

Geologische Abhandlungen Hessen

Band 80

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

**Stratigraphie, Sedimentologie und
Paläogeographie der Kieselkalke
im Unterkarbon II γ/δ bis III α des
nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges**

Von

WOLFGANG WITTEN

Göttingen

Mit 26 Abbildungen, 12 Tabellen und 4 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1979

Geol. Abh. Hessen	80	132 S.	26 Abb.	12 Tab.	4 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 Taxionomie 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 Neckarschwemmlern 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 reno-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, W.: 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: ZÜBELEIN, 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 80

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

**Stratigraphie, Sedimentologie und
Paläogeographie der Kieselkalke
im Unterkarbon II γ/δ bis III α des
nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges**

Von

WOLFGANG WITTEN

Göttingen

Mit 26 Abbildungen, 12 Tabellen und 4 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1979

Geol. Abh. Hessen	80	132 S.	26 Abb.	12 Tab.	4 Taf.	Wiesbaden 1979
-------------------	----	--------	---------	---------	--------	----------------

ISSN 0341 — 4043

Schriftleitung

Dr. ARNOLD RABIEN, ALBERT KARSCHNY

Hessisches Landesamt für Bodenforschung

Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

© 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.

Kurzfassung: Im Geosynklinal-Becken des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges werden im Unterkarbon II γ / δ — III α detritische Flachwasserkalke als Turbidite abgelagert. Als Haupt-Liefergebiete konnten drei Hochgebiete ermittelt werden, die in den Bereichen des Ostsauerländer Hauptsattels, des Latroper Sattels und der Korbacher Bucht gelegen haben müssen.

[Stratigraphy, Sedimentology and Paleogeography of the Siliceous Limestones in the Lower Carboniferous II γ / δ to III α of the Northeastern Rheinisches Schiefergebirge]

Abstract: Pelitic basin type sediments have been deposited in the geosynclinal belt region of the northeastern Rheinisches Schiefergebirge during the Lower Carboniferous II γ / δ to III α . The sequence of cherts, siliceous shales and shales measuring 35 — 40 m in thickness includes up to 500 layers of detrital carbonates. These follow above a regionally extensive conodont bearing tuff of the *anchoralis* zone, but have to be assigned to the Visean stage. The carbonate detritus consists predominantly of echinoderms, foraminifera, algae and bryozoans. Judging from their sedimentological characteristics these carbonates have been transported by turbidity currents. Within the area studied only the distal portion of the calcareous turbidites is represented.

On the basis of characteristic sequences the sections may be subdivided into zones which can be correlated. This indicates a genetically coherent development of the limestone turbidite sedimentation of this region.

Parameters characteristic of turbidites show a monotonous parallel isoline contour pattern. For all correlatable zones six areas of preferential limestone turbidite sedimentation (sedimentation complexes) could be outlined by means of isoline maps. The intensity of sedimentation is dependent on local and temporal variations.

Measurements of imbrication and cross-stratification substantiate these results.

Three areas have been determined as main source areas on the basis of the sedimentation complexes located in the vicinity of the Eastern Sauerland and the Latrop anticlinorium as well as the Korbacher Bucht. These areas must have been developed as highs prior to the Carboniferous.

The estimated mass balance of the limestone turbidites requires an average production area between 27 and 108 km² for each source area.

A possible connection with the siliceous limestone sedimentation in the western Sauerland (Hellefelder Kalk) must be rejected on the basis of comparisons of sedimentology and thickness.

The derivation of the siliceous limestones in the Attendorn-Elspe double synclinorium from the source areas in the Eastern Sauerland and Latrop anticlinorium is conceivable.

The various centers of carbonate production have been active at different times. They reflect thereby the kinetics of the geosynclinal belt.

Vorwort

Für die Vergabe des Dissertationsthemas, wertvolle Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskripts bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. O. H. WALLISER sehr herzlich.

Herr Dr. W. FRANKE, Herr Dr. W. ENGEL und Herr Dr. W. EDER haben besonderes Interesse am Fortgang der Arbeit gezeigt und in vielen Diskussionen zahlreiche Anregungen gegeben, wofür ich ihnen sehr dankbar bin.

Meinen besonderen Dank spreche ich Herrn N. HILDEBRAND aus für die Erstellung zahlreicher Dünnschliffe und Folienabzüge und für viele andere technische Arbeiten.

Ich bedanke mich auch herzlich bei Herrn H. BECKER für Schneidarbeiten, bei Herrn K. FABER für die Anfertigung röntgenographischer Diagramme und bei Herrn H. GRIMME, Herrn K. HÄPE und Herrn W. KLEINITZKE für photographische Arbeiten.

Herrn cand. geol. J. ADAM danke ich für die Erstellung von Rechenprogrammen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 48 diese Arbeit finanziert hat, bin ich zu großem Dank verpflichtet.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	7
1.1. Arbeitsgebiet und Aufgabe	7
1.2. Stand der Forschung	7
1.3. Definition einzelner Begriffe	10
1.4. Untersuchungsmethoden	10
1.4.1. Profilaufnahme	10
1.4.2. Profildarstellung	10
1.4.3. Isoliniendarstellung	11
1.4.4. Messung der maximalen Korngröße	11
1.4.5. Maximale Korngröße und Bankmächtigkeit	12
1.4.6. Dünnschliffe	12
1.4.7. Folienabzüge	12
1.4.8. Röntgenanalysen	12
1.4.9. Coulometrische Titration	12
1.4.10. Conodonten	13
1.5. Profile	13
1.5.1. Arbeitsgebiet	13
1.5.2. Attendorn-Elsper Doppelmulde	15
1.5.3. Hellefelder Kalk	15
1.5.4. Zahlenschlüssel	15
2. Stratigraphie	16
2.1. Biostratigraphie	16
2.2. Lithostratigraphie	24
2.2.1. Schichtenfolge	24
2.2.2. Vulkanismus	30
2.2.3. Problem der Kieselschieferbildung	31
3. Sedimentologische Betrachtung der Detrituskalke	32
3.1. Komponentenspektrum	32
3.2. Bankaufbau	36
3.2.1. Allgemeines	36
3.2.2. Internstrukturen	37
3.2.3. Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Beziehung	47
3.2.4. Dolomitisierung	47
3.2.5. Verkieselung	49
3.2.6. Sohlmarken	50
3.2.7. Sonstiges	50
3.3. Schlußfolgerungen	50
4. Auswertung	51
4.1. Profilvergleiche	51
4.1.1. Korrelation der Einzelprofile	51
4.1.2. Charakteristische Profilgruppen im Profil Beddelhausen I	51
4.1.3. Vergleich mit anderen Profilen	54
4.1.4. Folgerungen aus den Profilvergleichen	55
4.2. Isoliniendarstellung	61
4.2.1. Allgemeines	61
4.2.2. Parameter	62

4.2.2.1.	Kieselkalk-Horizont	62
4.2.2.2.	Parallelisierbare Bankgruppen	71
4.3.	Ergebnisse	74
4.3.1.	Allgemeines	74
4.3.2.	Kalkturbidit-Sedimentation	75
4.3.2.1.	„Erdbacher Kalke“	75
4.3.2.2.	Kieselkalk-Horizont	77
4.3.2.3.	Kieselige Übergangsschichten	77
4.3.3.	Entwicklung der Kalkturbidit-Sedimentation	82
5.	Schlußfolgerungen und Paläogeographie	85
5.1.	Sedimentationsraum	85
5.1.1.	Autochthone Sedimentation	85
5.1.2.	Kalkturbidit-Sedimentation	86
5.1.2.1.	Allgemeines	86
5.1.2.2.	Schüttungskomplex	86
5.1.2.3.	Einzelne Schüttungskörper	88
5.1.3.	Massenbilanz	90
5.1.3.1.	Aufschlußbereich	90
5.1.3.2.	Gesamte ursprüngliche Kalkturbidit-Sedimentation	91
5.1.4.	Diabas von Wellinghausen — Verbreitung und paläogeographische Einflüsse	91
5.1.4.1.	Verbreitung	91
5.1.4.2.	Kalk-Tuff-Turbidite	92
5.1.4.3.	„Doppel-Tuff“ und Äquivalente	94
5.1.4.4.	Kalkturbidite mit Sedifluktuationsmerkmalen	97
5.1.4.5.	Cephalopodenkalke bei Wellinghausen	97
5.1.5.	Paläomorphologie	98
5.2.	Liefergebiete	100
5.2.1.	Positionen	100
5.2.2.	Bildungsbedingungen	102
5.2.3.	Größenmodelle	103
5.2.4.	Diskussion	106
5.3.	Vergleiche mit altersäquivalenten Kalkturbidit-Sedimentationen in angrenzenden Gebieten	111
5.3.1.	Hellefelder Kalk	111
5.3.1.1.	Allgemeines	111
5.3.1.2.	Sedimentologie	112
5.3.1.3.	Komponentenspektrum	114
5.3.1.4.	Verbreitung der Kalkdetritus-Schüttungen	115
5.3.2.	Nordrand des Arbeitsgebietes	119
5.3.2.1.	Profil Messinghausen	119
5.3.2.2.	Profil Bredelar	119
5.3.2.3.	Profil Scharfenberg	120
5.3.2.4.	Raum im N des Briloner Sattels	120
5.3.2.5.	Profile Wehrstapel I und II	120
5.3.3.	Attendorn-Elsper Doppelmulde	121
5.4.	Modellvorstellung zur Kinematik	123
6.	Zusammenfassung	124
7.	Schriftenverzeichnis	126

1. Einführung

1.1. Arbeitsgebiet und Aufgabe

Im NE-Teil des Rheinischen Schiefergebirges streicht das Unterkarbon nur in einem schmalen Gürtel am N- und E-Rand aus, während es in den zentralen Bereichen des ostrheinischen Schiefergebirges — bis auf Vorkommen in der Attendorn-Elssper Doppelmulde — völlig abgetragen ist und weiter im E unter jüngerer Bedeckung liegt. Demzufolge fehlen auch genaue Kenntnisse über die großregionale paläogeographische Situation während des Unterkarbons. Dies trifft in besonderem Maße für die Kalke zu, die sich im Verlaufe des Unterkarbons II und III α in die pelagischen kieseligen Beckensedimente eingeschaltet haben und selbst in beträchtlichem Maße verkieselt sind: die zeitlichen Äquivalente des Erdbacher Kalkes (im folgenden „Erdbacher Kalke“ genannt) und die Kieselkalke. Sie nehmen nur einen untergeordneten Anteil an der Gesamtmächtigkeit unterkarbonischer Sedimente ein, sind aber, seitdem sie im Rahmen der Arbeiten des Sonderforschungsbereiches 48 „Erdkruste“ in Göttingen als detritische Kalke gedeutet werden (EDER et al. 1977, ENGEL et al. 1977), die offensichtlich durch Suspensionsströme in das Geosynklinal-Becken verfrachtet wurden, in paläogeographisch-geodynamischer Hinsicht interessant geworden. In engem Zusammenhang damit soll die Frage geklärt werden, ob die Kieselkalke am NE-Rand des Schiefergebirges eigenständige Liefergebiete — eventuell sogar bekannte ehemalige Riffe (Zusammenfassung in MEISCHNER 1971, KREBS 1971, 1974) — haben oder ob sie zu dem offensichtlich vom NW-Schelfrand stammenden Hellefelder Kalk gehören, dessen größte bekannte Mächtigkeit im Raum W und S Arnsberg liegen.

Abb. 1 zeigt die bekannte Verbreitung (Fazieskörper) detritischer Kalke (Kieselkalke) in den Beckensedimenten (Kieselschiefer-Fazies) im mittleren Unterkarbon (cd II γ / δ — cd III α_1). Das Arbeitsgebiet umfaßt den östlichen Bereich, der nicht eindeutig zum Hellefelder Kalk zu rechnen ist.

Außerhalb des Arbeitsgebietes wurden vergleichende Untersuchungen an Kieselkalken der Attendorn-Elssper Doppelmulde und im Hellefelder Kalk des westlichen Sauerlandes durchgeführt.

Im Unterkarbon des Kellerwaldes und des Dill- und Lahngbietes wurden durch Geländebegehungen die Literaturangaben überprüft. Zwar konnten einige wenige karbonathaltige helle Kieselschiefer-Bänke in der Dill-Mulde (LIPPERT et al. 1970: 290) und im nördlichen Kellerwald (KULICK 1973: 67) beobachtet werden, eindeutige Kalkdetritus-Bänke fehlen jedoch.

1.2. Stand der Forschung

Die lithostratigraphische Unterteilung des Unterkarbons im Rheinischen Schiefergebirge geht auf DENCKMANN (1902: 54, 1905: 555) zurück, der sie für Bl. 4611 Hohenlimburg aufgestellt hat. Seine Gliederung (vom Liegenden zum Hangenden) in Alaunschiefer, Lydite, den Horizont der Kieselkalke und die Kulm-Plattenkalke ist im Prinzip noch gültig. Damit tauchten auch zum erstenmal die Begriffe „Horizont der Kieselkalke“ —

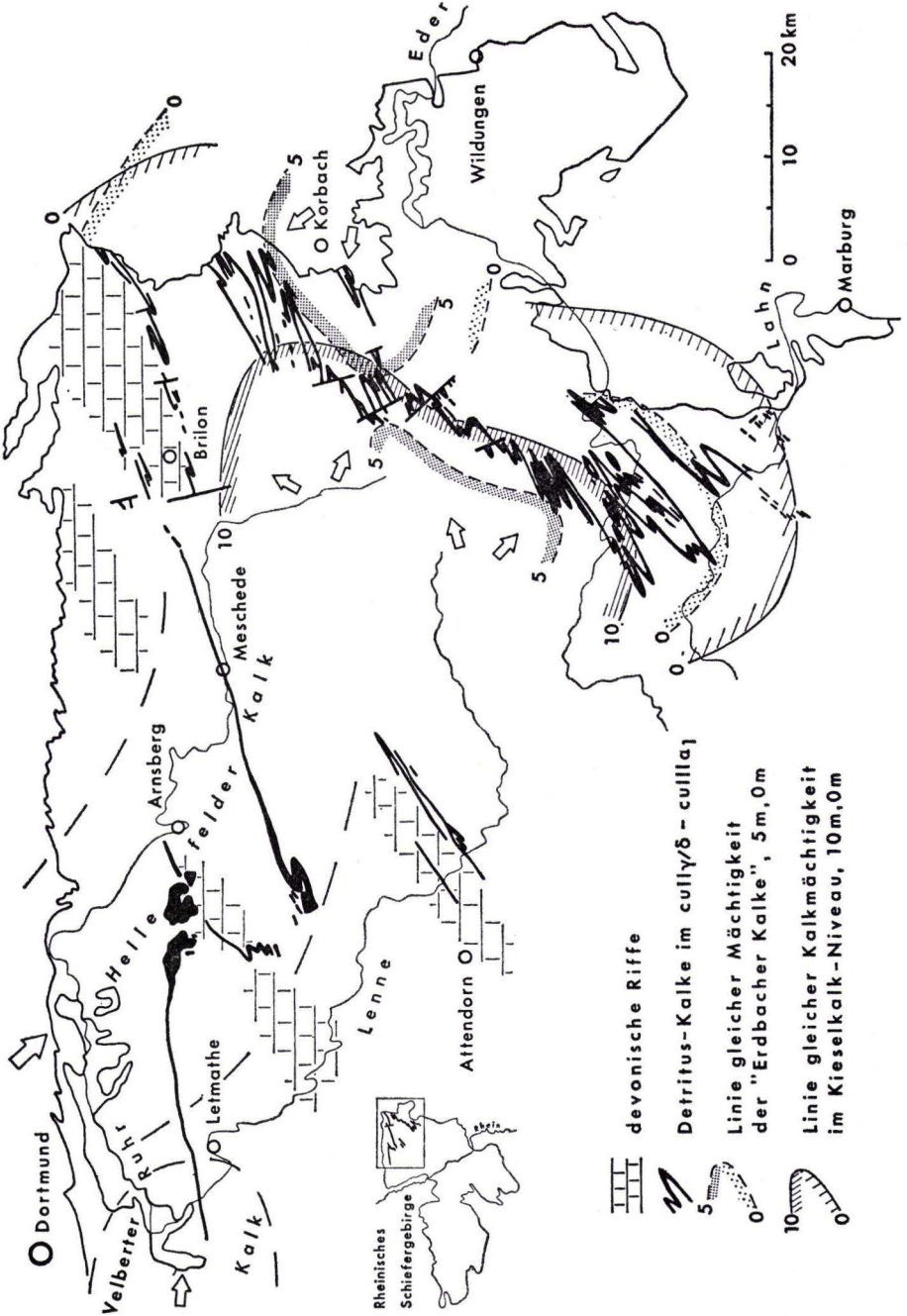


Abb. 1. Verbreitung der Detritus-Kalke im Unterkarbon II γ / δ bis III α ₁ des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges (modifiziert nach WITTEN, in EDER et al. 1977: Abb. A6; Positionen ehemaliger Riffe nach MEISCHNER 1971: Fig. 6).
Lineare Extrapolation d. 0-m-Linie aufgr. der Kalkmächtigkeiten benachbarter Profile.

später „Horizont der vorwiegenden Kieselkalke“ (DENCKMANN 1909: 42 ff.) — und „Lydit-Horizont“ (DENCKMANN 1909: 42 ff. u. Taf. 1) — später „Horizont der vorwiegenden Lydite“ (FUCHS 1911: 47) — auf. Der Begriff „Erbacher Kalk“ geht auf HOLZAPFEL (1889) zurück.

