten Kalifeldspäten unterschieden, denn zu beobachtende Umwandlungszustände sagen ja nicht direkt etwas über die Gesteinszusammensetzung möglicher Liefergebiete aus.

Der Erhaltungszustand der Feldspäte ist, von Ausnahmen abgesehen, schlecht und daher eine Ansprache der Feldspäte nicht immer leicht. Auffallend ist, daß der Anteil der Kalifeldspäte den der Plagioklase in allen ausgezählten Proben außer in Ho 23 (s. Kap. 3.6.1) z. T. erheblich übersteigt. Ein deutlicher Unterschied in der Feldspatführung besteht zwischen oberdevonischen und unterkarbonischen Proben (Tab. 2, 3 und Abb. 5, 6).

Alle Stadien der Zersetzung von Feldspäten können beobachtet werden. Von einer Trübung der Körner, die ganz unregelmäßig verteilt vorkommt, bis hin zur völligen Substitution der Feldspatsubstanz durch Sekundärschubstanz, sind alle Möglichkeiten verwirklicht. Meist geschieht die Zersetzung durch Sericitisierung oder/und Chloriti-

sierung, in Proben, in denen Karbonatangebot vorhanden ist (Elnhausen-Schichten) auch durch Karbonatisierung. Während die Sericitisierung meist im Innern der Feldspäte einsetzt und das Korn nach außen fortschreitend umwandelt, – bei den polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen bevorzugt entlang von Zwillinglamellen (Taf. 2 Fig. 7) – setzen Chloritisierung und Karbonatisierung auch häufig vom äußeren Kornrand progressiv Richtung Korninneres ein (s. Kap. 3.4). Bei dieser Verdrängung der Feldspatsubstanz wird die Grenze vom Korn zur Matrix, in der es liegt, sehr undeutlich. Daß die Umwandlung der Feldspäte teilweise schon in den Muttergesteinen eingesetzt hat, also als „Erbe“ mitgebracht wurde, muß nach Beobachtungen an vorkommenden Gesteinsbruchstücken (s. Kap. 3.3.3) angenommen werden. In einem Fall konnte die völlige Karbonatisierung eines Plagioklases beobachtet werden, der nur noch durch seine polysynthetischen Zwillinglamellen, die im gebildeten Karbonat „abgepaust“ sind, erkennbar war.

Bei den Kalifeldspäten konnte gelegentlich zwischen klaren unverzwilligten und solchen mit faser- und spindelperthitischen Lamellen unterschieden werden. Perthite bzw. Antiperthite sind sehr selten. Ebenfalls nur selten gibt es Kalifeldspäte mit gut ausgebildeter Mikroingitterung (Taf. 3 Fig. 2).

Leicht erkennbar sind die vorkommenden Plagioklase auch dann noch, wenn sie verzwilligt sind. Neben polysynthetischen Zwillingen nach dem Albit- und Periklin-gesetz kommen auch solche nach dem Karlsbader Gesetz vor. Oft sind die Plagioklase nach mehreren Gesetzen verzwilligt. Wo der Erhaltungszustand und die Orientierung der Plagioklase im Schliff eine Bestimmung des Anorthitgehaltes nach der Auslöschungsschiefe zuläßt, zeigt es sich, daß neben Albiten und Oligoklasen nur ganz selten auch Andesine vorkommen. Einige Körner zeigen ihre Herkunft aus metamorphen Liefergesteinen durch starke Verbiegung der Zwillinglamellen. Basischere Feldspäte sind als detritische Einzelminerale nicht nachweisbar.

Eindeutige Feldspatneubildungen oder das in irgendeiner Weise orientierte Weiterwachsen von Feldspäten fiel in den untersuchten Proben nicht auf.

Myrmekitische und schriftgranitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind zwar nicht häufig, kommen aber in typischer Ausbildung doch immer wieder vor (Taf. 3 Fig. 5).

Glimmer – Als Glimmer wurden beim Auszählen alle detritischen Muskovite/Sericite und Biotite einschließlich ihrer Abbauprodukte, die $> 20 \mu\text{m}$ sind, zusammengefaßt. Ihr Auftreten in den Grauwacken ist eine Funktion der Korngröße, denn je feinkörniger die Grauwacken sind, desto höher ist der Glimmergehalt. Die meisten Glimmer sind $< 100 \mu\text{m}$ – es sind dünne, manchmal faserige Blättchen. Gelegentlich fallen aber größere Aggregate (Pakete) auf, die in einzelnen Proben den mittleren Korndurchmesser um ein Vielfaches übertreffen (Taf. 8 Fig. 2). Bei den großen Glimmer-Paketen handelt es sich immer um rostbraune Biotite. Außerdem kommen schmutzig grünbraune und hellbraune (entfärbte?) Biotite vor. Sagenitgitter (aus Rutilmikrolithen) fallen in diesen blassen Biotiten besonders auf.

Farblose, meist schuppige Muskovite treten gegenüber den Biotiten zurück. In den kleinsten noch unterscheidbaren Korngrößen liegt Muskovit in detritischer Form der Matrix eingelagert vor. Von diesem feinkörnigen Glimmerdetritus kaum zu unterscheiden ist der aus der vollständigen Zersetzung der Feldspäte entstandene Sericit.

Viele Glimmer sind randlich mehr oder weniger stark umgewandelt, wobei sich Hydroglimmer oder Chlorit gebildet hat. Auch Verwachsungen mit Chlorit kommen vor. Einige Minerale sind durch feinstverteilte limonitische Substanz imprägniert und damit eingefärbt, in Einzelfällen sogar opacisiert.

Die detritischen Glimmer sind primär deutlich in ss eingeregelt, jedoch häufig schon bei der Kompaktion des Sedimentes mechanisch verbogen oder zerbrochen (Druckbeanspruchung, Taf. 7 Fig. 6).

Die Glimmer und auch die Chlorite stellen einen Großteil der schweren Fraktion, die bei der Schwereretrennung in Bromoform gewonnen wurde (s. Kap. 3.3.3).

Chlorite – Die detritischen Chlorite überdecken ebenso wie die Glimmer ein recht großes Korngrößenspektrum. Wenn auch der größte Teil $< 100 \mu\text{m}$ ist, so kommen aber dennoch einzelne Chloritpakete vor, die fast 1 mm groß sind (Taf. 2 Fig. 8).

Nach den Interferenzfarben handelt es sich um Mg-Chlorite und um Mg-Fe-Chlorite, was durch röntgendiffraktometrische Untersuchungen der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ untermauert wird. In Schliffdicke können sie farblos, blaßgrün, gelbgrün und kräftig grün gefärbt sein. Der Pleochroismus ist entsprechend ausgebildet. Die Eigenfarbe ist häufig durch Erzpartikelchen, die den Chloriten gleichmäßig oder wolkig verteilt aufsitzen, sekundär verändert.

Der Volumenanteil des Chlorits am Gesteinsaufbau scheint ebenso wie der der Glimmer mit zunehmender Korngröße der Grauwacken abzunehmen.

Bei der Sedimentation sind die Chlorite parallel ss abgelagert, dann aber durch Setzungsvorgänge (mechanische Diagenese) genau wie die Glimmer verstellt und verbogen worden.

Die diagenetisch durch Chloritisierungsvorgänge gebildeten Chlorite sind nicht immer von den detritischen zu unterscheiden. Für die quantitative Erfassung der Chlorite ist das belanglos, weil sie zusammen ausgezählt wurden.

Kohlige organische Partikel, die im Durchlicht opak sind und im Auflicht nicht reflektieren, kommen in allen untersuchten Grauwacken vor.

3.3.3. Die Schwerminerale

Zur Bestimmung der Schwerminerale wurden von möglichst unverwitterten Proben ca. 100 g gebrochen und in der Walzenmühle gemahlen. Durch Naßsiebung wurde die Fraktion zwischen 63 und $316 \mu\text{m}$ gewonnen und anschließend in Bromoform ($d = 2,88$) getrennt. Nach repräsentativer Teilung des getrennten Materials wurden Streupräparate angefertigt und röntgendiffraktometrische Untersuchungen vorgenommen. In den meisten Proben stellen opake Schwerminerale den größten Teil der schweren Fraktion.

Opake Schwerminerale

Limonit – Ein großer Teil der opaken Komponente besteht aus nicht reflektierenden, gelegentlich rötlichbraun durchscheinenden Partikeln, die sich sonst nicht weiter charakterisieren lassen. In den Proben, in denen Limonit beobachtet wurde, ist er auch röntgenographisch nachweisbar.

Kleine Pyrite kommen in den Streupräparaten immer wieder vor, in den Dünnschliffen wurden sie jedoch nur sehr selten gesehen.

Andere Erze (von Magnetit abgesehen) konnten nicht unterschieden werden, da Anschliffe nicht angefertigt wurden.

Leukoxen – Alle opaken subangularen bis gerundeten Körner, die im Auflicht milchigweiß reflektieren, wurden als Leukoxen angesprochen. Diese Schwermineral-komponente wurde nicht weiter untergliedert.

Transparente Schwerminerale

Zirkon – Zirkon ist die weitaus am häufigsten auftretende transparente Schwermineral-komponente. Meist ist er farblos, nicht selten rosa bis rötlich, untergeordnet gelblich und manchmal nahezu isotropisiert. Die Kornform zeigt alle erdenklichen Varietäten: neben idiomorphen kommen kurzprismatische, kantenrunde und völlig gerundete Individuen vor. Daneben gibt es angulare unregelmäßige Bruchstücke ehemals größerer Kristalle.

Neben teilweise sehr engem Zonarbau mit scharf begrenzten Zonen sind Flüssigkeits- bzw. Gaseinschlüsse (Spechthöhlen) und nicht weiter unterschiedene Mikrolithe zu beobachten. Gelegentlich sind Anwachszone zu erkennen, wobei nicht zu entscheiden ist, ob sie authigen gebildet wurden oder schon aus den Liefergesteinen ererbt sind (HOPPE 1962b). Einige Kristalle sind mit toniger? Substanz belegt. Die Kristallgröße variiert in weiten Grenzen: wenn auch der größte Anteil $< 110 \mu\text{m}$ groß ist, womit die Zirkone im allgemeinen kleiner als die unten beschriebenen Apatite sind, gibt es auch langstengelige Kristalle bis zu $350 \mu\text{m}$ Länge. Die vielfältigen Erscheinungsformen der Zirkone zeigen, daß nicht nur ein Gesteinstyp für die Bereitstellung des Detritus verantwortlich ist. Nach HOPPE (1962b) handelt es sich um Zirkone, die zum einen aus sauren Intrusivgesteinen und zum anderen aus sauren bis intermediären Eruptivgesteinen stammen können. Die gut gerundeten Zirkone können aus Sedimentgesteinen bzw. epizonalen Metamorphiten, aber ebenfalls auch aus Graniten abgeleitet werden.

Turmalin – In allen Streupräparaten wurde Turmalin beobachtet. Er tritt mit unterschiedlichem Pleochroismus auf: gelblich/olivgrün, gelblich/rotbraun, hellgelb/schwarz, blaugrün/tiefbraun und in einigen Proben auffallend hellgelb/entenblau. Häufig sind die Körner gerundet, z.T. sind es aber auch angulare Bruchstücke, und sogar kleine idiomorphe Kristalle kommen vor.

Fremdeinschlüsse und Gasblasen können in allen vorkommenden Turmalinen auftreten. Deutlich ausgebildete Anwachsstreifen sind in einzelnen Körnern sichtbar. Eindeutiges authigenes Weiterwachstum der Minerale, wie es von KRYNINE (1946) beschrieben und abgebildet wurde, konnte nicht beobachtet werden. Der größte Teil der Turmalinbruchstücke ist ca. $100 \mu\text{m}$ groß, einzelne Körner können aber mit ihrem größten Durchmesser $300 \mu\text{m}$ überschreiten.

Durch ihre Farben und in ihnen vorkommende Einschlüsse weisen auch die Turmaline auf Granite, Metamorphite und untergeordnet auf Pegmatite als Liefergesteine für den Detritus der Grauwacken hin (KRYNINE 1946:69).

Apatit – Einen Großteil der durchsichtigen Schwermineralfraktion stellen z.T. farblose, z.T. aber auch durch wolkg verteilte Fremdeinschlüsse grau, graubraun und bräunlich gefärbte Apatite. Die durch feinste Einschlüsse gefärbten Apatite sind durch einen oft deutlichen Pleochroismus charakterisiert. Um welche Substanz es sich handelt, die die Apatite färbt, kann nicht gesagt werden (HOPPE 1962a:234). Auffallend ist, daß die gefärbten Partien von klarer durchsichtiger Substanz umgeben sein können, die dann einen oft unterschiedlich breiten Saum bildet. Daneben treten Kristalle auf, denen dunkle nadelige, unregelmäßig verteilte Bestandteile eingelagert sind.

Die äußere Kornform zeigt neben angerundeten bis gerundeten Körnern auch angulare Fragmente, die randlich korrodiert sein können. Einzelne Kristalle sind oberflächlich dunkel pigmentiert.

Prinzipiell kommt Apatit in allen Korngrößen bis zu 400 μm vor, auffallend ist aber, daß er in allen Proben grobkörniger als der Zirkon ist; ein immer wieder zu beobachtendes Phänomen, das z. B. auch von ZIMMERLE (1976:188) aus Proben der Bohrung Saar 1 beschrieben wurde.

Als „Liefergesteins-Indikator“ kann Apatit eigentlich nicht angesehen werden, da er in fast allen Plutoniten und Vulkaniten auftritt und auch in Metamorphiten stabil ist. In Anlehnung an HOPPE (1962a:234) darf man für einen Teil der hier beschriebenen Apatite aber Vulkanite als Ursprungsgesteine ansehen.

Rutil – Rutil kommt zwar wie die oben beschriebenen Komponenten auch in allen Proben vor, tritt aber quantitativ diesen gegenüber sehr stark zurück.

Fast immer handelt es sich um gleichmäßig große (zwischen 100 und 150 μm große) angulare bis gerundete Kristalle bzw. deren Bruchstücke. Nur vereinzelt treten langstengelige Rutilsäulchen auf, die bis zu 200 μm lang sein können.

Im Streupräparat ist er fast immer kräftig rotbraun gefärbt, manchmal erscheint er sogar undurchsichtig. In wenigen Körnern ist eine Spaltbarkeit sichtbar. Seiner Stabilität gegenüber fast allen Verwitterungsagentien verdankt es der Rutil, daß er oberflächlich nicht korrodiert ist.

Nach TRÖGER (1969:118) kann detritischer Rutil in der Hauptsache nur aus metamorphen Gesteinen bezogen werden, denn nur da wird er häufig gebildet. In pegmatitischen und magmatischen Gesteinen kommt er nur ganz selten vor.

Granat – Auch Granat kommt sowohl in den oberdevonischen als auch in den unterkarbonischen Grauwacken vor; gelegentlich allerdings nur in einzelnen Körnchen pro Streupräparat. Die meisten Granate sind farblos, einige sind hellgelb und wenige blaßrosa. Immer handelt es sich um angulare Kristallbruchstücke. Die für Granate charakteristischen Ätzfiguren sind an einigen Körnchen sichtbar. Die Bruchstücke sind vorwiegend $> 100 \mu\text{m}$.

Das hauptsächliche Bildungsmilieu der Granate existiert in metamorphen Gesteinen, womit er sich aus ehemaligen Grundgebirgszonen herleiten ließe.

Alle sonstigen beobachteten Schwerminerale treten nur als einzelne Körnchen auf und kommen nur in einigen Proben vor:

Monazit – Wenige kleine gelbliche, angerundete Körnchen.

Hornblende – Einige geätzte und korrodierte grüne bis blaugüne Minerale.

Epidot/Klinozoisit – Beide Minerale kommen nur in kleinen gelblichgrünen, bzw. farblosen subangularen bis gerundeten Bruchstücken vor (anomale Interferenzfarben).

Titanit und Sillimanit wurden nur in wenigen Fällen als einzeln auftretende Körnchen bestimmt.

In allen Röntgenproben nachgewiesener Anatas dürfte authigen gebildet sein. Da er in den Streupräparaten als freies Mineral nicht beobachtet wurde, scheint er an die Leukoxenkomponente gebunden zu sein.

Die Glimmer und Chlorite sind zwar im Kap. 3.3.2 nach den in den Dünnschliffen gemachten Beobachtungen beschrieben, da sie aber auch in der schweren Fraktion vorkommen, und damit einige zusätzliche Beobachtungen möglich waren, werden diese hier erwähnt.

Biotitblättchen treten sehr häufig auf. Auch im Streupräparat sind sie rostbraun-graubraun, also nie frisch und unverwittert. Die Minerale mit Sagenitgitter sind oft entfärbt. An den Kornrändern sind einige aufgeblättert und unterschiedlich weit fortgeschrittene Umwandlungen in Sericit und Chlorit sind zu beobachten.

Auch die Chlorite kommen in den Schwermineralpräparaten relativ häufig vor. Die meisten sind intensiv grün gefärbt. Feinstkörnige Einschlüsse sind für viele Chlorite charakteristisch. Die beobachteten Farben lassen in Verbindung mit den Röntgenuntersuchungen den Schluß zu, daß ein Großteil der Chlorite Mg-Fe(II)-Chlorite sind. Was außerdem dafür spricht, ist die Beobachtung einiger „Helminthe“, also authigen gebildeter Mg-Fe(II)-Chlorite.

3.3.4. Die Gesteinsbruchstücke

Die Gesteinsbruchstücke sind am Aufbau der oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken mit ganz unterschiedlichen Mengenanteilen beteiligt. Während in den proximalen unterkarbonischen Grauwacken der Elnhausen-Schichten die Gesteinsbruchstücke > 50% des Gesteinsvolumens ausmachen können, enthalten die distalen oberdevonischen Grauwacken manchmal < 1% Gesteinsbruchstückdetritus (s. Abb. 5, 6 und Tab. 2, 3). Auch die qualitative Zusammensetzung der Gesteinsbruchstück-Komponente variiert in weiten Grenzen (s. Kap. 3.5.3.1).

Magmatische Gesteinsbruchstücke

a) Plutonische Gesteinsbruchstücke – Die eindeutige petrographische Ansprache dieser Grauwackenkomponenten war in allen Fällen durch die geringe Größe der Bruchstücke und erfolgte Umwandlungsprozesse vor allem in den Feldspäten erschwert (Taf. 3 Fig. 1).

Wie die Fig. 3 und 4 auf Taf. 3 zeigen, handelt es sich meist um nicht mehr als drei zusammenhängende Kornindividuen von hauptsächlich Feldspäten und Quarz. Manchmal sind Glimmerreste erhalten.

Aufgrund der Beobachtungen werden alle diese Komponenten als Bruchstücke saurer Magmatite, wie Granite und Quarzdiorite, angesehen. Die Quarze sind klar oder haben Einschlüsse, löschen glatt oder undulös aus. Die Feldspäte, sowohl die

Kalifeldspäte als auch die Plagioklase, kommen in allen Umwandlungsstadien der Sericitisierung vor (Taf. 3 Fig. 1). Oft sind die Kalifeldspäte auch lediglich getrübt. Die Plagioklase zeichnen sich fast immer durch polysynthetische Zwillingsbildung aus. Perthite und Mikrokline kommen vor, sind aber relativ selten (Taf. 3 Fig. 2).

Die Gefügeausbildung ist überwiegend gleichmäßig körnig ohne stark verzahnte Grenzen, also mosaikartig (Pflastergefüge, Taf. 3 Fig. 3 und 4). Implikationsgefüge können in einzelnen Fragmenten festgestellt werden. Es wurden sowohl schriftgranitische als auch myrmekitische Quarz-Feldspat-Verwachsungen beobachtet (Taf. 3 Fig. 5). Von Ausnahmen abgesehen, sind die Geröllchen zwischen 600 μm und 2 mm groß.

b) Vulkanische Gesteinsbruchstücke – Die vulkanischen Gesteinsbruchstücke werden hier, wie auch bei der quantitativen Erfassung in saure und quarzarme Vulkanite unterteilt.

Die sauren Vulkanitfragmente rhyolithischer bis rhyodazitischer Liefergesteine (genauere Angaben sind wegen der geringen Größe der Körner nicht möglich) zeichnen sich durch vorwiegend porphyrische Gefüge aus. Hierbei „schwimmen“ in einer oft sehr feinkörnigen Grundmasse aus Quarz und Feldspat, gelegentlich Sericit und akzessorischen opaken Komponenten idiomorphe, hypidiomorphe oder xenomorphe Kristalle von z. T. recht großen, meist sehr klaren, einheitlich auslöschenden Quarzen (Taf. 4 Fig. 1). Nur ausnahmsweise ist die Grundmasse in ihrem Gefüge mikrogranitisch ausgebildet (Taf. 4 Fig. 2). Feldspateinsprenglinge sind kleiner als die Quarze und kommen nur selten vor.

In einigen Dünnschliffen gibt es klare, einheitlich auslöschende, oft bis 1 mm große Quarzkörner, denen oben beschriebenes Grundmassenmaterial nur noch relikartig anhaftet (Taf. 4 Fig. 3). Diese Quarze und Grundmassenmaterial, das keine Einsprenglinge enthält (Taf. 4 Fig. 4), wurden bei der Auszählung ebenfalls zu den sauren Vulkaniten gezählt, obwohl man letztere in einigen Fällen auch zu „chertoiden“ Komponenten im weiteren Sinne rechnen könnte.

Wegen der großen Widerstandsfestigkeit solcher Gesteine gegenüber Verwitterungs- und Abrasionsvorgängen gibt es durchaus Bruchstücke, die nur angerundet sind. Außerdem ist sie sicherlich mit ein Grund dafür, daß diese sauren Vulkanite in allen quantitativ ausgewerteten Proben – von einer Ausnahme abgesehen – vorkommen (s. Tab. 2 und 3).

Immer angerundet bis gerundet liegen dagegen die quarzarmen Vulkanitfragmente vor. Bei ihnen handelt es sich um Bruchstücke andesitischer bis basaltischer Gesteine, deren Mineralgehalt oft weitgehend chloritisiert ist.

Das Gefüge ist meist ophitisch, gelegentlich intersertal (Taf. 4 Fig. 5), in einigen Fällen auch sphärolithisch (Taf. 4 Fig. 6). Porphyrische Gefügebilder sind dagegen nur ganz vereinzelt zu beobachten. In einem Fall konnte ein Intersertalgefüge beobachtet werden, in dem die Feldspatleistchen durch fluidale Einflüsse teilweise parallel eingeregelt sind (Taf. 4 Fig. 7).

In den Räumen zwischen den länglichen bis nadeligen Plagioklasen, die oft verzwilligt sind, liegt in allen Fällen vergrünte (chloritisierte) Grundmasse und reichlich opake Substanz (Erze).

Interessant ist die Beobachtung einer > 2 mm großen „Vulkanitbreccie“, die porphyrisch, intersertal und fluidal texturierte Vulkanitbruchstücke, sämtlich erzimprägniert, enthält (Taf. 4 Fig. 8).

Sedimentgesteinsfragmente

Sedimentgesteinsfragmente sind wegen ihrer geringen Widerstandsfähigkeit gegenüber allen exogenen Einflüssen in den Grauwacken nur relativ selten anzutreffen, da sie bei der Erosion und Sedimentation relativ schnell in ihre einzelnen Komponenten zerlegt werden.

a) Grauwacken – Bruchstücke von Grauwacken kommen in einigen unterkarbonischen Grauwacken mit wechselnden Anteilen bis zu 1 Vol.-% vor. Sie können nicht als charakteristische Komponente für bestimmte Horizonte oder Regionen angesehen werden. Aber dennoch geben sie einen Hinweis darauf, daß auch – eventuell nur unwesentlich ältere – Grauwackenhorizonte aufgearbeitet wurden und ihren schon einmal „ererbten“ Detritus als solchen wieder freisetzen. Sie unterscheiden sich von den hier beschriebenen Grauwacken nicht (Taf. 3 Fig. 6).

b) Sandsteine und Siltsteine konnten zwar in Einzelfällen beobachtet werden, stellen aber keinen charakteristischen Gesteinstypus dar. Nie überschreitet ihr Anteil 0,7 Vol.-% der Gesteinszusammensetzung.

c) Tonschiefer und andere Pelite kommen dagegen in allen quantitativ ausgewerteten Dünnschliffen vor. In einigen oberdevonischen Grauwacken sind sie in großer Zahl am Gesteinsaufbau beteiligt. Meist handelt es sich um dunkle (dunkelbraune, graue, dunkelgrüne), manchmal fast undurchsichtige, vorwiegend gerundete Bruchstücke und Flatschen von Tonsteinen und Tonschiefern, in denen Absonderungen parallel ss natürlich nur dann sichtbar sind, wenn Schnitte in irgendeiner Lage schräg zu ss vorliegen. Manchmal können Quarze der Feinsiltfraktion erkannt werden; andere Minerale sind nicht zu unterscheiden (Taf. 3 Fig. 7).

In einzelnen oberdevonischen Proben erkennt man (z. B. Ho 8), daß es sich bei den tonigen Flatschen um Sedimentmaterial handeln kann, das durch „Erosionstätigkeit“ des Grauwackenmaterials selbst aus der unterlagernden, diagenetisch noch nicht endgültig verfestigten pelitischen Lage mitgerissen wurde (Taf. 8 Fig. 6).

Von den hier beschriebenen Gesteinsbruchstücken zu solchen von Phylliten und feinkörnigen Glimmerschiefern sind alle Übergangsstadien möglich, bei der Zuordnung und Auszählung also ein erheblicher Interpretationsspielraum vorhanden (Taf. 3 Fig. 8).

d) Kieselschieferbruchstücke, also feinstkörnige, oft durch organische Substanz dunkel gefärbte Gemenge von Quarz und Chalcedon, die aus anderen Grauwacken beschrieben sind (HELMBOLD 1952, HUCKENHOLZ 1958, DENEKE 1976), kommen in Einzelfällen vor, spielen aber nur eine untergeordnete Rolle. Bei der Auszählung wurden sie nicht zu einer eigenen Gruppe zusammengefaßt.

Die Metamorphite

Die metamorphen Gesteinsbruchstücke sind an der Zusammensetzung der oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken mit bis zu 40,5 Vol.-% vertreten

(Tab. 2, 3 und Kap. 3.5.1), womit nicht nur reichliches Detritusangebot, sondern auch Verwitterungsbeständigkeit dieser Fragmente dokumentiert wird.

Für die quantitative Erfassung wurden vier Gruppen unterschieden:

a) Quarzite – Die Quarzite entstammen ganz sicher metamorph unterschiedlich stark beanspruchten Liefergesteinen, denn neben Quarzitbruchstücken mit pflasterartigem Gefüge und relativ klaren Korngrenzen (Taf. 5 Fig. 1), die manchmal durch tonige Substanz hervorgehoben werden (Taf. 5 Fig. 2), kommen solche mit verzahnten Körnern, mit intensiv „vernähten“ Kornkontakten und mit mylonitisierendem Gefüge vor (Taf. 5 Fig. 3). Auffallend ist, daß sie nur in Ausnahmefällen und dann auch nur sehr geringe Mengen Feldspat enthalten.

Da diese Quarzite fast nie Bindemittel irgendeiner Art (Glimmer, Sericit, Karbonat o. a.) führen, ist in Einzelfällen zwischen ihnen und kataklastischen Quarzkörnern, wie in Taf. 2 Fig. 6 abgebildet, nicht immer zu unterscheiden.

In einem Fall wurde ein großes Bruchstück eines migmatischen Chloritquarzites mit phlebitischer Textur beobachtet, in dem helles Neosom in dunklem Paläosom schwimmt (Taf. 5 Fig. 4).

b) Glimmer- und Chloritquarzite – Auch diese Gruppe der metamorphen Gesteine zeigt – wie die reinen Quarzite – verschieden starke metamorphe Überprägungen. Alle Quarzite mit wechselnden Anteilen von Glimmer, Chlorit und Sericit, die alleine oder auch zusammen vorkommen, sind in dieser Gruppe zusammengefaßt. Die Glimmer, vorwiegend Muskovite und Chlorite, müssen nicht streng eingeregelt sein; einige erwecken den Anschein, als ob sie neugebildet sind (Taf. 5 Fig. 5). Die Quarzkörner löschen undulös bis felderhaft aus, die Korngrenzen der Quarze können wie bei den reinen Quarziten durch intensivste Verzahnung verwischt sein (Taf. 5 Fig. 5).

Von diesen Gesteinsbruchstücken existieren alle Übergänge zu denen, die in der Gruppe der Quarzitschiefer quantitativ erfaßt sind.

c) Quarzitschiefer – In dieser Gruppe der Gesteinsbruchstücke sind alle vorkommenden Minerale der Gesteine deutlich in sf eingeregelt (Taf. 2 Fig. 2).

Die Quarze, die auch hier den Hauptbestandteil des Gesteins ausmachen, sind oft „ausgewalzt“, löschen immer undulös aus und haben verzahnte Korngrenzen. Die vorkommenden Glimmer und Chlorite sind häufig verbogen oder regelrecht zerquetscht. Die Korngrößen in den Bruchstücken variieren in den Grenzen von ca. 30 μm bis $> 200 \mu\text{m}$.

Zu beobachteten Gneisgeröllchen bestehen alle Übergänge, was außer dem seltenen Auftreten von Gesteinsbruchstücken der Grund dafür ist, daß diese beim Auszählen mit zu den Quarzitschiefern gezählt wurden. Taf. 5 Fig. 6 zeigt ein Paragneisbruchstück (Muskovit-Augengneis) mit deutlich gelängten Mineralen und einem größeren Feldspat-Porphyroblasten.

d) Glimmerschiefer und Phyllite – Es kommen in allen Proben auch Gesteinsbruchstücke von Phylliten und Glimmerschiefern vor, die zusammen ausgezählt wurden, denn zwischen diesen beiden Gesteinsbruchstückarten gibt es keine Grenzen. Oft fällt es sogar schwer, sie gegen die Tonschiefer und Quarzitschiefer abzugrenzen.

Bei den Phylliten, die zwischen den Tonschiefern und Glimmerschiefern vermitteln, handelt es sich um geschieferte, im Dünnschliff meist dunkle Aggregate, bestehend aus

Sericiten und feinkörnigen Quarzen, die gerundet, oft ellipsenförmig, annähernd in ss der Grauwacken eingelagert sind (Taf. 5 Fig. 7).

Die Glimmerschiefer ähneln in ihrem äußeren Erscheinungsbild den Phylliten in jeder Hinsicht sehr stark, nur sind bei ihnen die vorkommenden Minerale (Glimmer, Chlorit, Quarz, vereinzelt Feldspat) wegen der größeren Korngröße besser anzusprechen. Ihr Gefüge ist lepidoblastisch (Taf. 5 Fig. 8).

3.3.5. Die Karbonatbruchstücke und der Karbonatzement

In einigen feinkonglomeratischen Bänken der Einhausen-Schichten fallen gelegentlich schon im Handstück Karbonatbruchstücke auf (s. Kap. 3.2.2), deren Charakteristika kurz beschrieben und abgebildet werden sollen.

Diese Karbonatbruchstücke sind für die Diagenese der Grauwacken, in denen sie vorkommen, von großer Bedeutung, weil sie, indem sie angelöst werden, Karbonat freisetzen, das seinerseits andere Minerale karbonatisiert, bzw. Karbonatzement bildet.

Am häufigsten wurden teilweise oder ganz sammelkristallisierte Echinodermenbruchstücke beobachtet, die gelegentlich noch Reststrukturen der ursprünglich vorhandenen Bruchstücke erkennen lassen. In diesen Fällen sieht man randlich löchrig poröses Schalenmaterial, das zum Bruchstückinnern hin in Karbonatkristalle mit Zwillingslamellen übergeht (Taf. 6 Fig. 1).

Andere Bruchstücke konnten eindeutig als Teile rugoser Korallen identifiziert werden. In die Interseptalräume (die Septen sind z. T. verbogen bzw. abgebrochen) ist das gleiche feinkörnige detritische Material eingeschwemmt, das für die Bruchstücke die Matrix darstellt (Taf. 6 Fig. 2).

Zwei Arten von Karbonatbruchstücken konnten nicht eindeutig bestimmten Fossilgruppen zugeordnet werden. — Bei dem auf Tafel 6, Figur 3 gezeigten Bruchstück handelt es sich um ein unregelmäßig begrenztes Fragment, in dem einer „Scheitelzone“ in entgegengesetzten Richtungen flexur- und beulenartig verbogene Karbonatlagen aufgelagert sind. — Die beiden Bruchstücke, die auf Tafel 6, Figur 4 zu sehen sind, bestehen aus umlaufenden Karbonatlagen, die ebenfalls beulige Aufbiegungen zeigen. Die Lagen schließen opake Komponenten ein. Ob es sich bei diesen Bruchstücken eventuell um Brachiopodenbruchstücke handelt, kann nicht gesagt werden.

Die an den Karbonatbruchstücken gemachten Beobachtungen sprechen für riffogebundene Bildungen zwischen dem Liefergebiet, aus dem das detritische Material bezogen wurde, und dem Ablagerungsraum der heute als Grauwacken vorliegenden Sedimente.

Da auffällige Karbonatzementbildung nur in den Proben vorkommt, in denen auch oben beschriebene Bruchstücke vorhanden sind, wird angenommen, daß das dafür bereitstehende Karbonat hauptsächlich durch Lösungsvorgänge an diesen Fragmenten freigesetzt wird, denn an verschiedenen Bruchstücken kann man solche Lösungsvorgänge erkennen. In deren näherer Umgebung ist dann der Anteil an Karbonatzement besonders hoch (Taf. 6 Fig. 5).

Da also die detritisch gelieferten Karbonatbruchstücke Voraussetzung für die Karbonatzementation sind, wird das Karbonat bei der quantitativen Erfassung der Komponenten zusammengefaßt. Wann die Zementbildung stattfand, wird im Kap. 3.4 beschrieben.

Die an den Geröllchen der feinkonglomeratischen Lagen und an den Gesteinsfragmenten aller übrigen untersuchten Grauwacken gemachten Beobachtungen stimmen gut mit den Beschreibungen vergleichbarer Gesteine der Saar-Senke (ZIMMERLE 1976), anderer Konglomerate vom Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (JOCHMUS-STÖCKE 1929), unterkarbonischer Grauwacken des Edergebietes (DENEKE 1976) und den existierenden Beschreibungen unterkarbonischer Geröllgrauwacken (LINDERT 1971) und anderer Grauwacken des Harzes überein (HELMBOLD 1952, HUCKENHOLZ 1959, MATTIAT 1960).

Das Hinzutreten von biogenen Karbonatbruchstücken in den Grauwacken der Elnhausen-Schichten ist auf Ursachen zurückzuführen, die in spezifischen paläogeographischen Verhältnissen begründet liegen.

3.3.6. Die Matrix

Es werden hier die Bestandteile der sandigen Gesteine, die $< 20 \mu\text{m}$ und nicht karbonatisch sind, zusammengefaßt.

Unterschiede zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken hinsichtlich des Matrixanteils sind im wesentlichen quantitativer Natur. Während die oberdevonischen Grauwacken zu meist $> 20 \text{ Vol.-%}$ (Tab. 2 und Abb. 5) aus Matrixmaterial bestehen, enthalten die unterkarbonischen selten $> 10 \%$, häufig entschieden weniger (Tab. 3 und Abb. 6, 9).

Röntgenographisch wurde in allen untersuchten Proben neben viel Quarz, Feldspat, Muskovit (Sericit)/Illit und Mg-Fe-Chlorit in unterschiedlicher Menge festgestellt. In einigen Proben wurde außerdem Hämatit, Calcit und Glaukonit nachgewiesen.

Diese Komponenten, von den Feldspäten abgesehen, die in diesem Korngrößenbereich immer stark umgewandelt sind, sind auch in den Dünnschliffen erkennbar. Die angularen bis subangularen Quarzkörnchen liegen oft in filzigen Anreicherungen von Sericit und Chlorit und stellen mit diesen zusammen in den oberdevonischen Grauwacken einen so großen Anteil der Gesteinszusammensetzung dar, daß die übrigen Komponenten regelrecht in diesem Gemenge „schwimmen“ (Taf. 6 Fig. 6). Häufig ist die Matrix durch feinstverteilte kohlige Substanz dunkel gefärbt.

Bei den unterkarbonischen Grauwacken kann sich das Gefügebild hinsichtlich des Matrixanteils oft schon in einer Gesteinsbank sehr drastisch ändern, da sie häufig gradiert sind. In den mittelkörnigen Grauwacken, die auch zur quantitativen Auswertung herangezogen wurden, läßt die Verteilung der Matrixkomponente das Zustandekommen punktförmiger, ebener und konkav-konvexer Kornkontakte zu (TAYLOR 1950, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977), womit ein gravierender Unterschied zu den älteren Grauwacken besteht (Taf. 6 Fig. 7).

Detritisches Material stellt sicherlich den größten Teil der Fraktion $< 20 \mu\text{m}$. Diese Körnchen sind nie in irgendeiner Weise orientiert; sie liegen verästelt oder filzig

verzahnt vor. Neben diesem Bestandteil, von DICKINSON (1970:702) als Protomatrix bezeichnet, gibt es auch Matrixsubstanz, die durch Umwandlung aus anderen Mineralen (Sericitisierung, Chloritisierung, Taf. 6 Fig. 8) hervorgegangen ist (Orthomatrix), und solche, die sich in Porenräumen neu gebildet hat (Epimatrix). Diese Bildungen sind häufig palisadenartig orientiert (s. Kap. 3.4).

3.4. Zur Diagenese der Grauwacken

Die diagenetischen Veränderungen der untersuchten oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken sind durch die ursprüngliche Zusammensetzung des detritischen Materials stark beeinflußt. Die Beeinflussung bezieht sich sowohl auf die mechanische wie auf die chemische Diagenese, wobei die Veränderungen durch mechanische Diagenesevorgänge auffallender, weil leichter erkennbar, sind.

Daß die diagenetischen Prozesse schon in einem Stadium ohne Sedimentbedeckung („pre-burial stage“; MÜLLER 1967) einsetzen, ist für die Grauwacken eigentlich zu erwarten, denn sie sind in Suspensionsströmen sedimentiert und danach in den meisten Fällen erst relativ langsam durch tonig-siltiges Material überlagert worden. Daher muß das Diagenesestadium mit geringer Sedimentbedeckung („shallow-burial stage“; MÜLLER 1967) und letztlich das mit mächtiger Sedimentbedeckung („deep-burial stage“) nicht unmittelbar folgen.

Die chemischen Diageneseprozesse zeigen sich in der Lösung und Zementation bestimmter Komponenten, der Verdrängung von Substanzen auf Kosten anderer und der Umwandlung bestimmter Mineralien in neue Mineralphasen. Die physikochemischen Bedingungen, die für diese Reaktionen verantwortlich sind, sind z. B. von FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977 und MÜLLER 1977 zusammenfassend beschrieben, so daß hier nur einige Prozesse beschrieben und entstandene Gefüge abgebildet werden, die für die untersuchten Grauwacken typisch sind.