Eine ausführliche Behandlung der geschichtlichen Entwicklung der einzelnen Begriffe und ihre stratigraphische Bedeutung wurde von PAPROTH (1960 a) durchgeführt. Eine lithostratigraphische und paläogeographische Zusammenfassung findet sich bei PAPROTH (1960 b).

Eine eingehende Bearbeitung der Kieselkalke hat bislang noch nicht stattgefunden. In den Erläuterungen zu den einzelnen Blättern der GK 25 wurden lithologische Beschreibungen und stratigraphische Abgrenzungen angegeben, die mehr oder weniger übereinstimmen. Die Mächtigkeiten des Kieselkalk-Horizontes werden durchschnittlich mit etwa 20 — 30 m angegeben. GRUPE & PAECKELMANN (1936: 12) gehen auf Bl. 4519 Niedermarsberg sogar von 55 — 70 m aus. Die bisher ausführlichste und beste Bearbeitung der unterkarbonischen Kieselschiefer und Tuffe und einiger Kieselkalk-Bänke aus petrographischer Sicht wurde von HOSS (1957) durchgeführt, während das Verdienst der großregionalen stratigraphischen Erfassung und Korrelation der Kieseligen Übergangsschichten in erster Linie NICOLAUS (1963) zukommt.

In den derzeit vorliegenden Beschreibungen der Kieselkalke werden die einzelnen Kalkbänke meist nur als karbonatreiche Kieselschiefer, als „kieselige Sedimente mit gewissem Kalk-Gehalt“ (PAPROTH 1960 b: 4, 9) bezeichnet. Lediglich die wenigen relativ mächtigen Kalkbänke werden als „reine Kalke“ (REICH & SCHMIERER 1934: 16) angesprochen, da sie meist weniger stark verkieselt sind und nicht so enge Kontakte zu den jeweils hangenden und liegenden Kieselschiefern aufweisen, die dann als „kieselschieferartige Randzone“ (LEUTERITZ 1972: 99) erscheinen.

Auf die detritisch-turbiditische Natur der Kieselkalke wurde von EDER et al. (1977) und ENGEL et al. (1977) hingewiesen.

Der Kieselkalk des westlichen Sauerlandes, der Hellefelder Kalk (nach R. GAUGLITZ 1967: 9; s. Abb. 1), ist erheblich mächtiger ausgeprägt als der des Schiefergebirgs-Ostrand und bereits seit längerem als detritischer Kalk erkannt (PAPROTH 1960 b, R. GAUGLITZ 1967, HELMKAMPF 1969, MEISCHNER 1971).

Es handelt sich beim Hellefelder Kalk jedoch nicht bloß um eine Einschaltung von „Driftkalk“ (PAPROTH 1960 b: 409) in die „normale“ Kieselkalksedimentation (THOME 1968: 38), sondern alle Übergänge von der mächtigsten bis zur dünnsten Kalkbank sind zu verfolgen (HELMKAMPF 1969). Auf die Ablagerung der Hellefelder Kalke aus turbidity currents hat R. GAUGLITZ (1967: 56 ff.) hingewiesen.

Die lithologisch ähnliche Ausbildung von Hellefelder Kalk in seinen distalen Bereichen und Kieselkalk des nordöstlichen Schiefergebirges ließe die Zugehörigkeit zu einem einheitlichen Fazieskörper möglich erscheinen.

Die eigenständige paläogeographische Position und die turbiditische Natur des vom Kohlenkalk-Schelf stammenden Velberter Kalkes haben FRANKE et al. (1975) nachgewiesen (s. auch Abb. 1).

Der „Erbacher Kalk“ ist von MEISCHNER (1962: 7) bereits als Einschaltung detritischer Kalke in die pelitische Beckensedimentation — ähnlich den Rhenaer Kalken und Positionalkalken — angesprochen worden.

1.3. Definition einzelner Begriffe

Einzelne Begriffe, die in der vorliegenden Arbeit in spezieller Weise oder als Kurzform benutzt werden, sind im folgenden kurz definiert. Weitere Erläuterungen werden im Text gegeben.

Arbeitsgebiet:	Arbeitsgebiet im engeren Sinne (Abb. 1; Kap. 1.1.): vorgegeben durch den Aufschlußbereich
Aufschlußbereich:	Der Teil des ausstreichenden Unterkarbons im NE-Teil des Schiefergebirges, in dem „Erbbacher Kalk“ und Kieselkalke auftreten
Sedimentationsraum:	Der Beckenbereich, in dem die „Erbbacher Kalke“ und Kieselkalke zur Ablagerung gekommen sind. Gegensatz: Liefergebiete
Liefergebiete:	Hochgebiete, auf denen die detritischen Beckenkalke produziert und von denen sie ins benachbarte Becken verfrachtet worden sind
Schüttungskörper:	Jeder einzelne Turbidit
Schüttungskomplex:	Bereich statistisch bevorzugter Turbidit-Sedimentation, der in Richtung und Ausdehnung während eines längeren Zeitraumes weitgehend konstant bleibt
Schüttungssystem:	Summe aller Schüttungskomplexe im Arbeitsgebiet, die in einem genetischen Zusammenhang zueinander stehen
relativ proximal:	relativ liefergebietsnah, bezogen auf den Aufschlußbereich
relativ distal:	relativ liefergebietsfern, bezogen auf den Aufschlußbereich
Lydit-Horizont:	Horizont der vorwiegenden Lydite
Kieselkalk-Horizont:	Horizont der vorwiegenden Kieselkalke; besser: Horizont der Kieselkalke (Kap. 2.2.1.)
„Erbbacher Kalke“:	ursprünglich Kalke im Erdbacher Niveau oder Äquivalent des Erdbacher Kalkes; richtiger: Detrituskalke im Horizont der vorwiegenden Lydite (Lydit-Horizont), da nicht vollständig altersäquivalent mit dem Erdbacher Kalk der Typlokalität (Kap. 2.1.)
Zwischenlagen:	Summe aus pelitischer (quasi autochthoner) und Tuff-Sedimentation (ohne Tuff des Diabases von Welleringhausen)

1.4. Untersuchungsmethoden

1.4.1. Profilaufnahme

Bei der Profilaufnahme wurden die Kalkbänke nach Mächtigkeit (mittlerer Wert), Farbe, max. Korngröße, primärem und sekundärem Bankinventar aufgenommen. Von den Zwischenlagen wurden jeweils Mächtigkeit, Farbe und petrographische Zuordnung (Pelit, Tuff, Tuffit) berücksichtigt.

1.4.2. Profildarstellung

Das in Kap. 4.1.2. exemplarisch besprochene Profil Beddelhausen I wurde so dargestellt, daß sich Kalkturbidite und Zwischenlagen entsprechend ihrer Abfolge vom Liegenden zum Hangenden gegenüberstehen. Die Strichlänge entspricht der Mächtigkeit der jeweiligen Kalkbank bzw. Zwischenlage.

Von allen anderen zur Auswertung herangezogenen Profilen wurden aus darstellerischen Gründen die „Hüllkurven“ zu dieser Profildarstellungsform gezeichnet, d. h., die Endpunkte der (imaginären) Mächtigkeitsstriche wurden miteinander verbunden.

Die Zeichnung der Profile wurde mit Hilfe eines Plotters durchgeführt.

1.4.3. Isoliniendarstellung

Wegen des umfangreichen Datenmaterials sind alle Werte, die für die Isoliniendarstellungen verwendet worden sind, mit Hilfe einer EDV-Anlage berechnet worden. Sie sind in Tab. 8 und 9 zusammengefaßt.

In Bereichen unvollständiger Aufschlußverhältnisse wurden Gesamtprofil-Mächtigkeiten — soweit dies vertretbar erschien — anhand der Parameter-Werte extrapoliert.

Für den „Erdbacher Kalk“ und die Kieseligen Übergangsschichten, die nur selten vollständig vorliegen, wurden die Isolinien dort, wo ihr Verlauf nicht sicher festgelegt werden konnte, an bekannte Verläufe anderer Horizonte angelehnt, soweit dies mit allen zur Verfügung stehenden Daten nicht im Widerspruch steht.

1.4.4. Messung der maximalen Korngröße

Da die max. Korngröße als vergleichende Größe verwendet wird, scheint es sinnvoll und folgerichtig zu sein, die Messung der Korngröße am gleichen Korntyp vorzunehmen. Es wurde jeweils versucht, das tatsächlich größte Korn in jeder Kalkturbiditbank zu ermitteln. Eine Durchschnittswert-Bildung, wie sie von SCHEIDEGGER & POTTER (1965), PETT & WALKER (1971), EDER (1971) und ENGEL (1974) angewendet wurde, ist schon aus Gründen der Durchführbarkeit mit Geländemethoden (Korngrößen-Lupe der Firma Fema, Salzgitter) hier nicht praktikabel. Darüber hinaus scheint ein Maximalwert, der als Bezugsgröße Verwendung findet, nicht einer weiteren Relativierung unterliegen zu müssen. Unabhängig davon ist jedoch wichtig, daß ein einheitliches Verfahren zur Aufrechterhaltung der Relationen angewandt wird.

Daher wurde jeweils der größte Durchmesser gemessen, der in einer Kalkturbidit-Bank auf einer Anschnittfläche von wenigstens 20 — 30 cm² an einem Crinoiden-Bruchstück zu finden war, soweit diese Werte im Rahmen der übrigen größten Crinoiden-Körner blieben, um einzelne „Ausreißer“ (z. B. verdriftete Crinoiden) zu unterdrücken.

Crinoiden stellen zum einen den größten Anteil am Biogen-Detritus (Kap. 3.1.) und sind meist auch noch im weniger grobkörnigen Detritus anzusprechen. Zum anderen stellen die Crinoiden, wie die Messungen an Dünnschliffen und Folienabzügen gezeigt haben, in den feinkörnigen Kalkturbiditen und den feinkörnigen Bankbereichen grob-detritischer Kalkturbidite meist tatsächlich auch die größten Detritus-Komponenten und sind von daher als Bezugsgrößen am ehesten geeignet, um den weit überwiegenden feinkörnigen Kalkturbiditen (durchschnittliche Korngröße in allen Profilen nur geringfügig > 0,1 mm) gerecht werden zu können, die eine Komponenten-Bestimmung — vor allem im Gelände — nicht mehr zulassen. Wegen der Kornvergrößerung infolge der — besonders in feinkörnigen Bereichen ausgeprägten — Rekristallisation, die einzelne Komponenten kaum noch erkennen läßt, bleiben Kalkturbidite mit Korngrößen < 0,1 mm in den Abb. 10, 21, 24 und 25 unberücksichtigt, zumal sie mit Geländemethoden auch nur unzureichend genau zu ermitteln sind.

Grundsätzliche Einwände gegen die Verwendung von Echinodermen als Bezugsgrößen gehen dahin, daß über ihre diagenetische Ausfüllung zum Zeitpunkt der Suspensierung nichts bekannt ist. Aber da sie in jedem Fall die größten isoliert auftretenden Komponenten stellen, die noch dazu fast immer deutlich größer sind als andere isolierte Komponenten, kann davon ausgegangen werden, daß jeweils nicht zementierte, d. h. leichtere Echinodermen gemessen wurden. Sollten sowohl zementierte als auch unzementierte Echinodermen zur Bestimmung der max. Korngröße berücksichtigt worden sein, müßte sich dies eigentlich in den Kurvenbildern der Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Beziehungen als sprunghafte Veränderung ausdrücken.

Infolge der unterschiedlichen Meß- und Bestimmungsgenauigkeit — im Gelände am frischen oder (vorteilhafter) am angewitterten Bruch und im Labor an einzelnen ausgesuchten Kalkturbiditen anhand von Dünnschliffen und Folienabzügen — ergeben sich zwangsläufig Abweichungen der Maximalwerte. In Einzelfällen können sie bis zu 100% betragen, im Durchschnitt liegen die Labormessungen aber um weniger als 20% über den Geländemessungen (Abb. 10).

1.4.5. Maximale Korngröße und Bankmächtigkeit

Für die Ermittlung der Beziehung von max. Korngröße und Bankmächtigkeit, aufgetragen im doppelt-logarithmischen Koordinatensystem, wurden Geländemessungen (Abb. 10, 21, 24 und 25) und Labormessungen verwendet (Abb. 10). Bei den Geländemessungen wurden aufgrund der vielen Kalkturbidite in den berücksichtigten Profilen nur jede 5. Kalkturbidit-Bank und zusätzlich jede Bank mit einer Mächtigkeit von wenigstens 10 cm berücksichtigt. Kalkturbidite mit max. Korngrößen von $< 0,1$ mm blieben unberücksichtigt (s. oben).

Die höheren Werte für die max. Korngrößen der Labormessungen gegenüber den Geländemessungen ergeben sich aus den verbesserten Möglichkeiten bei der Suche und beim Messen der max. Korngröße (s. d.). Da jedoch anzunehmen ist, daß die Geländemessungen weitgehend mit der gleichen Fehlerquote behaftet sind, dürfte ihre Aussagekraft bei Vergleichen untereinander nur unwesentlich beeinträchtigt werden, zumal ein Vergleich der nach Gelände- und Labormessungen ermittelten Kurven nur geringfügige Unterschiede erkennen läßt (Abb. 10).

1.4.6. Dünnschliffe

Zur Bestimmung der Komponenten der Kalkturbidite wurden ca. 150 Dünnschliffe (5×5 cm) erstellt. Die Schliffdicke erwies sich als günstig, wenn der Quarz unter + Nicols noch grau erschien. Die Komponenten wurden qualitativ erfaßt (im wesentlichen nach HOROWITZ & POTTER 1971). An 5 Bänken wurden die Komponenten Schliff für Schliff über die gesamte Bank-Höhe nach der point-counter-Methode erfaßt (zusätzlich 3 Bänke aus dem Hellefelder Kalk mit 6 bzw. 3 Schliffen pro Bank).