In den Proben, in denen die im Kap. 3.3.5 beschriebenen Karbonatbruchstücke vorkommen, sieht man, daß diese Fragmente randlich auf Kosten von Quarz gelöst werden. In der näheren Umgebung dieser Bruchstücke kommt es verstärkt zur Karbonatzementation (Taf. 6 Fig. 5) und zur Lösung und damit Verdrängung anderer Komponenten auf Kosten von Karbonat (Taf. 7, Fig. 1 und 2). Bei den Quarzen erfolgt die Verdrängung häufig von zunächst feinsten Rissen aus, die dann aufgerissen werden (Taf. 7 Fig. 2) und in Extremfällen solche Quarze dann in einzelne Bruchstücke auseinanderreißen (Taf. 7 Fig. 3). Aufgrund dieser Beobachtungen wird angenommen, daß die Karbonatlösung und die danach erfolgende Zementation schon in einem sehr frühen Stadium der Diagenese (Halmyrolyse) abläuft (also früher als das v. ENGELHARDT 1977:251 annimmt), denn es ergeben sich keine Hinweise darauf, daß das übrige Sediment zu dem Zeitpunkt der Karbonatzementbildung schon diagenetisch verändert gewesen ist, weder mechanisch noch chemisch.

In anderen Fällen sind Quarzkristalle nahezu vollständig durch Karbonat verdrängt (Taf. 7 Fig. 4). Durch Karbonat können aber auch alle übrigen detritischen Komponenten (Taf. 7 Fig. 1) verdrängt werden.

Wie im vorhergehenden Kapitel beschrieben, sind die feinen Chlorit- und Sericitminerale neben detritischem auch diagenetischen Ursprungs, was allerdings häufig nicht

zu unterscheiden ist. Diagenetisch gebildeter Sericit verdrängt randlich detritische Minerale (Quarze und Feldspäte) und Gesteinsfragmente aller Art, indem er palisadenartig Säume oder „Sericitkrausen“ bildet (Taf. 7 Fig. 5). Außerdem kann man während der Diagenese gebildeten Sericit auch im Innern von Quarz- und Feldspatdetritus beobachten. In den Quarzen folgt die Sericitbildung häufig vorhandenen Rissen und bei Plagioklasen meistens den Zwillingslamellen (Taf. 7 Fig. 6).

Auch die authigenen Chlorite bilden rasenartige, filzige Gefüge, wenn sie sich auf Kosten detritischer Körner von den Korngrenzen her bilden, oder regellose Gefüge, wenn sich Gesteinsfragmente (vor allem die basischen Vulkanite) oder Einzelminerale von innen heraus in Chlorit umwandeln. — Wie groß der Anteil authigener Chlorite in der Matrix ist, kann nicht gesagt werden.

Die mechanische Diagenese (Kompaktion) setzt mit ihrer Wirkung in den Diagenesestadien mit Sedimentbedeckung ein. Sie trägt neben der chemischen Diagenese maßgeblich dazu bei, den vorhandenen Porenraum zu verringern. Mit zunehmender Kompaktion kommt es zu Verbiegungen einzelner Bestandteile (z. B. Glimmer- und Chloritpakete), zu Verzahnungen mit und durch Drucklösung und zum Zerschneiden verschiedener Komponenten.

Am eindrucksvollsten sind Verbiegungen durch Kompaktion an größeren detritischen Glimmer- und Chloritpaketen ausgebildet. Mit Fig. 6 der Taf. 7 ist ein Biotitpaket gezeigt, das bei der Kompaktion durch einen darüberliegenden verzwillingten und teilweise sericitisierten Plagioklas deformiert wird. In dem in Fig. 7 Taf. 7 gezeigten Fall ist ein nahezu in ss eingeregeltetes Chloritpaket durch starke punktförmige Berührung des darüberliegenden Quarzes so stark beansprucht, daß es in diesem Bereich stark deformiert und opacitisiert ist.

Zu Kornverzahnungen, die durch Drucklösung hervorgerufen werden, kommt es bevorzugt an Quarz—Quarz- und Quarz—Feldspat-Korngrenzen; am wirkungsvollsten sind diese Reaktionen in den Fällen, in denen die Berührungsstellen punktförmig sind. Die immer wieder gemachten Beobachtungen (zusammenfassende Literatur bei FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977:108 zitiert), daß die Drucklösung durch das Vorhandensein von Ton- oder Glimmersäumen an den Berührungspunkten begünstigt wird, kann auch in den hier untersuchten Grauwacken in vielen Fällen gemacht werden. Taf. 7 Fig. 8 zeigt einen an seiner Spitze tonbelegten Quarzkristall, der sich in den darunterliegenden, schon auffällig stark sericitisierten Feldspatkristall drückt.

Zum Zerschneiden einzelner Komponenten durch Kompaktion kann es kommen, wenn „eingeklemmte“ Körner aufgrund ihrer Kristallstruktur nicht oder nur bedingt durch Verbiegen reagieren können. An den entstehenden Rissen setzt die chemische Diagenese dann bevorzugt ein (Taf. 8 Fig. 1).

Der mögliche diagenetische Abbau und eventuelle Neubildungen von Schwermineralen wurden nicht untersucht.

Die diagenetischen Veränderungen, die in den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken gleichermaßen zu beobachten sind, haben zu einer beachtlichen Abnahme der ursprünglich sicherlich hohen Porosität des schlecht sortierten Grauwackenmaterials geführt, denn heute liegt ein dichtes Gefüge von detritischen und diagenetisch gebildeten Komponenten vor. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977:229) läßt sich aus der diagenetisch gebildeten Paragenese: Sericit-Chlorit eine durchgreifen-

de Diagenese ablesen, die schon einen Trend zu schwacher, niederthermalen Metamorphose zeigt.

3.5. Die quantitative petrographische Zusammensetzung der Grauwacken

Über 50 Dünnschliffe von repräsentativen Proben der oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken, die senkrecht zu ss angefertigt waren, wurden quantitativ ausgewertet. Von der Korngröße her möglichst homogen zusammengesetzte Grauwacken (also nicht deutlich gradierte) wurden dazu herangezogen.

Nach der Punktzählmethode wurden je Dünnschliff zwischen 800 und 1200 Punkte gezählt. Der Punktabstand betrug 300 µm. Da aber vor allem in den unterkarbonischen Proben Komponenten vorkommen, die > 300 µm sind, konnte es geschehen, daß diese bei der Punktzählung zwei- oder mehrfach gezählt wurden.

Nach mehreren statistischen Untersuchungen und Fehlerbetrachtungen (z.B. CHAYES & FAIRBRAIN 1951, KALSBECK 1969) liefert aber die gewählte Auszählmethode für die angestrebten Aussagen hinreichend genaue Ergebnisse. Die Gehalte der ausgezählten Komponenten sind in Vol.-% angegeben.

Die Korngrößenverteilungen der verschiedenen Grauwacken wurden nach dem Sehnenschnittverfahren (MÜNZNER & SCHNEIDERHÖHN 1953) ausgeführt. Komponenten < 20 µm blieben hierbei unberücksichtigt; ihr Anteil wurde der Punktzählung entnommen.

3.5.1. Auszählergebnisse

Schon bei der Durchsicht und erst richtig bei der Auszählung der Dünnschliffe zeigte sich, daß in der quantitativen Zusammensetzung der detritischen Komponenten zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken auffallende Unterschiede existieren.

a) Quantitative petrographische Zusammensetzung der oberdevonischen Grauwacken

Die Grauwacken der Ulmbach-, Weidenhausen- und Endbach-Schichten sind alle sehr reich an detritischen freiem Quarz. Im Mittel führen sie 34,8 % Quarz, wobei es Proben gibt, die zu über 50 % aus Quarz aufgebaut sind (Tab. 2 und Abb. 5). Die Quarzführung spiegelt zum einen die Proximalität der Detritussedimentation zum Abtragungsgebiet und zum anderen das Alter der Grauwacken wider: Sind die Grauwacken gleichalt, so zeichnen sich die distalen Vorkommen durch einen höheren Gehalt an freiem Quarz aus; ebenso sind die jüngeren Grauwacken reicher an diesem Mineral als die älteren (s. Kap. 5).

Die Feldspatführung (Kalifeldspäte und Plagioklase) ist durchweg gering. Bei einem mittleren Gehalt von 2,9 % übersteigt sie 4,8 % in keiner untersuchten Probe.

Die Gehalte an Glimmer und Chlorit zeigen keine einheitlichen Trends in irgendeine Richtung; in keiner Probe sind Extremgehalte dieser Komponenten zu beobachten.

Primäres, das heißt detritisches Karbonat kommt nicht vor.

Große Unterschiede bestehen hinsichtlich des Gehaltes an vorkommenden Gesteinsbruchstücken. Während proximal abgelagerte Grauwacken über 30 Vol.-%

Tab. 2. Die quantitative Zusammensetzung der oberdevonischen sandigen Gesteine (Grauwacken, Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken, Quarzsandsteine) der Hörre-Zone; mit Probe Ho 188 ist die Zusammensetzung eines Nehden-Feinsandsteines aus der Wittgensteiner Hauptmulde vergleichend daneben gestellt

Proben-Nr.	Ho 9	Ho 11	Ho 23	Ho 31	Ho 35	Ho 60	Ho 64	Ho 68	Ho 70	Ho 73	Ho 93	Ho 94	Ho 131	Ho 159	Ho 177	Ho 180	Ho 183	Ho 187	Ho 188
Quarz, normal ausl.	8.9	7.3	15.1	12.8	12.8	8.1	7.4	11.9	8.7	9.4	20.3	19.1	11.8	17.9	21.0	15.1	16.7	17.1	21.8
undulös ausl.	19.8	10.5	15.3	19.8	22.0	15.0	14.3	25.0	27.3	22.3	38.9	17.7	21.6	11.0	25.9	18.4	23.3	19.3	27.5
kataklastisch ausl.	-	-	1.8	1.0	1.8	0.5	0.3	0.6	0.7	0.4	1.8	1.3	0.6	-	2.0	0.8	1.4	1.9	2.8
Quarz insgesamt	28.7	17.8	32.2	33.6	36.6	23.6	22.0	37.5	36.7	32.1	61.0	38.1	34.0	28.9	48.9	34.3	41.4	38.3	52.1
Feldspat, verzw.	1.2	0.8	2.3	0.7	0.6	1.0	1.1	1.0	1.0	0.7	-	0.8	1.5	0.7	0.1	0.9	1.1	0.6	1.5
unverz.	3.0	1.8	2.2	1.7	1.2	2.2	2.0	2.0	1.7	1.1	1.0	2.3	2.6	1.1	1.0	3.9	3.5	1.9	5.6
Feldspat insgesamt	4.2	2.6	4.5	2.4	1.8	3.2	3.1	3.0	2.7	1.8	1.0	3.1	4.1	1.8	1.1	4.8	4.6	2.5	7.1
Glimmer (Bt & Musk)	4.3	9.8	7.3	3.2	9.8	3.8	3.0	2.8	8.7	5.0	4.5	10.0	7.6	6.7	3.0	3.1	2.1	8.1	7.1
Chlorit	4.1	6.3	7.0	10.7	12.6	5.6	5.2	5.8	6.8	6.8	1.1	8.1	8.2	5.9	2.7	3.1	4.1	9.9	5.6
Karbonat	-	-	-	-	-	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7
Opake Minerale & Lim.	3.1	4.0	2.2	10.6	5.5	6.5	4.1	7.8	7.8	4.7	6.1	4.0	4.5	5.1	11.2	6.9	4.0	4.4	14.3
Saure Plutonite	0.2	-	-	-	-	0.2	0.1	-	-	-	-	0.5	0.4	-	-	1.0	0.5	-	-
Saure Vulkanite	2.4	2.4	2.3	1.6	1.0	1.5	2.3	1.0	0.3	0.9	-	0.3	0.6	2.0	-	2.4	3.0	0.6	-
Quarzarme Vulkanite	0.3	-	1.0	0.4	-	0.6	0.6	-	0.3	-	-	-	-	1.0	-	0.9	0.8	-	-
Grauwacken	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-	-	-	-
Sandsteine	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.8	-	-	-	-	-	-	0.7	-	-
Tonschiefer/Pelite	1.1	7.1	3.5	4.9	-	2.8	3.7	9.1	3.3	3.6	-	2.0	1.7	8.1	-	2.2	2.0	2.4	-
Quarzite	5.0	5.7	3.9	3.8	3.4	7.7	6.4	4.6	2.0	5.5	2.5	1.3	4.0	2.9	0.3	7.3	7.1	1.6	1.0
Gl. + Chl.-Quarzite	5.6	2.3	5.9	1.7	2.7	4.3	13.6	1.4	0.2	3.8	-	1.1	2.5	1.6	-	4.6	3.6	1.4	-
Quarzschiefer	0.8	0.8	1.5	0.6	0.3	0.2	0.3	0.1	-	4.1	-	-	-	0.2	-	0.2	0.8	0.4	-
Phyllite & Glimmersch.	11.9	3.4	11.3	3.4	3.0	10.2	10.7	1.0	2.0	6.8	-	2.5	3.3	1.4	-	4.8	6.2	2.8	0.4
Gesteinsbruchst. insg.	27.3	21.7	29.4	16.0	10.4	27.5	37.7	17.2	8.1	25.5	2.5	7.7	12.5	17.6	0.3	23.4	24.7	9.2	1.4
Unbestimmbare	1.2	1.7	0.4	1.6	1.4	1.5	1.7	2.6	2.2	1.6	0.7	1.7	2.0	1.3	1.0	1.9	1.3	1.5	0.6
Matrix	26.6	35.4	16.8	20.6	21.2	27.5	23.0	22.5	25.7	22.4	21.5	26.8	26.5	32.0	30.2	21.7	17.0	25.8	10.4
Schwerminerale	0.4	0.7	0.3	0.9	0.7	0.4	0.2	0.9	1.3	0.1	1.6	0.4	0.6	0.7	1.7	0.8	0.8	0.5	0.6
Summe	99.0	100.0	100.1	100.0	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0	100.1	100.0	100.0	99.9	99.9

% Gesteinsbruchstücke als Detritus führen können, gibt es distal sedimentierte Gesteine, in denen diese Komponente auffallend stark zurücktritt. Die jüngsten hier erfaßten Sedimentite sind fast frei von diesen Bestandteilen (Tab. 2 und Abb. 5). Im Durchschnitt liegt der Gehalt an Gesteinsbruchstücken bei 17,7 Vol.-%.

Meist überwiegen Bruchstücke metamorph überprägter Gesteine die Anteile an Gesteinsfragmenten von Sedimentgesteinen und solchen Komponenten, die aus magmatisch gebildeten Gesteinskörpern stammen. Die Gruppe der Sedimentite wird nahezu ausschließlich durch Tonschiefer und quarzreichere Pelite repräsentiert. Bei den magmatischen Gesteinsbruchstücken treten quarzarme Vulkanite weitgehend zurück und aus plutonischen Gesteinskörpern zu beziehende Fragmente fast gar nicht auf. Dagegen kommen in allen Proben außer in Ho 177 Bruchstücke saurer Vulkanite vor (Tab. 2). Die Gesteinsbruchstücke metamorpher Gesteine sind hauptsächlich Quarzite und Glimmer- und Chloritquarzite und in einigen Proben sehr viele Phyllit- und Glimmerschieferbruchstücke.

Eine das Gefügebild der oberdevonischen Grauwacken stark beeinflussende Komponente ist der durchweg hohe Matrixgehalt dieser Gesteine (s. Kap. 3.3.6). Durchschnittlich macht er fast ein Viertel des Gesteinsvolumens aus (24,6 %), wobei es Proben gibt, in denen er 30 % weit übersteigt.

In Abb. 5 ist zusammenfassend dargestellt, wie sich die Komponenten Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücke und Matrix zueinander verhalten. Auffallend ist, daß der Feldspatgehalt relativ konstant ist; nur in den Proben Ho 93 und Ho 177 ist er sehr gering. Ansonsten wird augenscheinlich, daß mit zunehmender Distalität der Anteil an Gesteinsbruchstücken auf Kosten von in erster Linie Quarz und dann Matrix „abgebaut“ wird. Damit steigt zwangsläufig das Quarz-Feldspat-Verhältnis von ca. 7:1 auf ungefähr 14:1 an. Dieser Trend wird ebenfalls deutlich, wenn man die älteren mit den jüngeren Grauwacken vergleicht.

Mit dieser quantitativen Zusammensetzung sind die meisten oberdevonischen Grauwacken der Hörre-Zone als feldspatarme Grauwacken anzusprechen, einige distal abgelagerte bzw. höchstoberdevonische/tiefstunterkarbonische als Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken und die jungen und zugleich distalen als Quarzsandsteine (Abb. 10).

b) Quantitative petrographische Zusammensetzung der unterkarbonischen Grauwacken

Die unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Zone (Grauwacken der Elnhausen-Schichten) „entwickeln“ sich in ihrer quantitativen Zusammensetzung erst im Laufe der Sedimentation der Elnhausen-Schichten zu echt „orogenen“ Sedimenten, den Grauwacken, die den Locus-typicus-Gesteinen (HUCKENHOLZ 1963a:186ff.) vergleichbar sind.

Die Grauwacken aus dem unteren Teil der Elnhausen-Schichten führen noch relativ reichlich freien Quarz (durchschnittlich 25,0 %), haben einen Matrixgehalt von durchschnittlich 10,1 % und sind noch ziemlich arm an Feldspat (im Mittel 6,5 %). Die Quarze kommen in allen Korngrößen vor und sind zu unterschiedlichen Anteilen

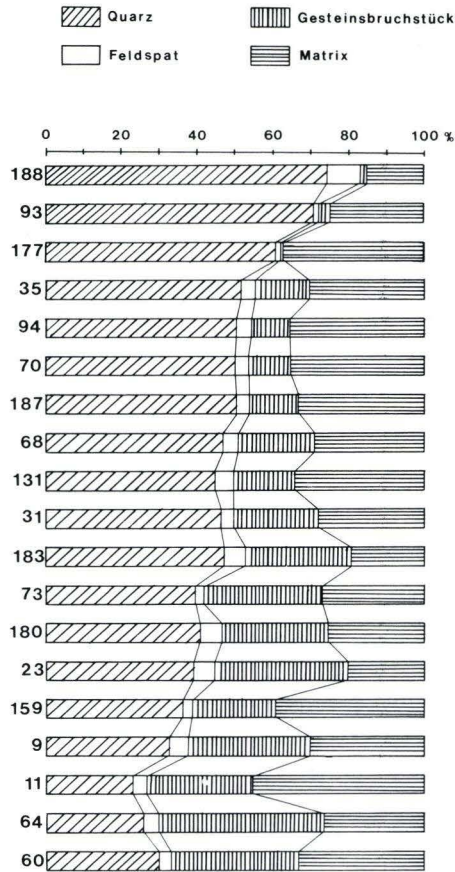


Abb. 5. Darstellung der prozentualen Verhältnisse der vier Komponenten: Quarz – Feldspat – Gesteinsbruchstücke – Matrix für charakteristische sandige Gesteine der Ulmbach-, Weidenhausen- und Endbach-Schichten. Dazu vergleichend die Werte eines Nehden-Feinsandsteins (Ho 188) aus der Wittgensteiner Hauptmulde. Zahlen an und in den Abbildungen sind Probennummern (s. Kap. 10).

normal bzw. undulös auslöschend; kataklastische Quarzkörner sind durchweg sehr selten.

Der relativ hohe Matrixanteil beinhaltet nur in Ausnahmefällen Karbonat, das da, wo es beobachtet wurde, ein Produkt der Diagenese ist. Es wurde als Komponente gesondert ausgezählt.

Der noch geringe Feldspatgehalt setzt sich immer zu einem kleineren Teil aus Plagioklasen und einem größeren Teil aus Kalifeldspäten zusammen. Nicht selten ist das Verhältnis Kalifeldspat:Plagioklas größer als 3:1. Das Quarz-Feldspat-Verhältnis variiert noch zwischen 6:1 und 3:1.

Mehr als ein Drittel (durchschnittlich 36,0%) des Gesteinsvolumens dieser Grauwacken wird von Gesteinsfragmenten gestellt. Die Gruppe der Sedimentgesteine

ist nahezu ausschließlich durch Tonschiefer- und andere Pelitbruchstücke repräsentiert.

Die magmatischen Komponenten kommen in unterschiedlichen quantitativen Zusammensetzungen von sauren Plutoniten und sauren und quarzarmen Vulkaniten vor, wobei es keine erkennbare Dominanz eines dieser Typen gibt. Das Verhältnis sedimentäre Gesteinsbruchstücke zu magmatischen Gesteinsbruchstücken ist für einige Grauwacken der basalen Elnhausen-Schichten dem der jüngeren Grauwacken der oberen Elnhausen-Schichten in Abb. 7 gegenübergestellt.

Der Gehalt an Bruchstücken von Gesteinen metamorpher Herkunftsgebiete überwiegt in den basalen Grauwacken der Elnhausen-Schichten noch deutlich alle übrigen Gesteinsfragmente. Die gegen Erosion und Abrasion stabilen reinen Quarzite und Glimmer- und Chloritquarzite können allein bis zu über 20 Vol.-% am Gesteinsaufbau beteiligt sein. Außerdem gibt es in allen Proben Quarzitschiefer-Fragmente und Bruchstücke von Phylliten und Glimmerschiefern in unterschiedlichen Volumenanteilen.

Der Tatsache, daß der Gehalt an Gesteinsbruchstücken mit zunehmender Korngröße des Gesteins größer wird, wurde bei der quantitativen Betrachtung dadurch Rechnung getragen, daß immer nur mittelkörnige Proben ausgezählt wurden (Abb. 11).

Mit dieser quantitativen Zusammensetzung stellen die basalen Grauwacken der Elnhausen-Schichten, die in der Hörre-Zone die orogene Sedimentation des Kulms einleiten, eine eigene Gruppe von Grauwacken dar, die sich im wesentlichen durch ihre geringe Feldspatführung und die noch hohen Quarzanteile von den nächstjüngeren Grauwacken unterscheidet (Abb. 6 und 11).

Über diesen basalen, noch feldspatarmen Grauwacken folgen die in jeder Hinsicht (Gefüge, Bankmächtigkeiten, Zusammensetzung) orogenen Grauwacken des höheren Teiles der Elnhausen-Schichten. Die Quarzgehalte liegen im Durchschnitt unter 20 Vol.-% (18,8%), der Feldspatgehalt bei über 16% und der Anteil an Gesteinsbruchstücken übersteigt im Mittel 40% (42,3%). Das Gesteinsvolumen, das von Partikeln < 20 µm eingenommen wird, liegt nur noch bei 5,4%. Damit machen allein diese vier Gesteinskomponenten im Mittel 82,7% der Bestandteile der Gesteinszusammensetzung aus.

Die Gehalte an detritischen Quarzen verteilen sich auf alle vorkommenden Korngrößenklassen. Neben undulös auslöschenden Quarzen können ebensoviel oder sogar mehr ganz einheitlich auslöschende Körner vorkommen. Solche mit kataklastischem Gefüge sind verhältnismäßig selten.

Die Feldspäte sind ein ganz wesentlicher Gemengteil der Grauwacken. Maximalwerte weisen eine Feldspatführung von über 20 Vol.-% aus, wobei in allen Fällen der Gehalt an Kalifeldspat den von Plagioklas übertrifft. Das ist ein auffallender Unterschied zu anderen unterkarbonischen Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes (z. B. DENEKE 1976, HUCKENHOLZ 1959 u. a.).

Das Verhältnis von Quarz zu Feldspat ist ziemlich konstant ca. 1,2:1, also sehr niedrig.

Detritische Glimmer und Chlorite kommen in wechselnder Menge vor, stellen aber keine für diese Grauwacken charakteristische Komponente dar.

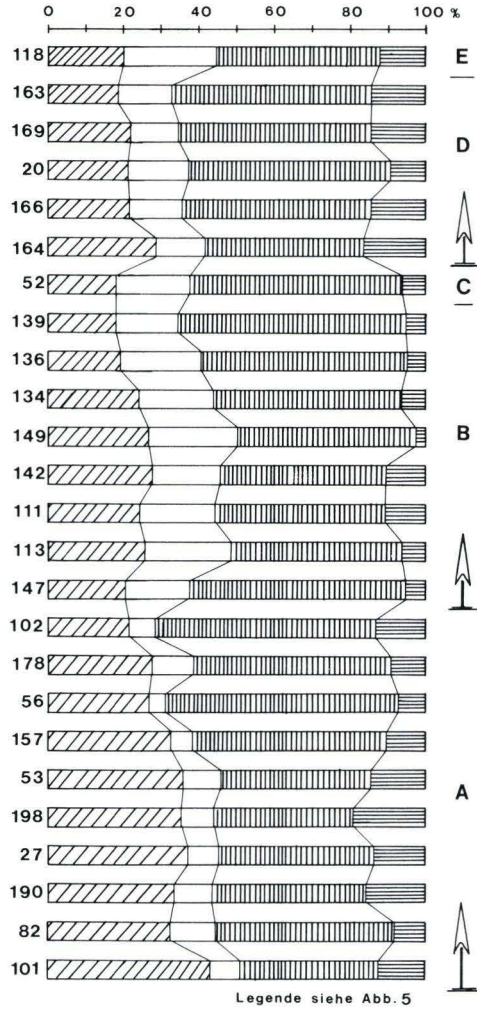


Abb. 6. Darstellung der prozentualen Verhältnisse der vier Komponenten: Quarz – Feldspat – Gesteinsbruchstücke – Matrix für verschiedene Unterkarbon-Grauwacken. A: basale Grauwacken der Elnhausen-Schichten, B: Grauwacken der oberen Elnhausen-Schichten, C: cd-II-Grauwacke von Herborn, D: Kehnaer Grauwacke, E: Kulm-Grauwacke der Dill-Mulde.

Auffallend und charakteristisch ist dagegen die Zunahme an Gesteinsbruchstücken des magmatischen Zyklus. Bei Minimalanteilen von ca. 10% und Maximalwerten von 29,1% sind solche Bruchstücke im Durchschnitt mit 19 Vol.-% an der Gesteinszusammensetzung beteiligt. Meist überwiegen Komponenten saurer Tiefengesteine, in einigen Fällen jedoch auch die saurer Vulkanite. Die quarzarmen Vulkanite sind durchschnittlich mit ungefähr 3% vertreten.

Fragmente sedimentärer Gesteine treten dagegen ganz deutlich zurück; nur in einem Fall machen sie mehr als 1% des detritischen Materials aus. In dem Verhältnis:

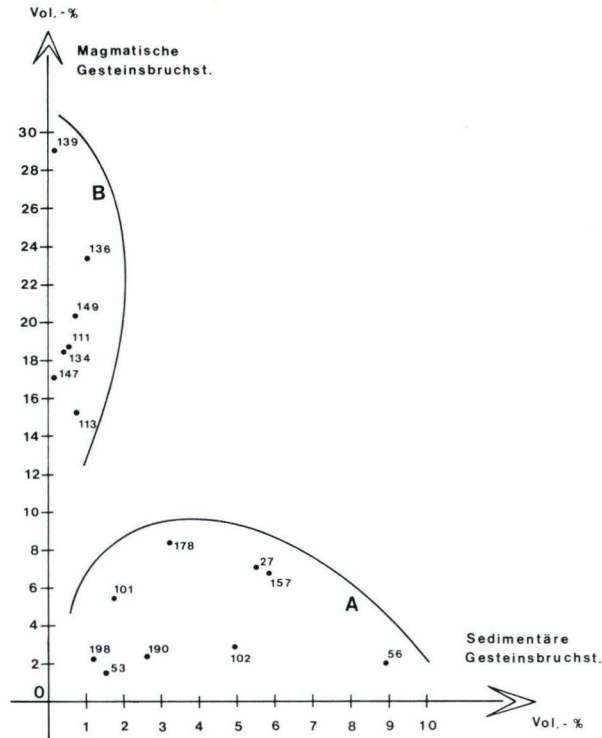


Abb. 7. Darstellung der Verhältnisse: magmatische Gesteinsbruchstücke zu sedimentäre Gesteinsbruchstücke für einige Grauwacken der Elnhausen-Schichten. A: basale Grauwacken der Elnhausen-Schichten. B: Grauwacken der höheren Elnhausen-Schichten.

magmatische Gesteinsbruchstücke zu sedimentären Gesteinsbruchstücken unterscheiden sich die Grauwacken des höheren Teiles der Elnhausen-Schichten von den basalen sehr deutlich (Abb. 7).

Hinsichtlich des Gehaltes an Fragmenten metamorpher Gesteine bestehen zu den basalen Grauwacken nur geringe Unterschiede. Bei Anteilen von durchschnittlich 21,6% überwiegen naturgemäß Quarzite und Glimmer- und Chloritquarzite den Gehalt an Phylliten und Glimmerschiefern bei weitem. Nur in der Probe Ho 113 sind Quarzitschiefer auffallend häufig vertreten (5,7%); die übrigen Proben führen im Mittel weniger als 2% dieser Gesteinsart.

Der Matrixgehalt ist mit durchschnittlich 5,4% nur noch gering, was für das Gefüge der Grauwacken von großer Bedeutung ist.

Die Anwesenheit von Karbonatzement (in Probe Ho 142 sind es 6,9%) scheint in direktem Zusammenhang mit den vorhandenen, detritisch gelieferten biogenen Komponenten zu stehen. Nicht alle untersuchten Proben sind karbonatführend.

Die zum Vergleich quantitativ ausgewerteten Dünnschliffe der unterkarbonischen Kehnaer Grauwacke (Lahn-Mulde) stehen in jeder Hinsicht vermittelnd zwischen

den älteren und den jüngeren Grauwacken der Elnhausen-Schichten, was in Abb. 11 sehr anschaulich zum Ausdruck kommt.

Sie enthalten im Mittel 17,4% Quarzdetritus, wovon ebenfalls nur ganz geringe Anteile kataklastisch sind; der allergrößte Teil zeigt glatte und undulöse Auslöschung. Der Feldspatgehalt liegt ziemlich konstant bei $10,8 \pm 1\%$. Damit ergeben sich Quarz-Feldspat-Verhältnisse von 1,5:1 bis 2,2:1. Auch hier überwiegt der Anteil der Kalifeldspäte den der Plagioklase bei weitem. Die Verhältnisse bei den Gesteinsbruchstücken, die im Durchschnitt zu 38,7% am Gesteinsaufbau beteiligt sind, ähneln denen bei den Grauwacken der Elnhausen-Schichten sehr stark. Wechselnde, aber relativ hohe Anteile an magmatischen Gesteinsbruchstücken stehen ziemlich geringen Sedimentitgehalten gegenüber. Konstante Mengen (ungefähr 23%) metamorph überprägter Gesteinsfragmente zeigen vorwiegend Quarzite und Glimmer- und Chloritquarzite, daneben geringe Mengen an Quarzitschiefern und uneinheitlich viel Glimmerschieferbruchstücke.

Der Matrixgehalt ist mit 10,9 Vol.-% verhältnismäßig hoch. Eine Probe enthält relativ viel Karbonat (9,5%), ansonsten ist diese Komponente sehr wenig aussagekräftig.

In der Abb. 6 ist dargestellt, wie sich mit abnehmendem Alter der Grauwacken der Elnhausen-Schichten der „echte Grauwackencharakter“ einstellt, und man sieht, daß die jüngeren der Kehnaer Grauwacke sehr ähnlich sind.

Man erkennt deutlich, wie der Feldspatgehalt bei gleichzeitiger Quarzabnahme zunimmt. Auch der durchschnittliche Matrixgehalt nimmt in dieser Richtung ab.

Zum Vergleich mit den Unterkarbon-Grauwacken der Hörre-Zone und der Kehnaer Grauwacke der Lahn-Mulde wurde eine unterkarbonische Grauwacke (Ho 52) aus der südwestlichen Dill-Mulde untersucht (Umgehungsstraße Herborn-Burg), die zu den ältesten Unterkarbon-Grauwacken der Dill-Mulde (cd II γ/δ) gezählt wird (Exkursionsführer I/Geotagung 1977 Göttingen: 42, Aufschluß 11). Dieses Gestein enthält relativ wenig Quarz (14,5%), durchschnittlich viel Feldspat (15,6%) und mit 45 Vol.-% nicht übermäßig viele Gesteinsbruchstücke. Mit dieser Zusammensetzung besitzt es eigentlich Kulm-Grauwacken-Charakter. Allerdings unterscheidet es sich von den übrigen Kulm-Grauwacken durch einen hohen Gehalt an quarzarmen und sauren Vulkanitgeröllchen (Tab. 3). Damit stellt dieses Gestein einen Sonderfall in der quantitativen Zusammensetzung unterkarbonischer Grauwacken dar.

Weiter dienten einige Kulm-Grauwacken aus der mittleren Dill-Mulde zum Vergleich, die in der weiteren Umgebung von Endbach (Bl. 5217 Gladenbach) anstehen. Diese Grauwacken (dargestellt in Ho 118) sind neben der qualitativen auch aufgrund ihrer quantitativen Zusammensetzung den jüngeren Grauwacken der Elnhausen-Schichten sehr ähnlich.

Bei geringem Quarzgehalt führen sie reichlich Feldspat, und die Fragmente magmatischer Gesteine übersteigen den Anteil der restlichen Gesteinsbruchstücke. Nur der Matrixgehalt ist etwas höher als bei den Grauwacken der höheren Elnhausen-Schichten (Tab. 3).

Im Konzentrations-Dreieck Quarz – Feldspat – Gesteinsbruchstücke liegen sie mit ihrer Zusammensetzung dem Feld der Feldspatgrauwacken am nächsten (Abb. 11).

Tab. 3. Die quantitative petrographische Zusammensetzung der Elnhausen-Schichten Kehnauer Grauwacke (Ho 164–163) und der

Proben-Nr.	Ho 101	Ho 82	Ho 190	Ho 27	Ho 198	Ho 53	Ho 157	Ho 56	Ho 178	Ho 102	Ho 147
Quarz, normal ausl.	16.6	7.7	14.6	12.6	8.0	13.6	12.3	10.5	10.6	4.1	6.5
undulös ausl.	13.4	13.4	10.0	17.4	15.9	12.3	15.9	8.2	9.7	13.3	9.7
kataklastisch ausl.	0.6	2.3	1.3	1.2	2.0	0.9	0.5	0.3	0.8	0.2	1.5
Quarz insgesamt	30.6	23.4	25.9	31.2	25.9	26.8	28.7	19.0	21.1	17.6	17.7
Feldspat verzw.	1.9	1.7	1.4	1.7	1.3	1.8	1.9	1.9	3.2	2.0	4.2
unverz.	3.6	7.0	6.4	5.1	5.2	5.6	3.1	2.0	5.4	3.5	10.2
Feldspat insg.	5.5	8.7	7.8	6.8	6.5	7.4	5.0	2.9	8.6	5.5	14.4
Glimmer (Bt & Musk)	12.3	1.7	5.8	2.1	5.5	2.9	2.4	5.1	2.2	3.1	1.8
Chlorit	11.9	2.4	5.3	4.2	10.3	5.4	5.1	3.3	5.7	6.5	7.5
Karbonat	-	-	4.0	0.2	3.6	11.2	-	-	-	-	5.2
Opake Minerale & Lim.	3.4	18.3	5.6	7.1	5.6	4.5	2.7	18.8	12.2	3.2	2.2
Saure Plutonite	1.4	5.1	0.9	2.2	0.3	0.7	0.9	0.3	1.2	2.4	5.3
Saure Vulkanite	0.4	5.4	1.4	2.5	1.9	0.8	3.7	0.9	5.9	0.3	7.5
Quarzarme Vulkanite	3.7	2.0	-	2.4	-	-	2.2	0.9	1.3	0.2	4.2
Grauwacken	0.3	0.9	-	1.0	-	-	-	-	-	-	-
Sandsteine	-	-	-	-	-	-	1.2	-	0.4	-	-
Tonschiefer/Pelite	1.7	1.1	2.6	4.4	1.2	1.5	4.6	8.9	2.8	4.9	0.2
Quarzite	6.4	8.1	8.3	10.0	4.3	9.7	10.3	7.8	7.9	13.1	11.4
Gl. & Chl.-Quarzite	6.7	3.6	8.5	6.1	6.6	7.7	4.8	11.0	7.1	9.5	6.0
Quarzschiefer	1.6	3.0	3.0	1.4	1.8	2.0	4.5	2.0	2.5	4.9	1.9
Phyllite & Glimmersch.	3.9	5.4	6.7	4.5	11.0	7.1	12.8	11.8	12.4	13.0	8.2
Gesteinsbruchst. insg.	26.1	34.6	31.4	34.5	27.1	29.5	45.0	43.6	41.5	48.3	44.7
Unbestimmbare	1.0	4.0	1.5	1.5	1.0	2.0	1.3	1.7	1.2	1.5	1.6
Matrix	9.1	6.1	12.3	11.9	14.2	10.9	9.5	5.4	7.4	14.1	4.7
Schwerminerale	0.1	0.6	0.8	0.5	0.3	0.4	0.3	0.4	0.1	0.6	0.1
Summe	100.0	99.8	100.4	100.0	100.0	100.0	100.0	100.2	100.0	100.4	99.9

Zusammenfassend muß man die älteren Grauwacken der Elnhausen-Schichten der Hörre-Zone als Grauwacken mit geringem Feldspatgehalt bezeichnen, die sich in ihrer Zusammensetzung und damit auch letztlich im Gefüge (siehe folgendes Kapitel) zu den Grauwacken entwickeln, die den *Locus-typicus*-Gesteinen, also unterkarbonischen Grauwacken des Harzes (HUCKENHOLZ 1963a:186ff.) sehr ähnlich sind.

3.5.2. Das Gefüge der Grauwacken

Neben der qualitativen und quantitativen petrographischen Zusammensetzung ist das Gefüge der untersuchten oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken von größter Bedeutung für die Interpretation der Art der Sedimentation, des zeitlichen Sedimentationsablaufes und der lokalen Beziehung des Abtragungsgebietes zum endgültigen Ablagerungsraum der Sedimente (z. B. BOUMA 1962, BOUMA & BROUWER 1964, WALKER 1967).

Auch in der Gefügeausbildung unterscheiden sich die oberdevonischen Grauwacken von den unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Gruppe sehr deutlich.