1.4.7. Folienabzüge

Zur Messung der Schüttungsrichtungen anhand von Imbrikation und/oder Schrägschichtung wurden an ca. 100 orientiert entnommenen Proben senkrecht zur Schichtung 2—3 Schnitte erstellt, deren Winkel zueinander möglichst nahe bei 90° liegen sollten. Auf die geschliffene (320er Körnung war ausreichend) und angeätzte (in 2n Ameisensäure zwischen 30 und 60 sec) Fläche wird durch Anlösung mit Aceton eine Acetatfolie aufgebracht, die nach wenigen Tagen (Härtung!) abgezogen werden kann.

Unter dem Mikروفilm-Lesegerät wurden die Längsachsen der gegen die Schichtung einfallenden Komponenten auf Papier übertragen. Die Einfallswinkel wurden gemessen und ihr Medianwert bestimmt. Zur Imbrikations-Messung genügen je Schnittfläche 50 Zufallswerte, um auch bei 3 Schnitten an einer Probe zu weitgehend übereinstimmenden Resultaten zu kommen. Proben mit Korngrößen von mehr als etwa $0,3—0,4$ mm lieferten meist statistisch eindeutig bevorzugte Einregelungs-Richtungen. Die Ermittlung der Transportrichtung erfolgte bei Schrägschichtungs-Strukturen über die Einmessung der Leebblätter.

Die geometrische Rekonstruktion der Schüttungsrichtungen wurde mit Hilfe des Schmidtschen Netzes durchgeführt.

1.4.8. Röntgenanalysen

Es wurden 21 röntgenographische Analysen mittels eines Röntgendiffraktometers erstellt. Zweck dieser Analysen war es, die in den Kalkturbiditen und in den Grenzbereichen Kalkturbidit/überlagernder Pelit sowie in den Feinschichtungs-Bereichen der Kalkturbidite auftretenden Minerale zu erfassen. Daneben sollten Proben, die mit dem Diabas von Wellinghausen in Verbindung gebracht werden, verglichen werden.

1.4.9. Coulometrische Titration

Schwefel-, CO_2 - und C_{ORG} -Gehalte (Tab. 5) wurden dankenswerterweise von Herrn Dr. SCHULZ-DOBRICK (Geochemisches Institut der Univ. Göttingen) durch Coulometrische Titration bestimmt. Die CO_2 - und S-Werte wurden zu 100 % in CaCO_3 - (Calcit) bzw. FeS_2 - (Pyrit) Anteile umgerechnet.

1.4.10. Conodonten

Von ca. 100 aufgelösten Kalkproben aus dem „Erbacher Kalk“, dem Kieselkalk-Horizont und 1 *crenistria*-Bank erbrachten 37 Proben stratigraphisch verwertbare Conodonten — meist aber nur wenige Exemplare. Ca. 50 % der Proben lieferten keine Conodonten, obwohl bereits bei der Probenwahl Größe und Dichte von Conodonten berücksichtigt und nur Proben mit mehr als etwa 0,2 mm max. Korngröße verwendet wurden.

Daneben wurden Conodonten in Schiefen (selten) und Tuffen bzw. Tuffiten gefunden.

1.5. Profile

1.5.1. Arbeitsgebiet

Alertshausen I	(Al I)	201	Stbr. W-Hang Dicker Dorn, N Alertshausen (Bl. 4917 Battenberg; R 66 750, H 59 100)
Alertshausen II	(Al II)	202	Böschung Höhenweg NW-Hang Dicker Dorn, N Alertshausen (Bl. 4917 Battenberg; R 67 850, H 59 400)
Alertshausen III	(Al III)	203	Stbr. Unter der Schade, Straße Elsoff — Alertshausen, Abzw. nach Garsbach (Bl. 4917 Battenberg; R 65 550, H 57 250)
Battenberg	(Ba)	204	Stbr. NW-Fuß Burgberg W Battenberg (Bl. 4917 Battenberg; R 74 400, H 53 600)
Bredelar	(Bd)	205	Stbr. Ortsausgang Bredelar Richtung Madfeld (Bl. 4518 Madfeld; R 84 100, H 98 350)
Beddelhausen I	(Be I)	206	Stbr., Weg- und Bahnanschnitt 100 m SE Bahnhof Beddelhausen (Bl. 5016 Laasphe; R 64 150, H 51 450)
Beddelhausen II	(Be II)	207	Baugrube 800 m WSW Höhe 510 Dornbracht, E Beddelhausen (Bl. 4916 Bad Berleburg, R 64 750, H 51 700)
Benkhausen	(Bk)	208	Stbr. SW-Fuß Freuden-Berg, SE Benkhausen (Bl. 4618 Adorf; R 85 350, H 88 050)
Bömighausen I	(Bö I)	209	Straßenanschnitt S-Hang Werbelberg bei km 27,8, N Bömighausen (Bl. 4718 Goddelsheim; R 83 300, H 83 450)
Bömighausen II	(Bö II)	210	Stbr. 800 m E Höhe 498, SE Bömighausen (Bl. 4718 Goddelsheim; R 83 900, H 82 750)
Bromberg I	(Br I)	211	Stbr. SW-Fuß Bromberg, NW Medebach (Bl. 4718 Goddelsheim; R 77 375, H 74 900)
Bromberg II	(Br II)	212	Stbr. NW-Fuß Bromberg NW Medebach (Bl. 4718 Goddelsheim; R 77 000, H 75 400)
Deifeld	(De)	213	Stbr. S-Ausgang Deifeld, E der Straße nach Küstelberg (Bl. 4717 Niedersfeld; R 76 100, H 78 000)
Dodenau	(Do)	214	Stbr. 250 m W Höhe 320, Straße Dodenau — Hobe (Bl. 4917 Battenberg; R 70 300, H 55 100)
Düdinghausen I	(Dü I)	215	Stbr. S-Ausgang Düdinghausen (Bl. 4718 Goddelsheim; R 79 050, H 80 550)
Düdinghausen II	(Dü II)	216	Stbr. 700 m SW Höhe 590, N Düdinghausen (Bl. 4718 Goddelsheim; R 79 000, H 81 300)
Eimelrod	(Ed)	217	Stbr. 800 m SW Höhe 444, NE Eimelrod (Bl. 4618 Adorf; R 79 700, H 85 150)
Eisenberg I	(Ei I)	218	Schurf 20 m S Georg-Victor-Turm, Eisenberg bei Goldhausen, Verlauf Richtung SE (Bl. 4718 Goddelsheim; R 88 000, H 79 650)

Eisenberg II	(Ei II)	219	Stbr. NE-Hang Eisenberg bei Goldhausen (Bl. 4718 Goddelsheim; R 88 300, H 80 080)
Elsoff	(El)	220	Stbr. W-Fuß Dornbracht, N Elsoff, Straße nach Alertshausen (Bl. 4917 Battenberg; R 65 750, H 55 150)
Flechtdorf	(Fl)	221	Stbr. Ortsmitte Flechtdorf, N Straße Korbach—Adorf (Bl. 4618 Adorf; R 88 150, H 88 100)
Frohnhausen	(Fr)	222	Kl. Steinbruch NE-Hang Ziegenberg, NW Frohnhausen (Bl. 5017 Biedenkopf; R 73 050, H 48 900)
Hallenberg I	(Ha I)	223	Stbr. N Straße Hallenberg—Wunderthausen, 300 m SE Höhe 450 (Bl. 4817 Hallenberg; R 71 850, H 63 650)
Hallenberg II	(Ha II)	224	Stbr. Freilichtbühne Hallenberg (Bl. 4817 Hallenberg; R 72 950, H 65 000)
Hesborn	(He)	225	Stbr. Hesborn an alter Straße n. Medelon (Bl. 4817 Hallenberg; R 74 400, H 68 500)
Hillershausen	(Hi)	226	Stbr. SW-Fuß Eschenberg, E Hillershausen (Bl. 4718 Goddelsheim; R 83 700, H 76 400)
Hatzfeld	(Hz)	227	Straßenanschnitt an Straße Hatzfeld—Holzhausen, Abzweigung nach Lindenhof (Bl. 5017 Biedenkopf; R 68 250, H 50 600)
Lindenhof	(Li)	228	Stbr. 650 m SW Höhe 546, SE-Rand Lindenhof (Bl. 5017 Biedenkopf; R 66 300, H 48 400)
Lenkenberg	(Le)	229	Straßenanschnitt 180 m SW Höhe 513, Lenkenberg, Straße Flechtdorf—Adorf (Bl. 4618 Adorf; R 86 150, H 88 900)
Lelbach-Rhena	(LR)	230	Bahnanschnitt am Bahnhof Lelbach-Rhena (Bl. 4718 Goddelsheim; R 86 850, H 84 150)
Medebach	(Md)	231	Stbr. 450 m SW Höhe 472, 2 km NE Medebach (Bl. 4718 Goddelsheim; R 81 300, H 74 800)
Medelon	(Me)	232	Stbr. 250 m S Höhe 398, E-Seite Straße Hesborn—Medelon (Bl. 4817 Hallenberg; R 75 700, H 69 950)
Messinghausen	(Mn)	233	Stbr. SE-Fuß Sticklenberg, Messinghausen (Bl. 4618 Adorf; R 77 900, H 95 400)
Niedermarsberg	(Ni)	234	Straßenanschnitt W-Hang Höling, S Niedermarsberg, Straße Niedermarsberg—Korbach (Bl. 4519 Marsberg; R 90 600, H 70 950)
Referinghausen	(Re)	235	Stbr. E-Hang Burg-Berg, S Referinghausen (Bl. 4718 Goddelsheim; R 79 600, H 78 800)
Richstein	(Ri)	236	Weganschnitt 1,6 km NNE Höhe 596, W-Rand Richstein (Bl. 5016 Laasphe; R 62 050, H 50 300)
Rhena	(Rh)	237	Stbr. S-Fuß Goddelsberg, N-Rand Rhena (Bl. 4718 Goddelsheim; R 85 500, H 84 150)
Rottenberg I	(Ro I)	238	Stbr. SW-Fuß Rottenberg, S Adorf (Bl. 4618 Adorf; R 85 850, H 89 700)
Rottenberg II	(Ro II)	239	Anschnitt Höhenweg SW-Hang Rottenberg, S Adorf (Bl. 4618 Adorf; R 85 950, H 89 950)
Scharfenberg	(Sg)	240	Stbr. SE-Ausgang Scharfenberg, Straße nach Brilon (Bl. 4517 Alme; R 67 750, H 98 600)
Wallau	(Wa)	241	Stbr. 800 m NE Höhe 564 Höllestein, N Wallau (Bl. 5016 Laasphe; R 62 850, H 45 400)
Wiedehagen	(Wd)	242	Stbr. N-Hang Wiedehagen, E Schweinsbühl (Bl. 4618 Adorf; R 84 250, H 86 300)

Weifenbach	(We)	243	Stbr. 400 m W Höhe 497, N Weifenbach (Bl. 5017 Biedenkopf; R 65 050, H 46 100)
Wellinghausen	(Wel)	244	Stbr. 750 m W Wellinghausen (Bl. 4718 Goddelsheim; R 80 700, H 82 150)
Wirmighausen I	(Wi I)	245	Böschung SW-Fuß Gurenberg, W-Rand Wirmighausen (Bl. 4618 Adorf; R 87 750, H 90 450)
Wirmighausen II	(Wi II)	246	Stbr. SW-Fuß Gurenberg, W-Rand Wirmighausen (Bl. 4618 Adorf; R 87 800, H 90 450)

1.5.2. Attendorn-Elsper Doppelmulde

Cobbenrode I	(Co I)	251	Stbr. SE-Rand Cobbenrode (Bl. 4814 Altenhundem; R 41 450, H 73 650)
Cobbenrode II	(Co II)	252	Kl. Steinbruch NE-Ausgang Cobbenrode, Richtung Landenbeck (Bl. 4815 Schmallenberg; R 41 800, H 74 050)
Oberelspe	(Ob)	253	Stbr. NW-Rand Oberelspe (Bl. 4814 Altenhundem; R 36 050, H 69 650)

1.5.3. Hellefelder Kalk

Deinstrop	(Deins)	260	Stbr. „Grube Calcit“ 400 m N Deinstrop (Bl. 4613 Balve; R 23 500, H 96 350)
Ober-Röhre	(Ob-R)	261	Stbr. Ortsausgang Ober-Röhre, Straße nach Sundern (Bl. 4515 Arnsberg-S; R 31 250, H 86 850)
Westenfeld	(West)	262	Stbr. am E-Rand von Westenfeld (Bl. 4515 Arnsberg-S; R 34 100, H 87 650)
Wehrstapel I	(Wl I)	263	S Steinbruch Straße Wehrstapel—Eversberg (Bl. 4615 Meschede; R 53 520, H 91 950)
Wehrstapel II	(Wl II)	264	N Steinbruch Straße Wehrstapel—Eversberg (Bl. 4615 Meschede; R 53 520, H 91 990)

1.5.4. Zahlenschlüssel

Beispiele:

703/212/140 oder 703/209/(125 c) oder 703/260/1⁺ oder 703/212/cr

Bedeutung:

1. Zahl = Original-Nr. des Geologisch-Paläontologischen Instituts Göttingen
2. Zahl = Profil-Nr.
3. Zahl = ohne Klammer: Nr. der Kalkbank (in jedem Profil vom Liegenden zum Hangenden durchnummeriert)
 - mit Klammer: Nr. der Zwischenlage
 - mit ⁺: Kalkturbidit-Probe aus nicht bankweise registrierten Profilen

cr = *crenistria*-Bank

2. Stratigraphie

2.1. Biostratigraphie

In den untersuchten Sedimenten ist keine nennenswerte Makrofauna erhalten. Daher sind die biostratigraphischen Einstufungen erst anhand von Conodontenuntersuchungen ermöglicht worden. Die Verdienste liegen hier in erster Linie bei BISCHOFF (1957), VOGES (1959, 1960) und bei MEISCHNER (1970), die die Conodonten-Chronologie für das östliche Rheinische Schiefergebirge im wesentlichen aufgestellt haben. Tab. 1 zeigt die Gliederungen des unteren und mittleren Unterkarbons nach Lithologie, Cephalopoden und Conodonten. Gegenübergestellt ist die belgische Conodonten-Zonierung nach CONIL et al. (1976), deren Korrelation mit der deutschen Gliederung teilweise noch fraglich ist. Die wichtigsten Unterschiede dabei sind in der belgischen Zonierung das Fehlen der Siphonodelliden mit Beginn der *carina*-Zone (CONIL et al. 1967, 1969) und das Auftreten der Gattung *Dollymae* in der *carina*-Zone, aber nicht mehr in der *anchoralis*-Zone. Die Visé-Basis wird nach AUSTIN (1973: 528) bzw. CONIL et al. (1969) mit dem Erscheinen von *Mestognathus beckmanni* und/oder *Gnathodus symmutatus homopunctatus* gezogen. Gleichzeitig setzt nach CONIL et al. (1976) in Irland, England, Belgien und Nordfrankreich die *beckmanni*-Zone ein. Begleitende Formen von leitendem Wert sind *Geniculatus glottoides*, der nach PAPROTH et al. (1976) im Velberter Sattel in der höheren *beckmanni*-Zone auftritt, und *Gnathodus cf. commutatus*, der nach BLESS et al. (1976) über der Visé-Basis einsetzt.

Die Diskrepanzen zwischen der belgischen und der deutschen Conodonten-Chronologie beruhen offensichtlich in erster Linie auf der Tatsache, daß VOGES und MEISCHNER ihre stratigraphischen Arbeiten im Lydit- und Kieselkalk-Horizont an detritischen Kalken turbiditischer Herkunft (Kap. 3) durchgeführt haben. Das bedeutet, daß die Conodonten-Faunen aus diesen Kalken mit Sicherheit umgelagert und — wenigstens zum Teil — aufgearbeitet sind, wie die oberdevonischen Formen eindeutig bestätigen, die in mehreren Proben noch in der *bilineatus*-Zone auftreten (Tab. 2). Der Verdacht, daß es sich darüber hinaus auch bei einem Teil der unterkarbonischen Formen um aufgearbeitete Conodonten handelt, wie bereits mehrfach von verschiedenen Autoren geäußert worden ist (u. a. AUSTIN 1973: 180; BLESS et al. 1976: 133), zeigt beispielsweise das gemeinsame Auftreten von *Scaliognathus anchoralis* und *Gnathodus bil. bilineatus* in Pr. 251/198 (Tab. 2).