(basale – Ho 101 – Ho 102, jüngere – Ho 147 – Ho 139), der südwestlichen Dill-Mulde (Ho 52), der Kulm-Grauwacken der mittleren Dill-Mulde, Endbach (Ho 118)

Ho 113	Ho 111	Ho 142	Ho 149	Ho 134	Ho 136	Ho 139	Ho 52	Ho 164	Ho 166	Ho 20	Ho 169	Ho 163	Ho 118
7.8	9.4	12.1	10.5	7.5	7.7	6.8	8.0	11.0	7.9	10.1	8.6	6.0	8.7
12.2	9.7	9.9	9.8	10.5	8.5	8.5	6.5	9.8	7.9	5.6	6.0	9.2	6.6
0.7	1.2	0.2	3.1	0.2	0.2	-	-	1.0	-	-	3.2	0.5	0.4
20.7	20.3	22.2	23.4	18.2	16.4	15.5	14.5	21.8	15.8	15.7	17.8	15.7	15.7
5.1	5.2	5.5	8.0	3.8	8.6	5.4	3.8	2.8	2.9	4.3	3.8	3.0	6.7
13.2	11.1	8.8	12.3	10.5	9.3	8.7	11.8	7.0	7.1	7.6	6.8	8.6	12.6
18.3	16.3	14.3	20.3	14.3	17.9	14.1	15.6	9.8	10.0	11.9	10.6	11.8	19.3
4.8	6.0	3.1	1.3	5.6	2.3	3.1	4.0	6.3	3.9	2.9	2.2	4.6	8.8
8.0	8.9	2.9	2.5	13.0	5.5	4.3	2.5	6.9	5.5	5.0	7.7	8.3	7.7
-	-	6.9	0.7	3.7	1.6	-	-	2.1	2.8	9.5	-	-	-
4.6	1.4	5.0	6.5	2.0	3.4	5.5	9.3	6.2	12.0	5.4	5.9	2.3	2.5
5.1	8.2	1.7	7.9	5.2	13.6	15.2	3.4	2.5	1.1	6.1	2.5	5.4	5.5
6.6	7.9	6.6	7.5	10.3	4.9	12.3	15.3	5.0	3.2	6.4	2.9	12.7	7.1
3.5	2.5	2.4	4.9	3.0	4.5	1.7	13.3	1.4	2.2	3.5	5.5	4.0	5.3
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0	-	0.2
0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	-
0.6	0.5	0.7	0.7	0.3	1.0	0.1	3.7	1.9	6.4	1.4	0.6	1.0	0.2
11.0	6.4	11.5	7.3	5.0	13.5	6.9	5.5	9.7	10.7	9.7	15.5	6.9	8.0
1.8	4.6	2.4	4.7	3.6	3.1	3.0	1.7	3.2	7.6	4.2	6.0	6.7	4.2
5.7	0.9	1.6	1.5	0.6	1.8	1.2	1.0	2.2	1.9	3.9	3.1	1.2	1.7
2.3	6.5	8.4	6.9	8.5	4.2	11.5	1.1	5.7	2.9	4.7	4.1	6.2	1.4
36.7	37.5	35.3	41.4	36.5	46.6	51.9	45.0	31.6	36.0	39.9	41.7	44.1	33.6
2.0	0.5	1.4	1.7	1.1	1.6	0.8	4.2	2.5	2.3	2.0	1.9	0.9	1.5
4.9	8.9	8.7	2.2	5.0	4.5	4.6	4.8	12.7	10.7	6.8	12.0	12.2	9.7
-	0.3	0.2	-	0.5	0.2	0.2	-	0.2	0.5	0.7	0.2	0.3	1.1
100.0	100.1	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0	99.9	100.1	99.5	99.8	100.0	100.2	99.9

a) Das Gefüge der oberdevonischen Grauwacken

Die oberdevonischen Grauwacken der Hörre-Zone sind nie konglomeratisch oder ausgesprochen grobkörnig ausgebildet. Nur ganz vereinzelt kommen Körner vor, die $> 630 \mu\text{m}$ sind (Kornsummenkurve Abb. 8). In vielen Bänken überschreiten sogar nur wenige Prozent der Bestandteile Korngrößen von $200 \mu\text{m}$, so daß der mittlere Korndurchmesser der untersuchten Proben zwischen 30 und $90 \mu\text{m}$ liegt. Die Sortierung der Grauwacken ist in allen Fällen mit Werten für S_o um oder über 2 schlecht bis sehr schlecht. Der Schiefekoeffizient liegt in allen Fällen unter 1 , womit angezeigt wird, daß der Kurvenverlauf für die größeren Bestandteile steiler verläuft als für die Bestandteile $< M_d$ (Abb. 8).

Die Quarze sind in allen Korngrößenbereichen vertreten, stellen aber immer den größten Teil der groben Fraktionen (Taf. 8 Fig. 3, 5 und 6). Die Gesteinsfragmente treten erst oberhalb von ca. $40 \mu\text{m}$ auf und haben ein Häufigkeitsmaximum zwischen 100 und $150 \mu\text{m}$.

Mit dieser Korngrößenverteilung der vorkommenden detritischen Komponenten sind extremen Gefügeausbildungen von daher schon gewisse Grenzen gesetzt.

Am häufigsten beobachtet man eine regellose unorientierte Verteilung aller vorkommenden Bestandteile. Diese Gefügeausbildung ist auf die verhältnismäßig sehr hohen Matrixanteile solcher Bänke zurückzuführen (im abgebildeten Fall der Taf. 8 Fig. 3 ist Ho 11 mit einem Anteil $< 20 \mu\text{m} = 35,4\%$ dargestellt, siehe auch Kornsummenkurve), die eine Kohäsion der Körner bewirken, wodurch die Ausbildung von gradierten Gefügebildern verhindert wird (WALKER 1967:37).

Die Ausbildung rhythmisch übereinanderfolgender Wechsellagerungen von sandig/siltigen und siltig/tonigen Lagen ist in einigen Proben gut zu beobachten. Auffallend ist, daß die Bänke oft mit einer dünnen siltig/tonigen Lage einsetzen, über der dann erst sandig/siltiges Material folgt. Darüber nimmt die Mächtigkeit der größeren Anteile auf Kosten der feinerkörnigen ab (Taf. 8 Fig. 4). REINECK (1974:1096) bezeichnet ein solches Gefüge als „gradierten Rhythmit“. Auch in diesen Proben stellen freie detritische Quarze die grobkörnigsten Anteile.

Immer wieder ist die deutliche Ausbildung einer gradierten Schichtung der detritischen Komponenten zu beobachten (Taf. 8 Fig. 5). Sowohl der Gradierungstyp A, als auch B, wie sie von PETTJOHN (1957) unterschieden wurden, kommen vor. In diesen Gefügebildern sind im Querschnitt längliche Komponenten, die ausschließlich Quarze und Tonschiefer und Phyllitbruchstücke sind, in ss eingeregelt. Immer nehmen die groben Anteile zum Top einer solchen Bank ab.

Die Gradierung ist in den meisten untersuchten Fällen reif (grobe Anteile nur in dem unteren Teil der gradierten Schicht vorhanden), sie kann aber auch gelegentlich unreif (grobe Anteile auch im oberen Teil der gradierten Bank) ausgebildet sein (REINECK 1974:1096).

Da solche turbiditisch sedimentierten Bänke auf ihre Unterlage (meist sind es siltige Tonschiefer) erosiv gewirkt haben können, kommt es nicht selten zu „komplizierten“ Gefügeausbildungen nicht nur auf den Schichtunterseiten (s. Kap. 3.2.1), sondern auch innerhalb der Grauwacklagen. Mit Fig. 6 der Taf. 8 ist gezeigt, wie eine die Grauwacklage unterlagernde Feinsiltpartie, die diagenetisch (mechanisch und chemisch) noch nicht verfestigt gewesen ist, durch das energiereich sedimentierende Grauwackmaterial (Suspensionsstrom) „aufgeschleppt“ und z.T. sogar als neu entstandene „Gesteinsbruchstücke“ assimiliert wird.

Das Vorkommen und die Ausbildung der unterschiedlichen Gefügebilder der hier beschriebenen oberdevonischen Grauwacken der Hörre-Zone wurde im wesentlichen durch zwei Faktoren gesteuert: 1. durch das Angebot und die Zusammensetzung von detritischem Material überhaupt (Sortierung, absolut größte Korngröße, Matrixanteile), indem sich das Gefüge entwickeln mußte und 2. durch die Lage des Sedimentationsraumes zum Abtragungsgebiet oder dem geographischen Ort, wo das Material bereitgestellt wurde (proximale Lage, distale Lage).

Aufgrund der materiellen Zusammensetzung der Suspensionsströme konnten sich nur zwei der fünf von BOUMA (1962) aufgestellten, für Turbidite charakteristischen Banktypen deutlich ausbilden, nämlich der Banktyp a (deutlich gradiertes Banktyp) und Typ b (parallel laminiertes Banktyp). Alle anderen zu erwartenden Gefügetypen wurden wohl durch den zu hohen Matrixgehalt an der Sedimentzusammensetzung an der Ausbildung verhindert (Abb. 5 und 8).

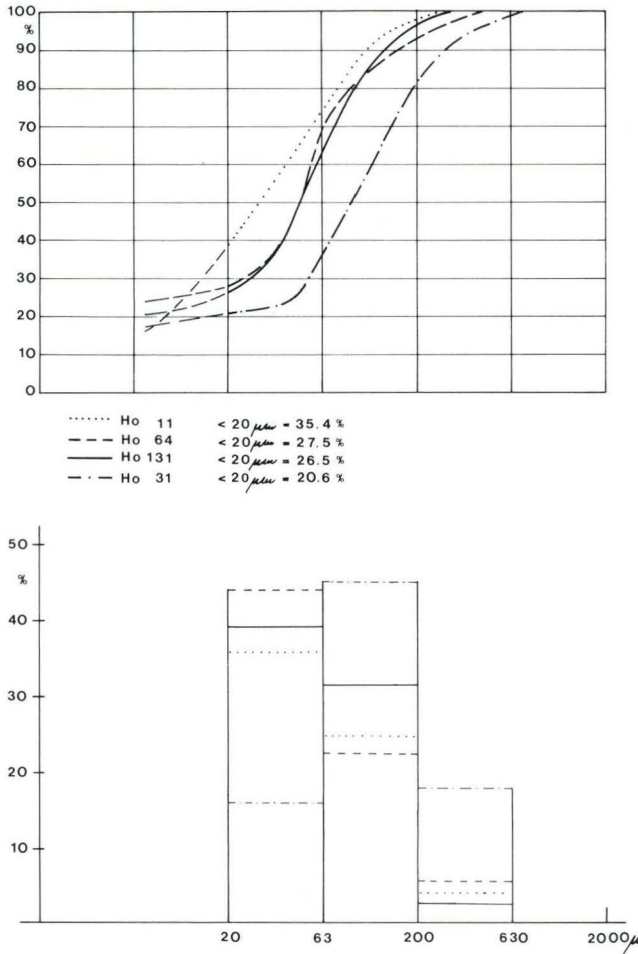


Abb. 8. Korngrößenhistogramme und Summenkurven oberdevonischer Grauwacken; in den Histogrammen ist der Matrixanteil < 20 μm nicht dargestellt, da er in seiner Korngrößenzusammensetzung nicht weiter untergliedert wurde.

Damit läßt sich ein Proximalitätsindex, wie ihn WALKER (1967) für mehrere amerikanische Grauwackenformationen aufgrund der Ausbildung und des Vorkommens der BOUMAschen Banktypen a, b und c beschreibt, für die oberdevonische Grauwackenfolge der Hörre-Zone nicht aufstellen.

Aber dennoch lassen sich aus den vorhandenen Gefügebildern, aus der quantitativen Zusammensetzung der Grauwacken und aus anderen im Gelände gemachten Beobachtungen ein einleuchtendes Sedimentationsmodell für die eigenartigen Grauwacken und die Rekonstruktion des Sedimentationsraumes und -ablaufes ableiten (s. Kap. 8).

b) Das Gefüge der unterkarbonischen Grauwacken

Schon bei der makroskopischen Beschreibung der Grauwacken der Elnhausen-Schichten wurden einige Gefügebilder dieser Gesteine beschrieben. Da die vorkommenden Komponenten z.T. ein großes Korngrößenpektrum abdecken, sind die Möglichkeiten für die unterschiedlichsten Ausbildungen des Gefüges gegeben.

In den konglomeratischen Bänken ist das Gefüge oft völlig regellos, manchmal sind längliche und abgeflachte Geröllchen annähernd so eingeregelt (Taf. 1 Fig. 2), und in verschiedenen Fällen kann eine Korngrößenabnahme der groben Gesteinsanteile vom unteren zum oberen Teil einer Bank beobachtet werden. Außerdem ist häufig das beziehungslose Nebeneinander grober Partikel zu mittelkörniger Substanz zu sehen (Taf. 1 Fig. 3).

Aber auch die mittelkörnigen Grauwackenbänke zeigen oft ein regelloses Gefüge ihrer Bestandteile, besonders dann, wenn die Bänke sehr mächtig sind (dm- bis m-mächtig).

Anders als in den oberdevonischen Grauwacken ist der Matrixgehalt in den Grauwacken der Elnhausen-Schichten relativ gering; in den basalen Grauwackenbänken liegt er im Mittel bei ungefähr 10 und in den jüngeren bei nur 5,4 Vol.-%. Die mittlere Korngröße schwankt in nicht allzu weiten Grenzen um 200 μm (Abb. 9). Die Bestandteile, die größer als 630 μm sind — hierbei handelt es sich nahezu immer um Gesteinsfragmente und nur ausnahmsweise um Quarzkörner — machen nur selten mehr als 10% des Grauwackenmaterials aus.

Die Feldspäte und Quarze sind Bestandteile aller Korngrößenklassen ohne ausgesprochene Maxima ihrer Korngrößenverteilung, wogegen die Gesteinsbruchstücke erst ab ungefähr 60 μm häufiger auftreten und ein Korngrößenmaximum um etwa 200 μm haben.

Die Sortierung der Grauwacken ist schlecht, wobei die gröberen 50% in allen Fällen besser sortiert sind als die 50%, deren Korndurchmesser kleiner als der mittlere Durchmesser ist, denn der Schiefekoeffizient ist immer < 1 (Abb. 9).

Durch diese Korngrößenzusammensetzung konnte es bei der Sedimentation von Grauwacklagen mittlerer Mächtigkeit (mehrere Zentimeter bis wenige Dezimeter) zu der Ausbildung sehr schöner gradierter Gefüge kommen. Dieses typisch turbiditische Gefüge ist zwar durchaus charakteristisch ausgebildet, aber nicht sonderlich häufig anzutreffen. Am häufigsten ist der Gradierungstyp B (PETTJOHN 1957) ausgebildet, bei dem die Bänke schon an der Basis Anteile der kleinen Korngrößen enthalten und wo die Sortierung im oberen Teil der Bänke zunimmt (Taf. 9 Fig. 1). In einigen Fällen ist der reife bzw. unreife Gradierungstyp B insofern modifiziert ausgebildet, als die Bänke in ihrem basalen Teil nicht mit den größten vorkommenden Komponenten einsetzen, sondern mit Bestandteilen, die eine mittlere Korngröße der betreffenden Bank darstellen (Taf. 1 Fig. 1).

Außergewöhnliche Gefüge, die an die Ausbildung von Sedimentstrukturen gebunden sind, wurden bereits im Kap. 3.2.2 beschrieben.

Ein nicht ganz einfach zu deutendes Gefügebild wurde im Dünnschliff der Probe Ho 21 beobachtet. Völlig regelloses mittelkörniges Grauwackenmaterial liegt zwar scharf begrenzt in feinkörniger Grauwacke. Ob es sich aber um ein schon verfestigtes

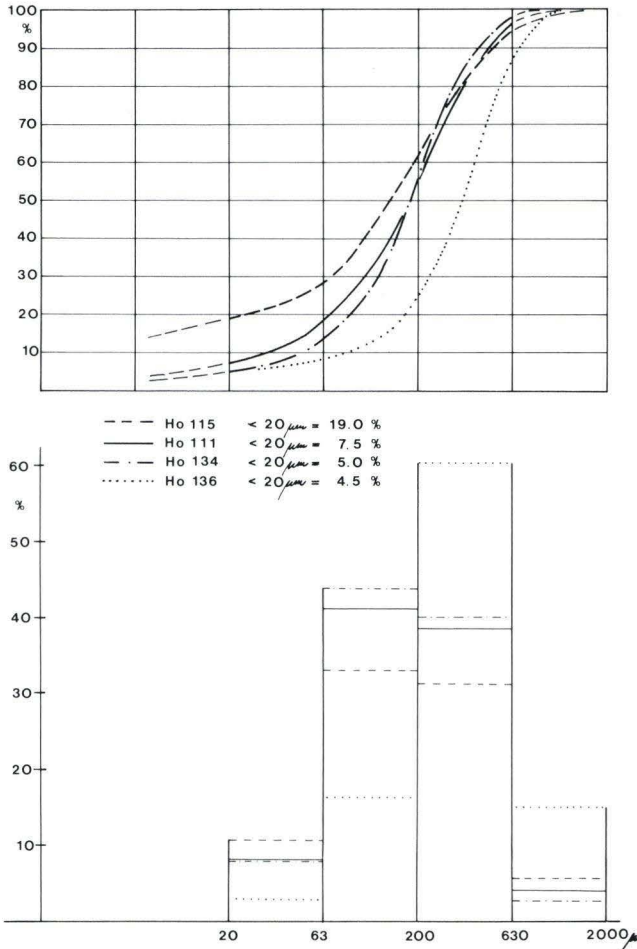


Abb. 9. Korngrößenhistogramme und Summenkurven von Grauwacken der Elhhausen-Schichten; in den Histogrammen ist der Matrixanteil < 20 μm nicht dargestellt, da er in seiner Korngrößenzusammensetzung nicht weiter untergliedert wurde.

Bruchstück handelte, das als detritisches Fragment eingeschwemmt wurde, kann vom Dünnschliffbefund her nicht zweifelsfrei geklärt werden, da dieses Bruchstück keinerlei Abrundungen oder sonstige durch sedimentären Transport bewirkte Erscheinungen zeigt (Taf. 9 Fig. 2). Die Deutung dieses Gefüges bleibt also offen.

Gradierte Rhythmite, wie sie in den oberdevonischen Grauwacken vorkommen, sind nicht ausgebildet.

Das Inventar der Gefügeausbildungen, wie es in den Handstücken und in An- und Dünnschliffen zu sehen ist, sowie die Geländebeobachtungen (Kap. 3.2.2) zeigen, daß die unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Zone als proximale Turbiditablagerungen anzusehen sind (s. Kap. 5).

3.5.3. Die oberdevonischen Grauwacken im Vergleich zu den unterkarbonischen Grauwacken

Wie oben gezeigt, bestehen zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Zone deutliche Unterschiede, sowohl in der Zusammensetzung als auch in der Struktur. Beide Faktoren, die kompositionelle Reife und die strukturelle Reife (PETTIJOHN 1957) machen die „Maturität“ der Grauwacken aus, die damit unterschiedlich ist.

3.5.3.1. Vergleich der kompositionellen Zusammensetzung

Vergleicht man die quantitative petrographische Zusammensetzung der unterschiedlich alten Grauwacken (Tab. 2 und 3), so fallen deutliche Unterschiede auf, die primär auf andersartige Gesteinsausbildungen in den Liefergebieten für das detritische Material zurückzuführen sind. Zum anderen geben die Unterschiede der kompositionellen Reife Hinweise darauf, in welcher Entfernung vom Abtragungsgebiet die Sedimente endgültig abgelagert wurden.

Die untersuchten oberdevonischen Gesteine sind sehr reich an Quarz und arm an Feldspäten und Gesteinsbruchstücken. Dadurch haben sie ein sehr hohes Quarz-Feldspat-Verhältnis (s. Kap. 3.5.1). Die vorkommenden Gesteinsbruchstücke leiten sich nur zum allergeringsten Teil aus magmatisch gebildeten Gesteinen ab. Ein beachtlicher Anteil entstammt der sedimentär gebildeten, nicht metamorph überprägten Gesteinsgruppe. Die Masse der Gesteinsfragmente zeigt jedoch niedrig metamorphe Gesteine als Detrituslieferanten an.

Die kompositionelle Reife, wie sie PETTIJOHN (1957) definiert hat, ist, da sie dem Anteil verwitterungs- und transportempfindlicher Komponenten umgekehrt proportional ist, mit einem gemittelten Wert von 1,76 in den oberdevonischen Gesteinen für Grauwacken sehr hoch.

Im Konzentrationsdreieck Quarz – Feldspat – Gesteinsbruchstücke (Abb. 10) liegen die Punkte proximal abgelagerter Grauwacken im mittleren Teil des Feldes, das die feldspatarmen Grauwacken umfaßt. Mit zunehmender Entfernung der Probenpunkte vom Abtragungsgebiet, „wandern“ die Punkte der Zusammensetzung der Proben dem „Quarzpol“ zu, ebenso verändert sich der Charakter der jüngsten oberdevonischen Proben in diese Richtung. Mit den am weitesten distal sedimentierten und zugleich jungen Gesteinen liegen keine Grauwacken mehr, sondern Quarzsandsteine vor (Abb. 10).

Im Gegensatz dazu führen die unterkarbonischen Grauwacken nur wenig Quarz, sind aber feldspat- und gesteinsbruchstückreich (s. Kap. 3.5.1). Damit ist das Quarz-Feldspat-Verhältnis klein (1,2:1 bei den Grauwacken des oberen Teiles der Elnhausen-Schichten). Gesteinsbruchstücke von Magmatiten sind z. T. mit größeren Volumenanteilen an der Gesteinszusammensetzung beteiligt als die metamorphen Gesteine. Überhaupt stellen die Gesteinsbruchstücke mit durchschnittlich etwa 40% einen großen Teil der detritischen Komponenten. Dazu kommt ein für Grauwacken normal hoher Feldspatgehalt von ca. 13%. Mit dieser Zusammensetzung haben die Grauwacken der Elnhausen-Schichten einen kompositionellen Reifeindex von 0,53, der dem

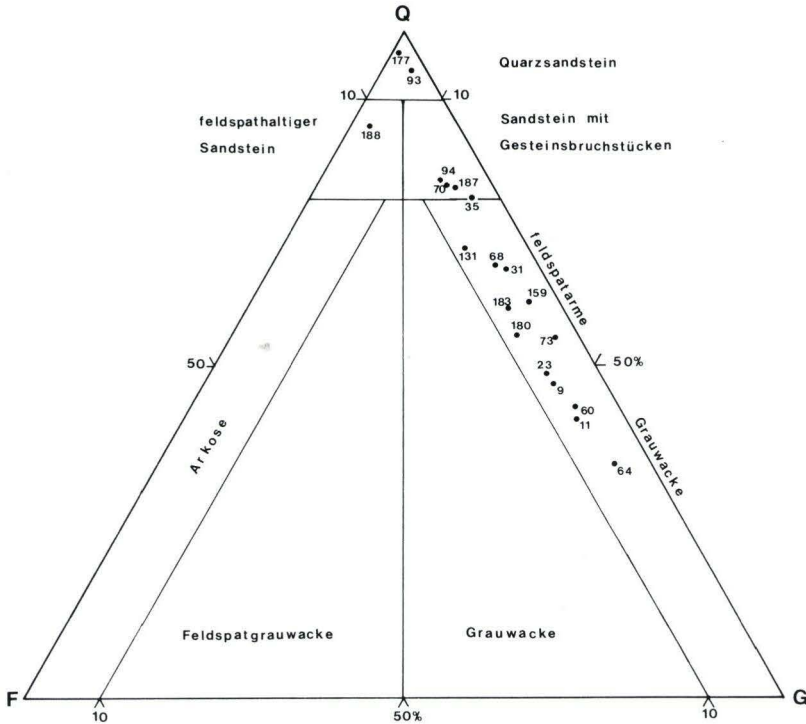


Abb. 10. Die oberdevonischen sandigen Gesteine der Hörre-Zone im Konzentrationsdreieck Quarz–Feldspat–Gesteinsbruchstücke; mit Ho 188 ist der Nehden-Feinsandstein aus der Wittgensteiner Hauptmulde dargestellt, der auch in Tab. 2 aufgeführt ist.

anderer unterkarbonischer Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes durchaus entspricht, der zum Vergleich nach Literaturangaben (HUCKENHOLZ 1959, MATTIAT 1960, HENNINGSEN 1961, DENEKE 1976) berechnet wurde.

Im Konzentrationsdreieck Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstücke (Abb. 11) erkennt man gut, wie die zunächst noch feldspatarmen Grauwacken (basalen) der Elnhausen-Schichten (Reifeindex ca. 0,67, im Dreieck umrandet) zu Grauwacken mit „typischem Kulm-Grauwackencharakter“ (Reifeindex ca. 0,44) werden (Abb. 11).

Der Vergleich der petrographischen Zusammensetzung zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Zone zeigt, daß es sich bei ersteren um Sedimente handelt, die mit zunehmender Entfernung des Ablagerungsraumes vom Liefergebiet (Distalität) ihren Grauwackencharakter durch Zunahme des Reifeindex verlieren. Die Grauwacken der Elnhausen-Schichten dagegen unterstreichen durch Abnahme des Reifeindex von den älteren zu den jüngeren hin ihren zunehmend orogenen Charakter.

Der Vergleich der Zusammensetzung der Grauwackentypen zwingt die Vermutung auf, daß petrographisch unterschiedlich zusammengesetzte Liefergebiete für die Bereitstellung des Grauwackendetritus existiert haben müssen.

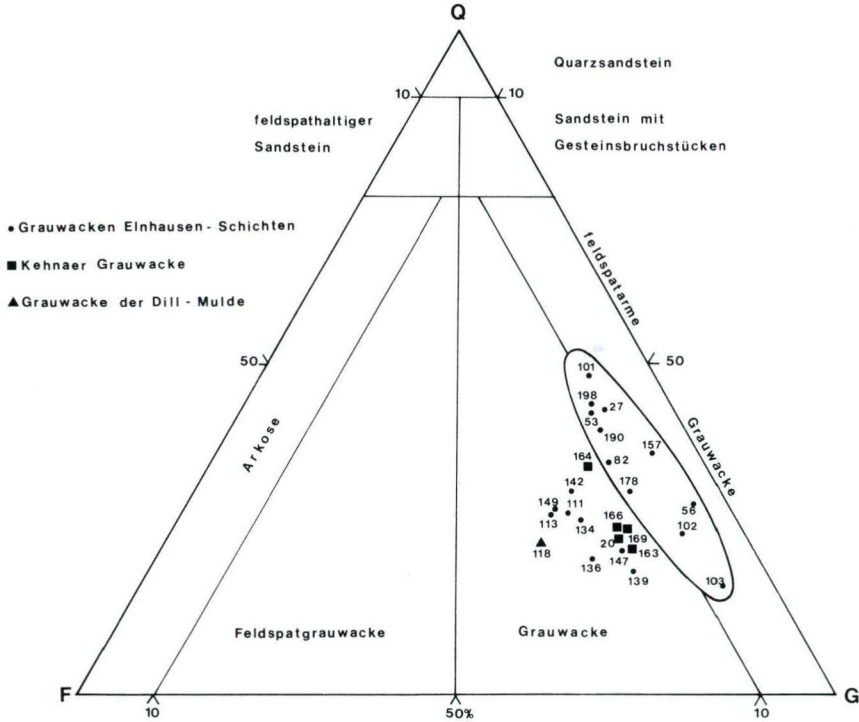


Abb. 11. Die Grauwacken der Elnhausen-Schichten und die Kehnaer Grauwacke im Konzentrationsdreieck Quarz – Feldspat – Gesteinsbruchstücke. Die Zusammensetzung der Probe Ho 103 ist dargestellt, um zu zeigen, wie bei grobkörnigen Grauwacken der Anteil an Gesteinsbruchstücken zunimmt.

3.5.3.2. Struktureller Vergleich

Neben einigen im Prinzip ähnlichen oder sogar gleichen Arten der Gefügeausbildung gibt es auch deutliche Unterschiede hinsichtlich dieser Gesteinscharakteristika zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken.

Die Grauwacken der Ulmbach-, Weitershausen- und Endbach-Schichten zeigen ein Gefügeinventar, das eine Sedimentation durch Suspensionsströme wahrscheinlich erscheinen läßt (s. Kap. 3.5.2). Mit dem Grauwacken-Tonschiefer-Verhältnis, das vom SW der Hörre-Zone nach NE deutlich geringer wird (Abb. 3) verlieren bankinterne (Gefügebilder innerhalb einer Bank) und externe Strukturen (Sedimentationsmarken auf Bankunterseiten) ihre Deutlichkeit und werden immer seltener. Diese Erscheinung ist genau wie die Korngrößenabnahme der jeweils größten Komponenten, die in dieser Richtung zu beobachten ist, eine Funktion der Distalität des Ablagerungsraumes. Extreme Korngrößenunterschiede in der Zusammensetzung der detritischen Bestandteile gibt es aber auch in den proximal abgelagerten Sedimentkörpern nicht.

Solche oder ähnliche Trends sind in den zwar ebenfalls turbiditisch sedimentierten Grauwacken der Elnhausen-Schichten nicht zu erkennen, da sie offensichtlich alle

ziemlich proximal abgelagerte Sedimentkörper darstellen. Dafür sprechen das hohe Grauwacken-Tonschiefer-Verhältnis der Schichtenfolge, das Vorkommen konglomeratischer Bänke, die Ausbildung auffallender externer Sedimentstrukturen (flute casts, groove casts) und bankinterner Gefüge (Gradierung, beziehungslose Korngrößenverteilung), außerdem die subangularen bis angularen Kornformen der Komponenten und die schlechte bis sehr schlechte Sortierung.

Somit bestehen neben einigen Ähnlichkeiten auch auffallende Unterschiede in der strukturellen Ausbildung zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Zone, die in Kap. 5 noch einmal aufgegriffen werden sollen.

3.5.3.3. Cluster-Analyse einiger oberdevonischer und unterkarbonischer Proben der Hörre-Zone

Die Cluster-Analyse ist eine einfache Form der Korrelationsanalyse. Die verschiedenen variablen Größen, die den Charakter einer Probe bestimmen, werden alle einzeln miteinander verglichen. Die Ergebnisse können in einem einfach zu verstehenden zweidimensionalen Dendogramm dargestellt werden, in dem Ähnlichkeiten und Unähnlichkeiten zwischen Proben oder Probengruppen ersichtlich werden (PARKS 1966:704, FLÜGEL 1976:40). Exakte Übereinstimmung (größte Ähnlichkeit – Gleichheit) aller Parameter ergibt einen Ähnlichkeitswert von +1,0, der mit zunehmender Unterschiedlichkeit gegen 0,0 abnimmt (PARKS 1966:703).

Für 26 oberdevonische und unterkarbonische Proben wurden 27 Parameter in %-Werten zusammengestellt, die zum einen der quantitativen mikroskopischen Auswertung entstammten (15 Werte), zum anderen der chemischen Analyse (s. Kap. 3.6) entnommen wurden (12 Werte).

Ziel dieses Vergleichsversuches war es, zu prüfen, ob die Gruppierungen der unterschiedlich alten Grauwacken, die sich aufgrund der qualitativen und quantitativen mikroskopischen Untersuchungsergebnisse und der quantitativen chemischen Zusammensetzungen ableiten ließen, auch durch eine Cluster-Analyse aller erfaßten Parameter in derselben Form erkennbar blieben oder ob auffallende Unterschiede deutlich würden. – Für die Durchführung der Analyse im Rechenzentrum danke ich meinem Kommilitonen H. Huß an dieser Stelle.

Generell ähneln sich alle Proben in ihrer Zusammensetzung. Das war auch zu erwarten, da es sich ja nicht um grundlegend verschiedene Gesteinstypen handelt. Die größte Ähnlichkeit besteht zwischen zwei Grauwacken der Ulmbach-Schichten, nämlich zwischen Ho 9 und Ho 60 mit einem Ähnlichkeitswert von 0,9967. Diese Ähnlichkeit drückt sich mit ebensolcher Deutlichkeit in den Abb. 5 und 10 aus. Die größte Unähnlichkeit mit einem Wert von 0,8490 bescheinigt die Cluster-Analyse den Proben Ho 11 und Ho 163. Hiermit ist eine feldspatarme Grauwacke der Ulmbach-Schichten (Abb. 10) einer Kehnaer Grauwacke als am unähnlichsten ausgewiesen.

Im ganzen zeigt sich, daß die Grauwackengruppen, die aufgrund ihrer quantitativen petrographischen Ausbildung und ihrer chemischen Zusammensetzung auseinandergehalten werden können, auch durch die Korrelation aller dieser Parameter zusammen bestätigt werden (vgl. Dendogramm mit den Abb. 10, 11 und 13).

Alle oberdevonischen Proben besitzen große Ähnlichkeit, unterscheiden sich aber doch merklich von den basalen Grauwacken der Elnhausen-Schichten. Die Grauwack-

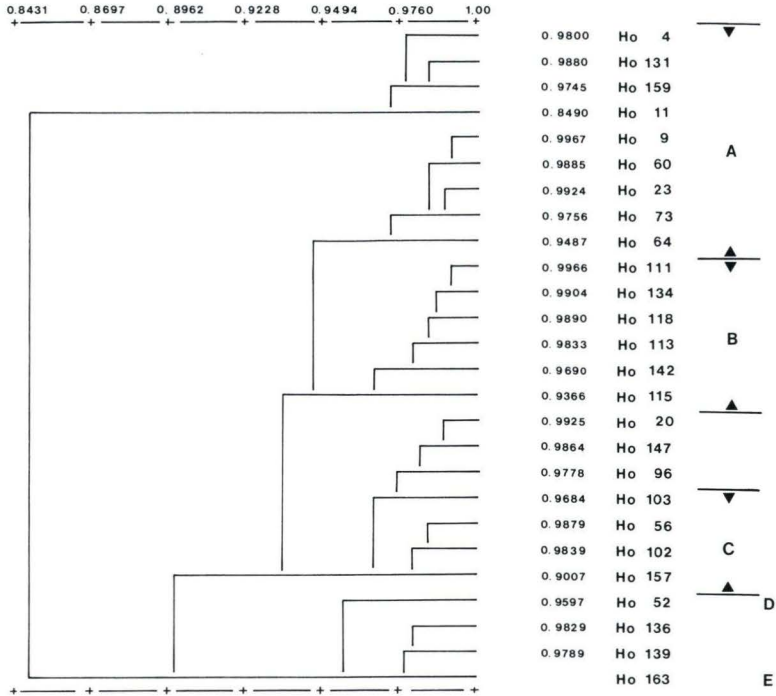


Abb. 12. Dendrogramm der Cluster-Analyse einiger oberdevonischer und unterkarbonischer Grauwacken der Hörre-Zone (Werte auf der X-Achse zeigen Ähnlichkeiten). A: oberdevonische Grauwacken, B: Grauwacken des höheren Teiles der Elnhausen-Schichten und mit Ho 118 eine Kulm-Grauwacke der Dill-Mulde, C: basale Grauwacken der Elnhausen-Schichten. D: cd-II-Grauwacke von Herborn, E: Kehnaer Grauwacke (Lahn-Mulde).

ken der oberen Elnhausen-Schichten stellen eine in sich sehr ähnliche Gruppe dar, die sich aber insgesamt von den oberdevonischen Grauwacken und denen der basalen Elnhausen-Schichten unterscheidet (Abb. 12).

3.6. Qualitative und quantitative chemische Analyse der Grauwacken

Da aus dem Rheinischen Schiefergebirge von oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimentiten verschiedener Regionen und damit unterschiedlicher Faziesbereiche qualitative und quantitative chemische Analysen bereits vorliegen (z. B. SCHULZ-DOBRICK 1975), war es von besonderem Interesse, die sandigen Gesteine des „Sonderfaziesbereiches“ der Hörre-Zone auch chemisch zu untersuchen. Zum einen sollten die aufgrund der petrographischen Untersuchungen zu erwartenden Unterschiede der chemischen Zusammensetzung zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Zone selbst und zum anderen solche zu gleichalten anderen Sedimentgesteinen der Rheinischen Masse herausgefunden werden (s. Kap. 4).

Tab. 4. Chemische Zusammensetzung einiger oberdevonischer feldspatärmer Grauwacken der Hörre-Zone. Vergleichend dazu die chemischen Zusammensetzungen von: Ho 188 – Nehden-Feinsandstein der Wittgensteiner Mulde (Östliches Rheinisches Schiefergebirge), Li'70 – Nehden-Sandstein der Dill-Mulde (LIPPERT et al. 1970: Tab. 12), Ei'63/1 – Unterer Teil einer Siltsteinbank (Hemberg/Dasberg-Stufe), Ei'63/2 – Oberer Teil der Siltsteinbank, der auch Ei'63/1 entstammt (EINSELE 1963: Tab. 4a)

Proben-Nr.	Ho 9	Ho 11	Ho 23	Ho 31	Ho 60	Ho 64	Ho 73	Ho 94	Ho 131	Ho 159	Ho 180	Ho 188	Li'70	Ei'63/1	Ei'63/2
SiO ₂	72.67	70.25	73.50	74.62	71.96	73.47	73.15	72.99	74.21	72.85	75.80	79.84	76.66	63.4	58.2
TiO ₂	.767	.808	.742	.678	.665	.748	.749	.838	.695	.715	.710	.449	n.b.	7.1	18.2
Al ₂ O ₃	12.26	14.30	11.04	10.63	11.39	12.11	12.03	12.40	11.84	11.54	10.45	8.48	8.16		
Fe ₂ O ₃	5.60	5.39	6.97	5.70	5.91	5.32	5.21	5.61	5.49	6.44	5.90	2.38	2.31	5.1	4.4
MnO	.087	.077	.106	.068	.145	.078	.078	.087	.077	.058	.078	.039	0.26	n.b.	n.b.
MgO	1.44	1.31	1.23	1.24	1.66	1.51	1.47	1.13	1.39	1.53	1.24	1.07	1.66	2.0	4.6
CaO	.398	.221	.174	.252	1.19	.408	.409	.289	.869	.126	.321	1.12	3.06	8.3	2.2
SR0	.010	.009	.010	.010	.009	.008	.008	.010	.013	.008	.010	.010	n.b.	n.b.	n.b.
BA0	.046	.045	.033	.048	.034	.036	.038	.058	.035	.033	.039	.049	n.b.	n.b.	n.b.
Na ₂ O	1.05	1.31	.839	.862	.800	1.00	1.12	.530	.946	.677	.506	2.06	n.b.	1.5	.9
K ₂ O	1.72	2.31	1.42	1.52	1.57	1.81	1.79	1.92	1.60	1.43	1.39	1.93	n.b.	2.1	3.5
P ₂ O ₅	.155	.173	.202	.213	.125	.175	.156	.202	.145	.174	.243	.224	n.b.	n.b.	n.b.
SO ₃	.062	.062	.627	.060	.067	.062	.065	.063	.060	.060	.055	.056	.025	n.b.	n.b.
IL	2.89	3.85	3.59	3.09	3.66	2.81	2.73	3.69	3.49	3.67	2.70	2.45	n.b.	7.6	5.6
CO ₂	-	-	-	-	1.0	-	-	-	-	-	-	.60	3.55	6.9	2.4

Insgesamt wurden über 40 Proben, die aufgrund der mikroskopischen Untersuchungen als repräsentativ erachtet wurden, röntgenspektralanalytisch auf 14 Elemente untersucht, deren Gehalte in den Tab. 4 und 5 zusammengefaßt sind.

Hinsichtlich des SiO₂-Gehaltes bestehen zwischen den oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken keine signifikanten Unterschiede (die Mittelwerte liegen bei etwas über 70%), auch die Al₂O₃-Werte unterscheiden sich nicht aussagekräftig voneinander. Die Gehalte an Fe₂O₃ (hier ist der Gesamtgehalt an FeO und Fe₂O₃ zusammengefaßt) und TiO₂, die normalerweise beide mit einem steigenden Gehalt von Phyllosilikatbestandteilen positiv korreliert sind, zeigen jedoch den Trend, in den oberdevonischen reicher zu sein als in den unterkarbonischen.

Bei dem Fe₂O₃-Gehalt ist das allerdings deutlicher als bei der TiO₂-Führung (Tab. 4 und 5). Lediglich die Proben Ho 190 und Ho 198, die aus dem unteren Teil der Elnhausen-Schichten stammen, zeigen ebenfalls höhere Fe₂O₃- und TiO₂-Anteile, was in diesen Proben auch auf einen relativ hohen Matrixgehalt zurückgeführt werden kann (Abb. 6).

Die Mn-Gehalte sind in den meisten Proben gering, nur in wenigen Fällen überschreiten sie 0,10% deutlich.

MgO, das entweder an eine vorhandene Karbonatfraktion oder an den Tonmineral- und Chloritgehalt der Proben gebunden sein kann, wird in allen Analysen mit Werten zwischen 1 und 2% angezeigt, wobei die Werte in den oberdevonischen Grauwacken etwas niedriger liegen als bei den unterkarbonischen.