Aufgrund eigener Profilaufnahmen und Conodontenfunde läßt sich erkennen, daß auch für den NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges die belgische Conodonten-Zonierung zumindest teilweise angewendet werden kann. Fazielle Unterschiede können natürlich das Auftreten einzelner Formen beeinflussen.

Sowohl Tonschiefer als auch Cephalopoden-Kalke bieten aufgrund ihres Sedimentationsablaufs eine hohe Gewähr, daß in ihnen enthaltene Conodonten zeitgleich (quasi autochthon) abgelagert worden sind. Tonschiefer bzw. tuffitische Tonschiefer mit für die bearbeiteten Sedimente ungewöhnlich vielen Conodonten, die gut erhalten sind und z. T. noch im Zusammenhang auftreten mit Anzeichen organischer Weichteil-Reste (wahrscheinlich zusammenhängender Teil eines „Conodonten-Apparates“), sind im Liegenden der „Erdbacher Kalke“ über einen großen Bereich des Arbeitsgebietes verbreitet. Diese Tonschiefer kommen im Liegenden oder wechsellagernd innerhalb von 1 bzw. 2 Tuff-Horizonten T1 und T2 (Detail-Profil in Abb. 2 und 3) vor. Die Tuffe sind überwiegend körnig, gradiert, teilweise verkieselt und verwittern gelbbraun. Sie enthalten

Tab. 1. Gliederung des Unterkarbons I — IIIa im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.
Gegenüberstellung der belgischen Conodonten-Zonierung

Rheinisches Schiefergebirge (NE-Teil)

Belgien/N-Frankreich

Cephalopoden-Gliederung		Stratigraphie		Conodonten-Gliederung		
H. SCHMIDT 1926, NICOLAUS 1963		VOGES 1960, NICOLAUS 1963		VOGES 1960	MEISCHNER 1970	
E i t t a n n i s i u m	III α	4 intermedius	Kieselige Übergangsschichten	Gnathodus bilineatus bilineatus	Gnathodus bilineatus bilineatus -Zone	Viseum
		3 crenistria				
	2 schmidtianus	Kieselkalk- horizont	Diabas v. Well	anchoralis-bilineatus- Interregnum	anchoralis-bilineatus- Interregnum	
	1 grimmeri					
	δ Entogonites nasutus					
II γ	Ammonellipsites kochi	Erdbacher Kalk	anchoralis-Zone	Scal. (Dolly -mae)	Obere	
	β Ammonellipsites plicatilis	Lydithorizont			Untere	
D i n n i s i u m	I α	Pericyclus princeps	Liegende Alaunschiefer	Siph. G. semi- crenulata-Zone	Siph. crenulata-Z.	Obere
		Gattendorfia	dunkle Tonschiefer	Siph.-tri.-triangula-Z. Siph.-tri.-inaequalis-Z. kockeli-dentilineata	Pseudop. tri.-triangula-Z. Pseudop. tri.-inaequalis-Z. Protognath. kockeli-Z.	Untere

Conodonten-Gliederung	
CONIL et al. 1976	
Viseen	bilineatus
	beckmanni
Tournaisien	anchoralis
	carina
	Siphonodella

? --- ?
? --- ?

Kieselkalke im Unterkarbon IIγ/δ bis IIIα

Tab. 2. Conodonten — leitend oder mit begrenztem Leitwert

	Proben-Nr.								
	201/9	202/175	202/182	203/(104+104a)	203/(105)	205/1	205/2	207/9	207/67
<u>Unterkarbon</u>									
<i>Dollognathus latus</i> BRANSON & MEHL 1941					?		x		
<i>Dollymae</i> "A" VOGES 1959 vel <i>D. hassi</i> VOGES 1959		x							
<i>Dollymae</i> "B" VOGES 1959 vel <i>D. bouckerti</i> GROESSENS 1971b									
<i>Dollymae hassi</i> VOGES 1959									
<i>Geniculatus claviger</i> (ROUNDY 1926)							x		
<i>Geniculatus glottoides</i> VOGES 1959							x		
<i>Gnathodus antetexanus</i> REXROAD & SCOTT 1964	x						x		
<i>Gnathodus bilineatus bilineatus</i> (ROUNDY 1926)									
<i>Gnathodus bulbosus</i> THOMPSON 1967	?								
<i>Gnathodus commutatus commutatus</i> (BRANSON & MEHL 1941)	x	x						x	x
<i>Gnathodus cuneiformis</i> (MEHL & THOMAS 1947)	?								
<i>Gnathodus delicatus</i> (BRANSON & MEHL 1938)	x					x	x	?	
<i>Gnathodus girtyi girtyi</i> HASS 1953									
<i>Gnathodus punctatus</i> (COOPER 1939)	?				?		x		
<i>Gnathodus semiglaber</i> (BISCHOFF 1957)	x	x			x		x		
<i>Gnathodus symmutatus homopunctatus</i> (ZIEGLER 1959)	x						x	x	
<i>Gnathodus texanus pseudosemiglaber</i> THOMPSON & FELLOWS 1969	x						x		
<i>Gnathodus texanus texanus</i> ROUNDY 1926							?	x	?
<i>Hindeodella segaformis</i> BISCHOFF 1957					x				
<i>Mestognathus beckmanni</i> BISCHOFF 1957								x	
<i>Polygnathus bischoffi</i> RHODES, AUSTIN & DRUCE 1968									
<i>Polygnathus communis carina</i> HASS 1959								x	
<i>Polygnathus communis communis</i> BRANSON & MEHL 1934								x	
<i>Polygnathus inornatus</i> BRANSON & MEHL 1934		x	x		x				
<i>Polygnathus purus</i> VOGES 1959		x						x	
<i>Polygnathus radina</i> COOPER 1939									
<i>Polygnathus symmetricus</i> BRANSON 1934								x	
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i> BRANSON 1934								x	
<i>Pseudopolygnathus inaequalis</i> VOGES 1959									
<i>Pseudopolygnathus triangulus pinnatus</i> VOGES 1959					x	x			
<i>Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i> VOGES 1959						?		x	
<i>Scaliognathus anchoralis</i> BRANSON & MEHL 1941					x	x		x	
<i>Siphonodella cooperi</i> HASS 1959								x	
<i>Siphonodella crenulata</i> (COOPER 1939)		?							
<i>Siphonodella obsoleta</i> HASS 1959		x	x				x		
<i>Siphonodella</i> sp.									
<u>Oberdevon</u>									
<i>Ancyrodella</i> sp.								x	
<i>Bispathodus costatus</i> (BRANSON 1934)									
<i>Bispathodus stabilis</i> (BRANSON & MEHL 1934)									
<i>Palmatolepis distorta distorta</i> BRANSON & MEHL 1934								x	
<i>Palmatolepis distorta</i> ssp. vel <i>P. glabra</i> ssp.		x							
<i>Palmatolepis glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER 1926									
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i> ZIEGLER 1960								x	
<i>Palmatolepis glabra</i> ssp.									
<i>Palmatolepis goniclymeniae</i> MÜLLER 1956								x	
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> BRANSON & MEHL 1934								x	
<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i> ZIEGLER 1962									
<i>Palmatolepis gracilis</i> ssp.		x							
<i>Palmatolepis minuta minuta</i> BRANSON & MEHL 1934								x	
<i>Palmatolepis</i> sp.		x	x						

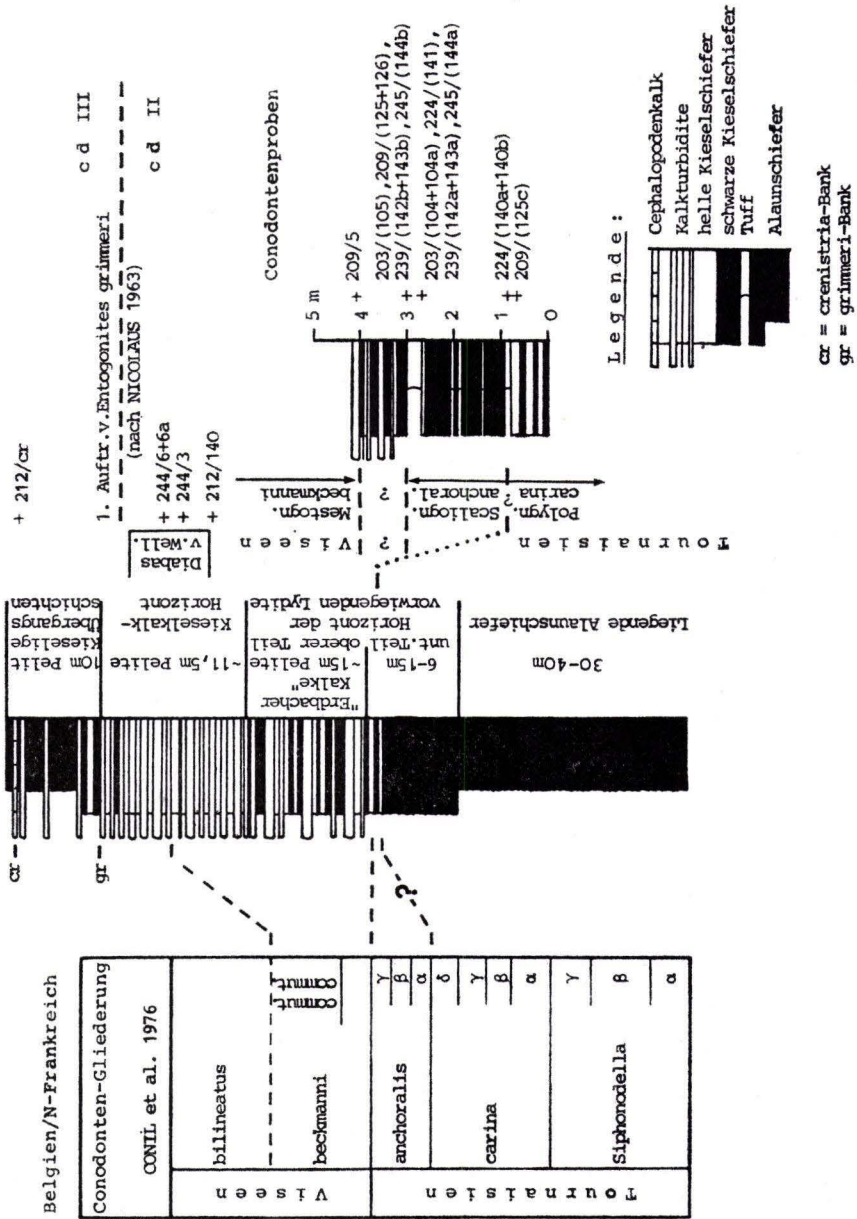


Abb. 2. Schematisiertes Profil des Unterkarbons II und IIIa im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Mächtigkeiten der stratigraphischen Einheiten ohne Detritus-Kalke. Einstufungen anhand der belgischen Conodonten-Zonierung.

große Mengen an Conodonten, die aber nur selten bestimmbar sind. Der größte Teil dieser Conodonten ist nur bruchstückhaft erhalten, häufig sind noch die vollständigen Abdrücke erkennbar. Neben Conodonten, die erst im Sediment aufgrund unterschiedlicher Kompaktion des inhomogenen Tuff-Materials zerbrochen sind, lassen sich eindeutig isoliert auftretende Bruchstücke nicht erkennen. Die Conodonten durchsetzen die Tuffe in ihrer gesamten Mächtigkeit und müssen demzufolge gemeinsam mit ihnen sedimentiert worden sein. Die Genese dieser Conodonten-Tuffe muß jedoch offenbleiben. Möglicherweise ist ihre relativ große Mächtigkeit von entscheidendem Einfluß für den hohen Conodonten-Anteil. Denn dort, wo die Mächtigkeit geringer wird und der der übrigen Tuffe entspricht, wie in der südlichen Wittgensteiner Mulde (Abb. 3), konnten in ihnen keine Conodonten mehr gefunden werden. Alter und Formenvielfalt der Conodonten sind identisch mit denen der quasi autochthon abgelagerten Formen in den Tonschiefern, können also als zeitgleich entstanden angesehen werden. Aufgrund der lithologischen und altersmäßigen Übereinstimmung läßt sich T2 über den größten Teil des Arbeitsgebietes als Isochrone korrelieren (Abb. 3). T1 wurde nur in Profil Hallenberg II gefunden.

Die Cephalopoden-Kalke auf dem Diabaskomplex von Wellinginghausen (Kap. 5.1.4.5.) zeigen ebenfalls Conodonten, die offensichtlich nicht umgelagert worden sind. Dabei muß jedoch beachtet werden, daß jeweils die Basis dieser Cephalopodenkalk-Bänke aus turbiditischem Kalkdetritus besteht, der auch ältere Arten enthalten kann (s. unten).

Die stratigraphische Abfolge der bearbeiteten Horizonte, wie sie in Abb. 2 an einem schematisierten Profil dargestellt ist, gibt etwa die durchschnittlichen Mächtigkeiten an, die sich aus den relativ konstanten Mächtigkeiten der pelitischen Sedimentation (Kap. 5.1.1.) und den für das Arbeitsgebiet etwa durchschnittlichen „Zugewinnen“ durch Kalk-einschüttungen in den einzelnen Horizonten ergeben. Die hier mögliche biostratigraphische Zonierung wird anhand der belgischen Conodonten-Chronologie durchgeführt, die widerspruchlos auf all jene Conodonten-Gemeinschaften anzuwenden ist, deren Fundumstände für eine zeitgleiche Ablagerung von Sediment und Conodonten sprechen.

Während *Polygnathus communis carina* sowohl 10 cm im Liegenden von T1 [Pr.-Nr. 209/(125)], aber auch noch in T1 vorkommt [Pr.-Nr. 224/(140 b)], konnte *Scaliognathus anchoralis* im oberen Teil von T1 in einem tuffitischen Tonschiefer gefunden werden [Pr.-Nr. 224/(140 b)]. Demnach ließe sich die Basis der *anchoralis*-Zone, wenn man nicht ein gegenüber der belgischen Zonierung deutlich jüngeres Auftreten von *Polygnathus communis carina* annehmen will, etwa mit dem Einschalten von T1 ziehen. Die Zusammensetzung der Faunen läßt sich aus Tab. 2 ersehen, während die Positionen der entnommenen Proben in Abb. 2 vermerkt sind.

Hierbei fällt auf, daß *Dollymae hassi* noch sehr hoch in der *carina*-Zone auftritt [Pr.-Nr. 209/(125 c)], während sie nach CONIL et al. (1976) nur an der Basis dieser Zone aufgeführt ist.

T2 enthält noch fragliche *Doliognathus latus* [Pr.-Nr. 203/(105), 239/(143 b)] und würde damit nach der belgischen Zonierung noch in den unteren Teil der *anchoralis*-Zone fallen.

Die älteste conodontenführende „Erbbacher Kalk“-Bank (Pr.-Nr. 209/5) ist in Profil Bömighausen I aufgeschlossen und entspricht (nach Lokalitätsangabe und Fauneninhalt) offensichtlich Fauna Nr. 28 von VOGES (1960: 20 ff.), der hier noch zusätzlich 1 Exemplar der auch sonst in conodontenreichen Proben nur sehr seltenen Form *Mestognathus beckmanni* gefunden hat.