CaO ist in all den Proben stärker vertreten, in denen CO₂ nachgewiesen werden konnte, und höhere CaO-Gehalte charakterisieren – von einer Ausnahme abgese-

Tab. 5. Chemische Zusammensetzung einiger unterkarbonischer Grauwacken im Vergleich:
höheren Elnhausen-Schichten, Ho 52 cd-II-Grauwacke von Herborn,
SD'75E Kulm-Grauwacke des Ederseegebietes, SD'75KKulm-Grauwacke
Mittlere chemische Zusammensetzung aus 6 unterkarbonischen

Proben-Nr.	Ho 27	Ho 56	Ho 82	Ho 101	Ho 102	Ho 157
SiO ₂	74.27	72.77	73.49	70.77	73.51	74.45
TiO ₂	.710	1.05	.773	.970	.871	.737
Al ₂ O ₃	11.10	11.29	11.10	12.44	12.28	11.33
Fe ₂ O ₃	5.96	5.79	6.22	6.59	5.31	6.04
MnO	.097	.214	.108	.097	.077	.078
MgO	1.48	1.89	1.41	1.84	1.80	1.46
CaO	.545	.350	.323	.242	.310	.524
SrO	.010	.008	.010	-	.008	.010
BaO	.039	.029	.049	.039	.033	.035
Na ₂ O	1.14	2.02	2.07	1.62	1.80	.931
K ₂ O	1.41	1.27	1.44	1.65	1.46	1.44
P ₂ O ₅	.224	.224	.254	.262	.194	.223
SO ₃	.057	.062	.055	.055	.060	.065
IL	2.76	2.72	2.19	3.01	3.18	2.99
CO ₂	.40	-	-	-	-	-

Proben-Nr.	Ho 142	Ho 147	Ho 52	Ho 20	Ho 163	Ho 164
SiO ₂	70.52	73.78	72.47	66.11	68.52	69.38
TiO ₂	.746	.532	.508	.682	.848	.803
Al ₂ O ₃	12.40	10.94	12.93	12.97	13.35	12.83
Fe ₂ O ₃	4.64	3.67	3.27	4.78	5.33	4.96
MnO	.077	.077	.156	.133	.058	.057
MgO	2.00	1.60	1.28	2.05	2.27	1.72
CaO	1.44	2.26	1.20	3.17	.973	1.47
SrO	.015	.020	.035	.014	.012	.010
BaO	.046	.041	.067	.026	.044	.038
Na ₂ O	2.28	2.92	3.02	2.78	2.89	2.35
K ₂ O	1.81	1.19	1.46	1.40	1.47	1.56
P ₂ O ₅	.126	.106	.117	.085	.173	.249
SO ₃	.062	.068	.095	.065	.067	.055
IL	3.13	3.27	2.32	5.26	3.67	4.39
CO ₂	.90	1.5	-	2.4	-	.80

Ho 27 – 198 Basale Grauwacken der Elnhausen-Schichten, Ho 111 – 147 Grauwacken der Ho 20 – 169 Kehnaer Grauwacke, Ho 118 Kulm-Grauwacke der Dill-Mulde, des Kellerwaldes, SD'75N Kehnaer Grauwacke (SD = SCHULZ-DOBRICK 1975), MA'60 Harz-Grauwacken. (MA = MATTIAT 1960)

Ho 178	Ho 190	Ho 198	Ho 111	Ho 113	Ho 134	Ho 136	Ho 139
71.40	70.38	67.07	73.40	73.39	71.02	77.95	73.34
.856	.936	1.03	.597	.585	.647	.373	.559
11.38	11.40	12.98	12.33	12.02	12.05	10.08	12.07
5.77	5.58	6.47	4.07	3.79	4.62	2.31	3.67
.028	.125	.106	.068	.059	.087	.059	.049
1.68	1.75	2.02	1.84	1.88	2.08	1.11	1.56
.691	1.56	1.36	.430	.429	1.08	.932	.304
.010	.010	.010	.015	.016	.013	.017	.016
.039	.029	.058	.044	.045	.021	.049	.028
2.01	2.17	1.92	3.75	3.52	3.26	3.83	3.79
1.65	1.40	1.70	1.71	1.69	.889	.863	1.26
.263	.270	.251	.156	.137	.126	.108	.157
.055	.063	.072	.065	.060	.063	.065	.063
2.74	3.54	3.40	2.20	2.42	3.37	1.92	1.99
.20	1.0	.80	-	-	1.0	-	-
Ho 166	Ho 169	Ho 118	SD'75E	SD'75K	SD'75N	MA'60	
68.20	71.96	71.10	69.6	70.3	63.3	70.6	
.789	.718	.517	.58	.78	.89	.7	
11.78	11.56	13.98	13.3	11.9	13.6	13.5	
5.15	4.66	3.92	4.36	5.2	7.87	3.98	
.057	.087	.039	.06	.08	.10	.10	
1.73	1.55	1.48	1.6	1.9	2.5	1.6	
2.91	.650	.224	1.4	1.9	1.7	1.3	
.010	.010	.021	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
.029	.049	.037	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
2.69	2.65	3.78	3.40	2.90	2.80	2.9	
1.29	1.33	1.36	2.20	1.20	1.50	1.6	
.257	.233	.137	.10	.13	.17	.2	
.055	.060	.060	n.b.	n.b.	n.b.	-	
4.96	2.99	2.42	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
2.1	.20	-	.66	1.06	.84	.6	

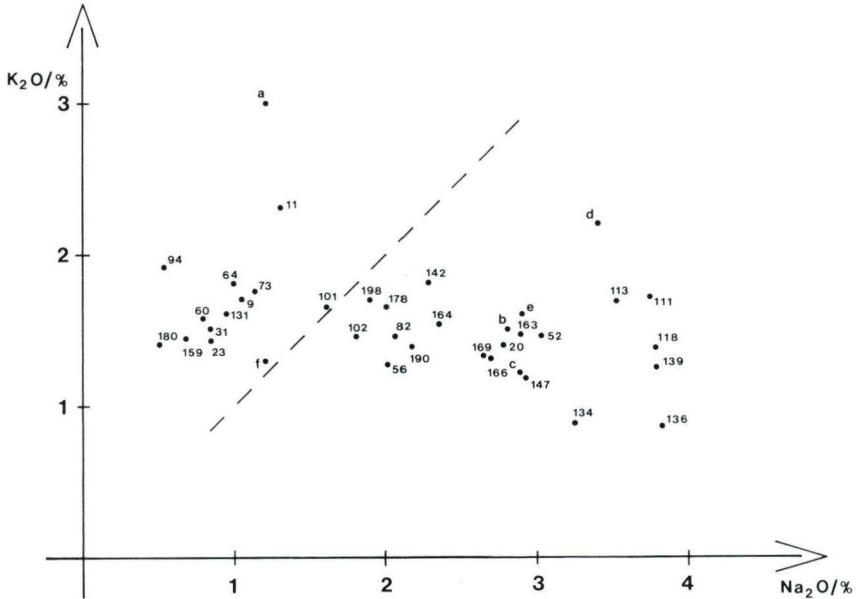


Abb. 13. Es ist das Verhältnis $Na_2O:K_2O$ der verschiedenen analysierten Proben dargestellt. Zum Vergleich sind eingetragen: mit a – durchschnittliches $Na_2O:K_2O$ -Verhältnis der oberdevonischen Klastika am Ostrand des Schiefergebirges (SCHULZ-DOBRICK 1975), b – von SCHULZ-DOBRICK (1975) fälschlich als Ältere Urfer Grauwacke (Grauwacke der Ulmbach-Schichten) bezeichnete Kehnaer Grauwacke (Proben-Nr. 7.237). Von derselben Lokalität stammt die eigene mit 20 eingetragene Probe (Ho 20), c – Unterkarbon-Grauwacke Kellerwald (SCHULZ-DOBRICK 1975, Proben-Nr. 5.041), d – Unterkarbon-Grauwacke Ederseegebiet (SCHULZ-DOBRICK 1975, Proben-Nr. 5.008), e – Durchschnittswert aus 6 unterkarbonischen Grauwacken des Harzes (MATTIAT 1960), f – Durchschnittsandstein (PETTIJOHN 1963). Alle Punkte links oberhalb der gestrichelten Linie haben: $Na_2O:K_2O < 1$ (oberdevonische feldspatarme Grauwacken); für alle Punkte rechts unterhalb dieser Linie ist $Na_2O:K_2O > 1$ und ≥ 1 (Grauwacken der Elnhausen-Schichten und Kehnaer Grauwacke).

hen – einzelne Grauwacken unterkarbonischen Alters, die entweder biogenen Karbonatdetritus führen, oder in denen Karbonatzement diagenetisch gebildet wurde (vgl. Tab. 3 und 5).

Eindeutige und die unterschiedlich alten Grauwacken charakterisierende Unterschiede bestehen hinsichtlich der Gehalte an Na_2O , die bei den unterkarbonischen Grauwacken deutlich höher liegen als bei den älteren. Ursache für diese Beobachtung ist der größere Anteil der Feldspäte, hauptsächlich der Plagioklase, an der Gesteinszusammensetzung dieser Grauwacken.

K_2O entstammt in erster Linie Kalifeldspäten und daneben Abbauprodukten der Muskovite (dem Illit z. B.). Deshalb ist K_2O in allen untersuchten Proben relativ gleich häufig vertreten (zwischen 1 und 2%), weil die älteren, feldspatarmen Grauwacken ziemlich große Matrixanteile aufweisen.

Damit liegen die Verhältnisse von Na_2O zu K_2O in den basalen Grauwacken der Elnhausen-Schichten um oder etwas über 1, um dann in den Grauwacken der

oberen Elnhausen-Schichten deutlich > 1 zu sein. Auch bei den untersuchten Proben der Kehnaer Grauwacke ist dieses Verhältnis > 1 (Abb. 13). In allen analysierten oberdevonischen Proben ist dieses Verhältnis deutlich < 1 (Abb. 13).

SCHULZ-DOBRICK (1975:19–21) grenzt Grauwacken aufgrund dieses Verhältnisses von Na_2O zu K_2O in Anlehnung an CORRENS (1968:236) gegen Sandsteine ab, indem er alle Gesteine, in denen das Verhältnis < 1 ist, als Sandsteine bezeichnet. Diese Unterscheidungsweise wird hier nicht übernommen, da aufgrund anderer Kriterien auch die meisten oberdevonischen sandigen Gesteine der Hörre-Zone, wenn auch als feldspatarme, so aber dennoch als Grauwacken angesprochen werden müssen (s. Kap. 3.5 und Abb. 13).

4. Die sandigen Gesteine der Hörre-Zone im Vergleich zu sandigen Sedimentgesteinen anderer Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges

Nur durch den Vergleich aller Merkmale, die die Sedimentfolgen gleichen Alters charakterisieren, ist es möglich, für ein bestimmtes Gebiet paläogeographische Verhältnisse zur Zeit der Sedimentation zu rekonstruieren, wohin letztlich jede Sediment- und Faziesanalyse zielt.

Zu der Zeit, in der die sandigen Gesteine der Ulmbach- und Weitershausen-Schichten der Hörre-Zone sedimentiert wurden, kamen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge (z. B. Sauerland) in Wechsellagerung mit teils siltigen Tonschiefern die Nehden-Feinsandsteine und Hemberg/Dasberg-Siltsteine zur Ablagerung. Hiermit sind die Nehden–Hemberg-Feinsandsteine und die Hemberg/Dasberg-Siltsteine der normalen oberdevonischen Beckenfazies außerhalb der Hörre gemeint. In der der Hörre benachbarten Dill-Mulde wurden in diesem Zeitraum ebenfalls Feinsandsteine und Siltsteine abgelagert, denen Tonschiefer zwischengeschaltet sind.

Diese Sand- und Siltsteine wurden in den letzten 20 Jahren von verschiedenen Bearbeitern (z. B. RABIEN 1956, PLESSMANN 1962, EINSELE 1963 a, b, LIPPERT et al. 1970, HOMRIGHAUSEN 1975, SCHULZ-DOBRICK 1975) petrographisch und chemisch untersucht, so daß man ihre Zusammensetzungen und Ablagerungsbedingungen während der Sedimentation recht gut kennt und Vergleiche mit den untersuchten Hörre-Gesteinen möglich sind. Ohne in das Detail gehen zu wollen, können diese Nehden–Hemberg-Sandsteine wie folgt charakterisiert werden:

Bei den älteren Sandsteinen handelt es sich um verhältnismäßig reine Feinsandsteine, die zu über 90 Vol.-% aus Quarz aufgebaut sein können. Durchweg führen sie zwar wechselnde, aber immer relativ geringe Glimmer- und Chloritgehalte. Ein schwacher Karbonatgehalt fällt in allen Feinsandsteinen auf. Die Feldspatführung ist gering. Für den Vergleich mit den sandigen Hörre-Gesteinen der gleichalten Ulmbach-Schichten ist wichtig, daß sie keine oder nur ganz untergeordnet Gesteinsbruchstücke führen (Tab. 2, Pr. Ho 188).

Diese auffallenden Unterschiede zwischen den feldspatarmen Grauwacken der Hörre-Zone und den Nehden–Hemberg-Sandsteinen der Beckenfazies des Rheinischen Schiefergebirges spiegeln sich auch im Chemismus wider: Der höhere Quarzge-

halt der Nehden-Feinsandsteine drückt sich durch höhere SiO_2 -Werte aus. Ebenfalls signifikant unterscheiden sich die Al_2O_3 - und Fe_2O_3 -Gehalte. Sie liegen für die sandigen Gesteine der Hörre-Zone höher als für die gleich alten Gesteine des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Da die Feldspatführung, die neben den Anteilen an Phyllosilikaten für die Menge an vorkommendem Al_2O_3 in den Gesteinen verantwortlich ist, durchaus gleich hoch sein kann, kommt mit diesen Verhältnissen die relative Armut der Nehden-Feinsandsteine an Phyllosilikatbestandteilen zum Ausdruck, die ja in den Hörre-Gesteinen sowohl bei den Einzelmineralen, wie bei der Zusammensetzung der Matrix, als auch bei den Gesteinsbruchstücken (Glimmerschiefer- und Phyllitbruchstücke) einen erheblichen Anteil ausmachen können (Tab. 2 und 4).

Die siltigen Gesteine der Hemberg- und Dasberg-Stufe, die praktisch in allen Vorkommen sehr auffällige bankinterne Sedimentstrukturen zeigen, sind von der Korngröße her noch homogener zusammengesetzt. Es liegt wohl an der Feinkörnigkeit des detritischen Materials, daß keine detaillierten petrographischen Analysen vorliegen. Von allen Vorkommen dieser Siltsteine wird aber übereinstimmend festgestellt, daß neben der Hauptkomponente Quarz die Glimmer maßgeblich am Gesteinsaufbau beteiligt sind. Daneben kommt fast immer Karbonat vor, das in Einzelfällen einen beträchtlichen Anteil an der Sedimentzusammensetzung ausmachen kann (EINSELE 1963: 21). Feldspäte sind nur ganz untergeordnet vorhanden. EINSELE (1963) beschreibt aus den Siltsteinen aller Bereiche des Rheinischen Schiefergebirges ziemlich konstante Quarz/Orthoklas/Plagioklas-Verhältnisse von etwa 50:1:0,5. Gesteinsbruchstücke kommen erwartungsgemäß in diesen Siltsteinen nicht vor.

Die chemischen Analysen solcher Siltsteinlagen aus der Dill-Mulde (EINSELE 1963: 21, Tab. 4a) zeigen gegenüber gleich alten sandigen Sedimenten der Hörre-Zone ein Defizit an SiO_2 , aber wesentlich höhere Werte für CaO und daran gebundenes CO_2 , was durch die Karbonatführung der Siltsteine erklärlich ist.

Diese charakteristische petrographische und korngrößenabhängige texturale Ausbildung der Feinsandsteine und Siltsteine des höheren Oberdevons, die in der Beckenfazies des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Sauerland, Waldecker Hauptmulde, Dill-Mulde) vorkommen, verbietet es, die in jeder Hinsicht unreiferen oberdevonischen sandigen Gesteine der Hörre-Gruppe von ihnen abzuleiten.

Der Vergleich der altersäquivalenten sandigen Sedimente zeigt demnach, daß die gröberklastischen Gesteine der Hörre ein anderes Liefergebiet als die übrigen oberdevonischen Klastika des östlichen Schiefergebirges haben müssen. Anders ist es nicht zu erklären, daß die von N oder von NW durch Suspensionsströme herantransportierten und sedimentierten gröberklastischen Gesteine (RABIEN 1956, EINSELE 1963, LIPPERT et al. 1970), deren Anteil an der Sedimentfolge des Oberdevons nach S und SE hin immer geringer wird und die in der südwestlichen Dill-Mulde (RABIEN 1959, LIPPERT et al. 1970) ganz fehlen können, in der Hörre-Zone plötzlich wieder von wesentlich mächtigeren Gesteinsfolgen vertreten werden, die zumindest im SW-Bereich der Hörre-Zone in jeder Hinsicht als feldspatarne Grauwacken anzusprechen sind (s. Kap. 3.2.1 und 3.5).

Mit den hier vorgelegten Untersuchungsergebnissen ist die Meinung EINSELES (1963: 46) nicht länger vertretbar, daß die oberdevonischen sandigen Gesteine der Hörre-Zone die liefergebietsfernsten (distalen) Ablagerungen der Sand- und Siltstein-

sedimentation des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, die während des höheren Oberdevons herrschte und von N und NW detritisches Material herbeiführte, darstellen. Zwischen der Dill-Mulde und dem Ablagerungsraum der heutigen Hörre-Gesteine hat vielmehr während des höheren Oberdevons eine Schwelle existiert, die den Hörre-Trog gegen Strömungen und damit gegen Sedimentationseinflüsse der NW davon existierenden Meeresbereiche abschirmte (s. Kap. 8).

Ein Vergleich zwischen einzelnen die Grauwacken aufbauenden Komponenten ist für die untersuchten unterkarbonischen Grauwacken der Elnhausen-Schichten und anderer Grauwacken vom Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes, wenn überhaupt, nur sehr schwer durchführbar. Das liegt daran, daß die verschiedenen Bearbeiter bei der quantitativen petrographischen Erfassung der Komponenten unterschiedlich verfahren. Ein solcher Vergleich wird deshalb auch hier nicht angestrebt.

Vergleicht man aber die kompositionelle Reife der verschiedenen Grauwacken miteinander, die sich ja primär aus der quantitativen petrographischen Zusammensetzung der Grauwacken ergibt, ohne einzelne Komponenten zu stark zu gewichten, so zeigt sich, daß die Grauwacken der Elnhausen-Schichten den übrigen Kulm-Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges durchaus vergleichbar sind (s. Kap. 3.5.3.1).

Auch ein Vergleich hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung zwischen den unterkarbonischen Grauwacken der Hörre-Gruppe und solchen des Edergebietes, des Kellerwaldes und des Harzes zeigt erstaunliche Ähnlichkeiten. In Tab. 5 sind den chemischen Analysen einiger unterkarbonischer Grauwacken des Arbeitsgebietes solche von Grauwacken aus dem Ederseegebiet (SCHULZ-DOBRICK 1975), dem Kellerwald (SCHULZ-DOBRICK 1975) und dem Harz (MATTIAT 1960) vergleichend gegenübergestellt. Interessant ist, daß eine von SCHULZ-DOBRICK (1975) analysierte Probe des Kehnaer Grauwacken-Komplexes, die er aufgrund älterer Kartierungen noch ins Oberdevon stellt, nach der jetzigen Kenntnis schon durch ihren Chemismus als unterkarbonisch erkannt werden kann (Tab. 5 und Abb. 13).

Ebenso überrascht die Übereinstimmung der zu beobachtenden makroskopischen und mikroskopischen Gefügeausbildungen, die in allen Grauwackenfolgen den gleichen Charakter besitzen, wie die von den Grauwacken der Elnhausen-Schichten beschriebenen. Die weitgehende Übereinstimmung in allen die Grauwacken charakterisierenden Merkmalen mit Grauwacken aus der Dill-Mulde wurde oben bereits unterstrichen.

Auf einen Unterschied zwischen den hier untersuchten Proben und äquivalenten Gesteinen des Rhenohercynikums, der bei dem Vergleich der petrographischen Zusammensetzung nicht direkt auffallen kann, weil der Feldspatgehalt meistens unterschiedlich angesprochen und zusammengefaßt wird, soll aber aufmerksam gemacht werden. Der Kalifeldspatgehalt der Grauwacken der Elnhausen-Schichten liegt deutlich über dem Gehalt an Plagioklasen, und zwar in den basalen Grauwacken in stärkerem Maße als in den jüngeren. In den Grauwacken des Edergebietes und des Harzes (z. B. DENEKE 1976, MATTIAT 1960) überwiegt dagegen immer der Plagioklasgehalt. Allerdings beschreibt HENNINGSSEN (1970) aus Kulm-Grauwacken vom Westerwald-Südrand ebenfalls Feldspatgehalte, in denen die Anteile an Kalifeldspäten über

denen der Plagioklase liegen. — LINDERT (1971: 21/22) sieht als Grund für stärkeres Auftreten von Kalifeldspäten gegenüber Plagioklasen, das er in Granodioritgeröllen paläozoischer Konglomerate des Harzes beobachtete, stoffliche Differenzierungen des als Schuttlieferanten in Frage kommenden Plutons an. Seiner Meinung nach sind die dachnahen Bereiche eines unter Natronvormacht stehenden sauren Intrusivkörpers kalifeldspatreicher als die tieferen.

Da die Gesteinsbruchstücke saurer Magmatite in den hier untersuchten Grauwacken zu klein sind, um aus ihrem Mineralbestand die Bildungsbedingungen ihrer Liefergesteine abzuleiten, muß es dahingestellt bleiben, warum die Kalifeldspäte einen so großen Anteil am Feldspatgehalt der unterkarbonischen Grauwacken der Elnhausen-Schichten ausmachen, denn dieser wäre ja neben magmatisch gebildeten Gesteinen entsprechender petrographischer Zusammensetzung theoretisch auch aus bestimmten Gneisarealen ableitbar. Von diesem Unterschied abgesehen ist es jedoch erstaunlich, in wie vielen gesteinscharakteristischen Merkmalen die hier verglichenen Flyschserien des Rheinischen Schiefergebirges, des Harzes und der Hörre-Zone übereinstimmen.

5. Fazielle Deutung der Grauwacken der Hörre-Gruppe

Die petrographische Zusammensetzung und das Gefüge der Grauwacken lassen einige Schlüsse auf die Sedimentationsverhältnisse zu, die während der Ablagerung der oberdevonischen und unterkarbonischen Grauwacken in der Hörre-Zone herrschten.

a) Die oberdevonischen Grauwacken

Die Einlagerung der feldspatarmen Grauwacken in der Tonschieferfolge des Oberdevons (scharfe Begrenzung der Bänke sowohl zu unterlagernden als auch zu überlagernden Tonschieferlagen; s. Kap. 3.2.1) und der strukturelle Aufbau dieser Bänke (gradierte und parallel laminierte Bankausbildung; s. Kap. 3.5.2) zeigen, daß der psammitische Detritus durch Suspensionsströme (turbidity currents) herantransportiert und sedimentiert wurde, diese Sedimentkörper also als Turbiditbänke, in Einzelfällen auch als Contouritbänke (REINECK 1974) anzusehen sind.

Das Material für diese Suspensionsströme stammt aus einem Liefergebiet, das im SW oder S der heutigen Verbreitung dieser Gesteine gelegen haben muß (s. auch Kap. 4). Diese paläogeographischen Verhältnisse können aus dem Vorkommen gröberkörniger Grauwacken, die im SW der aufgeschlossenen Folge vorkommen (z. B. im Ulmbach-Tal), aber im NE-Teil nicht zu beobachten sind, abgeleitet werden. Auch die Abnahme der Bankmächtigkeiten in dieser Richtung spricht für einen Sedimentationsmechanismus, der vom Ort seiner Entstehung (SW–S der heutigen Hörre) mit zunehmender Entfernung Stromgeschwindigkeit und damit Transportfähigkeit verliert (WALTON 1967), also für die Sedimentation durch Suspensionsströme.

Alle Bänke zeigen, daß es sich schon primär um ziemlich reifes Sedimentmaterial gehandelt hat, denn in Abhängigkeit davon kam es zur Ausbildung von nur zwei der fünf von BOUMA (1962) aufgestellten Banktypen, die für die Sedimentation durch

Turbidite charakteristisch sind. Eine weitere Sortierung des Detritus hinsichtlich seiner qualitativen und quantitativen petrographischen Zusammensetzung erfolgte während der Sedimentation von SW nach NE durch den Verlust der relativ instabilen detritischen Komponenten und die damit zu beobachtende Anreicherung der stabilen Bestandteile, die ja für die feldspatarmen Grauwacken der nordöstlichen Hörre belegt ist. Dadurch sind die im NE des Arbeitsgebietes vorkommenden Grauwacken als die distal abgelagerten Turbidit- oder Contouritlagen einer von SW ausgehenden Sedimentation durch Suspensionsströme anzusehen.

Auch der Charakter der Biofazies, der hauptsächlich durch das Fehlen von Ostracoden, die in anderen Bereichen des östlichen Rheinischen Schiefergebirges zu dieser Zeit ja zumindest lagenweise häufig auftreten, und das Vorkommen von Ichnofossilien der *Nereites*-Fazies (BENDER 1978:136) geprägt ist, läßt erkennen, daß während der Ablagerung der oberdevonischen Grauwacken im Bereich der heutigen Hörre-Zone flyschähnliche Bedingungen geherrscht haben müssen. Nach SEILACHER (1967:418) zeigt die *Nereites*-Fazies tiefe Meeresbereiche an. Die in den Tonschiefern und Kalken enthaltenen Conodonten stützen diese Auffassung (über laterale Conodontenbiofazies s. SANDBERG 1977 und SANDBERG & ZIEGLER 1979). Dieser Sedimentationsmechanismus verliert im höchsten Oberdevon an Einfluß auf die Ausbildung der Sedimentfolge, denn die Turbiditbänke werden seltener, das Tonschiefer-Grauwacken-Verhältnis also größer.

Ob sich aus dieser Tatsache ableiten läßt, daß ein bis dahin bestehender Graben gegen Ende des Oberdevons mit Sediment gefüllt war oder ob das das Sediment freisetzende Abtragungsgebiet im S oder SW als solches unwirksam wurde, kann aus den gemachten Beobachtungen nicht eindeutig abgeleitet werden. Wahrscheinlich führten beide Prozesse zu der paläogeographischen Umgestaltung der Hörre-Zone, die es möglich machte, daß sich die litho- und biofaziellen Gegensätze, die im höheren Oberdevon zwischen der Hörre und den angrenzenden Sedimentationsräumen bestanden, mit Beginn des Unterkarbons verwischten und dieser Raum damit den Charakter eines „Sonderfazies-Bereiches“ weitestgehend verlor.

b) Die unterkarbonischen Grauwacken

Mit der Schüttung der unterkarbonischen Grauwacken der Elnhausen-Schichten, deren Einsetzen bis jetzt nicht genau datiert ist (BENDER 1978), setzt – wie in anderen Teilen des Rhenohercynikums – die flyschartige Sedimentation der Kulm-Fazies ein.

Alle Grauwackenbänke zeigen durch ihre qualitative petrographische Zusammensetzung, das Korngrößenspektrum ihrer Komponenten, ihren internen Aufbau (gradierte Schichtung, regelloses Gefüge, ungleichmäßige Korngrößenverteilung) und durch mehr oder weniger deutlich ausgebildete Sedimentstrukturen auf ihren Bankunterseiten, daß sie durch Suspensionsströme herantransportiert und sedimentiert wurden; die Grauwackenlagen stellen also Turbiditbänke dar. Die Ausbildung von mehrere Meter mächtigen Bänken und sehr groß ausgebildeten groove casts auf Schichtunterseiten (Taf. 13 Fig. 1) in dem Steinbruch am Stöckelberg bei Elnhausen (Bl. 5118 Marburg) läßt zumindest für dieses Vorkommen den Schluß zu, daß es sich um proximal abgelagerte Turbidite handelt. Geringermächtige Bänke zeigen hier

deutlich die Ausbildung von flute casts (Taf. 13 Fig. 2). Die Mächtigkeiten der von diesem Aufschluß im Umkreis von etwa 3 km im SW, NW und NE gelegenen und aufgeschlossenen Grauwackenbänke sind wesentlich geringer und auch konglomeratische Lagen, wie sie am Stöckelberg beobachtet werden, kommen nur noch in der Nähe von Dagobertshausen (Bl. 5118 Marburg) vor. Ob auch auf ihren Unterseiten oben erwähnte Sedimentstrukturen ausgebildet sind, ließen die Aufschlußverhältnisse nicht erkennen.

Die Mächtigkeitsverhältnisse der einzelnen Bänke in den verschiedenen Aufschlüssen, das Vorkommen konglomeratischer Lagen und die Orientierung einiger eingemessener flute casts machen einen Sedimenttransport aus einer Richtung zwischen E und SE wahrscheinlich, dessen proximale Ablagerungen bei Elnhausen stattgefunden haben (Abb. 16).

Für die im SW-Teil der Hörre-Zone in der Umgebung von Bischoffen (Bl. 5216 Oberscheld und 5316 Ballersbach) aufgeschlossenen Grauwacken der Elnhausen-Schichten sind ganz ähnliche Sedimentationsverhältnisse aus der Zusammensetzung und den bankexternen und -internen Gefügeausbildungen der Turbiditbänke ableitbar. Allerdings fehlen hier die großen Bankmächtigkeiten, wie sie am Stöckelberg vorkommen und grobkonglomeratische Bänke gibt es auch nicht. Damit dürfte die gesamte Sedimentfolge in ihrer Lage zum Abtragungsgebiet etwas distaler sedimentiert sein als die von Elnhausen. Der von H. BENDER (1960: Abb. 25) postulierte Schuttfächer der von ihm benannten Gettenbachgrauwacke (Tab. 1) konnte in der so idealisierten Form, wie er ihn darstellt, nicht beobachtet werden.

Ob zu dem gleichalten Grauwackenvorkommen im NE-Teil der Hörre zur Zeit der Sedimentation der Turbiditfolgen Verbindungen bestanden haben, kann nicht festgestellt werden, weil in dem dazwischenliegenden Gebiet heute nur ältere Gesteine aufgeschlossen sind.

Mit allen beschriebenen Sediment- und Sedimentationsmerkmalen unterstreichen die Grauwacken der Elnhausen-Schichten ihren orogenen Charakter und zeigen, daß ein Liefergebiet für den in jeder Hinsicht unreifen Detritus nicht sehr weit im SE der anstehenden Grauwacken gelegen haben muß.

6. Die Blätterquarzite der Endbach-Schichten

Bei den Blätterquarziten handelt es sich um im cm-Bereich gebankte oder um mehrere Zentimeter mächtige graue, wulstig oder blättrig zerfallende feinsandige Gesteine, die olivgrünen und graugrünen kieseligen Schiefen zwischengelagert sind. Aufschlüsse, die ihr Vorkommen im Verband mit diesen Schiefen zeigen, gibt es nicht. Man findet sie immer nur als Lesesteine unterschiedlicher Größe, orientierte Proben konnten deshalb nicht genommen werden.

In den Lesesteinen fallen makroskopisch neben scheinbar texturlosen Stücken besonders die auf, die die Ausbildung von meist lagigen Mineralanreicherungen zeigen. Diese Mineralanreicherungen sind ss parallel, schräg zu ss oder beziehungslos zu ss eingelagert. Ganz offensichtlich ist die Ausbildung der Einlagerungen von den

Bankmächtigkeiten abhängig; in nur wenige Zentimeter dicken Bänken kommen parallel und schräg eingelagerte Konzentrationen (Taf. 10 Fig. 2) und in den mehrere Zentimeter mächtigen Bänken die komplizierter verteilten Anreicherungen (Taf. 9 Fig. 3 und 4) vor. In Abhängigkeit von der Art der Einlagerung dieser Partien zerfallen die feinkörnigen Quarzite dann blättrig oder wulstig, was vorhandene Namensgebungen wie Blätterquarzit oder Wulstquarzit durchaus rechtfertigt (Taf. 9 Fig. 3). Auch die alte Bezeichnung Glimmerquarzit (KAYSER 1907) bezieht sich auf diese Einlagerungen, denn in vielen Fällen handelt es sich bei den dunklen Lagen um — schon im Handstück erkennbare — Glimmer.

Die Dünnschliffe zeigen, daß es sich um feinkörnige Quarzite handelt, deren mittlere Korndurchmesser zwischen 40 und 80 μm liegen, also im Übergangsbereich Siltstein — Sandstein. In allen untersuchten Proben ist das detritische Material gut sortiert (So = 1,25).

Quantitative Auswertungen von relativ homogenen, also texturlosen Proben (Taf. 10 Fig. 1) ergaben, daß neben der Hauptkomponente Quarz, der zu über 60 Vol.-% am Gesteinsaufbau beteiligt ist, detritische Glimmer und Chlorite ein wichtiger Gesteinsbestandteil sind (um 10%). Ihre Korngrößen liegen in vielen Fällen über denen der Quarze. Opake Schwerminerale und Limonit (bis zu 10%) sind in diesem Gefüge dispers verteilt, ebenso die durchsichtigen Schwerminerale. Der Matrixgehalt von etwa 15 Vol.-% läßt es durchaus noch zu, daß die Quarze neben punktförmigen auch flächige, konkav — konvexe und verzahnte (suturierte) Kornkontakte haben können (Taf. 10 Fig. 1). Feldspäte, die z. T. sehr stark umgewandelt sind, kommen nur ganz vereinzelt in der gleichen Korngröße wie der Quarz vor.

Die Quarze löschen häufiger einheitlich als undulös aus und haben vorwiegend subangulare — angerundete Kornformen. Ihre Kornränder sind oft tonbelegt. An einigen Quarzen ist randlich Sericitisierung zu beobachten.

Das vorliegende geschlossene Gefüge und die Kornkontaktausbildung und damit die Verkleinerung des ursprünglich vorhandenen Porenvolumens ist neben normaler Kompaktion durch mechanische Diagenese auf Quarzlösung an Quarz-Quarz-Kornkontakten und auf Zementation während der Diagenese zurückzuführen (TAYLOR 1950). Die größeren der Glimmerpakete liegen z. T. — ebenfalls durch Kompaktionsvorgänge hervorgerufen — deformiert vor. Bei den opaken Komponenten handelt es sich um Magnetit, Leukoxen, limonitisches Material und um Pyrit. Turmaline, Zirkone, Apatite, Rutil und daneben einige Granate und Hornblenden stellen die transparenten Schwerminerale. Meist sind ihre Kornformen subangular, nur selten angerundet oder gar gerundet. In den unten beschriebenen Gefügen ist das Schwermineralspektrum genauso zusammengesetzt.

Neben diesen texturlosen Quarziten gibt es Gesteine, die dadurch, daß eine Matrix fehlt, ein noch dichteres Korngefüge zeigen. Die Quarze (mit über 70% an der Gesteinszusammensetzung beteiligt) haben überwiegend konkav — konvexe und verzahnte Kornkontakte. Außerdem ist in diesem Gefüge die Zahl der Kornkontakte pro Korn höher als in dem oben beschriebenen. Detritische Glimmer und Chlorite sind in Form tafeliger Blättchen dispers verteilt. Der auffallendste und schon im Handstück zu beobachtende Unterschied besteht darin, daß nur geringe Teile der vorkommenden Schwerminerale (opake und transparente) gleichmäßig verteilt sind und der überwie-

gende Teil in Lagen angereichert vorkommt (Taf. 10 Fig. 2). Die Korngrößen der opaken Schwerminerale können denen der Quarze gleich sein, meistens sind sie aber, wie die durchsichtigen Schwerminerale alle, wesentlich kleiner.

Das Gefügebild kann in anderen Fällen dadurch modifiziert sein, daß durch das sehr konzentrierte Auftreten der kleineren durchsichtigen und opaken Schwerminerale in den größeren Quarzen und Glimmern eine deutlich gradierte Schichtung ausgebildet ist (Ho 186). Diese Gefügebildung führt zu ausgesprochen feinblättrigen Verwitterungsformen. Dieses Gefügebild ist dem von ZIMMERLE (1973: 539) abgebildeten Gefüge vergleichbar, das einen durch Schwerminerallagen und Glimmeranreicherungen laminierten Feinsandstein zeigt, von dem aufgrund dieses Gefüges angenommen wird, daß seine Sedimentation durch Suspensionsströme erfolgte.

Außer den Gefügebildern, die in den nur wenige Zentimeter mächtigen Quarzitlagen zu beobachten sind, gibt es die wulstigen Quarzite, deren Gefüge und damit ihre Verwitterungsformen auf zumindest heute vorliegende andere Sedimentzusammensetzungen zurückzuführen sind. Hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung bestehen zwischen den dickeren und den sehr geringmächtigen Bänken keine Unterschiede, denn die durchschnittliche Korngröße liegt auch hier mit ca. 60 μm im Übergangsbereich des Siltes zum Feinsand. Was aber zur Ausbildung der eigenartigen Gefügebilder führt, sind höhere Anteile von opaken Schwermineralen und detritischen Glimmern. In den meisten Fällen sind es die Glimmer, die lagig angereichert sind. Nur die dickeren Lagen halten über größere Erstreckungen durch, aber auch sie können wie die feinen Lagen abrupt aussetzen, auskeilen oder an einem oder, wenn vorhanden, auch an beiden Enden auffiedern (Taf. 9 Fig. 4). Neben solchen deutlich ausgebildeten Ton- und Glimmerlagen sieht man auch sehr dünne Glimmerhäutchen, die durch mechanische Diagenesevorgänge (Kompaktion) verbogen oder „zerrissen“ sein können. Außerdem gibt es Gefügebereiche, in denen sowohl die Glimmer als auch die Schwerminerale dispers verteilt sind. Die Quarze zeigen jetzt nur noch verzahnte Kornkontakte; glatte und undulöse Auslöschung sind zu beobachten.

Der Ursprung für die Anreicherungen der Schwermineral- und Ton-Glimmerlagen, wie sie im Gefüge der Blätterquarzite vorliegen, ist sowohl im Sedimentationsmechanismus der nie sehr mächtigen Bänke zu suchen, als auch durch mechanische und chemische Diageneseeinwirkungen zu erklären.

TRURNIT (1967) zeigt in der Abb. 20B, wie es durch Verschweißen ausgedehnter Druck-Lösungsflächen durch die Auflösung der primären Zwischenschichten zur Bildung von Rückstandslagen kommen kann. In feinkörnigen Lagen vollzieht sich dieser Prozeß relativ schnell. Nach Verschwinden des Porenraumes wird nicht mehr punktförmig gelöst, sondern entlang solcher Drucklösungsflächen erfolgt Lösung und Abtransport von Material. Damit werden diese Flächen immer deutlicher ausgeprägt. Auch FÜCHTBAUER (1978: 1004) bildet durch erfolgte Drucklösung und Wegführung zwischengelagerten Materials sich verschmelzende und dabei glättende Stylolithen ab, die er im Mittelrhäthauptsandstein beobachtete. Eben solche chemischen Diageneseabläufe haben mit mehr oder weniger starkem Effekt zur Bildung von Lösungsrückständen (Anreicherung schlecht löslicher Komponenten) geführt, die die Gefügebildung der Blätterquarzite ganz nachdrücklich mit beeinflussen.