Auch hier treten ältere Conodonten auf. Doch zeigen *Geniculatus glottoides* und *Mestognathus beckmanni* eindeutiges Visé an. In jüngeren „Erdbacher Kalken“ anderer Profile treten zusätzlich *Gnathodus cf. commutatus* und *Gnathodus symmutatus homopunctatus* neben *Mestognathus beckmanni* auf (Pr.-Nr. 201/9, 205/2, 207/9, 226/25, 230/9). In Bredelar konnten diese Formen bereits etwa 9 m (Pelit-Mächtigkeit) unterhalb der Grenze „Erdbacher Kalk“/Kieselkalk-Horizont aus der zweitältesten dort auftretenden Kalkdetritus-Bank gewonnen werden (Pr.-Nr. 205/2).

Aus allen Befunden geht hervor, daß nahezu die gesamte Abfolge der sogenannten Erdbacher Kalke im Arbeitsgebiet, eventuell aber auch die wenigen Kalkturbidite im Liegenden der Pr. 209/5, bereits in Visé zu stellen sind.

Diese Feststellung trifft anhand der Conodonten-Faunen auch für die Detrituskalke auf dem Briloner Riff zu, die von BÄR (1968) ins Erdbacher Niveau gestellt werden. Dagegen sind die Erdbacher Kalke nach WALLISER et al. (1959) und die Erdbacher Kalke I und II nach KREBS (1966) auf dem Erdbach-Langenaubacher Riffkomplex nicht altersgleich mit den „Erdbacher Kalken“ des Arbeitsgebietes. Lediglich der Erdbacher Kalk III (KREBS 1966) und ein von WALLISER (1960: 236) beschriebener, im Hangenden der Pillow-Diabase (Dillmulde) auftretender Kalk können als altersäquivalent mit den „Erdbacher Kalken“ des Arbeitsgebietes angesehen werden (Tab. 3). Aus diesen Gründen sollte die Bezeichnung „Erdbacher Kalk“ nur auf die Typ-Lokalität (vgl. WALLISER et al. 1959) beschränkt bleiben, um Mehrdeutigkeiten beim Vergleich mit anderen Gebieten zu vermeiden, worauf bereits R. RICHTER (1937) und R. & E. RICHTER (1949) hingewiesen haben. Die unbefriedigende sprachliche Regelung läßt sich auch durch neue Bezeichnungen wegen der stratigraphischen Unsicherheiten nicht beseitigen. Daher wird es vorgezogen, neutral von Detritus-Kalken im Horizont der vorwiegenden Lydite zu sprechen. Um aber auf einen bekannten kurzen Begriff zurückgreifen zu können, der auch die sedimentologische Unterschiedlichkeit zum eigentlichen Erdbacher Kalk hervorhebt, wird im Folgenden bevorzugt die Bezeichnung „Erdbacher Kalk“ verwendet. Demnach würde die *anchoralis*-Zone — wenn man die Kalkturbidite unberücksichtigt läßt — damit einer Pelit-Mächtigkeit von nur ca. 2,5 m entsprechen. Dies entspräche einer Verbreitungsdauer von ca. $4 - 5 \times 10^5$ Jahren, wenn man eine Sedimentationsrate von etwa $5 - 6 \text{ cm}/10^4$ Jahren zugrunde legt (Kap. 5.1.1.).

Mit dem ersten Auftreten von *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY 1926), der noch geringfügige Tendenzen zu älteren *Gnathodus*-Formen aufweist, läßt sich — in mehreren Profilen übereinstimmend — die Untergrenze der *bilineatus*-Zone etwa in der Mitte des Kieselkalk-Horizontes ziehen. Damit weist die *beckmanni*-Zone im Arbeitsgebiet eine Pelit-Mächtigkeit von ca. 20 m auf, was einer Verbreitungsdauer von ca. $3,3 - 4,0 \times 10^6$ Jahren entsprechen würde.

Im Gegensatz zu den Conodonten-Stratigraphien von MEISCHNER (1970) und CONIL et al. (1976) tritt *Gnathodus cf. girtyi* bereits unterhalb von *Gnathodus bilineatus* auf. Im Profil Bromberg II wurde *Gnathodus cf. girtyi* ca. 1,5 m (Pelit-Mächtigkeit, entsprechend ca. 3,4 m Profilmächtigkeit) über der Basis des Kieselkalk-Horizontes in einer Kalkbank (Pr.-Nr. 212/140) gefunden, die unmittelbar unter dem ältesten Diabas-Tuff liegt und slumping-Strukturen aufweist (Abb. 2).

Die Grenze zwischen Unterkarbon II und Unterkarbon III wird nach NICOLAUS (1963) mit dem Auftreten von *Entogonites grimmeri* KIRTL gezogen. Aufgrund der Armut an Makrofossilien im Liegenden der Kieseligen Übergangsschichten sind bisher nur wenige Funde von *Entogonites grimmeri* unterhalb der *grimmeri*-Bank bekannt. Der tiefste

Fundpunkt liegt nach NICOLAUS (1963: Taf. 21) im Profil Medelon ca. 1,6 m unter der *grimmeri*-Bank, was einer Pelit-Mächtigkeit von ca. 1,3 m entspricht. Nach KULICK (1960: Abb. 3) tritt *Entogonites grimmeri* noch ca. 3 m unterhalb der *grimmeri*-Bank im Profil Bromberg II auf. Das entspricht dort einer Pelit-Mächtigkeit von ca. 2 m. Im Profil Ober-Röhre (Bl. 4515 Arnsberg-Süd) wurde *Entogonites grimmeri* bereits 4 m unterhalb der *grimmeri*-Bank angetroffen (NICOLAUS 1963: 23), doch liegen hier die Mächtigkeiten der Kalkeinschaltungen um mehr als das Zweifache höher als in den o. g. Profilen.

Die Förderungsdauer des Diabases von Wellinghausen läßt sich anhand seiner Tuffe auf den mittleren und oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes eingrenzen (Abb. 2). Die 6 Cephalopodenkalkbänke am Kuhtenberg bei Wellinghausen sind offenbar auf einem relativ früh entstandenen Teil dieses Diabas-Komplexes gebildet worden (Kap. 4.1.4.5.), da ein Teil der Cephalopodenkalke noch unterhalb der *bilineatus*-Zone liegt. Während die 3. Cephalopodenkalkbank (Pr.-Nr. 244/3) *Gnathodus bil. bilineatus* noch nicht aufweist, ist die oberste Bank (Pr.-Nr. 244/6 und 244/6 ob. Teil) schon sicher in die *bilineatus*-Zone zu stellen.

Daneben zeigt jedoch der Vergleich zwischen den Conodonten-Faunen der vollständigen Bank (244/6) und dem oberen Teil dieser Bank (244/6 ob. Teil) — also ohne die turbiditisch-detritische Bankbasis —, daß die älteren *Gnathodus*-Formen, *Polygnathiden* und *Siphonodelliden* an die turbiditische Bankbasis gebunden sind, was sowohl für die Aufarbeitung älterer unterkarbonischer Conodonten als auch für die Anwendbarkeit der belgischen Zonierung in diesem Niveau auf das nordöstliche Schiefergebirge spricht.

Die Entstehung der Cephalopodenkalke ist wahrscheinlich auf den Zeitraum beschränkt, in dem Anzeichen von Eruptionen in den Nachbarprofilen in Form von Diabas-Tuffen fehlen. Eine Gleichsetzung dieser Cephalopodenkalke mit den *crenistria*-Bänken, wie von HAMZEH (1974: 19) gefordert wird, ist auszuschließen. Eine Vergleichsprobe der unteren *crenistria*-Bank des Profils Bromberg II (Pr.-Nr. 212/cr) zeigt zwar, daß ihre (kümmerliche) Conodonten-Fauna weitgehend der aus Pr.-Nr. 244/6 ob. Teil entspricht, doch sind die Cephalopodenkalke am Kuhtenberg von wenigstens 2 m tuffitischen Schiefen überlagert worden, die im Zusammenhang mit den jüngeren Diabas-Förderungen bei Wellinghausen stehen müssen. Die jüngsten Tuffe in den Nachbarprofilen treten aber noch im oberen Kieselkalk-Horizont auf. Außerdem weicht der turbiditische Detritus-Anteil in allen Bänken bei Wellinghausen von den *crenistria*-Bänken ab, in denen derartige Anteile nicht erkennbar sind. Ferner liegt ein Teil der Cephalopodenkalke bei Wellinghausen noch eindeutig unterhalb der *bilineatus*-Zone.

Trotz einiger neuer Erkenntnisse bieten die Conodonten bisher keine befriedigende Möglichkeit, das mittlere Unterkarbon im östlichen Schiefergebirge stratigraphisch zu gliedern. Hinzu kommt die bisher ungenügende Bearbeitung der älteren *Gnathodus*-Formen, was ihre stratigraphische Zuordnung, aber auch ihre Bestimmung angeht. Innerhalb der *Gnathodus*-Formen *semiglaber*, *texanus pseudosemiglaber*, *texanus texanus* und *delicatus* scheinen nahezu alle Übergangsformen möglich zu sein. Auch der Übergang zu *Gnathodus bilineatus bilineatus* scheint nicht von einer Form auszugehen, wobei meist jedoch eine Verbindung zu *Gnathodus delicatus* zu beobachten ist.

In einer eingehenden zukünftigen Bearbeitung der Foraminiferen, die in allen Kalkbänken über einer gewissen Korngröße mit einem gegenüber Conodonten erheblich höheren Anteil enthalten sind (Kap. 3.1.), scheint derzeit die einzige Möglichkeit zu liegen, eine Korrelation mit der gut bearbeiteten belgischen Stratigraphie durchzuführen. Denn für Foraminiferen, die isoliert, d. h. nicht in Resedimenten eingeschlossen sind, läßt sich annehmen, daß sie dem stratigraphischen Alter der sie enthaltenden Turbidite entsprechen.

2.2. Lithostratigraphie

2.2.1. Schichtenfolge

In einer großen Anzahl von Arbeiten sind die unterkarbonischen Faziesseinheiten (Kap. 2.1.) des Arbeitsgebietes und der weiteren Umgebung beschrieben worden. Eine ausführliche Zusammenstellung wurde von PAPPROTH (1960 a, 1960 b) durchgeführt. Jüngere Beschreibungen liegen in den seither erschienenen Erläuterungen zu einigen Blättern der GK 25 und in unveröffentlichten Diplomarbeiten von BOHM (1974), HAMZEH (1974), NEUMANN (1974), WITTEN (1974) und WANDT (1975) vor. Geochemische Analysen einzelner Kieseliefer-Bänke sind bei SCHULZ-DOBRICK (1975) beschrieben. Die eingehendste petrographische Bearbeitung der kulmischen Kieseliefer wurde von HOSS (1957, 1959) durchgeführt.

Eine ausführliche Behandlung der pelitischen Sedimentation des Arbeitsgebietes, in die hinein die untersuchten detritischen Kalkturbidite geschüttet wurden, ist im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit nicht möglich. Daher wird die lithostratigraphische Erörterung auf solche Fakten beschränkt bleiben, die für die paläogeographischen Ausdeutungen (Kap. 4.1. und 5.1.1.) von Wichtigkeit sind oder die bisher in der Literatur keine Berücksichtigung gefunden haben. Die zwischengeschalteten Kalkturbidite dagegen werden in den folgenden Kapiteln eingehend behandelt.

Abb. 2 zeigt in einem idealisierten Profil die stratigraphische Gliederung des Unterkarbons II und IIIa im Arbeitsgebiet. Zusammenfassend lassen sich folgende Horizonte abgrenzen (Gliederungs-Übersicht):

Kieselige Übergangsschichten

Kieselskalk-Horizont

Horizont der vorwiegenden Lydite (Lydite-Horizont)

b. oberer Teil mit „Erbacher Kalken“ und vermehrt hellen Lyditen

a. unterer Teil mit schwarzen Lyditen, am Top erste helle Lydite

Liegende Alaunschiefer

Gegenübergestellt wird die stratigraphische Gliederung in der Dill-Mulde in Tab. 3.

Aufgrund des Fehlens vollständiger und eindeutig ungestörter Profile lassen sich für die Liegenden Alaunschiefer keine genauen und für den Horizont der vorwiegenden Lydite nur aus wenigen Profilen exakte Mächtigkeiten ermitteln. Die Mächtigkeiten der Liegenden Alaunschiefer können im sehr erosionsanfälligen Übergangsbereich zu den liegenden Hangenberg-Schiefen anhand morphologischer Kriterien nur abgeschätzt werden, während im Horizont der vorwiegenden Lydite durch ausgeprägte Spezialfaltung und kleinräumige Störungen nur wenige vollständige Profile vorhanden sind.

Die Liegenden Alaunschiefer sind im S des Arbeitsgebietes (Wittgensteiner Mulde) konstant etwa 30 — 35 m mächtig, während sie in der Waldecker Mulde wahrscheinlich etwa 5 — 10 m mächtig sind (35 — 40 m im Profil Bömighausen I).

Innerhalb des Horizontes der Liegenden Alaunschiefer tritt allmählich eine zunehmende Verkieselung auf, die dann im obersten Teil zur Bildung erster Lydite führt. Nach wenigen weiteren Metern werden die Alaunschiefer nahezu vollständig durch — vorerst noch ausschließlich schwarze — Lydite verdrängt (Lydite-Horizont). Nach den Ergebnissen in Kap. 2.1. ist der conodontenführende Tuff T2 über einen großen Bereich

Tab. 3. Gliederung des Unterkarbons II und III α im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge und in der Dill-Mulde

Rheinisches Schiefergebirge					
	nach Conodonten	NE-Rand modifiziert nach VOGES 1960 und NICOLAUS 1963	Dill-Mulde WALLISER 1960 NICOLAUS 1963	nach Cephalopoden	
Viseum	bilineatus	Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten	α	III
		Kieselkalk-Horizont	Diabas v. Well. hell	δ	
Tournaaisium	beckmanni	oberer Teil schwarze und helle Kieselschiefer, "Erdbacher Kalke"	Kalm-Kieselschiefer schwarz	γ/β	II
	anchoralis	Lydit-Horizont Conodonten-Tuff T2			
Tournaaisium	carina	unterer Teil schwarze, vereinzelt helle (meist in ob. 1-2m) Kieselschiefer	Erdbacher Kalk	α	I
	siphonodella	Liegende Alaunschiefer			

des Arbeitsgebietes als Isochrone zu verfolgen (Abb. 3). Während der untere Teil des Lydit-Horizontes im Liegenden des Conodonten-Tuffs in der Wittgensteiner Mulde (Profile Alertshausen III, Lindenhof, Battenberg, Hallenberg II) ca. 15 m mächtig ist, reduziert sich die Mächtigkeit in der Waldecker Mulde (Profile Bömighausen I, Wirmighausen, Rottenberg II) auf ca. 5 — 6 m (Abb. 3). Diese geringe Mächtigkeit in der Waldecker Mulde ergibt zusammen mit der dort vorhandenen Alaunschiefer-Mächtigkeit etwa die gleiche Gesamtmächtigkeit (40 — 46 m) wie die entsprechende Summe in der Wittgensteiner Mulde (45 — 50 m). Demnach setzt offenbar die Verkieselung in der Waldecker Mulde später bzw. weniger intensiv ein, was auch durch die dort relativ geringe Anzahl an „echten“ Lyditen gestützt wird. Die Ausbildung des Lydit-Horizontes auf dem N-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels ist dagegen wieder mit der der Wittgensteiner Mulde vergleichbar (s. unten).