Alle beobachteten Gefügemerkmale wie: scharfe Bankbegrenzungen, gute Sortierung, Fehlen einer echten Matrix, Art der Glimmer- und Schwermineralanreicherungen, die Dicke und räumliche Verteilung dieser Lagen in Abhängigkeit von Bankmächtigkeiten und die Kornform und Größe der Schwerminerale, die als Ganzes gesehen die Blätterquarzite ja letztlich charakterisieren, sprechen für eine Sedimentation des vorsortierten Detritus durch Contourströme (REINECK 1974), die eine „Primärtextur“ des Gefüges anlegten. Abhängig von dieser „Primärtextur“ setzten dann mechanische und chemische Diagenesevorgänge ein, die das Gefüge umgestalteten und vorhandene Sedimentstrukturen häufig verstärkten.

Die Deutlichkeit der Gefügebildung ist mithin als direkt abhängig von vielen Faktoren, wie z. B.: dem Anteil an Glimmern und Schwermineralen am Sediment überhaupt, den Strömungsverhältnissen während der Sedimentation, den mechanischen und chemischen Diagenesevorgängen und dadurch bewirkten Minerallösungen und Mineralanreicherungen anzusehen.

7. Der Kammquarzit

Der Kammquarzit, dessen stratigraphische Stellung im Kap. 2.7 beschrieben worden ist, steht mit all seinen sedimentologischen Merkmalen den übrigen siltig-sandigen Sedimenten der Hörre-Zone als eigenständig ausgebildeter Sedimentkörper gegenüber.

Obwohl er gar nicht in der eigentlichen Hörre vorkommt, sondern flächenmäßig stärker verbreitet nur N der Hörre (am Wollenberg, Bl. 5117 Buchenau und 5118 Marburg) und dann in kleinen jeweils isolierten Ausbissen am nordwestlichen, tektonisch stark überprägten Randbereich der Hörre-Zone zur Dill-Mulde aufgeschlossen ist, wurde er in vielen bisherigen Arbeiten als das den Hörre-Charakter prägende Gestein angesehen. Zudem trugen sein Vorkommen und seine Ausbildung (er wurde bisher zwar petrographisch nie eingehend untersucht) wesentlich mit dazu bei, von der „Normalfazies“ abweichende Faziesgebiete im östlichen Rheinischen Schiefergebirge, im Harz und nach NE darüberhinaus über mehrere 100 km SW – NE-Erstreckung als einen zusammenhängenden Sonderfaziesbereich auszuweisen (z. B. Hörre-Gommern-Zug bei BURCHARDT & PFEIFFER 1971 und Hörre-Gommern-Zone bei PUTTRICH & SCHWAN 1974).

Die Literatur, in der versucht wird, die „Sonderfazies“ aus besonderen paläogeographischen Gegebenheiten in diesem Raum abzuleiten, ist bei PUTTRICH & SCHWAN (1974: 349 – 351) zusammengestellt und bewertet und soll hier nicht noch einmal aufgegriffen werden. Neuere Beiträge, die sich mit dem regionalen Vorkommen, der Petrographie, dem Sedimentationsmechanismus, der Mächtigkeit und der sich daraus ergebenden paläogeographischen Deutung des Kammquarzites befassen, wurden durch die Arbeiten von BURCHARDT & PFEIFFER 1971, PAECH 1973, KREBS & WACHENDORF 1974, BURCHARDT 1977a und b geliefert.

7.1. Makroskopische Beschreibung des Kammquarzites

Überall, wo der Kammquarzit aufgeschlossen ist, sind nur wenige Meter seiner Mächtigkeit angeschnitten. Meist sind die Ausbisse so klein, daß eine Bankung gar nicht zu erkennen ist. In größeren Aufschlüssen sieht man mehrere dm-mächtige, meist sehr stark geklüftete Bänke, die oft direkt aufeinanderlagern oder durch rauhe, graue, graugrüne, grauviolette und manchmal dunkle Schiefer voneinander getrennt sind. Lediglich in dem Vorkommen am Sandberg N Bischoffen (Bl. 5216 Oberscheld) kann man auch sehr geringmächtige Ausbildungen der Quarzitbänke beobachten. Durch die Klüftung zerfallen die Bänke blockig. Lokal treten unterschiedliche Farben auf. Die Vorkommen N der Lahn sind z. T. rötlich gefärbt oder weiß; weiter im SW gibt es neben dem Handstück dunkelgrauen auch reinweiße Quarzitausbildungen. Fast immer sind die Quarzite gleichmäßig mittelkörnig, nur von Vorkommen W des Wollenberges liegen Proben vor, die vereinzelt größere Komponenten führen (Taf. 10 Fig. 4–6). Der Bruch ist muschelig splittrig. Sedimentstrukturen auf Bankunterseiten wurden, von ganz undeutlich ausgebildeten Wülsten, die man eventuell als load casts deuten könnte (Steinbruch am Wildestein W Bischoffen, Bl. 5216 Oberscheld) abgesehen, nicht beobachtet. Ebenso fehlt jeder Hinweis auf eine Gradierung der Quarzitlagen oder das Vorkommen sonstiger bankinterner Sedimentstrukturen. Auch die Ausbildung irgendwelcher Bioturbationen konnte weder im Gelände noch in gesägten und durch Röntgenphotographie untersuchten Proben erkannt werden (Taf. 11 Fig. 1 und 2).

Aus der Beschreibung geht hervor, daß Mächtigkeitsangaben für die Quarzitfolge nur als grobe Schätzung angesehen werden können. Aber nach dem heutigen Vorkommen der Quarzite gewinnt man den Eindruck, daß die Mächtigkeit von NE (geschätzt max. 80 m) nach SW (ca. 30 m) abnimmt.

7.2. Mikroskopische Beschreibung des Kammquarzites

Von allen Kammquarzitvorkommen wurden Proben genommen und von diesen Dünnschliffe und Schwermineralstreupräparate angefertigt. Bei den untersuchten Gesteinen handelt es sich um sehr reine Quarzite, die von Einzelkörnchen abgesehen, keinen Feldspat führen. Auch detritische Muskovite kommen nur ganz vereinzelt vor. Komponenten $< 20 \mu\text{m}$ gibt es nicht, eine „Matrix“ ist folglich nicht vorhanden. Die vorkommenden Quarze löschen einheitlich oder undulös aus. Außerdem kommen stark gestreßte Quarze vor. Neben ganz sauberen, einheitlich auslöschenden Quarzen, die im allgemeinen größer als die übrigen sind, gibt es welche mit Einschlüssen von Muskovit, Biotit, Apatit, Zirkon, Turmalin und Rutil. Einige enthalten ganze Rutilbahnen und Lagen von Flüssigkeitseinschlüssen. Ganz selten gibt es einzelne Polyquarzkörnchen. Die Korngrenzen der Quarze sind in verschiedenen Fällen mit sericitischem Material belegt oder von hämatitisch-limonitischer Substanz imprägniert. In den makroskopisch als rot angesprochenen Proben ist hämatitisch-limonitische Substanz in ehemaligen Zwischenräumen angereichert, die weißen Quarzite sind dagegen frei von diesen Komponenten.

Gesteinsbruchstücke kommen nur ganz selten vor; sind welche vorhanden, handelt es sich ausnahmslos um Quarzite oder noch seltener um Quarzitschiefer. Auf

Taf. 10 Fig. 4 und 6 sind mehrere mm-große, gut gerundete und mit opaker Substanz belegte Quarzitbruchstücke gezeigt, die in sonst gut sortiertem Quarzmaterial eingelagert sind. Auch gerundete Quarzeinkörner von mehreren Millimetern \varnothing können beobachtet werden (Taf. 10 Fig. 5). Diese großen Gesteinsfragmente, die erkennen lassen, daß zumindest ein Teil des Quarzdetritus aus metamorphen Quarziten und sauren Magmatiten bzw. Eruptivgesteinen (die großen klaren Quarze) abzuleiten ist, kommen nur in Proben vor, die auf der Westflanke des Wollenberges genommen wurden (Belegmaterial von BISCHOFF & STOPPEL 1957:23). Vielleicht repräsentieren sie den basalen Teil der gesamten Quarzitfolge!

Die mittlere Korngröße der Quarzite liegt bei allen Proben ziemlich konstant bei ca. 180 μm , womit es sich um fein- bis mittelkörnige Quarzite handelt (Abb. 14). Eine Korngrößenabnahme in irgendeiner Richtung wurde im Arbeitsgebiet nicht beobachtet. Lediglich die oben erwähnten Proben vom Wollenberg zeigen in ebenfalls relativ gleichkörnigem Material einzelne mehrere Millimeter große Gesteinsfragmente. Von diesen Ausnahmen abgesehen ist die Sortierung der Quarzite mit So zwischen 1,30 und 1,40 noch als gut zu bezeichnen.

Die Quarze, die ursprünglich gerundete bis gut gerundete Kornformen besaßen, zeigen in den jetzt vorliegenden Gefügen neben flächigen sehr häufig verzahnte und suturierte Kornkontakte. Oft ist die Kornkontaktzahl pro Korn sehr hoch (Taf. 10 Fig. 3). Das Gefüge der Quarzite zeigt zwar keine Beanspruchung durch Tektonisierung, aber eine intensive mechanisch-chemische Diagenese (siehe unten).

Die vorkommenden Schwerminerale geben durch ihre Kornformen und die Zusammensetzung ihres Spektrums einen eindeutigen Hinweis darauf, daß die vorliegenden Quarzite aus mehrfach umgelagertem (polyzyklischem) Sedimentmaterial hervorgegangen sind. Neben den ultrastabilen durchsichtigen Schwermineralen Zirkon (meist oval, manchmal idiomorph, hell und rosa), Rutil (gelbbraun) und verschiedenfarbigen Turmalinen kommt praktisch nur noch Monazit vor. Die z.T. recht hohen Anteile von opaken Mineralen werden von Leukoxen und Hämatit/Limonit gestellt. Von seltenen Ausnahmen abgesehen sind die Schwerminerale gut gerundet (Taf. 10 Fig. 7 und 8), wodurch sie als resedimentierte detritische Komponente angesehen werden müssen.

Ihre Korngrößen variieren in ganz engen Grenzen. Die Zirkone zeigen ein deutliches Korngrößenmaximum zwischen 90 und 150 μm , nur wenige Körner sind kleiner, vereinzelte größer, wobei auffällt, daß die rötlich gefärbten Zirkone deutlich gröberkörnig sind als die hellen. Das Verhältnis von hellen zu rötlichen Zirkonen schwankt bei den untersuchten Proben zwischen ungefähr 8:1 und 12:1.

In noch engeren Grenzen variiert die Korngrößenverteilung der Rutilen. Der größte Anteil liegt im Korngrößenbereich zwischen 110 und 150 μm , wobei Extremwerte in beide möglichen Richtungen praktisch kaum vorkommen.

Etwas anders verhalten sich die Turmaline. Sie besitzen zwar ebenfalls ein Maximum ihrer Korngrößenverteilung zwischen 110 und 160 μm , aber immer kommen auch solche vor, die $> 200 \mu\text{m}$ sind.

Durch diese Korngrößenverteilungen ergibt sich bei einer sehr guten Sortierung der durchsichtigen Schwerminerale ein mittlerer Korndurchmesser von 100–110 μm (Abb. 14).

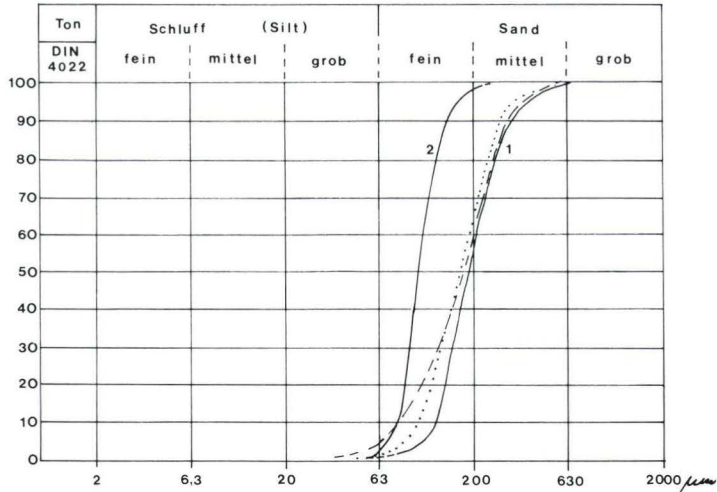


Abb. 14. 1 – Summenkurven des Kammquarzites; Ho 44 und Ho 160: Quarzitvorkommen vom Wollenberg-Gebiet, Ho 37: Quarzitvorkommen SSW Diedenshausen (Bl. 5117 Buchenau). 2 – Korngrößenverteilung der Schwerminerale aus Probe Ho 44 repräsentativ für alle Proben!
Ho 37 ····· Ho 44 ---- Ho 160 —

Ein bemerkenswerter Unterschied besteht im Verhältnis von Zirkon:Rutil:Turmalin zwischen den Proben aus dem Gebiet des Wollenberges und den südwestlichen Quarzitvorkommen N und W Bischoffen. Während das Z.-R.-T.-Verhältnis im NE des Arbeitsgebietes ungefähr 14:2:1 beträgt, ist es im SW zu Ungunsten der schweren Komponenten Zirkon und Rutil ($D = 4,2$) auf 8,5:1:1,5 verschoben.

Um die schon bei der Durchlichtmikroskopie erkennbaren diagenetischen Veränderungen (Quarzlösung und Quarzzementation), die für das heute vorliegende Gefüge der Quarzite verantwortlich sind, besser zu erkennen und um weitere Hinweise auf die Zusammensetzung und den genetischen Ursprung des Quarzdetritus zu bekommen, wurden drei Kammquarzitproben mit der Kathodenlumineszenz-Methode untersucht (Beschreibung der Untersuchungsmethode z.B. in: LONG & AGRELL 1965 und RICHTER & ZINKERNAGEL 1975).

Mit Hilfe dieser Untersuchungsmethode wird deutlich erkennbar, daß Quarz an Quarz/Quarz-Korngrenzen durch Drucklösung mobilisiert und in vorhandenen Porenräumen wieder ausgeschieden worden ist. Häufig erfolgte die Wiederausscheidung des Quarzes durch homoachiales Weiterwachstum vorhandener detritischer Körner. Quantitative Untersuchungen zur Bilanz von Quarzlösung und Quarzzementation, wie sie von SIBLEY & BLATT (1976) durchgeführt und detailliert dargestellt worden sind, wurden hier nicht durchgeführt. Es wurden auch Quarzkörner erkennbar, denen diagenetisch gebildeter Quarzzement anhaftet, ohne daß sichtbare Schmutz- oder Tonsäume zwischen dem Kristall und dem Saum vorhanden sind, der seinerseits mit den Körnern schon wieder gut verrundet ist. Solche Quarzkörner sind ein eindeutiger Hinweis auf polyzyklische Sedimentation.

Die Vermutung, daß die relativ großen klaren Quarze aus magmatisch gebildeten Gesteinen stammen, wurde durch die violette Lumineszenzfarbe solcher Körner bestätigt (Taf. 12 Fig. 2 und 4). Andere, nicht ganz so stark violett leuchtende Quarze zeigen im Durchlicht z. T. undulöse Auslöschung oder auch Streßerscheinungen; sie entstammen offensichtlich hochgradig metamorphen Gesteinen (Taf. 12 Fig. 4). Der Anteil der violett leuchtenden Quarze an der Sedimentzusammensetzung ist aber nicht sehr hoch. Den größten Anteil stellen rostbraun – braun lumineszierende Quarze (Taf. 12 Fig. 2 und 4), die aus Ursprungsgesteinen, die durch schwächere Metamorphose umgewandelt wurden, abzuleiten sind. Außerdem konnte im Dünnschliff der Probe Ho 44 ein im Durchlicht als gut gerundet klares, einheitlich auslöschend erkennbares Quarzkorn als hydrothermal gebildeter Kappenquarz erkannt werden (Taf. 12 Fig. 2, weißer Pfeil).

Daß es in den Quarziten nach der Zementation noch Migration von Kieselsäure gab, wird in dem Lumineszenzbild der Probe Ho 45 deutlich. Ein nach der Zementation aufgerissenes Klüftchen ist durch Quarz, der als diagenetisch gebildeter Quarz nicht leuchtet, verheilt (Taf. 12 Fig. 4, weißer Pfeil). Im normalen Durchlicht wäre diese Beobachtung kaum möglich gewesen (vgl. Taf. 12 Fig. 3 und 4).

Eine weitere wichtige Beobachtung ist, daß in den Proben, in denen Hämatit vorkommt, dieser durch „Matrixquarz“ umwachsen ist. Damit scheint es so zu sein, daß der Hämatit eine primäre Komponente der durch ihn makroskopisch rot gefärbten Quarzite ist und die Rötung nicht sekundär erfolgte (z. B. permisch). Diese Tatsache wird beim Vergleich der beiden Lumineszenzbilder der Fig. 2 (roter Quarzit) und 4 (weißer Quarzit) deutlich. In Fig. 2 ist der Hämatit als dunkle Einlagerungen zwischen den Quarzkörnchen sichtbar.

Die schwarzen Partien in Fig. 4 der Taf. 12 sind entweder Löcher im Schliff (z. B. oben rechts) oder detritische Glimmer, die nicht leuchten. Der weiß leuchtende Kristall ist ein Zirkon.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß es sich beim Kammquarzit um einen sehr reinen Quarzit handelt, dessen Quarzdetritus sich überwiegend aus metamorphen Liefergesteinen (Quarzite) und daneben aus magmatisch gebildeten Liefergesteinen herleiten läßt. Gesteinsfragmente und Feldspäte kommen kaum vor. Ebenso sind detritische Glimmer sehr selten. Eine Matrix ist nicht ausgebildet. Von der Korngrößenzusammensetzung her ist er als gut sortierter Fein- bis Mittelquarzit anzusprechen. Primäre Quarz- und Schwerminerkornformen zeigen eine sehr gute Aufarbeitung und hohe Reife des Detritus. Das heute vorliegende Gefüge ist nicht auf Tektonisierung, sondern auf die diagenetischen Prozesse der mechanischen Kompaktion und die Drucklösung und Zementation von Quarz (TAYLOR 1950, SIBLEY & BLATT 1976, FÜCHTBAUER 1978) zurückzuführen.

7.3. Die fazielle Deutung des Kammquarzites

Um die sedimentologischen Bedingungen rekonstruieren zu können, die zu der Sedimentation und faziellen Ausbildung des Kammquarzites geführt haben, kann man die kleinen Vorkommen am NW-Rand der Hörre-Zone und vom Wollenberg nicht isoliert betrachten. Eine Klärung dieser Verhältnisse kann nur durch die

Auswertung der bisher verfügbaren Daten (Mächtigkeiten, Aufbau der Schichtenfolge, Sedimentstrukturen, petrographische Zusammensetzung, Diagenese und faunistischer Inhalt) auch aller übrigen Kammquarzitvorkommen im Kellerwald, im Harz und in Gommern, die teilweise etwas älter, im wesentlichen aber gleichalt sind, herbeigeführt werden.

Die petrographische Untersuchung der Kammquarzit-Proben aus dem Arbeitsgebiet zeigt, daß die Quarzite sowohl in der petrographischen Zusammensetzung als auch in der textuellen Ausbildung den von BURCHARDT (1977a) beschriebenen Ilsenburg- und Gommernquarziten z.T. sehr ähnlich sind. Zum Teil insofern, als in den Quarzitvorkommen des Harzes und NE davon Sedimentstrukturen (PAECH 1973) und Bankmächtigkeiten von vielen Metern beobachtet werden können, die in den Kammquarzitvorkommen des Arbeitsgebietes nicht ausgebildet sind.

Ein Vergleich der Mächtigkeiten der erbohrten oder aufgeschlossenen Quarzitfolgen zeigt eine kontinuierliche Mächtigkeitsabnahme der Sedimente von NE, der Flechtinger Scholle bei Gommern über den Harz, Kellerwald und Wollenberg bis zu den isolierten Vorkommen im Südwestteil der Hörre.

REUTER (1964: 18) beschreibt aus der Bohrung Dannigkow, die im Quarzitkomplex von Gommern niedergebracht wurde, eine Quarzit/Tonschiefer-Wechselfolge, die mindestens 345 m mächtig ist. PAECH (1973: 816) spricht sogar von 600 m Mächtigkeit für die Gommern-Quarzit-Serie.

Vom Acker-Bruchberg gibt SCHWAN (1967: 22) für die Wechselfolge von hellen bis zu mehrere Meter mächtigen Quarzitbänken und grüngrauen oder schwarzen Tonschiefern 200 m Mächtigkeit an. Im Kellerwald erreicht die Tonschiefer-Quarzit-Wechselfolge nach STOPPEL (1961: 74) und EDER et al. (1969: 229) eine max. Mächtigkeit von 150 m. Die Quarziteinschaltungen nehmen hier in den höchsten Teilen der Wechselfolge zu.

In den am weitesten SW gelegenen Bereichen der Quarzitausbildung nimmt die Mächtigkeit vom Wollenberg zu den Vorkommen, die bei Bischoffen (Bl. 5216 Oberscheld) liegen, bis auf etwa 30 m ab.

Neben diese kontinuierlich verlaufende Mächtigkeitsabnahme der Sedimentfolge treten andere Gelände- und Gefügebeobachtungen, die zur Klärung der faziellen und paläogeographischen Besonderheiten der Kammquarzitausbildung herangezogen werden müssen.

Der bis heute bekannte Verbreitungsraum der Unterkarbonfolge zeigt — genau wie die Mächtigkeitsabnahme von NE nach SW —, daß das klastische Material NE des Harzes einen wesentlich größeren Sedimentkörper als SW des Wollenberges darstellt, denn während an der Elbe der Verbreitungsraum 12–14 km breit ist, nimmt er im Harz von 8 km (Harznordrand) schon auf 4 km (Acker) ab, um im Kellerwald und erst recht am Hörre-Nordwestrand auf einen schmalen ausstreichenden Streifen, der ganz im SW in Einzelvorkommen aufgelöst ist, abzunehmen. Auch wenn man versuchen würde, die tektonisch bewirkte Kompression der Quarzite, die im Harz, im Kellerwald und am Wollenberg zu erkennen ist, auszuglätten, also den ursprünglichen Ablagerungsraum in seiner Ausdehnung zu erfassen, bliebe der oben aufgezeigte Trend erkennbar.

Direkt verknüpft mit der größeren Sedimentmenge, die im nordöstlichen Verbreitungsgebiet zur Ablagerung kam, sind makroskopisch und mikroskopisch erkennbare Gefügeausbildungen, die im SW nicht zu beobachten sind. Während aus den Quarzitfolgen der Flechtinger Scholle und des Harzes Bankmächtigkeiten von mehreren Metern beschrieben werden (PAECH 1973), sind diese im Kellerwald und SW davon geringer. Analog dazu gibt es konglomeratische Bänke, die auf die nordöstlichen Vorkommen beschränkt sind. Auch auffällige, deutlich ausgebildete bankexterne Sedimentstrukturen wie load casts, groove casts, flute casts und Erosionsrinnen und bankinterne Wickelstrukturen (convolute bedding) kommen nur im Harz und NE davon vor.

Die mikroskopischen Befunde zeigen, daß die Quarzitfolge im Arbeitsgebiet (s. Kap. 7.1 und 7.2) und Kellerwald immer aus sehr reinen, homogenen, gut sortierten Quarziten aufgebaut ist, während bei Gommern und im Harz gradierte Schichtung, höhere Matrixanteile, größere Korngrößen (0,2–0,06 mm) der detritischen Quarze und den Quarzitbänken eingelagerte Tongerölle und Feldspäte, Glimmer und Gesteinsbruchstücke bis zu 7 Vol.-% vorkommen können.

Die zu beobachtende Schwermineralassoziation von im wesentlichen Zirkonen, Turmalinen und Rutilen haben alle Kammquarzitvorkommen gemeinsam.

Faunistische Beobachtungen zeigen, daß die Sedimentation des Kammquarzites nach bisherigen Erkenntnissen im Harz früher einsetzt (zusammenfassend in BURCHARDT 1977b: 16) als im Kellerwald und am Wollenberg (BISCHOFF & STOPPEL 1957: 17). Leider sagen die Conodonten, die in den Schieferzwischenlagen erhalten sind und auf denen die Altersdatierung basiert, nichts über bathymetrische Gegebenheiten aus. Die bisher beschriebenen Makrofossilien sind wahrscheinlich nicht autochthon. Außerdem fällt auf, daß Pflanzenfossilien nur in den mächtigeren Vorkommen des nordöstlichen Verbreitungsgebietes der Psammitfolge häufiger eingelagert sind.

Nach den oben zusammengestellten, den Kammquarzit aller Vorkommen von Gommern bis hin nach Bischoffen (SW Hörre) als solchen charakterisierenden Merkmale, muß man seine Sedimentation durch Suspensionsströme annehmen, die bereits aufgearbeitetes Material von N nach S und dann in einer Rinne nach SW lieferten, annehmen. Die proximalen Teile der Turbidite sind in den mächtigen Quarzitvorkommen der Flechtinger Scholle und des Harzes zu sehen und die distalen in den geringmächtigen, flächenhaft verschwindend kleinen Vorkommen des nordwestlichen Hörre-Randbereiches. Dafür sprechen genauso eindeutig die vorkommenden Sedimentstrukturen.

Dieses Sedimentationsmodell wird auch nicht durch beschriebene Quarziteinlagerungen in Kulm-Kieselschiefern (KOCKEL 1958: 83, 84) beeinträchtigt, da durch petrographische Untersuchungen deren „Kammquarzitcharakter“ zunächst einmal nachgewiesen werden müßte! Handelt es sich dann tatsächlich um detritisches Material der gleichen Zusammensetzung wie beim Kammquarzit, ist die Einlagerung dieser fremdartigen Sedimentkörper in die Kieselschiefer ja auch nur durch Suspensionsströme zu erklären.

Gegen eine Herkunft des gut aufbereiteten sandigen Detritus aus NW oder SE spricht die Tatsache, daß der Quarzitzug beidseitig, also sowohl im NW als auch im SE

von Bereichen umgeben ist, in denen zur selben Zeit Kieselschiefer-Sedimentation herrschte. — Auch für die Aufbereitung des Materials aus ehemaligen Grauwacken auf Schwellen gibt es keine zwingenden Anhaltspunkte. Ein Sedimenttransport aus SW ist durch die vorhandenen Korngrößen- und Mächtigkeitsverhältnisse und daran geknüpfte Sedimentstrukturen ausgeschlossen.

Ein mögliches Liefergebiet für das saubere Quarzmaterial wird in dem von REUTER (1964, Abb. 1) postulierten Landareal gesehen, das er in der Gegend annimmt, wo heute die Städte Helmstedt und Schöninggen liegen. REUTER vermutet dort während des Unterkarbons eine Insel, weil in der Bohrung Fallstein 18 unterhalb 1818,5 m ein Quarzkeratophyr erbohrt wurde, der als mittel-oberdevonisch einzustufen ist und von Tonschiefern überlagert wird, die mittels Pflanzenfossilien als oberkarbonisch bis unterrotliegend angesehen werden. Damit ist nach REUTER (1964: 19) in diesem Raum ein Landgebiet vom Oberdevon bis zum Oberkarbon anzunehmen. Weitere Inseln werden aufgrund geophysikalischer Untersuchungen in dem oben beschriebenen Gebiet vermutet (KEUNECKE 1932).

Wie durch Verwitterungsvorgänge aus sauren Magmatiten und Vulkaniten das detritische Material für die Entstehung reiner Quarzsande entstehen kann, beschreibt BURCHARDT (1977a: 110ff.) sehr einleuchtend und kommt in derselben Arbeit ebenfalls zu dem Schluß, daß das Liefergebiet für den Detritus, der heute den Kammquarzit aufbaut, im N der heutigen Vorkommen liegen muß!

Ein Widerspruch zu den in Kap. 7.2 beschriebenen Untersuchungsergebnissen, die mit der Kathodenlumineszenzmethode erzielt wurden, daß eindeutig magmatisch gebildete Quarze nicht den größten Teil der Gesteinszusammensetzung ausmachen, besteht insofern nicht, weil in diesen Fällen distal abgelagerte Quarzite untersucht wurden, in denen der Anteil der gröberen Körner, die eindeutig magmatischen Gesteinen entstammen, durch Sedimentfraktionierung reduziert wurde.

Mit den beschriebenen Charakteristika stellen die Kammquarzitfolge der Hörre-Zone und die übrigen bekannten Kammquarzitvorkommen des Rhenohercynikums eine eigene, außergewöhnliche — durch Suspensionsströme abgelagerte — Sedimentfolge dar, die nachdrücklich erkennen läßt, daß die letztlich zur Sedimentausbildung führenden hydrodynamischen Prozesse nur durch die Klärung der paläogeographischen Gegebenheiten erkannt werden können.

8. Versuch einer Deutung der paläogeographischen Entwicklung der Hörre-Zone vom do II bis cd III

Während des Oberdevons existierten in dem Sedimentationsraum der heutigen Dill-Mulde, der Hörre-Zone und der Lahn-Mulde deutliche Differenzierungen des Meeresbodens, die die besondere Faziesausbildung der Gesteine der Hörre-Gruppe implizierten. Das gesamte Gebiet gehörte im Devon dem pelagischen Faziesbereich der rheinischen Geosynklinale an, wobei jedoch durch das Auftreten vulkanischer Gesteine in einigen Bereichen dieses tieferen Meeres Schwellen aufgebaut wurden, die eine unterschiedliche Faziesausbildung auf engstem Raum provozierten.

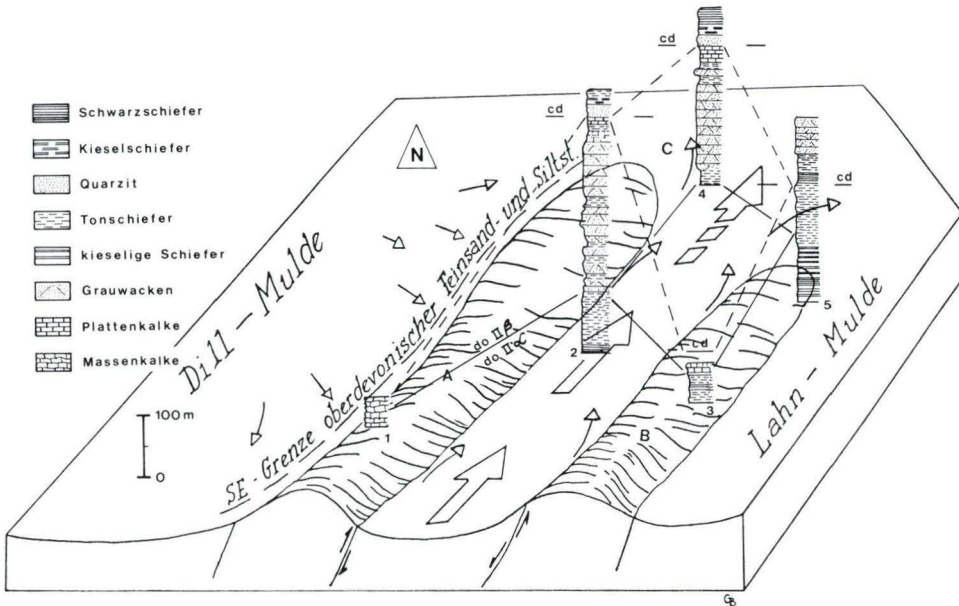


Abb. 15. Skizze der paläomorphologischen Gegebenheiten im Bereich der heutigen Hörre-Zone und der angrenzenden Dill- und Lahn-Mulde während des höheren Oberdevons. Es sind fünf typische Oberdevon-Unterkarbon-Profile der Schwellen- und Grabenregionen nebeneinandergestellt (nach BENDER & BRINKMANN 1969: 16). 1 – Geringmächtige Karbonate auf der Bickener Schwelle. 2 – Mächtiges klastisches Oberdevon des Hörre-Grabens. 3 – Lückenhaftes Oberdevonprofil der Hörre Südrand-Schwelle. 4 – Oberdevon/Unterkarbonprofil der westlichen Lahn-Mulde. 5 – Distal gelegenes und geringermächtiges Oberdevonprofil des Hörre-Grabens. (Die Lage der Profile ist Abb. 16 zu entnehmen.) In der Dill-Mulde ist die SE-Grenze der oberdevonischen Sand- und Siltstein-Verbreitung eingezeichnet. Die Pfeile stellen Schüttungsrichtungen dar (EINSELE 1963). Die Pfeile im Hörre-Graben zeigen die Schüttungsrichtung der gröberklastischen Sedimente des Oberdevons in dieser Region. A – Bickener Schwelle, B – südliche Hörre-Randschwelle, C – Bereich möglicher Verzahnungen zwischen oberdevonischer Dill-Mulden-Fazies und Hörre-Fazies (LEUTERITZ 1968: 152).

Auf diesen Schwellen entwickelten sich sehr rasch karbonatische Fazieselemente (Riffkalke?, Cephalopodenkalke), die im Gegensatz zu der in größeren Tiefen herrschenden sandigen Fazies stehen.

Durch das Aufdringen dieser z. T. sehr mächtigen Vulkanitserien, deren Hauptförderphasen im Mitteldevon lagen (z. B. KEGEL 1950, KREBS 1960, WALLISER 1960, LIPPERT et al. 1970), bildeten sich Untiefen heraus, auf denen – in unmittelbarem Anschluß an ihre Bildung – Riff- und Cephalopodenkalke entstehen konnten. Die beiden markantesten Schwellen dieses Raumes flankieren das heute als Hörre-Zone angesprochene Gebiet im NW und SE und grenzen es, wie schon im Oberdevon von der Dill-Mulde und Lahn-Mulde ab (Abb. 15).

Auf der die Hörre-Zone im NW begrenzenden Bickener Schwelle beginnt die Cephalopodenkalk-Entwicklung mit dem Ballersbacher Kalk und dauert bis in das

do V (BUGGISCH et al. 1978). Nach W hin kommt es zu Faziesverzahnungen mit den gleichalten Tonschiefern und Sandsteinen der Dill-Mulde, die ihrerseits in Richtung auf die Schwellenregion geringermächtig werden und lokal ganz fehlen (RABIEN 1959, KREBS 1960, LIPPERT et al. 1970).

An einigen Stellen der südwestlichen Dill-Mulde ist sedimentäres Oberdevon heute gar nicht erhalten, sondern unterkarbonischer Deckdiabas liegt unmittelbar auf Roteisenstein-Grenzlager oder geringmächtigen Dillenburger Tuffen (KREBS 1960:240), was die außerordentlich exponierte Lage dieser Schwellen unterstreicht. Lokal sind den Sedimenten oberdevonisch aufgedrungene Schalsteine eingelagert, womit deutlich wird, daß zwischen der Förderung der mitteldevonischen Vulkanite und dem Diabas-Vulkanismus des Unterkarbons in diesem Teil der Dill-Mulde verbindende magmatische Ereignisse liegen.

Die morphologische Differenzierung des Meeresbodens, die die fazielle Begrenzung zwischen der Hörre-Zone und der im SE angrenzenden Lahn-Mulde bewirkt, wird ebenfalls im Mitteldevon sehr markant, nachdem Faziesdifferenzierungen schon im höchsten Unterdevon bemerkbar gewesen sind. Im Givet beginnt der Aufstieg initialer Magmatite, der mit der Förderung basischer Vulkanite und Tuffe an der Grenze Mittel-/Oberdevon seinen Höhepunkt erreicht und damit den Sedimentationsraum der Lahn-Mulde zum einen merklich gliedert und zum anderen gegen das Hörre-Gebiet abgrenzt (GOLDMANN 1968, P. BENDER & BRINKMANN 1969:17). Das Vorkommen dieser Vulkanite ist an neben SW/NE streichenden auch an senkrecht dazu verlaufende Spaltensysteme gebunden. Auf diesen vulkanisch gebildeten Untiefen kommt es während des Oberdevons – analog zu den Verhältnissen auf den Schwellenregionen in der Dill-Mulde – zur Bildung geringmächtiger Schwellensedimente.

Auf der auffälligsten Schwellenregion, von GOLDMANN (1968:331) als „Südliche Hörre-Randschwelle“ bezeichnet, ist fast das gesamte Oberdevon in kalkiger Ausbildung nur etwa 10 m mächtig (Abb. 15).

Zwischen diesen beiden Schwellenzügen existiert somit ab dem do II ein canyonartiger Graben, in den während des Oberdevons von SW nach NE die Hörre-Psammite episodisch durch turbidity-currents eingeschüttet werden. Diese Rinne wird nach NE breiter und auch flacher; dadurch verlieren die zunächst energiereichen Strömungen Transportkraft und sedimentieren den in Suspension mitgeführten Detritus. Das grobkörnigere Material wird schon im SW-Teil der Rinne abgelagert. Die mittelkörnigen Anteile der Trübestrome werden dann korngößenmäßig nicht mehr sortiert, lediglich instabile Komponenten fehlen in der Zusammensetzung der distalen Turbiditbänke, Quarz- und Matrixmaterial ist dagegen angereichert. Insgesamt gelangt wesentlich weniger psammitisches Material in die am weitesten distal gelegenen Bereiche des Grabens. Die Abnahme der Sedimentationsenergie und die Tatsache, daß weniger Sediment als im SW abgelagert wird, verhindern im NE-Teil des Ablagerungsraumes die Ausbildung bankinterner und -externer Sedimentstrukturen (s. Kap. 3.5.2).

Die Gesteinsbruchstücke, die in den proximalen Teilen der Turbiditbänke in stärkerem Maße an der Zusammensetzung der heute als feldspatarmen Grauwacken vorliegenden Psammite beteiligt sind als in den distalen, geben einen Hinweis auf die

lithologische Zusammensetzung des Liefergebietes, aus dem das detritische Material stammt. Hauptsächlich sind es Quarzite, Glimmer- und Chloritquarzite, Phyllite und Glimmerschiefer, also regionalmetamorphe Gesteine der Grünschieferfazies und untergeordnet auch saure Vulkanite, die aus einem im S oder SW gelegenen Abtragungsgebiet stammen müssen. Da sie im Oberdevon bereits als aufbereiteter Detritus für die Sedimentation zur Verfügung stehen, muß ein spätestens im Mitteldevon metamorphisiert vorgelegenes Gebiet denudiert worden sein und das Material für die Psammite der Hörre-Zone dann episodisch freigesetzt haben. Dieser Abtragungsraum kann nicht in allzu weiter Entfernung der heute im SW der Hörre anstehenden feldspatarmen Grauwacken der Ulmbach-Schichten gelegen haben, denn es konnte ja oben gezeigt werden, daß der Anteil der gegenüber Abrasion sehr anfälligen metamorphen Gesteinsbruchstücke während des Sedimenttransportes sehr rasch abnimmt (im Bereich der Hörre-Zone in einer Erstreckung von 45 km von über 20% auf höchstens 1–2%; Abb. 16), im SW aber eine durchaus bemerkenswert häufige Komponente der Gesteine ist.

Leider verwehren die tertiären Vulkanite des Westerwaldes einen Einblick in die südwestlicher gelegenen devonischen Gesteinsfolgen, der das hier skizzierte Bild sicherlich ergänzen würde.

Aus dem Südtäunus sind epimetamorphe Gesteinsserien bekannt, die sowohl in ihrer mineralogischen Zusammensetzung als auch in ihrem Metamorphosegrad den Gesteinsbruchstücken entsprechen, die die proximalen oberdevonischen Grauwacken der Hörre-Zone charakterisieren. Im mittleren und nördlichen Taunus fehlen dagegen solche Gesteinsserien und neben den Quarziten des Unterdevons kommen nur isoliert mitteldevonische Gesteine vor (PRASHNOWSKY 1957: 49).

Es ist also nicht ausgeschlossen, daß einige Bereiche des heutigen metamorphen Taunus während des Mittel- und Oberdevons schon so hoch lagen, daß sie erodiert werden konnten und so den Detritus für die oberdevonischen Hörre-Psammite bereitstellten.

Die detritischen Kalke, die in den Ulmbach- und Weitershausen-Schichten eingalagert sind, zeigen durch auffallende Schrägschichtung und Aufarbeitungshorizonte (BENDER & BRINKMANN 1969, BENDER & HOMRIGHAUSEN 1979) ebenfalls energiereiche Strömungsverhältnisse an; sie können von den den „Hörre-Graben“ flankierenden Schwellenzügen abgeleitet werden, denn dort fehlt ja lokal sedimentäres Oberdevon (KREBS 1960, BUGGISCH et al. 1978), das durchaus primär in Cephalopodenkalk-Fazies vorhanden gewesen sein kann. Aufgearbeitete Conodontenfaunen enthalten Conodonten, die erodiertes Givet und Oberdevon verschiedener Zonen andeuten (BISCHOFF & ZIEGLER 1956).

An der Grenze Oberdevon/Unterkarbon verliert der canyonartige Graben, der während des höheren Oberdevons Psammite und Pelite in großer Menge „aufgefangen“ hatte, seine Bedeutung, da sich die paläomorphologischen Gegensätze im Sedimentationsraum ausgleichen. Zur Zeit der Ablagerung der Endbach- und Gladenbach-Schichten herrschen im Bereich der heutigen Dill-Mulde, Hörre-Zone und Lahn-Mulde bereits einander ausgeglichene Ablagerungsverhältnisse. Nur die Einschüttung des gut sortierten feinklastischen Materials der Blätterquarzite aus SW

deutet nochmals spezifische Strömungsverhältnisse in Teilen des offenbar weitgehend gefüllten Hörre-Grabens an.

Die Einlagerung des reinen, gut sortierten sandigen, heute als Kammquarzit vorliegenden Materials, das aus N oder NE herantransportiert worden ist (s. Kap. 7), ist nicht ursächlich auf den ehemaligen Grabencharakter der Hörre zurückzuführen, sondern auf die allgemein zu beobachtenden Undationen, die am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges im cd II – cd III wirksam werden und eine grundlegende Umgestaltung der paläogeographischen Verhältnisse herbeiführen.

Die reinen Quarzsande, denen immer wieder Tonschieferlagen zwischengelagert sind, werden durch Strömungen herbeigeführt (Contourströmungen?), die einem Meeresbereich parallel laufen, der nach und vielleicht sogar schon während der Sedimentation des Quarzmaterials zunehmend flyschartig sedimentierten Erosionsschutt nun freigelegter Grundgebirgsmassive im SE des Ablagerungsraumes aufnimmt. Nur so ist das regionale und zeitliche Nebeneinander von Kammquarzit und der Grauwacke der Elnhausen-Schichten, die ja ganz unterschiedliche Bildungsbedingungen widerspiegeln, zu erklären.

Mit dem Gesteinsschutt, der die basalen Grauwacken der Elnhausen-Schichten aufbaut, kommt in dem Bereich der Hörre-Zone erodierter Detritus zur Ablagerung, der von einem Kristallingebiet abzuleiten ist, das offenbar durch eine regionalmetamorph umgewandelte Sedimenthülle bedeckt gewesen ist. Durch den Abtrag der metamorphen Ummantelung kommen zusehends granitische Gesteine und deren Aplite in das Erosionsniveau, die dann den größten Anteil der in den Grauwacken der höheren Elnhausen-Schichten und der Kehnaer Grauwacke vorkommenden Gesteinsbruchstücke ausmachen (s. Kap. 3.5.1). Das heutige Vorkommen und die Ausbildung der Grauwacken zeigen, daß sie z. T. sehr landnah sedimentiert sind, worauf auch die extreme Fossilarmut der Sedimentfolge hindeutet (KULICK 1960). Verschiedene Schüttungszentren werden angenommen.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß die Hörre frei ist von intrusiven oder extrusiven Vulkaniten des Devons und Unterkarbons, was in der aeromagnetischen Karte der Bundesrepublik Deutschland (1976) sehr deutlich wird. Die Vulkanitserien sind durch zwei Anomalienbereiche gekennzeichnet, die einen Streifen einschließen (die heutige Hörre-Zone), der keine magnetischen Anomalien zeigt.

Während der Faltung führen die ursprünglichen paläogeographischen Besonderheiten dieses Gebietes zu einer Schuppentektonik an den Grenzen zu den starren Schwellenregionen (BENDER 1960, BRINKMANN 1963), womit die schon präsedimentär angelegte Sonderstellung der Hörre-Zone gegenüber den Bereichen der „Normalfazies“ auch durch die Tektonik noch einmal unterstrichen wird.

9. Zusammenfassung

Der lithologische Charakter der oberdevonischen und unterkarbonischen Schichtenfolge der Hörre-Zone wird kurz dargestellt. Die in der Hörre-Gruppe vorkommenden oberdevonischen und unterkarbonischen Psammite werden makroskopisch

charakterisiert, ebenso die cd II/III? Grauwacken der SE vorgelagerten Lahn-Mulde (Kehnaer Grauwacke).

Die verschiedenen Komponenten, die am Aufbau der sandigen Gesteine beteiligt sind, werden aufgrund mikroskopischer Untersuchungen beschrieben und abgebildet. Es zeigt sich, daß die oberdevonischen Grauwacken hauptsächlich Gesteinsbruchstücke metamorpher Liefergebiete enthalten und die unterkarbonischen sehr viele von magmatischen Ursprungsgesteinen. Ein z. T. sehr hoher Matrixgehalt läßt bei den Grauwacken der Ulmbach- und Weitershausen-Schichten auffallende Gefügeausbildungen nur bedingt zu, während die völlig unsortierten Grauwacken der Elnhausen-Schichten viele für turbiditisch sedimentierte Gesteine typische Gefügeausbildungen zeigen. Aus den petrographischen Beobachtungen lassen sich Aussagen zur Diagenese der Grauwacken ableiten, die deren Gefüge erheblich mitgestaltet hat.

Die quantitativen petrographischen Untersuchungen zeigen, daß sich die oberdevonischen Psammite auch aufgrund ihrer quantitativen Zusammensetzung von den unterkarbonischen deutlich unterscheiden. Während es sich bei den oberdevonischen Gesteinen um feldspatarme Grauwacken, um Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken und sogar um Quarzsandsteine handelt, ist aus den Grauwacken der Elnhausen-Schichten ein zunehmend orogener Charakter der Sedimentation abzuleiten.

Auch aufgrund qualitativer und quantitativer chemischer Untersuchungen lassen sich die oberdevonischen und jüngeren Grauwacken des Unterkarbons unterscheiden.

Litho- und biofazielle Vergleiche zwischen den Grauwacken der Ulmbach- und Weitershausen-Schichten der Hörre-Gruppe und altersgleichen sandigen Gesteinen benachbarter Sedimentationsräume weisen erstere als Gesteine einer „sonderfaziellen“ Entwicklung aus, die sich nicht von anderen oberdevonischen Sandsteinen angrenzender Gebiete ableiten lassen.

Während die basalen Grauwacken der Elnhausen-Schichten noch eine eigene Gruppe von Grauwacken darstellen, sind ihre jüngeren denen anderer Vorkommen des Rhenohercynikums sehr ähnlich.

Die petrographische Zusammensetzung und das Gefüge der Blätterquarzite der Endbach-Schichten zeigen, daß es sich um ein sehr reifes gut sortiertes Sediment handelt. Bei der energiereichen Sedimentation des Feinsandmaterials aus SW werden Gefügemerkmale angelegt (Anreicherungen von Schwermineralen und Glimmern), die durch diagenetische Veränderungen (z. B. Lösung und Zementation von Quarz) verstärkt werden. Neue werden durch diese diagenetischen Reaktionen angelegt.

Der Kammquarzit des Unterkarbons ist ein sehr reines Quarzgestein. Er ist durchweg gut sortiert, zeigt aber praktisch keinerlei bankinterne Sedimentstrukturen. Nur sehr stabile, gut gerundete Schwerminerale (Zirkon, Rutil, Turmalin) treten mengenmäßig häufig auf. Auch der Quarzdetritus ist ursprünglich gut gerundet. Das vorliegende quarzitische Gefüge ist das Produkt starker diagenetischer Veränderungen seiner Bestandteile. Durch Kathodenlumineszenz-Untersuchungen wird gezeigt, daß das Quarzmaterial sowohl metamorphen als auch magmatischen Gesteinsserien entstammt. Seine Mächtigkeit ist im SW-Teil der Hörre geringer als im NE. Aufgrund des Vergleiches mit gleichalten Kammquarzitvorkommen des Kellerwaldes, des Harzes und aus Gommern wird die Art seiner Sedimentation aus einem im N gelegenen Liefergebiet rekonstruiert.

Zusammenfassend wird ein paläogeographisches Bild skizziert, das darstellt, wie es – bedingt durch magmatische Ereignisse im Devon – zu paläomorphologischen Differenzierungen des herzynischen Faziesbereiches kam. Diese ließen einen canyonartigen Graben entstehen, der im Oberdevon von S her turbiditisch sedimentierten Detritus aufnahm, und dadurch seinen Charakter bis zum Unterkarbon aber wieder weitestgehend einbüßte, so daß dann im Unterkarbon – z.T. sehr landnah – flyschartig sedimentiertes Grauwackenmaterial von E bis SE in den Bereich der heutigen Hörre-Zone gelangen konnte.

10. Probenfundpunkte

TK 25 Blatt 5117 Buchenau

Ho 31	R 34 74 04,	H 56 30 52	(fein- bis mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 35	R 34 74 62,	H 56 31 97	(feinkörniger Sandstein mit Gesteinsbruchstücken der Weitershausen-Schichten)
Ho 37	R 34 71 80,	H 56 30 23	(dichter heller Kammquarzit)
Ho 43	R 34 76 22,	H 56 37 70	(dichter heller Kammquarzit)
Ho 44	R 34 76 33,	H 56 37 84	(dichter rötlicher Kammquarzit)
Ho 136	R 34 76 04,	H 56 30 43	(mittelkörnige Grauwacke der höheren Elnhausen-Schichten)
Ho 157	R 34 72 64,	H 56 32 25	(mittelkörnige Grauwacke der basalen Elnhausen-Schichten)
Ho 158	R 34 72 68,	H 56 32 26	(dichter grauer Kammquarzit)
Ho 159	R 34 70 86,	H 56 31 36	(mittelkörnige devonische Grauwacke)
	R 34 76 30,	H 56 31 38	(Kernbohrung)
Ho 190			(mittelkörnige Grauwacke der basalen Elnhausen-Schichten)
Ho 198			(mittelkörnige Grauwacke der basalen Elnhausen-Schichten)

TK 25 Blatt 5118 Marburg

Ho 80	R 34 79 04	H 56 31 88	(feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 81			(mittelkörnige Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 82			(mittelkörnige Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 83	R 34 80 02	H 56 31 64	(mittelkörnige Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 85	R 34 79 70	H 56 31 95	(konglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 86			(mittelkörnige Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 93	R 34 78 40	H 56 29 50	(Quarzsandstein der Weitershausen-Schichten)
Ho 94	R 34 78 38	H 56 29 55	(fein- bis mittelkörniger Sandstein mit Gesteinsbruchstücken der Weitershausen-Schichten)
Ho 97	R 34 77 17	H 56 30 76	(konglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 98			
Ho 101	R 34 76 60	H 56 34 63	(mittelkörnige Grauwacke der basalen Elnhausen-Schichten)
Ho 131	R 34 78 31	H 56 29 75	(feinkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 134	R 34 76 90	H 56 29 50	(mittelkörnige Grauwacke der höheren Elnhausen-Schichten)

Ho 139	R 34 79 70	H 56 31 95	(fein- bis mittelkörnige Grauwacke der höheren Elnhausen-Schichten)
Ho 140			(konglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 142	R 34 77 17	H 56 30 76	(mittelkörnige Grauwacke der höheren Elnhausen-Schichten)
Ho 143			
Ho 144			
Ho 146	R 34 77 34	H 56 30 73	(flute cast)
Ho 177	R 34 77 43	H 56 30 79	(Quarzsandstein der Endbach-Schichten?)
Ho 178	R 34 77 11	H 56 30 91	(mittelkörnige Grauwacke der basalen Elnhausen-Schichten)

TK 25 Blatt 5216 Oberscheld

Ho 185	R 34 64 54	H 56 22 76	(Blätterquarzit der Endbach-Schichten)
Ho 187	R 34 62 06	H 56 21 35	(fein- bis mittelkörniger oberdevonischer Sandstein mit Gesteinsbruchstücken)

TK 25 Blatt 5217 Gladenbach

Ho 5	R 34 67 24	H 56 21 28	(mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 7			(dito Ho 5)
Ho 8			(dito Ho 5)
Ho 9	R 34 66 96	H 56 21 52	(fein- bis mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 11	R 34 66 26	H 56 21 52	(fein- bis mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 20	R 34 75 58	H 56 24 19	(mittelkörnige Kehnaer Grauwacke)
Ho 21			(fein- bis mittelkörnige Kehnaer Grauwacke)
Ho 23	R 34 73 22	H 56 26 59	(mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 27	R 34 73 82	H 56 27 45	(mittelkörnige Grauwacke der basalen Elnhausen-Schichten)
Ho 118	R 34 65 96	H 56 24 03	(mittelkörnige Kulm-Grauwacke der Dill-Mulde)
Ho 120			(feinkonglomeratische Kulm-Grauwacke der Dill-Mulde)

TK 25 Blatt 5218 Niederwalgern

Ho 163	R 34 77 90	H 56 27 89	(mittel- bis grobkörnige Kehnaer Grauwacke)
Ho 166	R 34 77 18	H 56 23 97	(mittelkörnige Kehnaer Grauwacke)
Ho 168	R 34 77 14	H 56 23 84	(feinkonglomeratische Kehnaer Grauwacke)
Ho 169	R 34 77 56	H 56 26 00	(mittel- bis grobkörnige Kehnaer Grauwacke)
Ho 171	R 34 81 92	H 56 25 75	(Kehnaer Grauwacke)
Ho 173	R 34 81 88	H 56 25 61	(Kehnaer Grauwacke)
Ho 200	R 34 77 62	H 56 24 06	(feinkonglomeratische Kehnaer Grauwacke)

TK 25 Blatt 5315 Herborn

Ho 52	R 34 51 15	H 56 17 80	(mittelkörnige cd-II-Grauwacke von Herborn)
Ho 60	R 34 48 42	H 56 07 54	(mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 64	R 34 48 44	H 56 07 46	(mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 68	R 34 48 64	H 56 07 34	(fein- bis mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 70	R 34 48 85	H 56 07 30	(fein- bis mittelkörniger Sandstein mit Gesteinsbruchstücken der Weitershausen-Schichten)

TK 25 Blatt 5316 Ballersbach

Ho 53	R 34 53 60	H 56 12 90	(feinkörnige Grauwacke der basalen Elnhausen-Schichten)
Ho 56			(mittelkörnige Grauwacke der basalen Elnhausen-Schichten)
Ho 73	R 34 56 94	H 56 16 80	(mittelkörnige Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Ho 102	R 34 57 56	H 56 16 28	(fein- bis mittelkörnige Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 103			(grobkörnige Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Ho 111	R 34 60 77	H 56 17 73	(mittelkörnige Grauwacke der höheren Elnhausen-Schichten)
Ho 113	R 34 60 56	H 56 17 81	(mittelkörnige Grauwacke der höheren Elnhausen-Schichten)

11. Schriftenverzeichnis

- AHREND, H., & GEISSLER, H. (1970): Das Alter der Grauwacken im nordwestlichen Kellerwald (Rhein. Schiefergebirge). — Göttinger Arb. Geol. Paläont., **5**: 3–14, 3 Abb.; Göttingen.
- BARTELS, H. (1966): Petrographische Untersuchungen von Grauwacken des Flechtinger Höhenzuges. — Jb. Geol., **2**: 371–443, 24 Abb., 18 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- BENDER, H. (1958): Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite“ (Ulmbachtal; Rheinisches Schiefergeb.). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf., **87**: 78–88, 2 Abb.; Wiesbaden.
- (1959): Stratigraphie und Tektonik des südwestlichen Teils der Hörre-Ackerzone. — Z. dt. geol. Ges., **111**, **1**: 230–231; Stuttgart.
- (1960): Der SW-Teil der Hörre-Ackerzone. — Unveröff. Diss., 96 S., 42 Abb.; Marburg/Lahn.
- BENDER, P. (1965): Der Nordostteil der Lahnmulde zwischen Salzböde-, Aar- und Biebertal. — Diss., 140 S., 60 Abb., 10 Tab.; Marburg/Lahn.
- (1978): Die Entwicklung der Hörre-Zone im Devon und Unterkarbon. — Z. dt. geol. Ges., **129**: 131–140, 5 Abb.; Hannover.
- & BRINKMANN, J. (1969): Oberdevon und Unterkarbon südwestlich Marburg/L. (Lahn-Mulde und Hörre-Zone, Rheinisches Schiefergebirge). — Geologica et Palaeontologica, **3**: 1–20, 5 Abb., 4 Tab.; Marburg/Lahn.
- & HOMRIGHAUSEN, R. (1979): Die Hörre-Zone, eine Neudefinition auf lithostratigraphischer Grundlage. — Geologica et Palaeontologica, **13**: 257–260, 1 Abb., 1 Tab.; Marburg/Lahn.
- BISCHOFF, G., & STOPPEL, D. (1957): Zum Alter des Wollenberg-Kellerwald-Quarzits. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1957**, **1**: 14–24, 4 Abb.; Stuttgart.
- & ZIEGLER, W. (1956): Das Alter der „Urfer Schichten“ nach Conodonten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf., **84**: 138–169, 1 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- — (1957): Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **22**: 1–136, 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.; Wiesbaden.
- BÖGER, H. (1974): Wider die Auflösung des Faziesbegriffs. — Newsl. Stratigr., **3**, **2**: 89–92; Leiden.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some Flysch Deposits. — 168 S.; Amsterdam-New York (Elsevier).
- & BROUWER, A. (1964): Developments in Sedimentology, 3, Turbidites. — 264 S.; Amsterdam-London-New York (Elsevier).
- BRAUSE, H. (1970): Variszischer Bau und „Mitteldeutsche Kristallinzone“. — Geologie, **19**: 281–292, 5 Abb.; Berlin.
- BRINKMANN, J. (1963): Der Nordost-Teil der Hörre-Ackerzone bei Marburg/Lahn (Rhein. Schiefergebirge). — Diss., 148 S., 39 Abb., 5 Tab.; Marburg/Lahn.
- BRINKMANN, R. (1938): Schwerminerale und Paläogeographie. — Geol. Rdsch., **29**: 348–356, 6 Abb.; Stuttgart.
- (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rdsch., **36**: 56–66, 2 Abb.; Stuttgart.

- BUGGISCH, W., RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1978): Biostratigraphische Parallelisierung und Faziesvergleich von oberdevonischen Becken- und Schwellen-Profilen E Dillenburg (Conodonten- und Ostracoden-Chronologie, Oberdevon I–V, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 53–115, 9 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BURCHARDT, I. (1977a): Ergebnisse lithologischer und petrographischer Untersuchungen am Ilsenburg- und Gommernquarzit (Dinant). — *Hall. Jb. Geowiss.*, **1**: 101–114, 3 Abb., 4 Ph., 3 Tab.; Gotha-Leipzig.
- (1977b): Paläogeographie und Faziesverhältnisse im Oberdevon und Dinant des Harzes. — *Hall. Jb. Geowiss.* — **2**: 13–26, 8 Abb.; Leipzig.
- & PFEIFFER, H. (1971): Das Altpaläozoikum in den Bohrungen Salbke und Sudenburg bei Magdeburg und dessen regionale Bedeutung für den Hörre-Gommern-Zug. — *Geologie*, **20**: 1006–1012; Berlin.
- CHARLET, J. M. (1971): Thermoluminescence of detrital rocks used in paleogeographical problems. — *Mod. Geol.*, **1971**, 2: 265–274, 14 Abb.; Belfast.
- CHAYES, F., & FAIRBRAIN, H. W. (1951): A test of the precision of thinsection analyses by point counter. — *Am. Min.*, **36**: 704–712, 1 Abb., 5 Tab.; Menasha (Wisconsin).
- CHODOBA, K. (1932): Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung. — 1–54, 46 Abb., 4 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- CORRENS, C. W. (1926a): Über das Alter des Wollenbergquarzits bei Marburg/Lahn. — *Z. dt. geol. Ges.*, **77**: 243; Berlin.
- (1968): Einführung in die Mineralogie. — 2. Aufl., 458 S., 391 Abb., 1 Taf.; (Springer-Verlag).
- CROOK, K. A. W. (1974): Lithogenesis and Geotectonics, in: DOTT, R. H. Jr., & SHAVER, R. H. (Eds.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation.* — *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral*, **19**: 304–310, 2 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- DAHLGRÜN, F., & GOTHAN, W. (1940): Der wichtigste Fossilfund im Acker-Bruchberg-Quarzit. — *Z. dt. geol. Ges.*, **92**: 259–262; Berlin.
- DECHEN, H. v. (1857): *Verh. naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf.*, **14**, Sitz-Ber. 5, XXIII; Bonn.
- DENEKE, E. (1976): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE-Rheinisches Schiefergebirge). — *Diss.*, 95 S., 16 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- (1977): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 75–97, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- DICKINSON, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of graywackes and arkoses. — *J. Sed. Petrogr.*, **40**, 2: 695–707, 2 Abb.; Menasha, Wisc.
- DVORÁK, J. (1973): Die Quer-Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektogenese des Silegener Antiklinoriums. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **143**, 2: 133–152, 4 Abb.; Stuttgart.
- DZULEYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M., & KUENEN, P. H. (1959): Turbidities in flysch of the Polish Carpathian Mountains. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **70**: 1089–1118, 12 Abb.; New York.
- & WALTON, E. K. (1965): Sedimentary features of flysch and greywackes. — 274 S.; Amsterdam (Elsevier).
- EDER, W., ENGEL, W., & UFFENORDE, H. (1969): Stratigraphische und fazielle Gliederung des Quarzit-Zuges im Kellerwald (Mitteldevon-Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **133**, 3: 223–244, 2 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- EINSELE, G. (1960): Schrägschichtung im Raumbild und einfache Bestimmung der Schüttungsrichtung. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1960**, 12: 546–559, 6 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1963a): „Convolute bedding“ und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **116**, 2: 162–198, 3 Taf., 7 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1963b): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). — *Abh. hess. L.-Amt, Bodenf.*, **43**: 1–60, 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- ENGEL, W. (1974): Sedimentologische Untersuchungen im Flysch des Beckens von Ajdovscina (Slowenien). — *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **16**: 1–65, 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Göttingen.
- ENGELHARDT, W. v. (1960): Der Porenraum der Sedimente. — *Min. u. Petrogr. in Einzeldarstellungen*, **2**: 207 S., 83 Abb.; Berlin.
- (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. — 378 S., 133 Abb., 55 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

- ENGELHARDT, W. v. (1977): The Origin of Sediments and Sedimentary Rocks. — 359 S., 135 Abb., 55 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FENNINGER, A. (1970): Faktorenanalyse nordalpiner Malmkalke. — Verh. Geol. B.-A., H. 4: 618—636, 7 Abb., 6 Tab.; Wien.
- FISCHER, G. (1933): Die Petrographie der Grauwacken. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 320—343, 8 Abb.; Berlin.
- FLÜGEL, E., & HÖTZLE (1976): Palökologische und statistische Untersuchungen in mitteldevonischen Schelf-Kalken (Schwelmer Kalk, Givet; Rheinisches Schiefergebirge). — Bayr. Akad. Wiss., Abh., **156**: 1—70, 17 Tab., 29 Abb.; München.
- FRANKE, D., & SCHROEDER, E. (1968): Das variszische Orogen nördlich des Böhmisches Massivs (Ein Überblick). — Geologie, **17**, 6/7: 647—660, 4 Abb.; Berlin.
- FRANKE, W. (1974): Fazies-Analyse und geosynklinale Kinematik an Beispielen aus dem Rhenohercynikum. — Nachr. dt. geol. Ges., **9**: 103—109; Hannover.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl u. Kohle, **12**: 605—613, 7 Abb., 2 Taf.; Hamburg.
- (1967): Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandsteindiagenese im Mittleren Buntsandstein. — Sed. Geol., **1**: 159—179, 7 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- (1978): Zur Herkunft des Quarzzementes. Quantitative Untersuchungen von Konkretionen in Tongesteinen und von Stylolithen in Sandsteinen. — Vortrag geh. während der 68. Jahrestag. der Geol. Ver. am 7. 3. 1978; Münster.
- (1978): Zur Herkunft des Quarzzementes. Abschätzung der Quarzauflösung in Silt- und Sandsteinen. — Geol. Rdsch., **67**, 3: 991—1008, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- & MÜLLER, G. (1977): Sediment-Petrologie, T. II: Sedimente und Sedimentgesteine. — 3. Aufl., 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GOLDMANN, K.-J. (1966): Die Geologie der Lahnmulde und der HÖrre zwischen Lahn und Dill. — Unveröff. Diss., 122 S.; Gießen.
- (1967): Tuffite und Querswellen am Nordwest-Rand der Lahnmulde. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. Gießen, N.F., **35**: 191—204, 6 Abb.; Gießen.
- (1968): Zur Fazies und Paläogeographie des Paläozoikums in der nördlichen Lahn-Mulde. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**, 6: 321—337, 11 Abb.; Stuttgart.
- & KEGLER, J. (1968): Zum ober-devonischen Vulkanismus in der Lahn-Mulde (Rhein. Schiefergeb.). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**, 12: 705—719, 4 Abb., 1 Tab., 2 Listen; Stuttgart.
- GÖTZ, H. (1953): Zur Petrographie der devonischen Magmatite der Dill-Mulde. — Z. dt. geol. Ges., **104**: 277—286, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- GROOS-UFFENORDE, H. (1972): Devon und Unterkarbon der Dill-Mulde südöstlich Herborn (Rhein. Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 92—130, 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- GRUMBT, E. (1969): Beziehungen zwischen Korngröße, Schichtung, Materialbestand und anderen sedimentologischen Merkmalen in feinklastischen Sedimenten. — Geologie, **18**: 151—167, 7 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- HELMBOLD, R. (1952): Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacke. — Heidelb. Beitr. Min. u. Petrogr., **3**: 253—288, 9 Abb., 29 Tab.; Heidelberg.
- HENNINGSSEN, D. (1961): Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rdsch., **51**: 600—626, 6 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- (1963): Zur Herkunft und Unterscheidung der sandigen Gesteine am Südostrand des Rhein. Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1963**: 49—67, 3 Abb.; 2 Tab., Stuttgart.
- (1966): Die paläozoischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der südlichen Hessischen Senke. — Ber. oberhess. Ges. Natur- und Heilk. Gießen, **34**, H. 1—2: 19—31, 1 Abb.; Gießen.
- (1968): Untersuchungen über Korngefüge und Schüttungsrichtungen in Sandsteinen des südöstlichen Rhein. Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**: 153—163; Stuttgart.
- (1970a): Die Kulmgrauwacken am Südrand des Westerwaldes. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1970**, 4: 193—200, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1970b): Paläogeographische Probleme der Mitteldeutschen Schwelle. — Z. dt. geol. Ges., **121**: 143—150, 2 Abb.; Hannover.

- HENNINGSEN, D. (1971): Significance of tuffaceous arenites in the Devonian and Lower Carboniferous of W.-Germany. — Abstr., VIII Int. Sediment. Congr.; Heidelberg.
- (1972): Die Sandsteine in den Devon/Karbon-Grenzschiefern des rechtsrheinischen Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1972**: 1–15, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1973): Zusammensetzung und Herkunft der Unterkarbon-Grauwacken in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 300–309, 1 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1978): Zusammensetzung und Schüttung der Kulm-Grauwacken im Rheinischen Schiefergebirge — Ergebnisse und offene Fragen. — Z. dt. geol. Ges., **129**: 109–114, 3 Abb.; Hannover.
- & RIETSCHEL, S. (1964): Devon und geröllführendes Unterkarbon am Hüttenberg bei Niederkleen (östl. Lahnmulde, Rhein. Schiefergeb.). — Senckenbergiana lethaea, **45**: 223–244, 3 Abb., 1 Taf., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. — Geologica et Palaeontologica, **SB2**: 90 S., 14 Abb., 8 Tab., 12 Taf.; Marburg/Lahn.
- HOMRIGHAUSEN, R. (1975): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Oberdevon und Unterkarbon am Südwestrand der Wittgensteiner Hauptmulde (Elsoffer Mulde — Meßtischblatt Nr. 5016 (Laasphe)). — Unveröff. Dipl.-Arb., 119 S., 35 Abb., 5 Prof., 2 Kt.; Marburg/Lahn.
- HOPPE, G. (1962a): Die Formen des akzessorischen Apatits.-Ber. geol. Ges. DDR, **7**: 233–239, 2 Taf.; Berlin.
- (1962b): Petrogenetisch auswertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen. N. Jb. Miner., Abh., **98**: 35–50, 3 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- HUCKENHOLZ, H. G. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. — Beitr. Min. Petr., **6**: 261–298, 13 Abb., 12 Tab.; Berlin.
- (1963a): Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. — Fortschr. Min., **40**: 151–192, 15 Abb., 7 Tab.; Stuttgart.
- (1963b): Mineral composition and texture in greywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from the Auvergne (France). — J. Sediment. Petrol., **33**: 914–918, 2 Abb., 3 Tab.; Tulsa, Oklahoma.
- ILLIES, H. (1949): Die Schrägschichtung, in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **19**: 89–109, 4 Abb., 3 Taf.; Hamburg.
- JAHNKE, H., & PAUL, J. (1968): Das Alter der Grauwacken im südlichen Kellerwald (Oberdevon und Unterkarbon, Rhein. Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 68–84, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- JOCHMUS-STÖCKE, K. (1929): Die Culmkonglomerate am Ostrand des Rhein. Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**, 2: 1003–1036, 2 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KALSBECK (1969): Note on the reliability of point counter analyses. — N. Jb. Min., Mh., **1**: 1–6, 2 Abb.; Stuttgart.
- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **160**: 48 S., 7 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1950): Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. dt. geol. Ges., **100**: 267–289, 18 Abb.; Stuttgart.
- KIRSCH, H., & HALLBAUER, D. (1960): Authigene Albite in Sandsteinen des Ruhrkarbons. — N. Jb. Min., Mh., **1960**, 3: 248–257, 5 Abb.; Stuttgart.
- KLEIN DE VRIES, G. (1975): Sandstone Depositional Models for Exploration for Fossil Fuels. — Short Course Syllabus., S. 89–109 (Turbidites); Illinois.
- KNEUPER, G. (1971): Das Saar-Nahe-Gebiet. Abgrenzung und Genese. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 143–148, 3 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- (1976): Regionalgeologische Folgerungen aus der Bohrung Saar 1. — Geol. Jb., **A 27**: 499–510, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KOCKEL, C. W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Samml. geol. Führer, **37**: 248 S., 28 Abb., 2 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- KORSCH, R. J. (1978): Petrographic variations within thick turbidite sequences: an example from the late Palaeozoic of eastern Australia. — Sediment., **25**: 247–265, 8 Abb., 4 Tab.; Amsterdam.

- KREBS, W. (1976): Zur geotektonischen Position der Bohrung Saar 1. — *Geol. Jb.* **A 27**: 489–498, 1 Abb.; Hannover.
- & Wachendorf, H. (1973): Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. — *Bull. Soc. Amer.*, **84**: 2611–2630, 4 Abb., 3 Tab.; Boulder.
- (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge — Abbilder eines orogenen Diapirismus. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **147**, 1: 30–60, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KRYNINE, P. D. (1946): The tourmaline group in sediments. — *J. Geol.*, **54**: 65–87, 17 Abb., 3 Tab.; Chicago.
- KUENEN, P. H. (1957): Sole markings of graded bedded graywacke beds. — *J. Geol.*, **65**: 231–258, 13 Abb., 2 Taf.; Chicago.
- (1958): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — *Eclog. geol. Helv.*, **51**: 1009–1021, 2 Abb.; Basel.
- (1964): Deep-Sea sands and ancient turbidites. — *Dev. in Sedim.*, **3**, Turbidites: 3–33, 2 Abb.; Amsterdam.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3**, 1: 243–288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- LAMPRECHT, J. (1954): Die GLAGOLEW'sche „Punktmethode“ und ihre Anwendung. — *Geologie*, **3**: 1085–1094, 9 Abb.; Berlin.
- LASIUS, G. (1789): Beobachtungen im Harzgebirge. — ; Hannover.
- LENSCH, G. (1963): Die Metamorphose der Kohle in der Bohrung Münsterland 1 auf Grund des optischen Reflexionsvermögens der Vitrinite. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **11**: 197–204, 4 Abb.; Krefeld.
- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — *Diss. (Maschinenschr.)*, 196 S., 94 Abb.; Marburg/Lahn.
- LINDERT, W. (1971): Die Grundgebirgskomponenten in den altpaläozoischen Konglomeraten des Harzes. — *Geologie, Bh.* **70**: 1–99, 10 Abb., 9 Tab., 14 Taf.; Berlin.
- LIPPERT, H. J. (1958): Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges 1:100000. — ; Wiesbaden.
- (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LONG, J. V. P., & AGRELL, S. O. (1965): The Cathodoluminescence of minerals in thin section. — *Mineral. Mag.*, **34**: 318–326, 3 Abb., 2 Taf.; London.
- LUDWIG, G. (1953): Untersuchungs- und Darstellungsmethoden von Schwermineralanalysen. — *Geologie*, **2**: 208–219, 11 Abb.; Berlin.
- LÜTKE, F. (1973): Sedimentation und Resedimentation im Unterharz. — *Z. dt. geol. Ges.*, **124**: 355–362, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- LÜTZNER, H. (1967): Tabellarische Dokumentation von Sedimentgesteinen auf feldgeologischer Grundlage. — *Z. angew. Geol.*, **13**: 635–642, 3 Abb.; Berlin.
- LUTZENS, H., & PAECH, H. J. (1975): Sedimentologie, Paläogeographie und Paläotektonik während des Flyschstadiums im östlichen Rhenoharzynikum (Harz und Flechtingen – Roßlauer Scholle). — *Z. geol. Wiss.*, **3**: 1509–1525, 9 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- MATTHES, S. (1978): Der kristalline Spessart. — *Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **60**: 65–78, 4 Abb.; Stuttgart.
- MATTIAT, B. (1960): Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacken. — *Beitr. Min. Petrogr.*, **7**: 242–280, 17 Abb., 14 Tab.; Heidelberg.
- MEISCHNER, D. (1971): Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the river Rhine. In: *Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook to Excursions, VIII Intern. Sed. Congress*, 9–43, 19 Abb.; Frankfurt/Main.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. — 303 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MÜNZNER, H., & SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): Das Sehenschnittverfahren — Eine Methode zur Bestimmung der Korngrößenverteilung klastischer Sedimentgesteine aus Dünnschliffen. — *Heidelb. Beitr. Min. u. Petrogr.*, **3**: 456–471, 2 Abb.; Heidelberg.

- MURAWSKI, H. (1965): Der Spessart als Teilgebiet der Mitteldeutschen Schwelle. — *Geol. Rdsch.*, **54**: 835–852, 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- MUTTI, E. (1977): Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). — *Sedimentology*, **24**: 107–131, 17 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- NEUMANN, W. (1966): Versuch eines lithostratigraphischen Vergleichs von Grundgebirgsausschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. — *Geologie*, **15**, 8: 942–962, 6 Abb.; Berlin.
- OKADA, H. (1971): Classification of sandstone: Analysis and Proposal. — *J. Geol.*, **79**, 5: 509–525, 7 Abb., 3 Tab.; Chicago.
- OLSZAK, G., & THIERBACH, H. (1977): Paläotektonische Strukturen in Mitteleuropa im Übergangsbereich von Kontinent zu Ozean. — *Hall. Jb. Geowiss.*, **2**: 1–8, 5 Abb.; Leipzig.
- PAECH, H.-J. (1973): Zur Geologie des Gommern-Quarzites östlich Magdeburg. — *Z. geol. Wiss.*, **1**: 815–830, 9 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3**, 1: 385–422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1976): Zur Folge und Entwicklung der Tröge und Vortiefen im Gebiet des Rhein. Schiefergebirges und seiner Vorländer, vom Gedinne (Unter-Devon) bis zum Namur (Silesium). — *Nova acta Leopoldina*, 224/Bd. **45**: 45–58, 4 Abb.; Halle/Saale.
- & WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rhein. Schiefergebirges. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **8**: 469–493, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- PARKS, J. M. (1966): Cluster analysis applied to multivariate geologic problems. — *J. Geol.*, **74**: 703–715, 5 Abb., 8 Tab.; Chicago.
- PETTUJOHN, F. J. (1941): Persistence of Heavy minerals and Geologic Age. — *Journ. Geol.*, **49**: 610–625, 4 Abb., 2 Tab.; Chicago.
- (1957): *Sedimentary Rocks*. — 718 S.; New York (Harper & Broth.).
- PFEIFFER, H. (1971): Die variszische Hauptbewegung (sogenannte sudetische Phase) im Umkreis der äußeren Kristallinzone des variszischen Bogens. — *Geologie*, **20**, 9: 945–958, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- REICHSTEIN, M., & RUCHHOLZ, K. (1968): Lithologische und paläogeographische Entwicklung und Stratigraphie des Oberdevons und Dinants in der Umgebung der Mitteldeutschen Schwelle. — *XXIII. Intern. Geol. Congr.*, **9**: 9–19, 2 Abb.; Prag.
- PICKEL, W. (1937): Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms der Edertalsperre. — *Z. dt. geol. Ges.*, **89**: 233–280, 8 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- PILGER, A. (1957): Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und des Ruhrgebietes. — *Geol. Rdsch.*, **46**: 197–212, 3 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- PLESSMANN, W. (1961): Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. Untersuchungsergebnisse im Oberharzer Kulm und im westalpinen Flysch von San Remo. — *Geol. Jb.*, **78**: 503–566, 41 Abb.; Hannover.
- (1962): Über Strömungsmarken in Oberdevon-Sandsteinen des Sauerlandes. — *Geol. Jb.*, **79**: 387–398, 4 Abb.; Hannover.
- (1964): Turbidite in der rechtsrheinischen Geosynklinale. — *Developments in Sedim.*, **3**: 137–141; Amsterdam.
- POTTER, P. E., & PETTUJOHN, F. J. (1963): *Paleocurrents and basin analysis*. — 296 S.; Berlin (Springer).
- & SCHEIDECKER, A. E. (1966): Bed thickness and grain size: graded beds. — *Sedimentology*, **7**: 233–240, 3 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- PRASHNOWSKY, A. (1957): Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen im südlichen Rhein. Schiefergebirge. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **105**: 47–70, 5 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- PUCHER, R., & OSTWALD, J. (1974): Geomagnetische Messungen als Kartierungshilfe in der Nahemulde (Blatt 6210 Kirn). — *Geol. Jb.*, **E2**: 67–80, 6 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- PUSTOWALOFF, L. W. (1955): Über sekundäre Veränderung der Sedimentgesteine. — *Geol. Rdsch.*, **43**, 2: 535–550; Stuttgart.