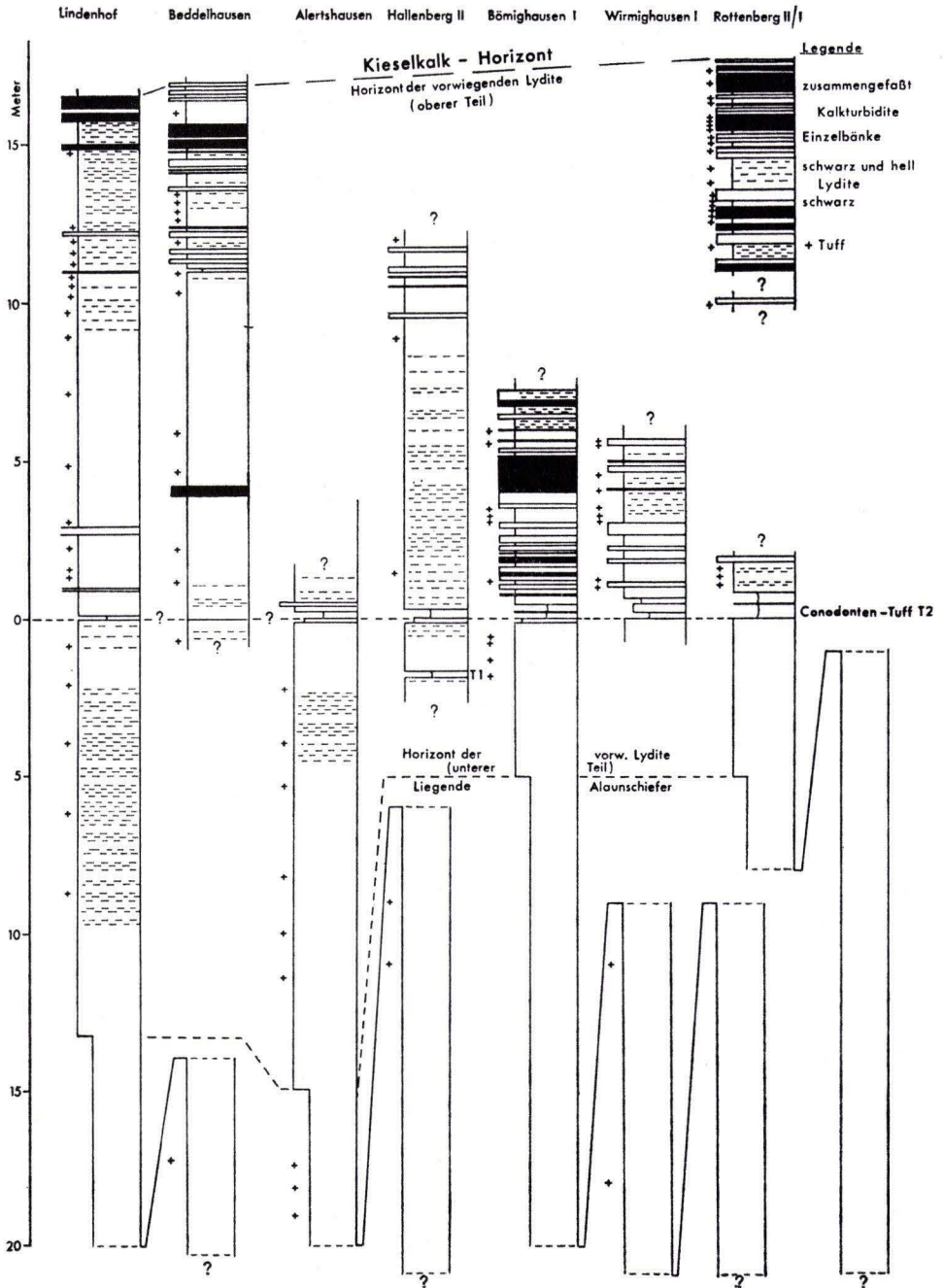


Abb. 3. Profile im Horizont der vorwiegenden Lydite.
 Der conodontenführende Tuff (T2) ermöglicht die Trennung in einen oberen und einen unteren Teil.

Im unteren Teil des Horizontes der vorwiegenden Lydite schalten sich — zwischen den einzelnen Profilen stark abweichend, meist aber erst am Top (Abb. 3) — erste helle (graugrüne) Kieselschiefer-Pakete (untergeordnet auch Tonschiefer) von meist nur wenigen Dezimetern bis max. ca. 1 m Mächtigkeit ein. Zum S der Wittgensteiner Mulde nimmt der Anteil der hellen Färbung deutlich zu (Profile Battenberg und Lindenhof).

In der Summe sind insgesamt gleichmäßig etwa 45 m (\pm 5 m) pelitischer Sedimente mit Beginn der Liegenden Alaunschiefer bis zur conodontenführenden Tuff-Bank T2 abgelagert worden. Es konnten keine Anzeichen für unterschiedliche Alaunschiefer-Mächtigkeiten aufgrund von wechselnden Siltgehalten oder unterschiedlichen Lydit-Einschaltungen, wie LEUTERITZ (1972: 93) annimmt, beobachtet werden.

Der obere Teil des Horizontes vorwiegender Lydite ist im Zusammenhang nur in der Wittgensteiner Mulde (Beddelhausen I und II, Lindenhof, Battenberg, Hallenberg II) und am N-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels (Bredelar) aufgeschlossen (Abb. 2). Den insgesamt deutlich überwiegenden schwarzen Kieselschiefern sind unterschiedlich mächtige helle (graugrüne) Kieselschiefer-Pakete zwischengeschaltet, die meist gehäuft in cm- bis dm-Stärke auftreten und nur selten mächtiger als 50 cm werden. Zwar läßt sich im S der Wittgensteiner Mulde (Profile Beddelhausen, Lindenhof, Battenberg) ein 7—10 m mächtiger Bereich ausschließlich schwarzer Kieselschiefer parallelisieren, doch sind darüber hinaus keine weiteren Parallelisierungen der einzelnen hellen Kieselschiefer-Pakete möglich. Auffällig ist der relativ hohe Anteil heller Kieselschiefer im Profil Hallenberg II. Eine mögliche Erklärung läßt sich im Zusammenhang mit der Diskussion über die paläomorphologische Situation sehen (Kap. 5.1.5.).

Die pelitischen Sedimente im oberen Teil des Lydit-Horizontes haben in der Wittgensteiner Mulde eine Mächtigkeit von ca. 15 m, im gesamten Horizont von ca. 30 m. Ähnliches dürfte für den Ostsauerländer Hauptsattel gelten, da bei Bredelar bereits ca. 25 m aufgeschlossen sind. In der Waldecker Mulde ist der obere Teil nirgends zusammenhängend aufgeschlossen. Aber auch dort muß wahrscheinlich mit einer ähnlichen Mächtigkeit gerechnet werden. In einem unvollständig aufgeschlossenen Schurf (Eisenberg I) wurden bereits 15 m Kieselschiefer angetroffen, von denen die unteren 5 m etwa dem Teil unterhalb des Conodonten-Tuffs T2 (der Conodonten-Tuff selbst konnte hier nicht gefunden werden) entsprechen dürften. Der höchste Teil des Lydit-Horizontes ist am Eisenberg aber nicht erfaßt worden. Darauf weist auch die Anzahl der Kalkturbidite dieses Profils hin, die aufgrund der relativ proximalen Position (Kap. 4. und 5.) gegenüber distaler gelegenen Profilen (z. B. Hillershausen und Lelbach-Rhena) sehr gering ist. Abweichend von der normalen lithologischen Ausbildung tritt im Lydit-Horizont im äußersten NW der Wittgensteiner Mulde (W Richstein) und auf dem NW-Flügel der Dill-Mulde (Bereich Eifa—Laisa; LIPPERT et al. 1970: 294) eine ausgeprägte Hämatit-Vererzung auf (Hoss 1957: 71), die zur vollständigen Rotfärbung großer Teile dieses Horizontes führt. Die Vererzung auf dem NW-Flügel der Dill-Mulde mag in Zusammenhang mit der Sackpfeifen-Überschiebung stehen.

Die Einschaltungen der ersten Kalkbänke („Erdbacher Kalk“) treten im Arbeitsgebiet unmittelbar oberhalb der conodontenführenden Tuff-Bank T2 auf (Abb. 3). Während aber in der Waldecker Mulde im Bereich Eisenberg—Bömighausen damit intensive Kalkschüttungen einsetzen, sind in der Wittgensteiner Mulde nur wenige Kalkbänke erkennbar, denen offensichtlich wieder eine längere kalkfreie Phase folgt (Profile Beddelhausen, Lindenhof, Battenberg, Hallenberg). In den obersten 6 m pelitischer Sedimente treten im gesamten Arbeitsgebiet verstärkt Kalkturbidit-Einschaltungen auf (Abb. 3 und 12 und Kap. 4.1.3.).

Der Wechsel von dem Lydit-Horizont mit den „Erdbacher Kalken“ zum Kieselkalk-Horizont erfolgt nahezu übergangslos und im gesamten Arbeitsgebiet etwa zeitgleich, wie Profil- und Mächtigkeitsvergleiche eindeutig belegen (Kap. 4.1.). Die Grenze zwischen dem Horizont der vorwiegenden Lydite und dem Kieselkalk-Horizont wurde mit dem letzten zusammenhängenden Schwarzschiefer-Paket gezogen, in dem helle (graugrüne) Schiefer noch deutlich zurücktreten. Mit dieser Grenzziehung ist gleichzeitig das letzte Auftreten von „Erdbacher Kalken“ verbunden.

Die Pelite zeigen mit Beginn des Kieselkalk-Horizontes eine deutlich veränderte lithologische Ausbildung. Sie sind nun hell (meist graugrün) und meist weniger stark verkieselt (nach Hoss 1957: 71 „kieselige Tonschiefer“). Nur selten kommt es zur Ausbildung von Lydit-Bänken. In Zusammenhang mit dem Farbwechsel der autochthonen Schiefer-Sedimentation ändert sich auch der Typ der eingeschalteten Kalkbänke (Kap. 3.2.). Ganz vereinzelt treten im Kieselkalk-Horizont innerhalb des ersten Meters noch Schwarzschiefer-Lagen von nur selten > 1 cm Mächtigkeit auf, während sich Kalkbänke des hellen Kieselkalk-Typs bereits — in unterschiedlicher Häufigkeit — in das Niveau der „Erdbacher Kalke“ einschalten.

Innerhalb des Kieselkalk-Horizontes, der im Arbeitsgebiet im wesentlichen aus einer eintönigen Serie von hellen (graugrünen), mehr oder weniger intensiv verkieselten autochthonen pelitischen Sedimenten von durchschnittlich etwa 11 — 12 m Mächtigkeit (s. auch Kap. 4.1.4.) besteht, sind Kalkbänke unterschiedlicher Mächtigkeiten eingeschaltet (Abb. 12). Hierbei ergeben sich durch typische Abfolgen in der Kalksedimentation verschiedene Profilabschnitte, die über das Arbeitsgebiet parallelisierbar sind (Kap. 4.1.). Insgesamt kann der Kieselkalk-Horizont im Arbeitsgebiet bis etwa 30 m mächtig werden (Tab. 8). Da im Kieselkalk-Horizont innerhalb des Arbeitsgebietes jedoch in weit überwiegenderem Maße die Kalke in ihrer Gesamtmächtigkeit deutlich unter der Mächtigkeit der pelitischen Beckensedimentation liegen, scheint es sinnvoll zu sein, auf den Begriff „Horizont der vorwiegenden Kieselkalke“ (PAPPROTH 1960 a, 1960 b) hier zu verzichten.

Die Obergrenze des Kieselkalk-Horizontes wird mit der Basis der *grimmeri*-Bank gezogen (sensu NICOLAUS 1963). Bereits vorher können vereinzelt Schwarzschiefer-Bänke von meist nur wenigen Zentimetern Mächtigkeit auftreten. Wie im Lydit-Horizont sind auch im Kieselkalk-Horizont auf Hämatit-Vererzung (Hoss 1957: 71) beruhende Rotfärbungen von Kieselschiefern im NW und SW der Wittgensteiner Mulde und auf dem NW-Flügel der Dill-Mulde (Abb. 12: Profile Richstein, Lindenhof, Wallau, Frohnhausen) zu beobachten. Die Rotfärbung tritt jeweils in den gleichen Niveaus im untersten bis mittleren Teil des Kieselkalk-Horizontes auf. In anderen Profilen kommt es lediglich vereinzelt zu verwitterungsbedingten Rotfärbungen. Oft greift die Rotfärbung auch (schwach) auf dünne Kalkbänke über. Allgemein scheint die Rotfärbung der Kiesel-schiefer zur Dill-Mulde hin zuzunehmen (LIPPERT et al. 1970: 294).

Die Kieseligen Übergangsschichten sind eingehend von NICOLAUS (1963) bearbeitet worden. In der vorliegenden Arbeit werden lediglich die Kalkbänke erfaßt, die innerhalb dieses Horizontes sedimentiert worden sind (Abb. 4). Dabei zeigt sich auch hier eine über das gesamte Arbeitsgebiet sehr einheitliche pelitische Sedimentation von etwa 8,5 — 9,5 m Mächtigkeit bis zur Unterkante der unteren *crenistris*-Bank, die aus praktischen und aufschlußbedingten Gründen als Hangend-Grenze für diese Untersuchung genommen wurde. Die relativ geringfügigen Abweichungen der Pelit-Mächtigkeiten einzelner Profile lassen sich jeweils auf tektonische Ausdünnung bzw. Verdickung auf-

grund des relativ hohen Anteils an weichen Alaunschiefern zurückführen. Die über-regional verbreiteten *crenistria*-Bänke — im Arbeitsgebiet sind es immer drei Bänke — sind Cephalopoden-Kalke ohne erkennbare Anzeichen von detritischer Karbonatzufuhr. Innerhalb des Arbeitsgebietes treten geringfügige Mächtigkeits-Schwankungen der einzelnen Bänke auf, die aber keinen Zusammenhang erkennen lassen und in den meisten Fällen tektonische Ursachen haben dürften.

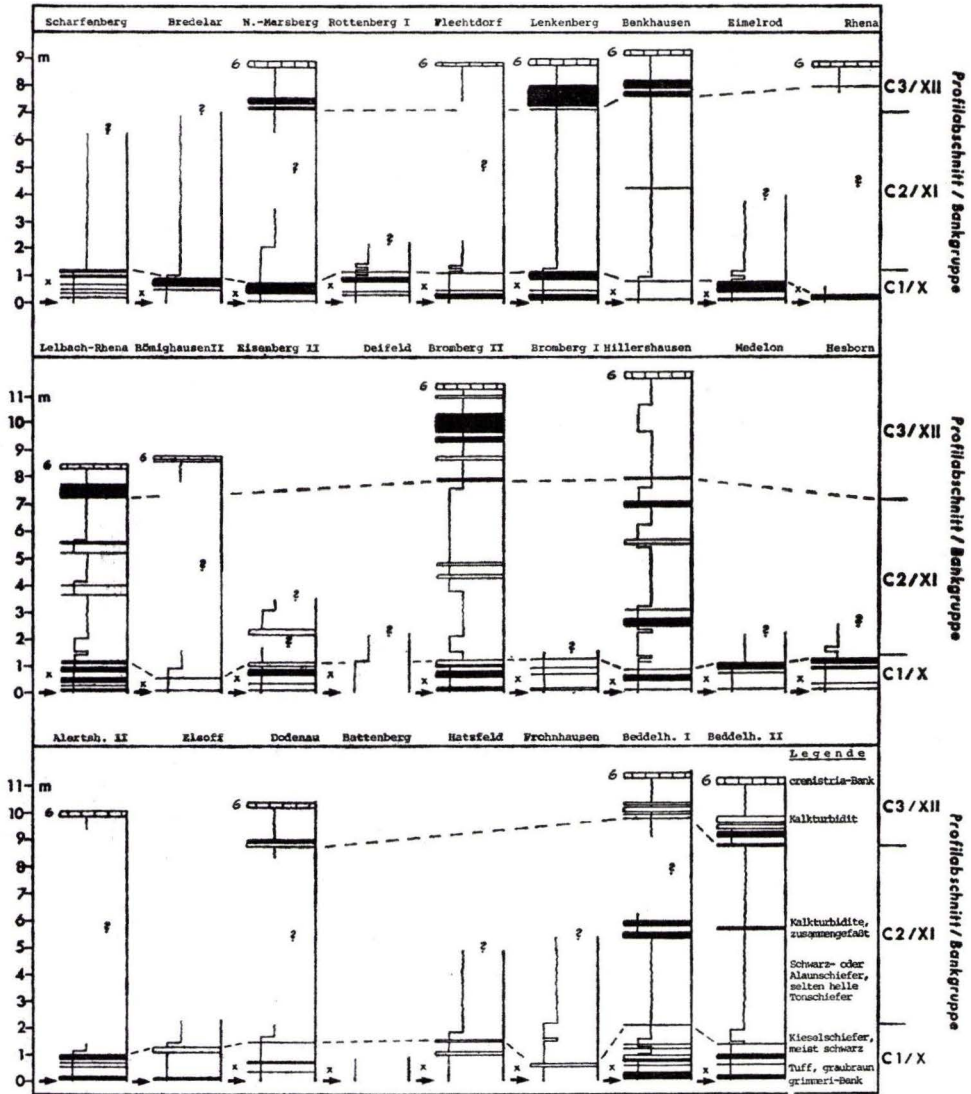


Abb. 4. Profile in den Kieseligen Übergangsschichten. Zuordnung der Kalkturbidite zu 3 Profilabschnitten bzw. Bankgruppen.

Den Kieseligen Übergangsschichten schließen sich Tonschiefer-Folgen an (Posidonien-schiefer und Kulmtonschiefer, vgl. KULICK 1960), in die ebenfalls allodapische Kalke eingeschaltet sind (nach MEISCHNER 1962 und 1964 und nach unveröffentlichten Untersuchungen von SADLER im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 48), die hier aber nur insoweit berücksichtigt werden, wie sie Zusammenhänge zur Kalkturbidit-Sedimentation der hier bearbeiteten älteren Horizonte erkennen lassen.

Vereinzelt sind im Bereich der Wittgensteiner Mulde (bessere Aufschlußbedingungen!) innerhalb des Horizontes der vorwiegenden Lydite Kieselschiefer-Bänke zu beobachten, bei denen es sich um Turbidite zu handeln scheint. Sie sind max. etwa 5—6 cm mächtig, setzen unvermittelt mit einer scharfen Unterseite ein und weisen innerhalb der ersten Millimeter eine schwache Gradierung auf. Sie kommt zustande durch die Anreicherung weniger, geringfügig größerer Komponenten an der Basis bei ansonsten sehr gut sortiertem pelitischem Material. Zusätzlich verfügen die Bänke über eine deutliche Feinschichtung, die von der sonst bei Kieselschiefern auftretenden deutlich abweicht. Sie ist dort eher schlierig, weniger horizontbeständig und tritt seltener auf. Die Anzahl derartiger turbiditischer (?) Kieselschiefer-Bänke liegt im Profil Lindenhof deutlich unter 10 %. Aber vielleicht lassen sich hierauf geringfügige Schwankungen in den Pelit-Mächtigkeiten innerhalb des Arbeitsgebietes zurückführen. Aus turbidity currents abgelagerte Kieselschiefer-Bänke sind von NISBET & PRICE (1974) beschrieben worden.

Im Profil Alertshausen II tritt im Kieselkalk-Horizont (noch Unterkarbon II; Abb. 12) eine einzige, 45 cm mächtige Grauwackenbank auf (s. auch WANDT 1975), die sonst nirgendwo beobachtet wurde. Es handelt sich hier um die älteste Grauwackenschüttung, die bis in die Wittgensteiner Mulde vorgedrungen ist. Die Schüttung der kulmischen Grauwacken setzt dort erst im Unterkarbon III β ein. Sehr frühe Grauwacken sind auch aus der Dill-Mulde bei Herborn bekannt, wo sie im Kieselschiefer-Horizont im Liegenden der Kieseligen Übergangsschichten auftreten (NICOLAUS 1963: 84, KREBS 1966: 66).

2.2.2. Vulkanismus

Zeugen eines ausgeprägten sauren bis intermediären Vulkanismus (Quarzkeratophyr-Tuffe nach HOSS 1957: 79, SCHERP 1961: 53, 1968: 69, 1971: 185, u. a.) sind zahlreiche Tuff- und Tuffit-Bänke, die in den bearbeiteten Horizonten zwischengelagert sind. Sie sind meist nur wenige Millimeter bis wenige Zentimeter und nur selten > 10 cm mächtig. Gelegentlich wird der untere Teil einzelner Tuff-Bänke aus relativ grobkörnigem Material gebildet, das deutliche Gradierung zeigt und oft verkieselt ist. Eine eingehende Behandlung der Tuffe ist bei den o. g. Autoren erfolgt. Die Tuff- bzw. Tuffit-Lagen setzen vereinzelt im oberen Teil der Alaunschiefer ein, werden im Horizont der vorwiegenden Lydite allmählich zahlreicher, nehmen im Kieselkalk-Horizont weiter zu und erreichen dort im obersten Teil und in den Kieseligen Übergangsschichten (NICOLAUS 1963) ihr Maximum in Anzahl und Mächtigkeit. Innerhalb der Posidonien-schiefer treten nur noch wenige Lagen auf (KULICK 1960). Die Herkunft dieser großregional verbreiteten Tuffe ist nach wie vor unklar. Aus ihrer Verteilung innerhalb des Arbeitsgebietes läßt sich keine gesetzmäßige Mächtigkeitszunahme oder -abnahme erkennen. Für den Kieselkalk-Horizont ergibt sich eine ziemlich gleichmäßige Gesamtmächtigkeit von etwa 170 cm an Tuff- und Tuffit-Bänken. NICOLAUS (1963) hat für die Kieseligen Übergangsschichten gezeigt, daß einzelne Tuff-Lagen weiträumig parallelisierbar sind. Prinzipiell trifft dies sicher auch für die Tuffe der hier bearbeiteten Horizonte zu, doch sind Paral-

lelisierungen einzelner Tuff-Bänke über größere Entfernungen nur selten möglich, und zwar aufgrund der zwischen den einzelnen Profilen meist sehr stark voneinander abweichenden Intensitäten der eingeschütteten Kalkturbidite (Kap. 4.1.). Hinzu kommt, daß einzelne Tuff-Mächtigkeiten häufig tektonisch beeinflußt werden können. Auffällige Tuff-Bänke dagegen lassen sich über nahezu das gesamte Arbeitsgebiet parallelisieren, wie beispielsweise der conodontenführende Tuff innerhalb des Kieselschiefer-Horizontes (s. oben und Kap. 2.2.), sowie ein Tuff, der ca. 60 cm im Hangenden der *grimmeri*-Bank liegt und auffällig grobkörnig und — im Gegensatz zur sonst meist weißgrauen bis gelbbraunen Färbung der anderen Tuffe — intensiver braun gefärbt ist (Abb. 4). Darüber hinaus lassen sich Bereiche mehr oder weniger häufiger Tuff-Einschaltungen unterscheiden und bei der Parallelisierung einzelner Profilabschnitte mit heranziehen.

Der Diabas von Wellinghausen und seine Tuffe werden unter paläogeographischen Aspekten in Kap. 5.1.4. behandelt.

2.2.3. Problem der Kieselschieferbildung

Zur Klärung des nach wie vor ungelösten Phänomens der Entstehung kieseliger Sedimente im Unterkarbon II und III α können durch die vorliegende Arbeit keine neuen Erkenntnisse beigetragen werden. Lediglich einige eigene Beobachtungen sollen in der Gegenüberstellung der wichtigsten konträren Auffassungen erwähnt werden.

Grundsätzlich werden drei mögliche Ursachen für die Erhöhung des Kieselsäure-Gehaltes gesehen (ausführliche Literatur-Zusammenstellung bei Hoss 1957, 1959): erstens als exhalative (DAVIS 1918, SCHWAN 1951, u. a.), zweitens als organogene (CORRENS 1926, SCHWARZ 1928, Hoss 1957, 1959) Anreicherung oder drittens als Folge der Umwandlung basischer Magmatite (durch Wasseraufnahme, Palagonitisierung und Chloritisierung) bzw. als Zersetzungsprodukte von Quarzkeratophyr-Glastuffen (nach RÖSLER 1960: 203).

Da Kieselschiefer-Bildungen erdgeschichtlich häufig gemeinsam mit basischen Vulkaniten auftreten (STEINMANN 1906, DAVIS 1918, SCHWAN 1951), scheint ein genetischer Zusammenhang zwischen Vulkanismus und Erhöhung des verfügbaren Kieselsäuregehaltes möglich zu sein. Nach Hoss (1957: 84) können jedoch die Erguß-Diabase im östlichen Rheinischen Schiefergebirge, die an sich schon SiO₂-untersättigt sind, selbst nicht in der Lage gewesen sein, die erforderlichen SiO₂-Mengen (auch nicht über chemische Umwandlungen) zu liefern. Auch nach eigenen Beobachtungen lassen die Verkieselungs-Intensitäten weder stratigraphisch noch geographisch irgendwelche direkten Verbindungen zu Deckdiabas-Vorkommen erkennen (abgesehen von lokalen Eisenkiesel-Bildungen in der Dill-Mulde), wie dies PILGER (1950: 13) für den innerdinarischen Trog beschrieben hat. Andererseits werden alle Diabas-Ergüsse im östlichen Schiefergebirge von mehreren 10er Metern kieseliger Sedimente überlagert, ohne daß eine kontinuierliche Abnahme der Verkieselung zum Hangenden zu beobachten ist. Ebenso scheint eine direkte Ableitung der Kieselsäure aus den sauren bis intermediären Tuffen, die innerhalb der kieseligen Horizonte eingeschaltet sind, aufgrund zu geringer Tuff-Mächtigkeiten auszuschließen (Hoss 1957: 84).

Submarine Exhalationen von SiO₂ dürften nach Hoss (1957: 84, 85) kaum in der Lage gewesen sein, in Meerwasser eine derart hohe SiO₂-Konzentration herbeizuführen, um den in Kieselschiefern ca. 30 % höheren SiO₂-Gehalt gegenüber Tonschiefern zu erklären. Andererseits setzt jedoch die allmählich zunehmende Verkieselung innerhalb der Liegenden Alaunschiefer etwa zeitgleich mit dem Auftreten der ersten Tuffe im oberen

Teil des Horizontes ein und führt dann schließlich zur Bildung von Kieselschiefern, nachdem die Tuffe zahlreicher geworden sind. Dies läßt eine Abhängigkeit der SiO_2 -Konzentration des Meerwassers von vulkanischen Aktivitäten möglich erscheinen (BRAMLETTE 1946).

Die zur Bildung von Kieselschiefern notwendige Anreicherung von Kieselsäure durch Organismen ist grundsätzlich möglich. Die unterkarbonischen Kieselschiefer weisen zonenweise hohe Anteile an meist umkristallisierten Radiolarien auf (Hoss 1957). Hoss (1959: 255) nimmt an, daß die Radiolarien im Sediment zum größten Teil gelöst wurden und so die radiolarienfreien Zonen bzw. radiolarienarmen Lydite erklären. Verschiedene Autoren (Zusammenstellung s. Hoss 1959) haben eine artspezifische Löslichkeit an rezenten Diatomeen festgestellt. Solch artspezifisches Verhalten trifft offenbar auch auf eoazäne Radiolarien zu und wird als mögliche Erklärung für die in den Lyditen noch vorhandenen Radiolarien gewertet (Hoss 1959: 259). Die Bildung von Kieselschiefern durch Kieselsäure, die aus Radiolarien gelöst wurde, wird auch von THURSTON (1972: 333) vertreten. Dabei wird, ähnlich wie von Hoss (1959), eine SiO_2 -Anreicherung des Meerwassers durch submarinen Vulkanismus bzw. hydrothermale Aktivitäten angenommen, die zu erhöhter Produktion von SiO_2 -Organismen geführt hat. Theoretisch erscheint es jedoch denkbar, daß möglicherweise auch eine SiO_2 -Sättigung des Meerwassers durch entsprechende Kieselsäure-Zufuhr eine stärkere Löslichkeit von Radiolarien verhinderte, deren Anteil gar nicht einmal wesentlich zugenommen haben müßte, die dadurch aber dem Sediment zugeführt werden konnten.

3. Sedimentologische Betrachtungen der Detrituskalke

3.1. Komponentenspektrum

Die Kalkbänke innerhalb der bearbeiteten Horizonte sind, von den wenigen Cephalopodenkalken (*crenistris*-Bänke und Cephalopodenkalke aus dem Diabas-Komplex von Welleringshausen) abgesehen, überwiegend aus karbonatischem Detritus aufgebaut (Taf. 3, 4). Der primäre Anteil an karbonatischem Detritus dürfte in den einzelnen Bänken — in Abhängigkeit von der Bankmächtigkeit und den vorhandenen Bank-Zonen — (Kap. 3.2.; vgl. ENGEL 1974: Abb. 9) bis nahezu 100 % betragen haben (Tab. 5). Der restliche Anteil fällt fast ausnahmslos auf silikatischen Feindetritus, der sich in den Kalkbänken nach oben zunehmend einschaltet (Tab. 5). Durch die sekundäre Silifizierung der Kalke ist Quarz zum dominierenden Nebenbestandteil geworden (Kap. 3.2.4.).

Die folgenden Zusammenstellungen geben einen Überblick über die in Dünnschliffen und Lösungs-Rückständen erkennbaren qualitativen Anteile der einzelnen Komponenten, die weitgehend den Angaben von MEISCHNER (1962, 1964) zu den Posidonienkalken und Rhenaer Kalken entsprechen. Anhand von Dünnschliff-Serien über 5 Kalkbänke wurden die detritischen Komponenten auch quantitativ (Abb. 5, 6 und Tab. 4) erfaßt. Nach Vergleichen mit > 100 weiteren Kalkbänken (Folienabzüge und Dünnschliffe) lassen sich diese aus Auszählungen ermittelten Anteile als repräsentativ bestätigen. Gegenübergestellt sind die ausgezählten Anteile der Komponenten von 3 Bänken des Hellefelder Kalkes, die in Korngröße, Mächtigkeit und Struktur-Inventar etwa den untersuchten Bänken aus dem Arbeitsgebiet entsprechen, sowie die von HELMKAMPF (1969: 501 ff.) angegebenen Werte. Die Diskussion dieser Vergleiche erfolgt in Kap. 5.3.1.3.