- PUTTRICH, I., & SCHWAN, W. (1974): Die Probleme der Paläogeographie und die Faziesausbildung in der Hörre-Gommern-Zone, speziell am Acker-Bruchberg (Harz). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **146**, 3: 347–384, 4 Abb.; Stuttgart.
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- (1959): Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dillmulde. — Z. dt. geol. Ges., **110**: 629–633; Hannover.
- RABITZSCH & GRÜGER (1968): Schwermineralanalytische Untersuchungen an Grauwacken des Harzes. — Hercynia., N.F., **5**: 373–384, 3 Abb.; Leipzig.
- REIMER, T. O. (1972): Diagenetic Reactions in early Precambrian Graywackes of the Barberton Mountain Land (South Africa). — Sed. Geol., **7**: 263–282, 7 Abb.; Amsterdam.
- REINECK, H.-E. (1974): Vergleich dünner Sandlagen verschiedener Ablagerungsbereiche. — Geol. Rdsch., **63**, 3: 1087–1101, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- REUTER, F. (1964): Die regionalgeologische Stellung der Flechtingen-Roßlauer Scholle. Geologie, Bh. **40**: 1–66, 14 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- RICHTER, D. K., & ZINKERNAGEL, U. (1975): Petrographie des „Permoskyth“ der Jaggl-Plawen-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden-Lumineszenz-Untersuchungen. — Geol. Rsch., **64**, 3: 783–807, 11 Abb., 8 Farbfot., 2 Taf.; Stuttgart.
- RÖSLER, H. J., & WERNER, C. D. (1978): Zur stofflichen Entwicklung und strukturellen Stellung variszischer Initialmagmatite in Mitteleuropa. — Z. geol. Wiss., **6**: 967–983, 8 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- RÜCKLIN H. (1938): Strömungs-Marken im Unteren Muschelkalk des Saarlandes. Senckenbergiana lethaea, **20**: 94–114, 12 Abb.; Frankfurt a.M.
- SADLER, P. M. (1975): Greywacke deposition in the late Lower Carboniferous of the Edersee area. — Unveröff. Ber. des SFB 48; 15–20; Göttingen.
- SANDBERG, C. A. (1976): Conodont biofacies of Late Devonian *Polygnathus styriacus* Zone in western United States, in: BARNES, C. R. (ed.), Conodont paleoecology. — Geol. Assoc. Canada Spec. Paper **15**: 171–186, 2 Taf.; Ottawa.
- & ZIEGLER, W. (1979): Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian *styriacus*-Zone, United States and Germany. — Geologica et Palaeontologica, **13**: 173–212, 2 Abb., 7 Taf.; Marburg/Lahn.
- SCHERP, A. (1963a): Vorschlag einer Nomenklatur tonig-sandiger Sedimentgesteine nach vorwiegend makroskopischen Kennzeichen, entwickelt unter besonderer Berücksichtigung der Gesteine des Oberen und Mittleren Siegen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **116**: 199–222, 10 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- (1963b): Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 und ihre Diagenese in Abhängigkeit von der Teufe. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 251–282, 1 Abb., 6 Taf.; Krefeld.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1921): Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevons. Z. dt. geol. Ges., **73**: 137–223, 4 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. dt. geol. Ges., **77**: 226–234, 3 Abb.; Berlin.
- (1926a): Der Kellerwaldquarzit — eine Fazies des Unterkarbons. — Z. dt. geol. Ges., **77**: 201; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1933): Der Kellerwaldquarzit mit einer Beschreibung seiner Fauna und der aus der Tanner Grauwacke. — Geol. u. paläont. Abh., N.F., **19**: 297–349; Jena.
- (1937): Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges., **88**: 680–686, 5 Abb.; Berlin.
- (1962): Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands. — Symposium Silur/Devon-Grenze, **1960**: 224–230, 4 Abb.; Stuttgart.
- SCHÖNENBERG, R., mit einem Beitrag von GIESE, D. (1956): Oberdevonische Tektonik und kulmischer Magmatismus im nordöstlichen Dilltrog. — Geol. Jb., **71**: 595–616, 12 Abb.; Hannover.
- SCHRÖDER, P. (1978): Schwer- und Leichtminerale (einschließlich Kathodenlumineszenz) von Pleistozänsanden sowie Sandsteinen des Malm und der Unterkreide Norddeutschlands. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Bochum, 71 S., 19 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Bochum.

- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklijalablagerungen im Rhenohertzynikum. — Diss., 86 S., 15 Abb., 33 Tab., Probenverzeichnis; Göttingen.
- SCHUMANN, A. (1948): Beiträge zur Schwermineralanalytik. — Fortschr. Min., **27**: 79–106, 8 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- SCHWAN, W. (1967): Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Faziesbildung der Hörre-Gommern- und Tanner Systeme. — Erlanger geol. Abh., **65**: 1–70, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Erlangen.
- SEILACHER, A. (1967): Bathymetrie of Trace fossils. — Marine Geol., **5**: 413–428, 4 Abb., 2 Taf.; Amsterdam.
- SIBLEY, F. O., & BLATT, H. (1976): Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarara orthoquartzite. — J. Sed. Petrol., **46**, 4: 881–896, 8 Abb.; Menasha.
- STADLER, G. (1963): Die Mineralführung der Klüfte in der Bohrung Münsterland 1. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 293–304, 1 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STIBANE, F. (1959): Zur Geologie in der nordöstlichen Dillmulde. Das Bottenhorner Becken. — Z. dt. geol. Ges., **111**, 2: 323–365, 17 Abb.; Hannover.
- STOPPEL, D. (1961): Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **34**: 114 S., 21 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- Stratigraphische Richtlinien (1977): Code Committee der Stratigraphischen Kommission der DUGW. — Newsl. Stratigr., 6 (3): 131–151; Berlin-Stuttgart.
- TAYLOR, J. M. (1950): Pore space reduction in sandstones. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **34**: 701–716, 3 Abb., 4 Tab.; Tulsa, Oklahoma.
- TOWE, K. M. (1962): Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. — J. Sed. Petrol., **32**: 26–28; Menasha.
- TRÖGER, W. E. (1955): Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. — In: FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, **4**, 1: 51–319; Frankfurt a. M. (Umschau-Verlag).
- (1969/1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — T. 1 Bestimmungstabellen und T. 2 — Textband; Stuttgart (Schweizerbart).
- TURNIT, P. (1967): Morphologie und Entstehung diagenetischer Druck-Lösungserscheinungen. — Geol. Mitt., **7**: 173–204, 29 Abb.; Aachen.
- URBAN, H. (1954): Röntgenkartei zur Bestimmung von Ton- und Sedimentmineralen. — Opusc. Min. et Geol. V., 1–37, 3 Abb., 50 Taf.; Kettwig.
- WACHENDORF, H. (1965): Wesen und Herkunft der Sedimente des Westfälischen Flözleeren. — Geol. Jb., **82**: 705–754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- WALGER, E. (1965): Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. — Geol. Rdsch., **54**: 976–1002, 11 Abb.; Stuttgart.
- WALKER, R. G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. — J. Sed. Petrol., **37**, 1: 25–43, 11 Abb., 3 Taf.; Menasha.
- WALLISER, O. H. (1977): Probleme der geotektonischen Einordnung der Varisziden. Z. angew. Geol., Bd. **23**, 9: 459–463; Berlin.
- WALTAU, E. K. (1967): The sequence of internal structures in turbidites. — Scott. Journ. Geol., **3**, 2: 306–317, 1 Abb., 2 Tab.; Edinburgh.
- WATZNAUER, A. (1964): Stratigraphie und Fazies des Erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums. — Geol. Rdsch., **54**, 853–860, 1 Taf.; Stuttgart.
- WEYL, R. (1949): Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineralvergesellschaftungen. — Erdöl u. Kohle, **2**: 221–224, 3 Abb.; Hamburg.
- WHETTEN, J. T., & HAWKINS, J. W. Jr. (1970): Diagenetic Origin of Graywacke Matrix Minerals. — Sedimentology, **15**, 3/4: 347–361, 2 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Amsterdam.
- WITTIG, R. (1974): Tiefoberdevonische Grauwacken unter der Hessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 46–57, 3 Abb.; Wiesbaden.
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **141**: 222–257, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. (1957): Das südlich der Lahn gelegene Paläozoikum auf Blatt Marburg. — Dipl.-Arb., 78 S., 10 Abb.; Marburg/Lahn.
- (1958): Neue Kartierungsergebnisse aus dem Paläozoikum des Marburger Hinterlandes. — Z. dt. geol. Ges., **109**: 664–665; Hannover.

- ZIMMERLE, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete? — Geol. Rdsch., **61**, 1: 116–139, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- (1973): Fossil Heavy Mineral Concentrations. — Geol. Rdsch., **62**, 2: 536–548, 9 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1976): Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. — Geol. Jb., **A 27**: 91–305, Abb. 6–76, Tab. 6–10, Taf. 2–24; Hannover.
- (1977): Ein neues Oben- und Unten-Kriterium im Dünnschliffbereich. — Z. dt. geol. Ges., **128**: 217–219, 1 Taf., Hannover.
- ZIMMERLE, W., & OTTEMANN, J. (1971): Die kambrischen Quarzite von Opprebais (Belgien), ihre monazitführenden Quarz-Chlorit-Gänge und die geotektonische Bedeutung solcher Gangintrusionen im paläozoischen Sockel Westeuropas. (Mit einem Beitrag zur Bestimmung metamikter Minerale mit Hilfe der Elektronen-Mikrosonde). — N. Jb. Min., Abh., **114**: 109–135, 11 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ZINKERNAGEL, U. (1978): Quarzbilanz karbonischer und devonischer Sandsteine aus der Bohrung Münsterland 1 und einige Bemerkungen zur Quarzdiagnose. — Vortrag, geh. während der 68. Jahrestag. der Geol. Ver. am 7.3.1978; Münster.

Verwendete Geologische Karten:

- CORRENS, C. W. (1934): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Buchenau. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **272**: 46 S.; Berlin.
- KAYSER, E. (1907): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Ballersbach. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **101**: 71 S., 12 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- (1907): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Herborn. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **101**: 72 S., 3 Prof.; Berlin.
- (1907): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Oberscheld. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **101**: 128 S., 7 Abb., 15 Tab.; Berlin.
- (1915): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Marburg. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **212**: 49 S., 2 Taf.; Berlin.
- & PAECKELMANN, W. (1915): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Niederwalgern. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **212**: 61 S., 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- KEGEL, W. (1933): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Gladenbach. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **317**: 28 S.; Berlin.
- (1933): Erläuterungen u. Geologische Karte Bl. Rodheim. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **317**: 48 S., 5 Abb.; Berlin.
- RÖSING, F. (1960): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300000, 1. Aufl. — Hess. L.-Amt Bodenforsch.; Wiesbaden.

Anschrift des Verfassers:

Dr. REINER HOMRIGHAUSEN
Deutsche Texaco AG, Laboratorium für Erdölgewinnung
Industriestraße 1, 3101 Wietze

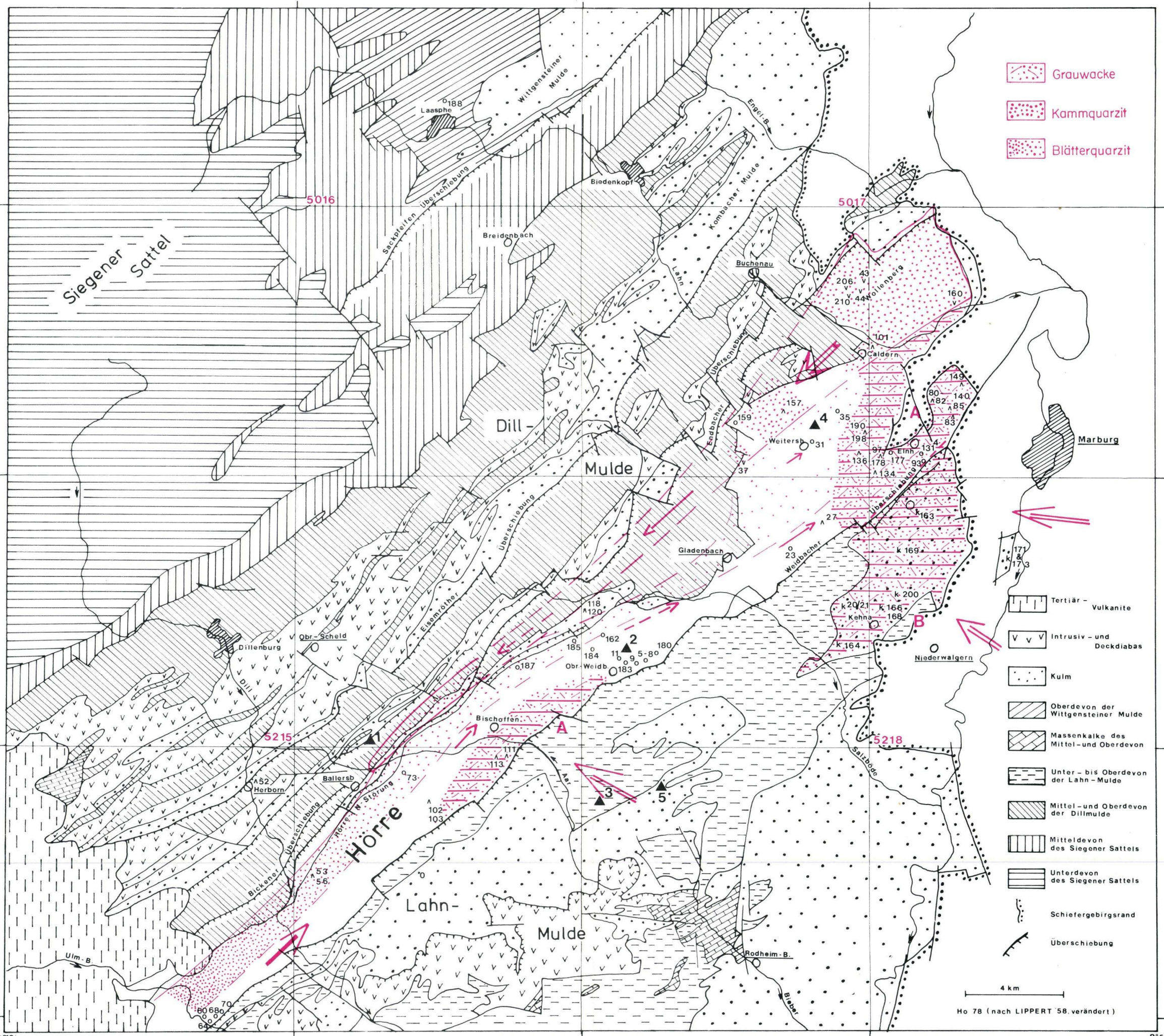
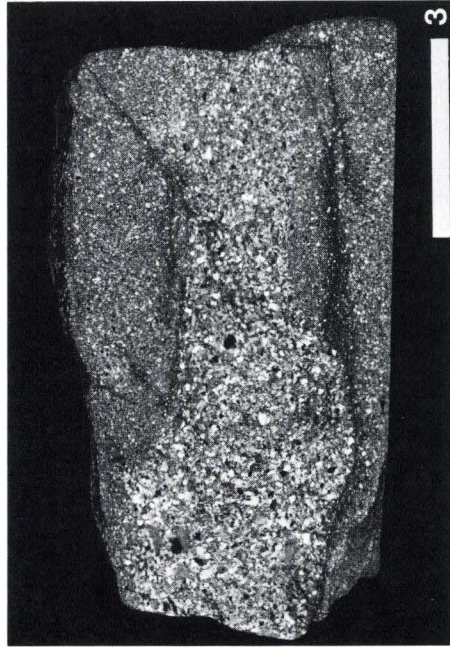
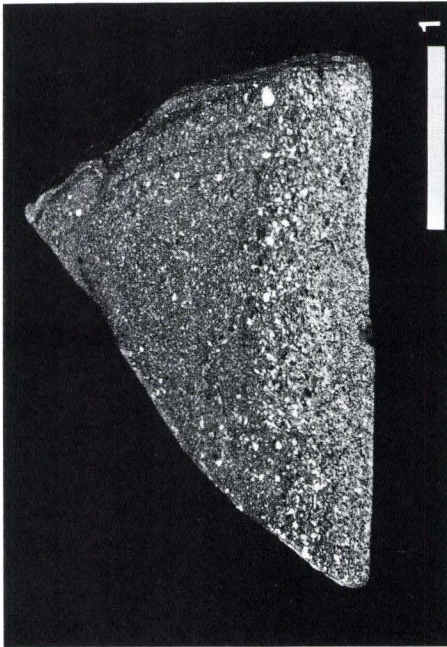
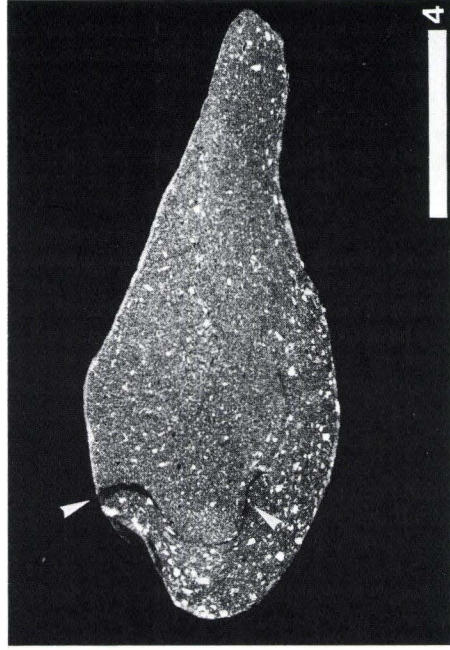
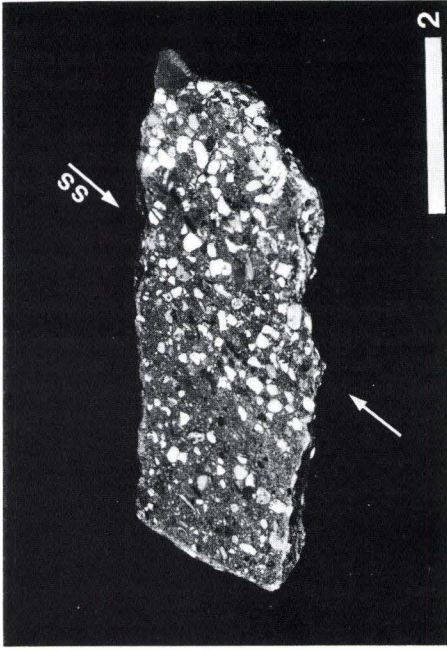


Abb. 16. Geologische Übersichtskarte der Hörre-Zone und angrenzender Gebiete, in der die im Text und in den Tabellen erwähnten Proben eingezeichnet sind: V - Kammquarzitproben, A - Unterkarbonische Grauwacken der Hörre-Zone, k - Kehnaer Grauwacken, o - Oberdevonische Grauwacken der Hörre-Zone und Blätterquarzite, ▲ - Lage der Profile, die in Abb. 15 dargestellt sind. Dazu sind die Verbreitungsgebiete folgender Lithofazies eingezeichnet: 1 - Verbreitung der Blätterquarzite in der Hörre-Zone (Pfeile zeigen die Schüttungsrichtung), 2 - Vorkommen von Kammquarzit (Pfeile zeigen die Schüttungsrichtung des Quarzmaterials), 3 - Vorkommen unterkarbonischer Grauwacken, A - Grauwacken der Elnhausen-Schichten, B - Kehnaer Grauwacke der Lahn-Mulde (Pfeile zeigen die Schüttungsrichtungen der Grauwacken).

Tafel 1–13

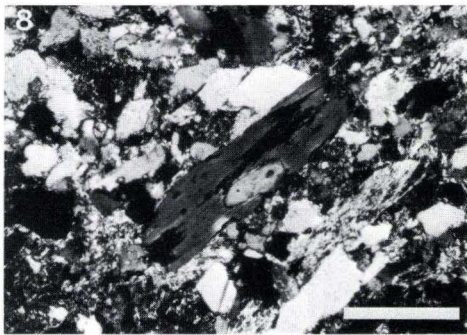
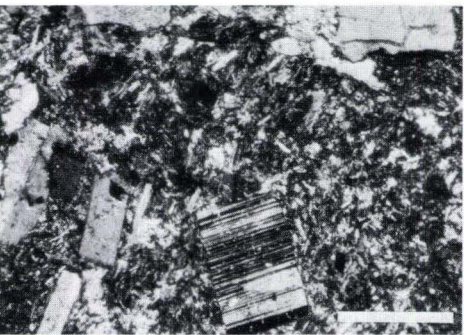
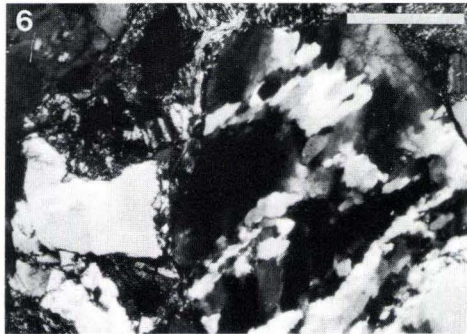
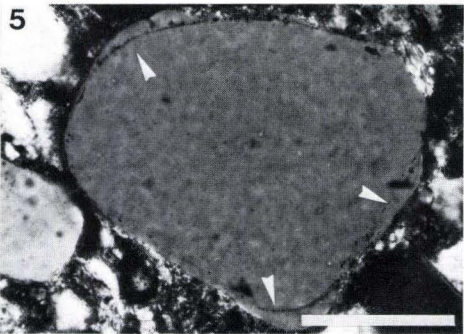
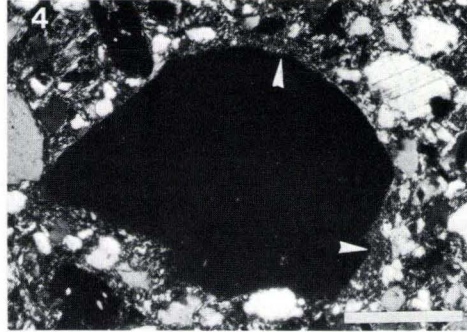
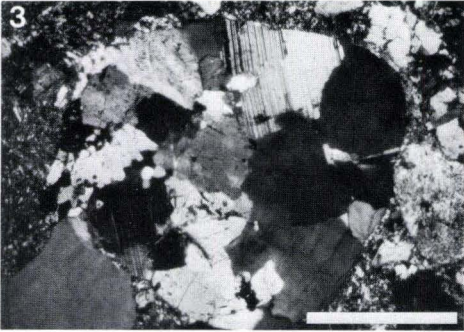
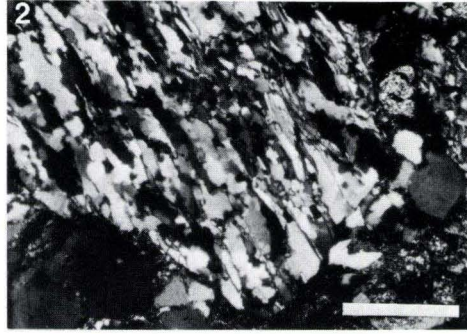
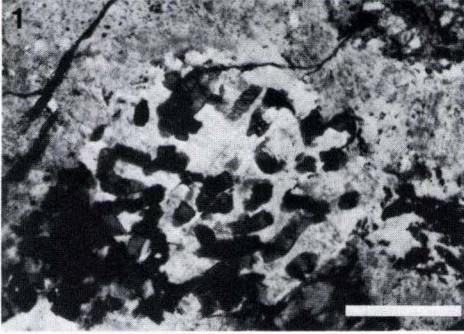
Tafel 1

- Fig. 1. Deutlich gradierte (modifizierter Gradierungstyp B, s. Kap. 3.5.2) mittelkörnige Grauwacke aus dem unteren Teil (basalen Teil) der Elnhausen-Schichten. Ho 101 (basale Grauwacke der Elnhausen-Schichten) Maßstab = 3,5 cm/Anschliff.
- Fig. 2. Konglomeratische Grauwacke aus den Elnhausen-Schichten; längliche Fragmente zeigen z.T. Einregelung in ss. Ho 81 (konglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten) Maßstab = 5,5 cm/Anschliff.
- Fig. 3. Ungleichmäßige Korngrößenverteilung in grobkörniger Grauwacke der Elnhausen-Schichten. Ho 143 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten) Maßstab = 4 cm/Anschliff.
- Fig. 4. Querschnitt durch einen völlig unsymmetrisch aufgebauten flute cast. Tonschiefermaterial aus der unterlagernden Schicht ist offensichtlich durch eine senkrecht zur Strömungsrichtung wirkende Kraft in die Sedimentstruktur „eingearbeitet“ worden (Pfeile). Entsprechend ist die Korngrößenverteilung und Regelung länglich geformter Komponenten angeordnet. Ho 146 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten) Maßstab = 6 cm/Anschliff.



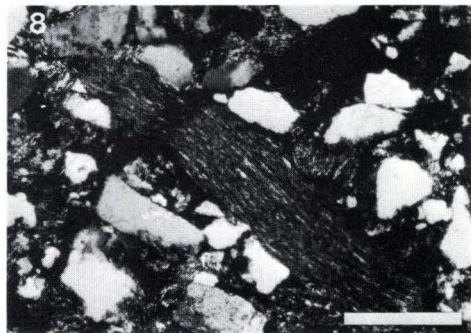
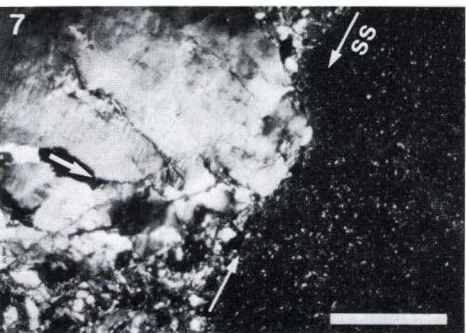
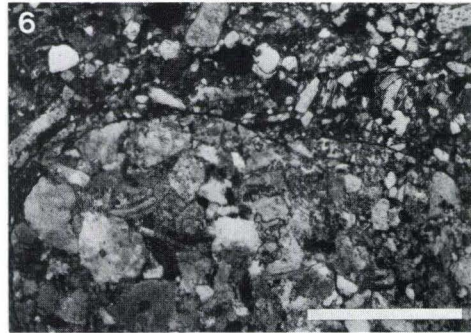
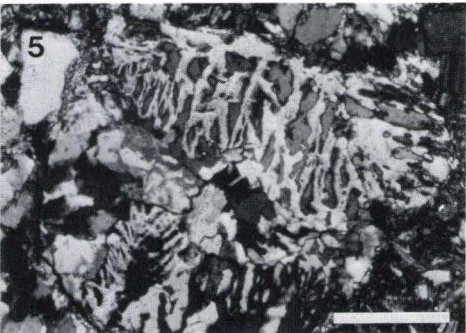
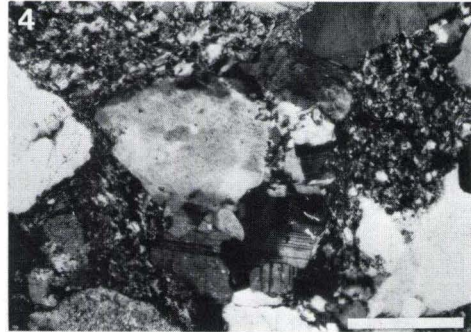
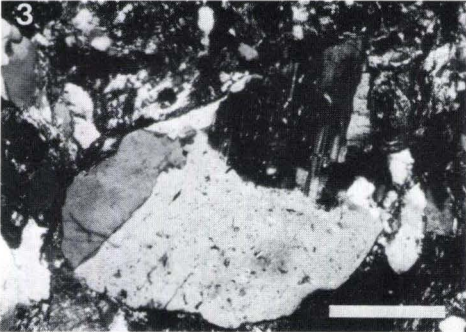
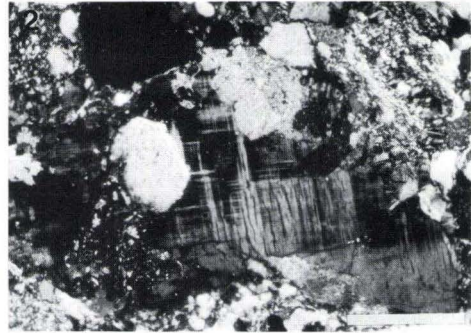
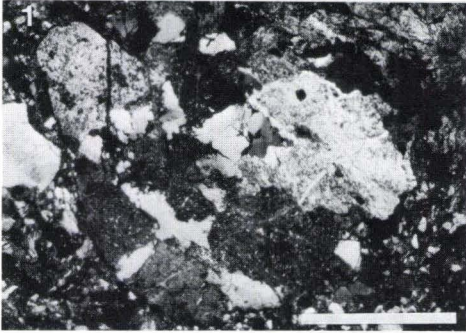
Tafel 2

- Fig. 1. Großes Quarzkorn mit Helminthstruktur (Chloritwalzen).
Ho 173 (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 300 μm , // Nicols.
- Fig. 2. Muskovit – Chlorit – Quarzitschieferbruchstück mit sehr stark verzahnten Kornkontakten.
Ho 171 (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 3. Gut gerundetes Granodiorit-Granitbruchstück mit panidiomorphem Gefüge der Quarze und Feldspäte.
Ho 173 (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 4. Ganz klares, einheitlich auslöschendes Quarzkorn mit relikrtartig erhaltener Rhyolithmatrix (Pfeile).
Ho 111 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 5. Gut gerundetem Quarzkorn haftet – durch einen Schmutzsaum erkennbar (Pfeile) – in einem älteren Sedimentgestein authigen gebildeter Quarzsaum an, der bereits wieder gut gerundet ist.
Ho 177 (sehr feinkörniges sandiges Gestein der Endbach-Schichten)
Maßstab = 100 μm , + Nicols.
- Fig. 6. Gerundetes, kataklastisches Quarzkorn.
Ho 168 (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 7. Nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwilligter Plagioklas als Einsprengling in Porphyrmatrix, der sich von Zwillingslamellen her umwandelt.
Ho 120/2 (Kulmgrauwacke der Dill-Mulde)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 8. Über 700 μm langes detritisches Chloritpaket in gleichkörniger mittelkörniger Grauwacke.
Ho 86 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.



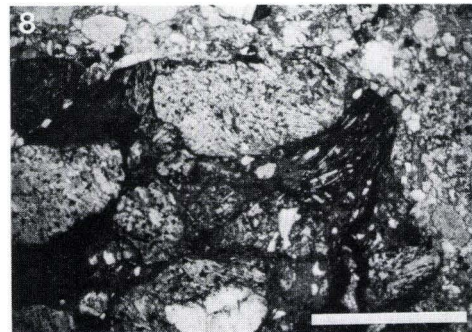
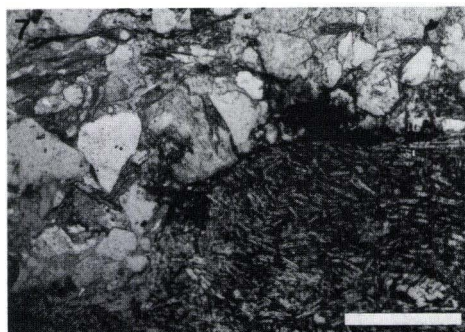
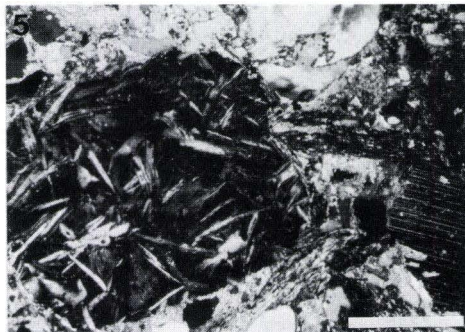
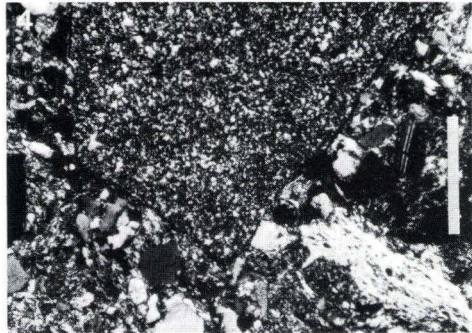
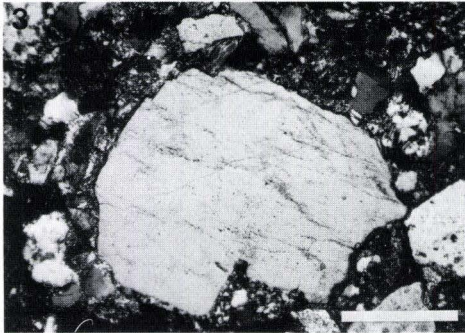
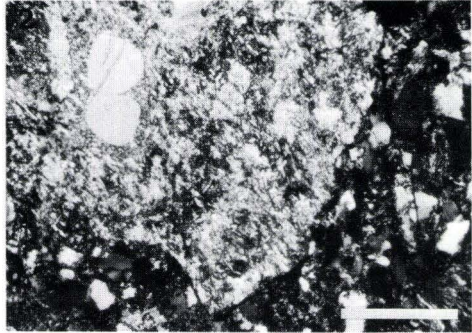
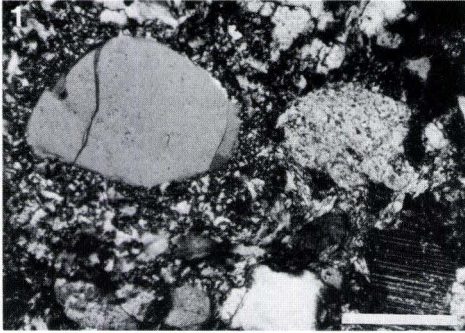
Tafel 3

- Fig. 1. Granitbruchstück mit stark sericitisierten Feldspäten.
Ho 80b (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 2. Mikroklin mit anderen sericitisierten Feldspäten verwachsen; randlich z.T. karbonatisiert.
Ho 147 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 µm, + Nicols.
- Fig. 3. Granit?-Bruchstück: Verwachsung eines sericitisierten Kalifeldspats, eines polysynthetisch verzwilligten Plagioklases und Quarz.
Ho 82 (konglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 µm, + Nicols.
- Fig. 4. Granitbruchstück: Pflastergefüge von Feldspäten und Quarz.
Ho 83 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 µm, + Nicols.
- Fig. 5. Schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Feldspat; das Bruchstück ist gut gerundet.
Ho 120/2 (Kulm-Grauwacke der Dill-Mulde)
Maßstab = 300 µm, + Nicols.
- Fig. 6. Großes, gerundetes Grauwackenbruchstück mit tonigem Belag auf den Korngrenzen.
Ho 80a (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 1 mm, // Nicols.
- Fig. 7. Dunkles, gerundetes Tonstein-Bruchstück wird durch mechanische Kompaktion von darüberliegendem Quarzaggregat „ingedellt“.
Ho 80e (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 100 µm, + Nicols.
- Fig. 8. Tonschiefer-Sericitschieferbruchstück, das bei der Kompaktion verbogen wurde.
Ho 82 (konglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 µm, + Nicols.



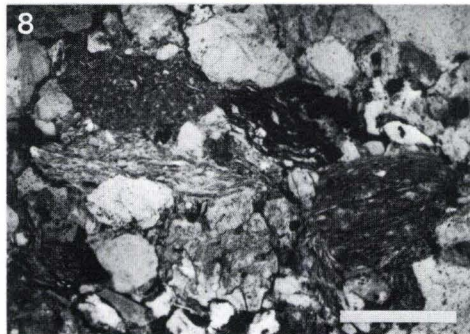
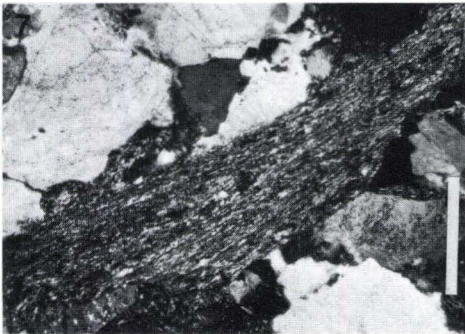
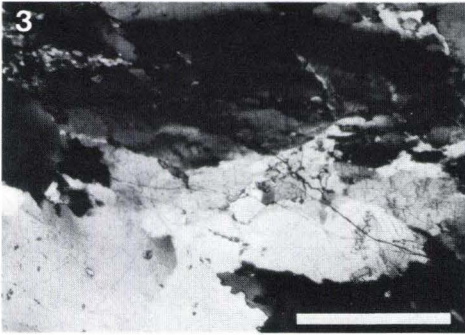
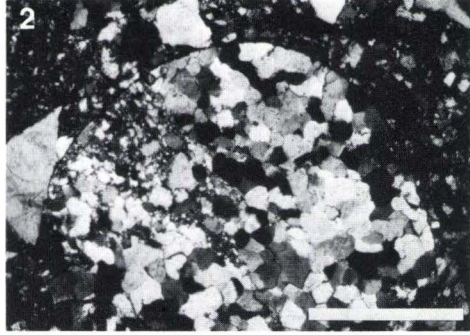
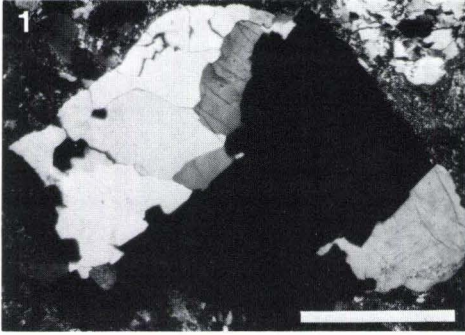
Tafel 4

- Fig. 1. Ganz klarer, einheitlich auslöschender, hypidiomorpher Quarzeinsprengling in feinkörniger Grundmasse.
Ho 118 (Kulm-Grauwacke der Dill-Mulde)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 2. Rhyolithbruchstück mit sehr klaren Quarzeinsprenglingen.
Ho 163a (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 3. Klares Quarzkorn als Vulkanitfragment erkennbar, da Matrixreste relikthaft erhalten sind.
Ho 169 (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 4. Subangulares bis gerundetes Bruchstück eines sauren Ergußgesteins – feinkörniger Matrixanteil.
Ho 169 (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 5. Teilweise schon chloritisiertes basisches Vulkanitbruchstück mit Intersertalgefüge.
Ho 97 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 6. Vulkanitbruchstück mit ausschließlich sphärolithischem Gefüge, z.T. vergrünt, stark erzimprägniert.
Ho 140 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 7. Fluidal gerichtetes Intersertalgefüge in gerundetem Vulkanitgeröll.
Ho 80e (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , // Nicols.
- Fig. 8. Ca. 2 mm große Vulkanit-Breccie; alle Bestandteile stark erzimprägniert.
Ho 80e (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 1 mm, // Nicols.



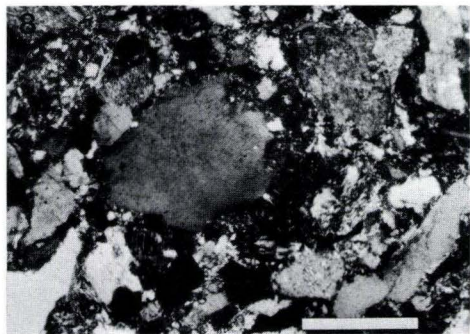
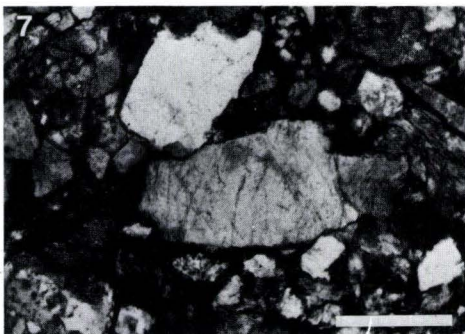
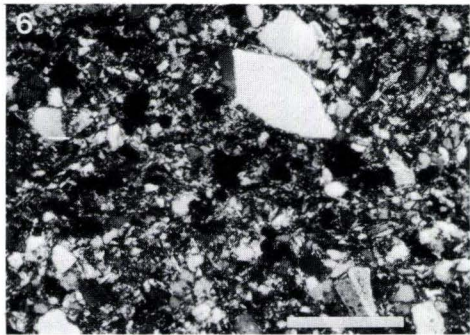
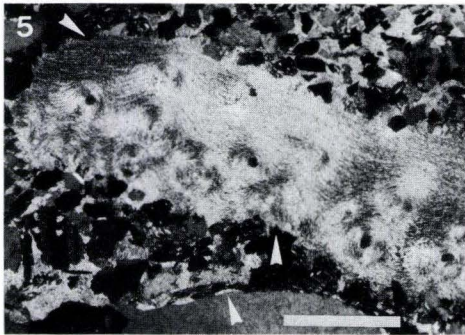
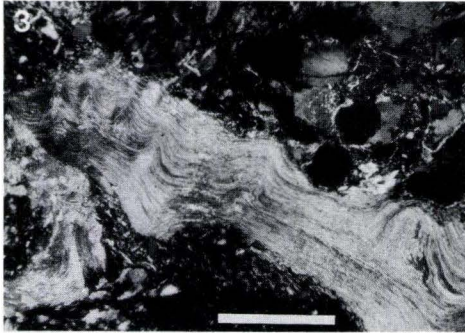
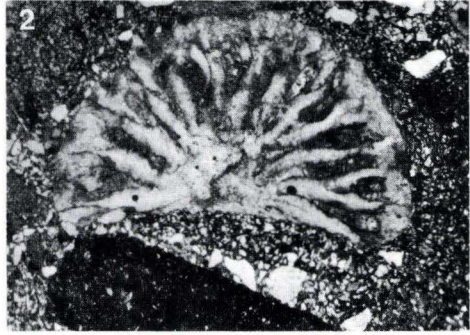
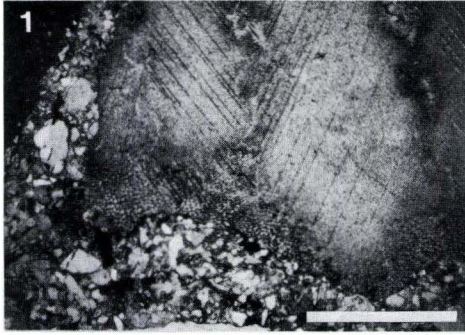
Tafel 5

- Fig. 1. Großes, gerundetes Quarzitbruchstück mit einheitlich auslöschenden Quarzen; ziemlich scharfe Korngrenzen.
Ho 173 (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 2. Ca. 2,5 mm großes, gut gerundetes Quarzitfragment; Pflastergefüge mit z.T. tonbelegten? Kornkontakten.
Ho 85 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 3. Mylonitisiertes Quarzitbruchstück mit intensivst verzahnten Korngrenzen und unterschiedlich starker undulöser Auslöschung.
Ho 200 (kleines Geröll aus der Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 4. Migmatischer Chlorit-Quarzit mit phlebitischer Textur.
Ho 81e (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μ m, + Nicols.
- Fig. 5. Chlorit-Muskovitquarzit mit z.T. recht großen Hellglimmern und undulös auslöschenden verzahnten Quarzkörner.
Ho 200 (kleines Geröll aus der Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 6. Muskovit-Augengneisfragment mit Feldspatporphyroblast in sonst nach sf-geregeltem Gefüge.
Ho 120/1 (Kulm-Grauwacke der Dill-Mulde)
Maßstab = 300 μ m, + Nicols.
- Fig. 7. Etwa 1,6 mm langes Phyllitbruchstück, gerundet.
Ho 136 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μ m, + Nicols.
- Fig. 8. Phyllit- und Glimmerschieferbruchstücke in mittelkörniger Grauwacke.
Ho 178 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μ m, // Nicols.



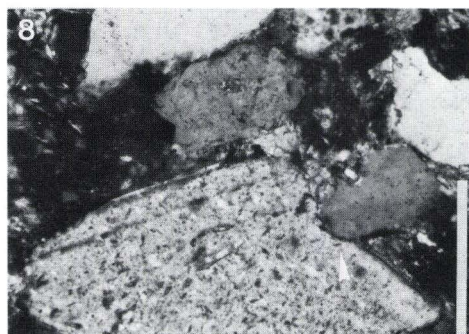
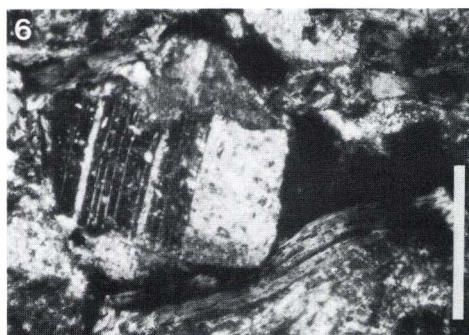
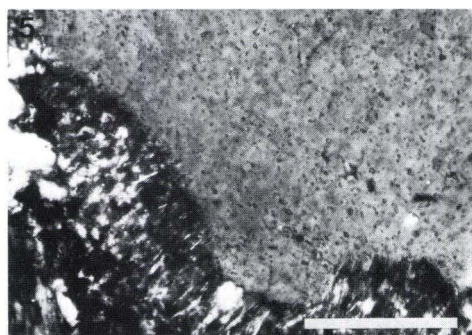
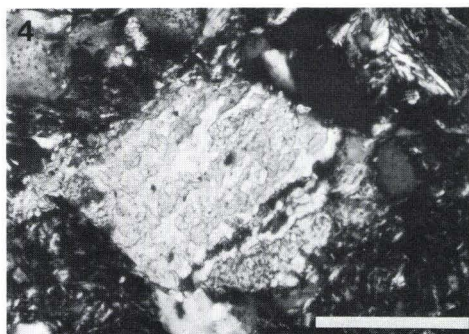
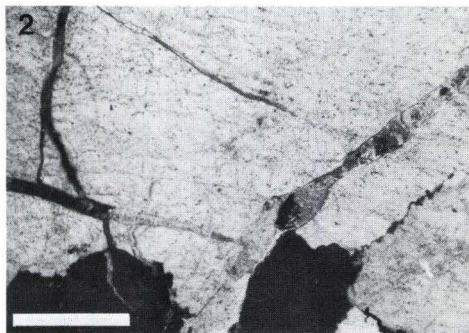
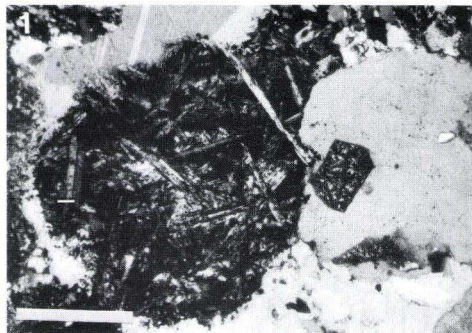
Tafel 6

- Fig. 1. Nicht vollständig umkristallisiertes Echinodermenbruchstück.
Ho 80e (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 1 mm, // Nicols.
- Fig. 2. Querschnitt einer rugosen Koralle, Septen z.T. zerbrochen, Interseptalräume mit detritischem Material gefüllt.
Ho 81b (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab: längster Durchmesser = 6 mm.
- Fig. 3. Biogenes Karbonatbruchstück, in dem Karbonatlagen in zwei entgegengesetzten Richtungen aufeinander gelagert sind.
Ho 98a (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μ m, + Nicols.
- Fig. 4. Biogene Karbonatbruchstücke mit lagiger Textur.
Ho 80f (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 5. Biogenes Karbonatbruchstück, an verschiedenen Stellen angelöst (Pfeile), und reichlich Karbonatzement (helle Substanz zwischen den dunklen detritischen Komponenten, Pfeil).
Ho 81d (feinkonglomeratische Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μ m, + Nicols.
- Fig. 6. Typisches Gefügebild einer oberdevonischen feldspatarmen Grauwacke; detritische Komponenten „schwimmen“ in Matrixmaterial, nur wenige Kornkontakte.
Ho 60 (feldspatarme Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Maßstab = 300 μ m, + Nicols.
- Fig. 7. Unregelmäßig verteiltes Matrixmaterial in einer unterkarbonischen Grauwacke. Punktförmige, flächige und konkav-konvexe Kornkontakte der größeren detritischen Komponenten.
Ho 111 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μ m, // Nicols.
- Fig. 8. Größeres Quarzkorn, randlich palisadenartig sericitisiert.
Ho 140 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μ m, + Nicols.



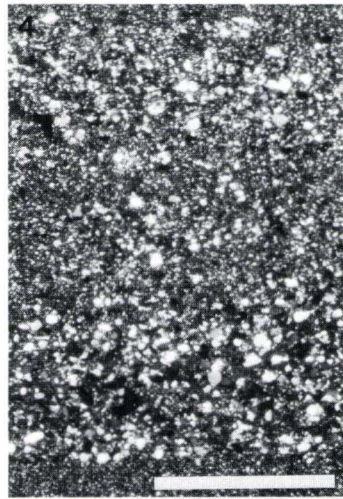
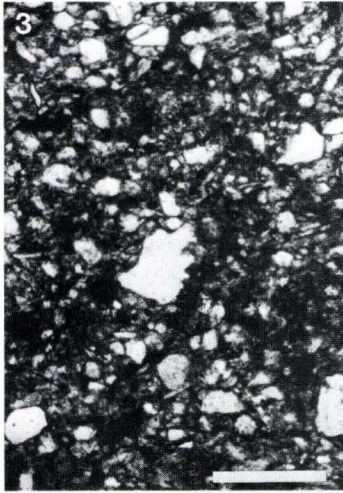
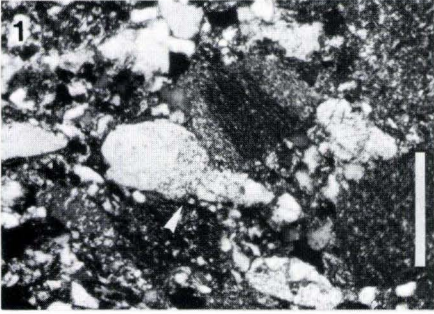
Tafel 7

- Fig. 1. Vulkanitgeröll mit Intersertalgefüge und Quarzkorn mit sericitisiertem Feldspat im Kern von karbonatischem Zement resorbiert – das Vulkanitgeröll stärker als der Quarz.
Ho 98a (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 2. Großes Quarzitkorn; Risse mit Karbonatzement „verheilt“.
Ho 80d (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 3. Quarzkorn durch die Kristallisation des von Rissen her eindringenden Karbonates „aufgerissen“ und Teile davon rotiert.
Ho 80f (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , // Nicols.
- Fig. 4. Nahezu völlig durch Karbonat verdrängter Quarzkristall.
Ho 190a (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 100 μm , + Nicols.
- Fig. 5. Diagenetisch gebildete „Sericitkrause“ an einem Quarzkristall.
Ho 140 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 100 μm , + Nicols.
- Fig. 6. Nach dem Albitgesetz verzwillingtes Plagioklaskorn (schon teilweise sericitisiert) deformiert durch mechanische Kompaktion ein darunterliegendes Biotitpaket.
Ho 134 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 100 μm , + Nicols.
- Fig. 7. Während der Kompaktion deformiertes und stellenweise opacisiertes Chloritpaket, das parallel ss eingeregelt war.
Ho 134 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , // Nicols.
- Fig. 8. Quarzkorn drückt sich mit einer tonbelegten Seite in darunterliegenden, stark sericitisierten Feldspatkristall.
Ho 142 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 100 μm , + Nicols.



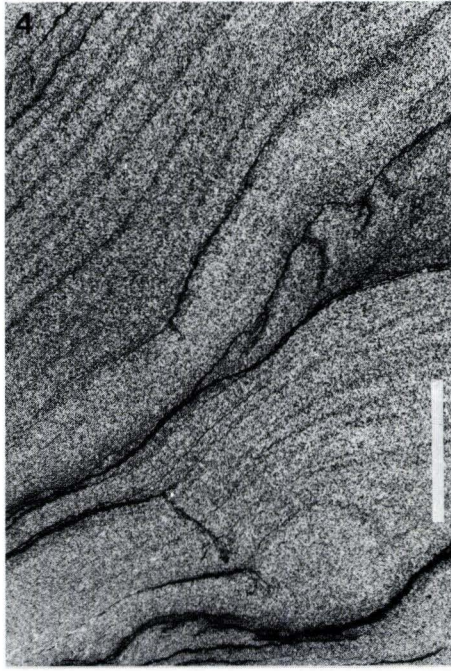
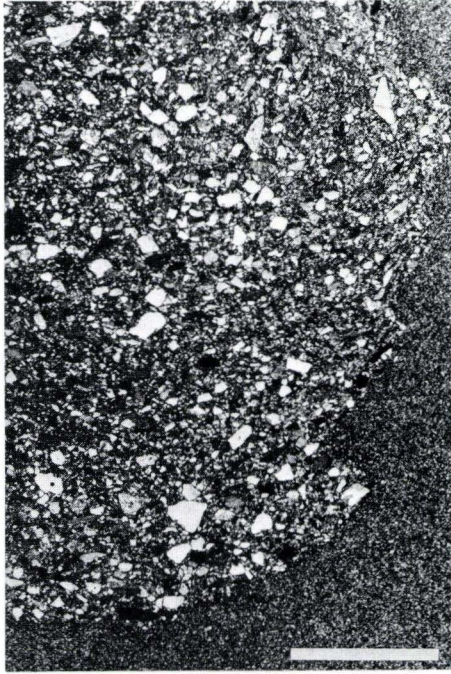
Tafel 8

- Fig. 1. Quarzitschieferbruchstück drückt punktförmig auf detritisches Feldspatkorn. In der Zone stärkster Druckbeanspruchung verstärkte Sericitisierung des Feldspatkornes (Pfeil).
Ho 157 (Grauwacke der Elnhausen-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 2. Ca. 800 μm lange Biotittafel in sonst wesentlich feinkörnigerem Grauwackenmaterial.
Ho 73 (feldspatarme Grauwacke aus dem oberen Teil der Ulmbach-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 3. Regellooses, unorientiertes Gefüge einer oberdevonischen Grauwacke, die einen sehr hohen Matrixanteil führt (dunkel; 35,4%).
Ho 11 (feldspatarme Grauwacke aus dem höheren Teil der Ulmbach-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 4. Rhythmische Wechsellagerung von sandig/siltigem und siltig/tonigem Material, größere Anteile nach oben hin abnehmend.
Ho 7a (feldspatarme Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 5. Gradierte Schichtung mit annähernd in ss eingeregelteten, im Querschnitt länglichen Komponenten von Quarz und Tonschiefer- oder Phyllitbruchstücken.
Ho 5 (feldspatarme Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Maßstab = 550 μm , // Nicols.
- Fig. 6. Feinsiltmaterial wird durch feinkörniges Grauwackenmaterial aufgeschleppt (Pfeil) und teilweise assimiliert.
Ho 8 (feldspatarme Grauwacke der Ulmbach-Schichten)
Maßstab = 600 μm , // Nicols.



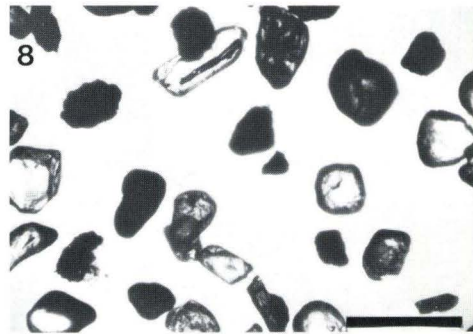
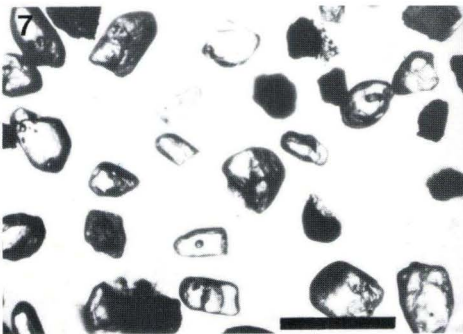
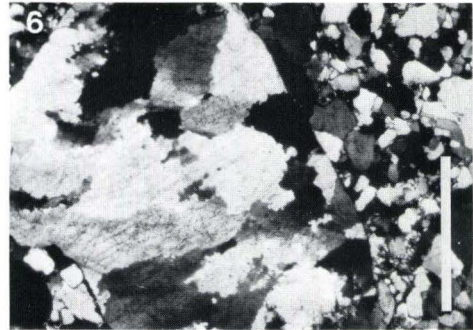
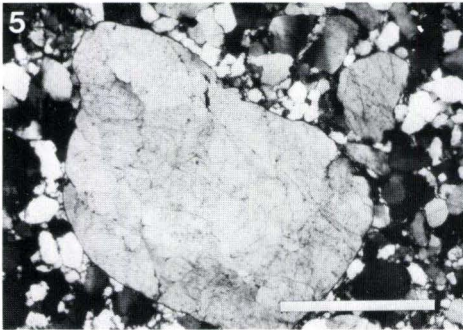
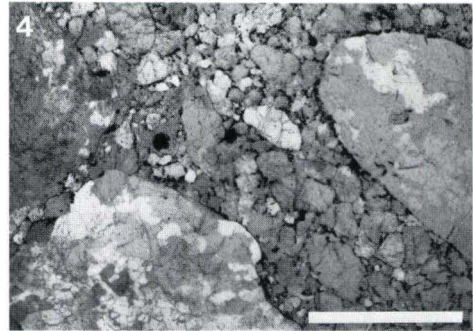
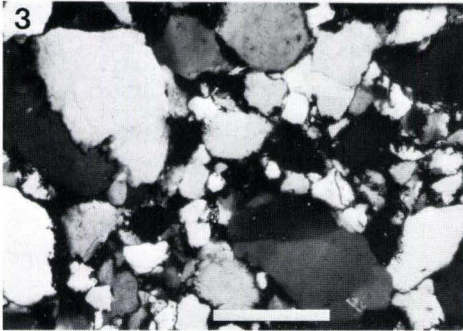
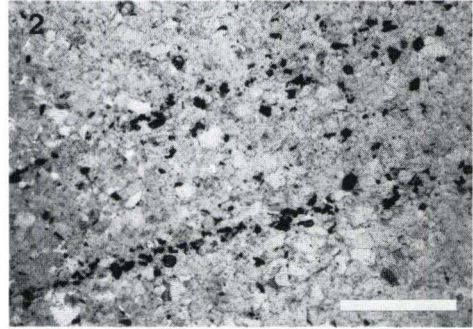
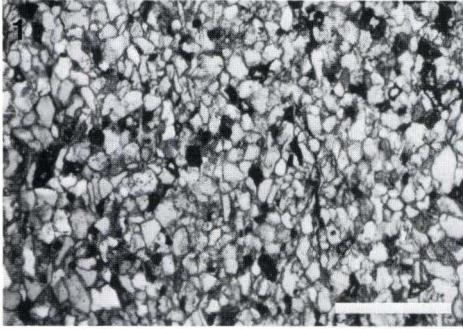
Tafel 9

- Fig. 1. Gradierte unterkarbonische Grauwacke; Gradierungstyp B (PETTJOHN 1957).
Ho 163a (Kehnaer-Grauwacke)
Maßstab = 2,5 mm, // Nicols.
- Fig. 2. Mittelkörniges, regelloses Grauwackenmaterial liegt unregelmäßig begrenzt in feinkörniger Grauwacke.
Ho 21 (Kehnaer Grauwacke)
Maßstab = 3,5 mm, // Nicols.
- Fig. 3. Anschliff eines Blätterquarzithandstückes – zu erkennen ist die unregelmäßige Verteilung von Glimmer- und Schwermineralanreicherungen (im Bild dunkel), die Drucklösungssuturen darstellen und zur Ausbildung des Lesesteins führten.
Ho 185 (Blätterquarzit der Endbach-Schichten)
Maßstab = 2,8 cm, Anschliff.
- Fig. 4. Gefüge eines wulstigen Blätterquarzites – neben dickeren Lagen von Drucklösungsrückständen (schwarz) auch dünnere, auffiedernde Lagen von Glimmern und Schwermineralen; daneben Gefügebereiche, in denen die Schwerminerale und Glimmer dispers verteilt sind.
Ho 185 (Blätterquarzit der Endbach-Schichten)
Maßstab = 4 mm, // Nicols.



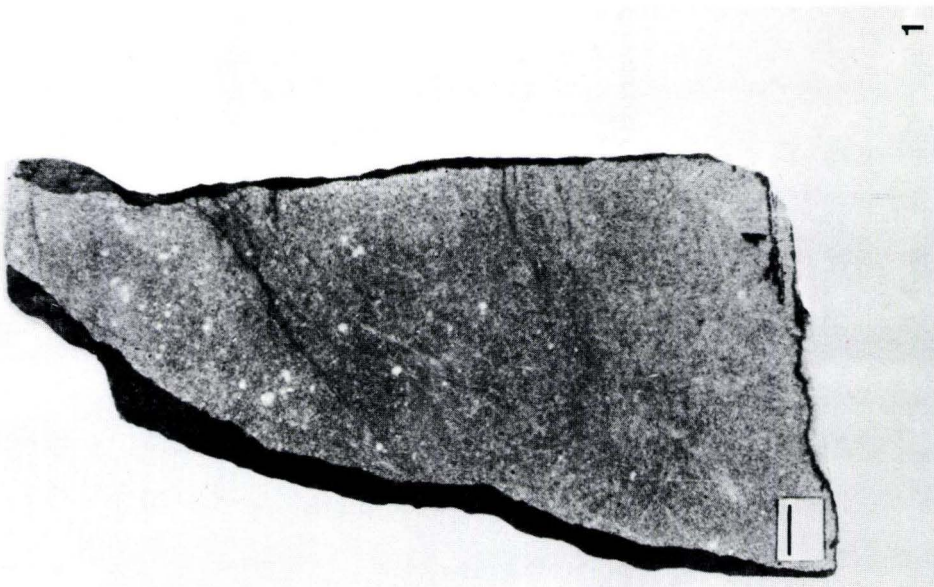
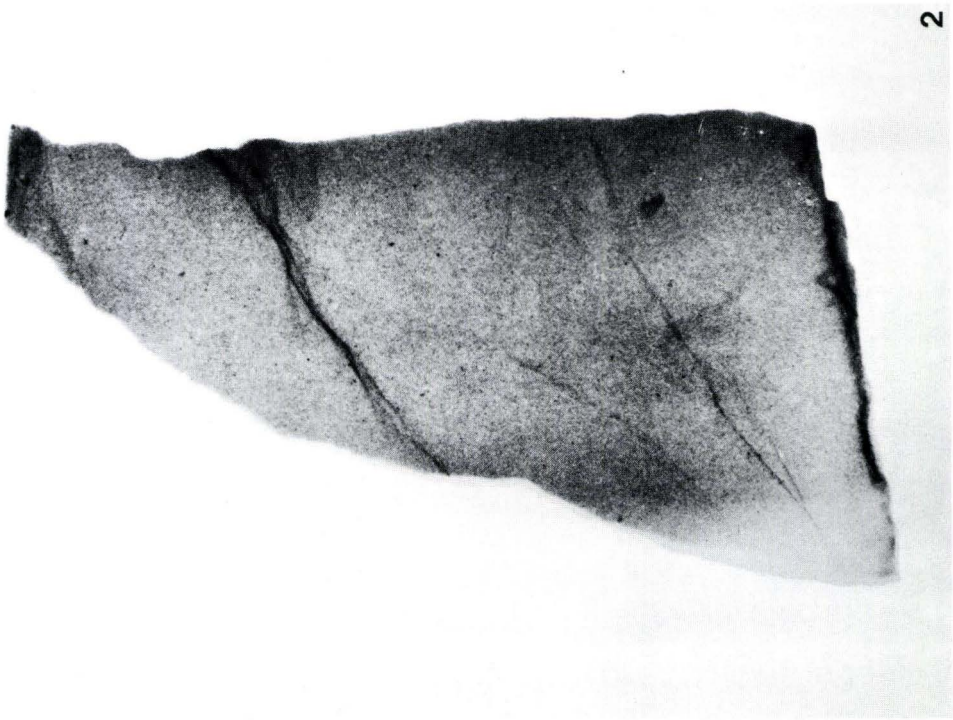
Tafel 10

- Fig. 1. Homogener feinkörniger Blätterquarzit mit dispers verteilten opaken und durchsichtigen Schwermineralen. Die Kornkontakte sind punktförmig, flächig und konkav – konvex.
Ho 184 (Blätterquarzit der Endbach-Schichten)
Maßstab = 300 μm , // Nicols.
- Fig. 2. Lagige Anreicherungen von durchsichtigen und opaken Schwermineralen in feinkörnigem matrixarmen Quarzit.
Ho 162 (Blätterquarzit der Endbach-Schichten)
Maßstab = 300 μm , // Nicols.
- Fig. 3. Gefügebild eines mittelkörnigen Kammquarzites; punktförmige, flächig und suturierte Kornkontakte erkennbar. Das graue Quarzkorn im SW des Bildes zeigt einen Turmalineinschluß.
Ho 43 (Kammquarzit)
Maßstab = 300 μm , + Nicols.
- Fig. 4. Gut gerundete, auf den Korngrenzen erzimprägnierte Quarzitfragmente in sonst relativ homogenem Kammquarzit.
Ho 210 (Kammquarzit, Wollenberg)
Maßstab = 1 mm, // Nicols.
- Fig. 5. Großes, ziemlich klares, gut gerundetes Quarzkorn in sonst gut sortiertem Quarzit.
Ho 206 (Kammquarzit, Wollenberg)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 6. Großes, gut gerundetes Quarzitfragment mit stark verzahnten Körnern in sonst gut sortiertem mittelkörnigem Quarzit.
Ho 206 (Kammquarzit, Wollenberg)
Maßstab = 1 mm, + Nicols.
- Fig. 7 u. 8. Schwermineralassoziation des Kammquarzites: neben opaken Mineralen nur Zirkon, Rutil und Turmalin, sämtlich gerundet bis gut gerundet (polyzyklisch).
Ho 44 (Kammquarzit, Wollenberg)
Maßstab = 300 μm , // Nicols.



Tafel 11

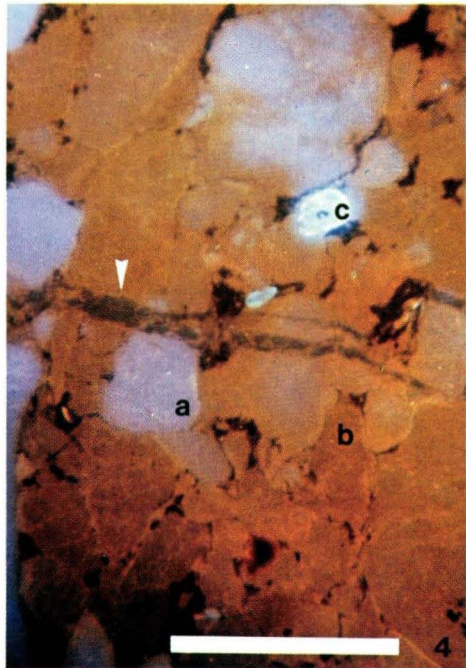
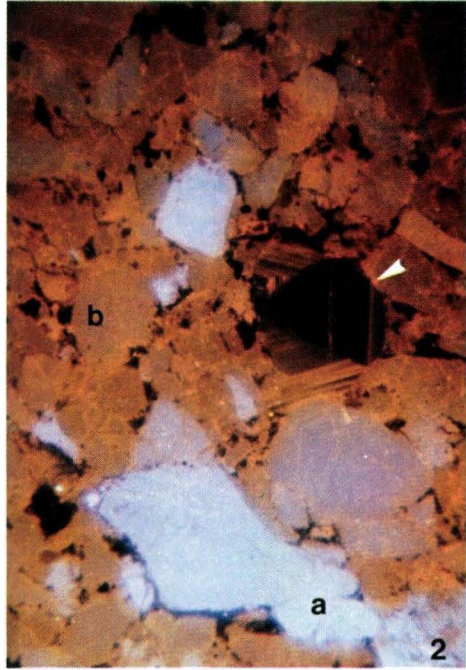
- Fig. 1. Normales Anschliffbild eines rötlichen Kammquarzites vom Wollenberg. Es gibt keine auffälligen Internstrukturen.
- Fig. 2. Röntgenphotographie desselben Stückes wie in Fig. 1. Auch in dieser Aufnahme fallen keine Internstrukturen auf.
Schwarzer Balken in Fig. 1 entspricht etwa 1 cm Länge im Handstück!



Tafel 12

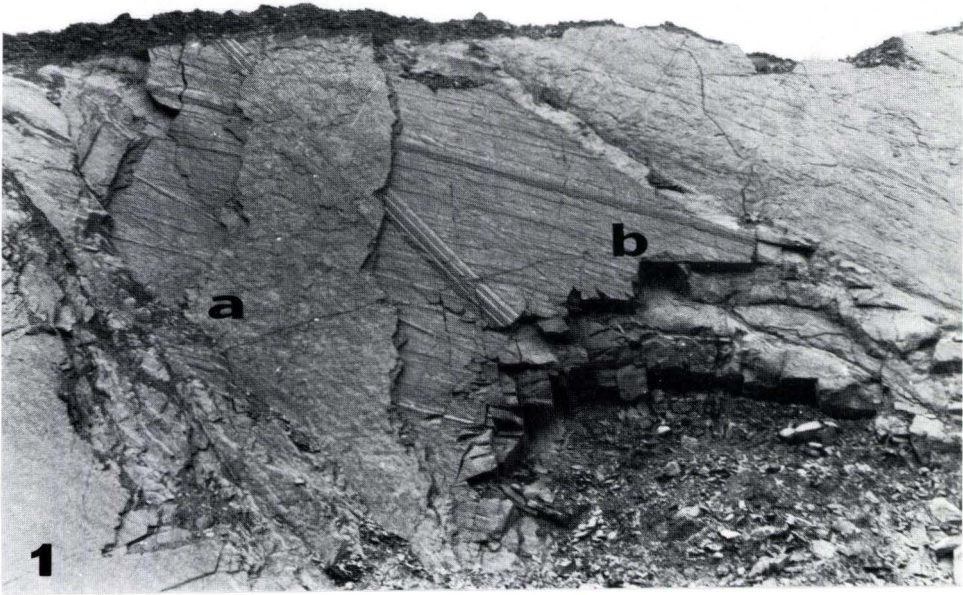
- Fig. 1 u. 2. Dünnschliffaufnahme und Kathodenlumineszenzbild eines makroskopisch rötlichen Kammquarzites.
a – schnell abgekühlte Quarze (magmatogen oder hochmetamorph gebildet)
b – niedermetamorphe oder langsam abgekühlte Quarze
Weißer Pfeil – hydrothermal gebildeter Kappenquarz
Maßstab s. Fig. 4.
Weitere Beschreibung s. Kap. 7.2.
- Fig. 3 u. 4. Dünnschliffaufnahme und Kathodenlumineszenzbild eines makroskopisch weißen Kammquarzites.
a u. b – siehe Beschreibung zu Fig. 2
c – Zirkonkristall
Weißer Pfeil – mit Quarz „verheilte“ Kluft
Maßstab = 400 µm.
Weitere Beschreibung s. Kap. 7.2.

Aufnahmen: ZINKERNAGEL, U.
Geol. Inst. der Ruhr-Univ. Bochum



Tafel 13

- Fig. 1. Schichtunterseiten von Grauwackenbänken der Elnhausen-Schichten: Schicht a zeigt load- und flute casts, Schicht b zeigt unterschiedlich deutlich ausgebildete und gerichtete groove casts. Längerer flute cast ca. 6 m lang.
- Fig. 2. Deutlich ausgebildete flute casts auf einer Schichtunterseite der Grauwackenfolge der Elnhausen-Schichten.

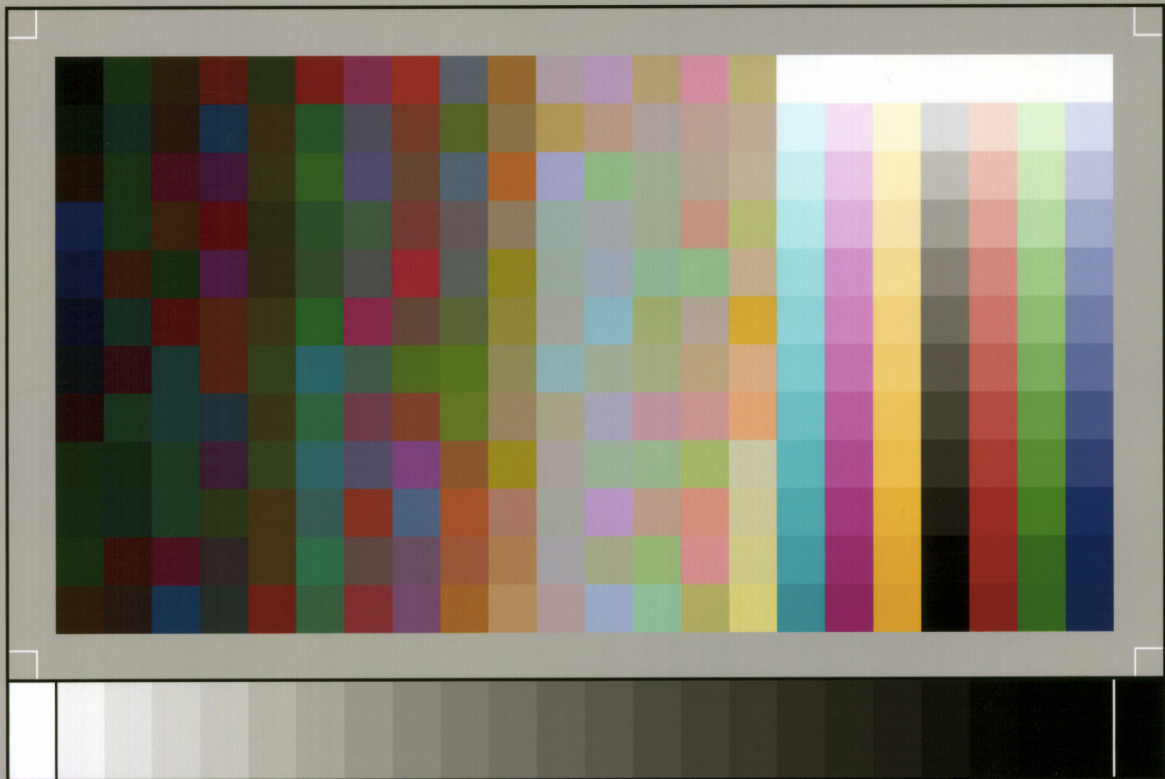


- 29: BAUER, G., u. a.: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf., DM 36, —.
- 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf., DM 8,60.
- 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., DM 8, —.
- 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf., DM 11, —.
- 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf., DM 14,80.
- 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf., DM 14, —.
- 35: MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab., DM 7,60.
- 36: STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf., DM 9, —.
- 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab., DM 6,80.
- 38: ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., DM 22,60.
- 39: MEISCHNER, KL.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf., DM 11,60.
- 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf., DM 9, —.
- 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., DM 12, —.
- 42: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf., DM 7,60.
- 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf., DM 7,60.
- 44: JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf., DM 12, —.
- 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf., DM 9,40.
- 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf., DM 7,60.
- 47: HÖLTING, B. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf., DM 5,60.
- 48: DIEDERICH, G., LAEMMLEN, M. & VILLWOCK, R.: Das obere Biebertal im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kte., DM 7,20.
- 49: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1—35, erschienen 1880—1914. 1965. 56 S., 1 Taf., DM 6,60.
- 50: ZAKOSEK, H., u. a.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas, DM 10, —.
- 51: MATTHES, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab., DM 10, —.
- 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus*?, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf., DM 11,20.
- 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab., DM 7, —.
- 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf., DM 5, —.
- 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf., DM 15, —.
- 56: HORST-FALKE-Festschrift. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild, DM 14, —.
- 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab., DM 11, —.
- 58: MATTHES, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf., DM 12, —.

- 59: SOLLE, G.: *Brachyspirifer* und *Paraspirifer* im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 20 Taf., DM 30, —.
- 60: HEINZ-TOBIEN-Festschrift. 1971. 308 S., 58 Abb., 12 Tab., 32 Taf., 1 Bild, DM 24, —.
- 61: WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. 1972. 159 S., 2 Abb., 21 Tab., DM 19, —.
- 62: BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). 1972. 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf., DM 16, —.
- 63: THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 1972. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf., DM 12, —.
- 64: STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusenammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. 1972. 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf., DM 21, —.
- 65: BOY, J. A.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). 1972. 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf., DM 17, —.
- 66: BARTH, H.: Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). 1972. 85 S., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf., DM 12, —.
- 67: KUSTER-WENDENBURG, E.: Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiärbeckens. 1973. 170 S., 8 Taf., DM 21, —.
- 68: NEUFFER, FR. O.: Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium) im Mainzer Becken. 1973. 113 S., 13 Taf., DM 25, —.
- 69: WALTER, H.: Hydrogeologie und Wasserhaushalt im oberen Horlofftal (westlicher Vogelsberg). 1974. 104 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf., DM 25, —.
- 70: AZIMI, M. A., HILALI, E.-A., HUSCHMAND, A., KRÜGER, H., PICKEL, H.-J., SCHARPFF, H.-J., SCHEWE, L., WAGNER, H.-R.: Beiträge zur Hydrogeologie von Hessen. 1974. 198 S., 60 Abb., 37 Tab., 2 Taf., DM 35, —.
- 71: BAHLO, E.: Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinhessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigraphische Stellung. 1975. 182 S., 43 Abb., 11 Tab., DM 25, —.
- 72: MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. 1975. 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil., DM 24, —.
- 73: GOLWER, A., KNOLL, K.-H., MATTHESS, G., SCHNEIDER, W., WALLHÄUSSER, K. H.: Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. 1976. 131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf., DM 20, —.

Geologische Abhandlungen Hessen

- 74: SOLLE, G.: Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. 1976. 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt., DM 45, —.
- 75: BOENIGK, W., et al.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. 1977. 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf., DM 16, —.
- 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlenlagers“ von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). 1977. 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf., DM 32, —.
- 77: SOBOŤHA, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quellschüttung während 20jähriger Beobachtungen in der Frankenberger Bucht (Hessen). 1978. 39 S., 17 Abb., 5 Tab., 6 Taf., DM 9, —.
- 78: JANSSEN, R.: Revision der Bivalvia des Oberoligozäns (Chattium, Kasseler Meeressand). 1979. 181 S., 1 Abb., 4 Taf., DM 33, —.



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0