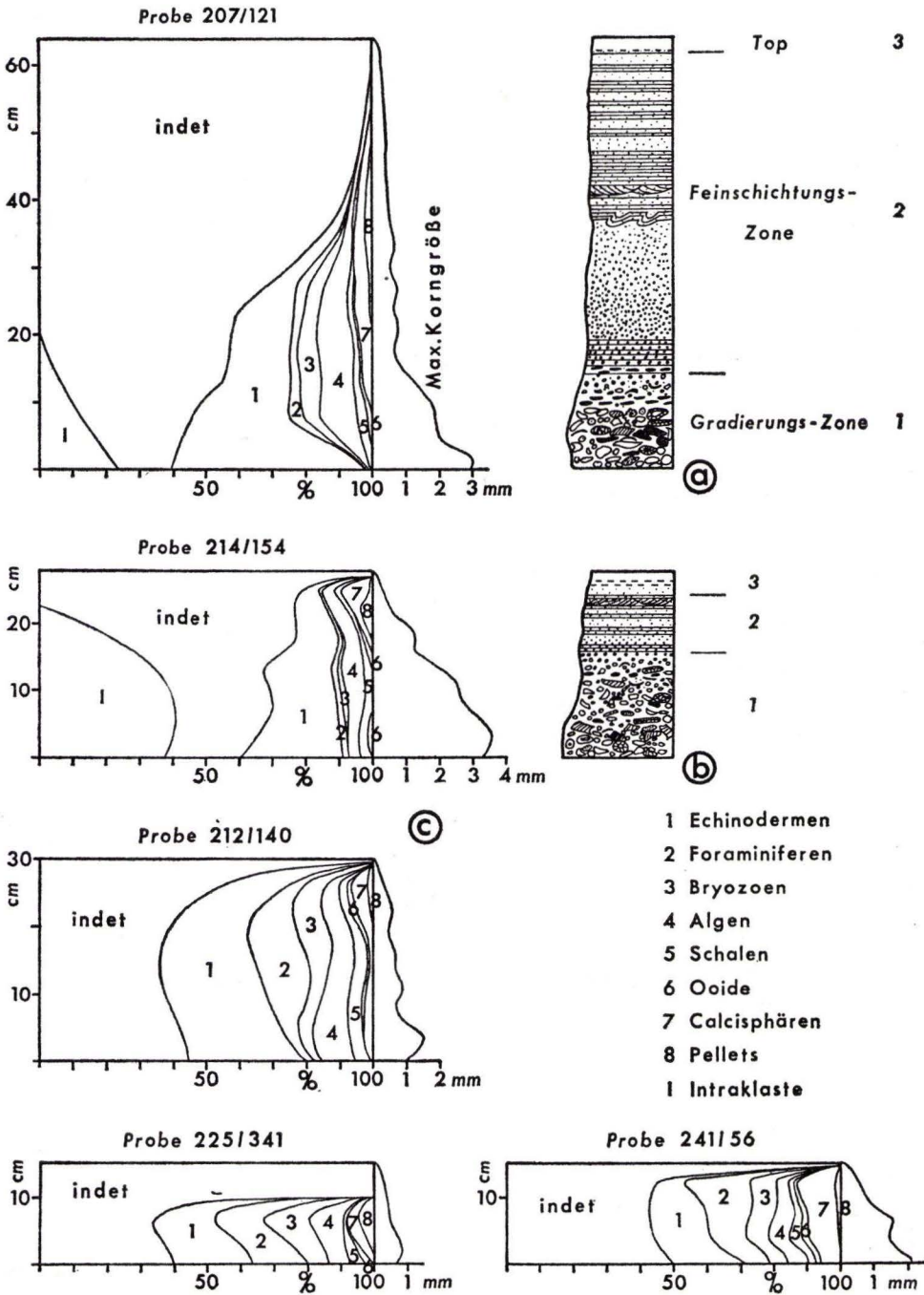


Abb. 5. a und b: Bank-Aufbau und -Zonierung einzelner Kalkturbidite im Kieselkalk-Horizont.

c: Verteilung der Komponenten und ihre Identifizierbarkeit in Abhängigkeit von der Korngröße. Änderung der max. Korngröße (Gradierung), an der Bankbasis teilweise inverse Gradierung.

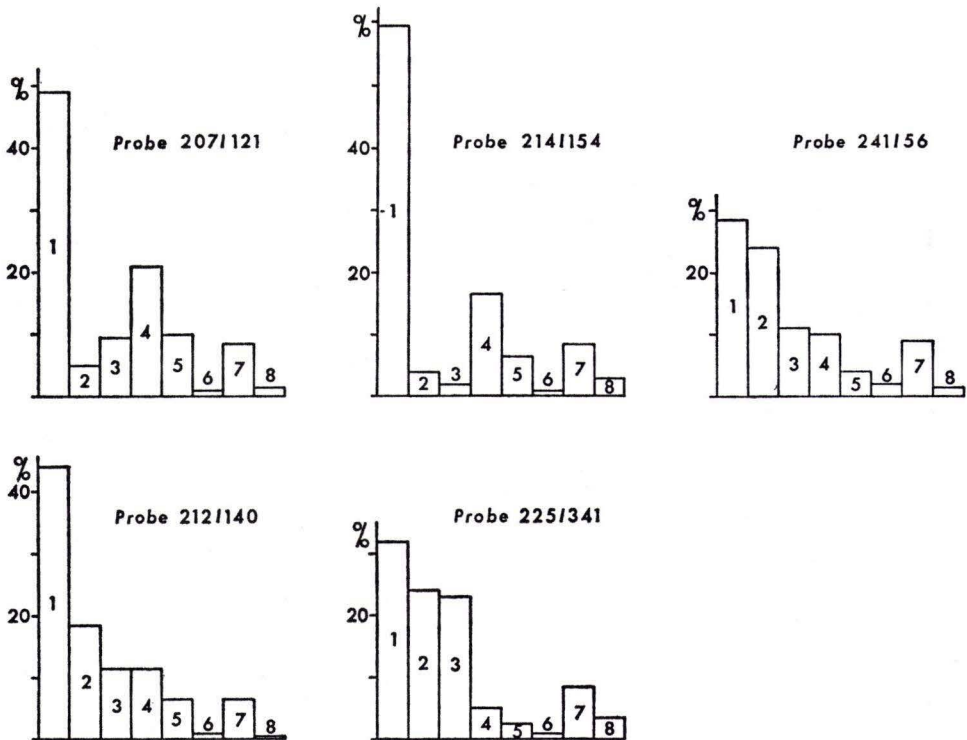


Abb. 6. Prozentuale Verteilung der identifizierbaren Komponenten der Kalkturbidite aus Abb. 5 (Zeichenerklärung s. dort).

Eine allgemeine systematische Untersuchung der biogenen Komponenten ist aufgrund ihrer extremen Zerkleinerung kaum möglich. Lediglich Foraminiferen könnten wegen ihres guten Erhaltungszustandes und wegen ihrer Bedeutung für die Feinstratigraphie eine eingehende Behandlung sinnvoll erscheinen lassen, auf die jedoch in dieser Arbeit verzichtet werden muß.

Der biogene Detritus zeigt nahezu keinerlei Rundung, die auf Abrollung durch Transport zurückzuführen wäre.

Die auftretenden Intraklaste lassen sich in zwei Gruppen aufteilen (Taf. 3 Fig. 1, 2). Die erste Gruppe umfaßt alle Resedimente, die meist keine Zurundung erkennen lassen (Bruchstücke) und wahrscheinlich durch Erosion aus bereits weitgehend verfestigtem detritischem Material (des Liefergebietes oder älterer Turbidite?) herausgearbeitet wurden. Die darin enthaltenen Komponenten sind — soweit erkennbar — die gleichen, die auch isoliert in den Kalkbänken auftreten. Die Korngröße der einzelnen Komponenten in diesen Resedimenten ist aber deutlich kleiner als die aus der Umgebung der Resedimente.

In die zweite, zahlenmäßig häufigere Gruppe werden gut gerundete (kreisrund bis elliptisch oder nierenförmig im Anschnitt) Intraklaste gestellt, die vorwiegend aus mehreren (meist verschiedenartigen) biogenen Komponenten aufgebaut und von Onkolith-

Tab. 4. Durchschnittliche Anteile der bestimmbareren Detritus-Komponenten in Kalkturbitiden des Kieselkalk-Horizontes

Komponenten	Kieselkalk	Hellefelder Kalk	Hellefelder Kalk
	(5 Bänke)	(3 Bänke)	(HELMKAMPF 1969)
Echinodermen	42,6 \pm 12,7	27,3 \pm 4,8	3,3-21,0 (9,5)
Foraminiferen	15,1 \pm 9,9	12,9 \pm 3,8	1,2- 9,4 (4,4)
Bryozoen	11,6 \pm 7,5	26,7 \pm 2,8	22,7-68,2 (43,2)
Algen	12,9 \pm 6,0	15,4 \pm 4,7	bis 5,7
onkolith. A.	ca. 65	ca. 80	
Dasycladaceen	ca. 33	-- (?)	
Sonstige	ca. 2	ca. 20	
Schalen	4,9 \pm 1,7	5,6 \pm 0,8	
Brachiopoden	ca. 80	ca. 50	bis 3,9
Ostracoden	ca. 20	ca. 50	bis 3,8
Mollusken	akz.	akz.	} <1,0
Korallen	--	0,7 \pm 0,2	
Trilobiten	akz.	akz.	
Radiolarien	akz.	akz.	sehr klein
Conodonten	akz.	akz.	
Calcisphären	10,0 \pm 4,6	2,1 \pm 1,7	
Pellets	1,9 \pm 1,4	8,6 \pm 3,2	
Ooide	1,0 \pm 0,6	0,8 \pm 0,3	bis 30,0
indeterminabel	58,6 \pm 13,4	66,3 \pm 5,1	25,0-65,0
Intraklaste	bis 21,8 (Basis bis 41,0)	bis 17,0 Basis bis 20,5)	

Mittelwert = ()

Krusten (1 bis mehrere Schalen) umgeben sind. Die Einzelkomponenten entsprechen auch hier dem üblichen Spektrum. Die Onkolith-Krusten weisen als Bildungs-Milieu dieser Intraklaste den Bewegtwasser-Bereich aus.

Die Identifizierung der detritischen Komponenten nimmt mit der Korngröße ab (Abb. 5). Bis zu Korngrößen von 0,1 — 0,2 mm sind einzelne Biogene bestimmbar, wobei die Sicherheit der Ansprache einzelner Biogen-Gruppen naturgemäß zu Fehlern gegenüber ihren tatsächlichen prozentualen Anteilen führt. Doch dürften sich diese Fehler in vertretbaren Grenzen halten, da es zu keinen deutlichen Verschiebungen der einzelnen Anteile gegenüber grobkörnigeren Bankbereichen kommt. Echinodermen- und Bryozoen-Trümmer sind aufgrund ihrer Feinstrukturen gut zu erkennen, ebenso Foraminiferen, während Schalenreste nicht immer eindeutig einzuordnen sind. Bei größeren, sicher anzusprechenden Schalen-Bruchstücken, wurden keine Lamellibranchiaten- und Gastropoden-Reste gefunden. Algen sind meist gut anzusprechen. Es überwiegen onkolithische Strukturen, die meist um einen nicht näher zu bestimmenden karbonatischen Kern gewachsen sind. Häufig treten Dasycladaceen auf, die den von HOROWITZ & POTTER (1971: Taf. 60 Fig. 2) beschriebenen Formen entsprechen (Taf. 4 Fig. 2). Große Fetzen von Koninckoporen, spaghetti-ähnliche Formen und sonstige den Algen zugerechnete Arten sind selten. Vereinzelt sind in den Dünnschliffen Trilobiten(?) - und Goniatiten-Reste und Conodonten zu finden. Umkristallisierte Radiolarien (Chalcedon) sind selten. SiO₂-Nadeln treten nur in wenigen Proben, dann aber gehäuft auf. Sie sind leicht ko-

nisch ausgebildet und haben Größen von etwa 20 μ Durchmesser und 100 μ Länge. Es dürfte sich um Megaskleren-Bruchstücke handeln. Calcisphären und Pellets sind unterschiedlich häufig vertreten. Als nichtbiogene Primär-Komponenten treten auf: Kalk-Ooide, die in allen Proben mit entsprechenden Korngrößen ($> 0,1$ mm) vertreten sind, und ungerundete helle Kieselschiefer-Fetzen, die aus bereits weitgehend verfestigten Beckensedimenten erodiert worden sein müssen, aber nur in den grobdetritischen Bankteilen vorkommen und auch dort ausgesprochen selten sind.

Sekundäre diagenetische Mineralbildungen sind im wesentlichen auf Calcit und Kieselsäure beschränkt. Beim größten Teil des feinkörnigen Calcits handelt es sich um Sparit und Mikrospatit, die in erster Linie durch Umkristallisation aus Kalkschlamm entstanden sein dürften. Sparit und Mikrospatit sind auch als Füllmasse nahezu sämtlicher Hohlräume zu beobachten (Orthospatit). Daneben sind in allen Kalkbänken — neben vereinzelt authigenen Quarzen — unterschiedlich hohe (bis zu ca. 30 %) SiO_2 -Gehalte (nach Hoss 1957, und SCHULZ-DOBRIK 1975) enthalten, die vornehmlich in den Leichtfraktionen der Lösungsrückstände als amorphe Gerüste auftreten. Häufig kommt es auch zu Bildungen von Hornstein-Lagen, die in Einzelfällen ganze Bänke erfassen können. Wegen der ausgeprägten Silifizierung ist die Erfassung des primären Karbonatgehaltes durch Karbonatbestimmungen nicht möglich.

Weitere Neubildungen von Mineralien beschränken sich auf Pyrit, Kupferkies und Baryt, die in den Schwerefraktionen der Rückstände fast aller aufgelösten Kalke in geringer Zahl auftreten (sehr viel weniger als 1 % der gesamten Probenmenge). Größere Pyritkuben sind in manchen Kalkbänken auch makroskopisch erkennbar. Die Sulfide treten in „Erdbacher Kalken“ erheblich häufiger auf als im Kieselkalk-Horizont, während Baryt in „Erdbacher Kalken“ nicht beobachtet wurde. Brauneisen-Mineralie wurden gelegentlich in „Erdbacher Kalken“ beobachtet. Sie können jedoch nicht die braune mulmartige Verwitterung erklären, die vornehmlich im Kieselkalk-Horizont auftritt und auf erhöhte Eisen- und Mangan-Gehalte hindeutet, die vermutlich als Fremdionen im Calcit (PAECKELMANN 1929, 1938, MEISCHNER 1962: 27) eingelagert sind.

Feinverteilte Pyrit- und Bitumengehalte (C_{org}) sind in den Kalkturbiditen allgemein sehr gering, während sie in den Feinschichtungsbereichen in schichtparallel angereicherten „Ton“-Bändern deutlich höher liegen, in besonderem Maße innerhalb der „Erdbacher Kalke“ (Kap. 3.2.2.).

„Lutite balls“ und „lutite spots“ (MEISCHNER 1964), die makroskopisch als schwarze Gerölle bzw. Tonschmitzen erscheinen, sind im Dünnschliff als lockere, flaserig verzweigte Strukturen von schwarzbrauner Farbe zu erkennen. Ihre Entstehung wird ähnlich gedeutet wie die der „Ton“-Bänder (Kap. 3.2.2.).

Synsedimentär entstandene Kalk-„Gerölle“ in einigen Kalkturbiditen des Kieselkalk-Horizontes werden in Kap. 5.1.4.4. beschrieben und gedeutet.

3.2. Bankaufbau

3.2.1. Allgemeines

Die Kalkbänke des Lydit-Horizontes (MEISCHNER 1962: 7), des Kieselkalk-Horizontes und der Kieseligen Übergangsschichten sind überwiegend aus dem Detritus biogener Flachwasserkarbonate aufgebaut (Kap. 3.1.), die in eine als autochthon anzusehende pelitische Beckensedimentation eingeschaltet sind. Die einzelnen Kalkbänke sind horizontbeständig und lassen sich gelegentlich auch über benachbarte Profile verfolgen. Der

Bankaufbau ist klar gegliedert und zeigt ein regelmäßig wiederkehrendes Inventar an Internstrukturen. Der vollständige Aufbau ist in grobdetritischen Kalkbänken zu beobachten und erfüllt in allen wesentlichen Punkten die Kriterien der von MEISCHNER (1962, 1964) beschriebenen „Ideal-Bank“ allodapischer Kalke. Wie im folgenden eingehend gezeigt wird, gibt es weiterhin vielfältige Übergangsformen bis hin zu feinstkörnigen, mm-dünnen Kalkbänken. Hierbei findet eine deutliche Reduzierung (Auskeilen) der einzelnen Bankzonen und ihrer spezifischen Internstrukturen etwa proportional zur Abnahme der Bankmächtigkeiten in Schüttungsrichtung statt, wie es für Turbiditkörper als „horizontale Gradierung“ typisch ist (MEISCHNER 1962, 1964, BOUMA 1962, u. a.).

Gradierte detritische Kalke sind bereits von CAROZZI (1952), KUENEN & CAROZZI (1953), KUENEN (1953), NEWELL et al. (1953) u. a. als Turbidite gedeutet worden (ausführliche Zusammenstellung bei KUENEN & TEN HAAF 1956). BERNOULLI (1964) beschreibt Lias-Kieselkalk der Lombardei mit großenteils ähnlichen Strukturen und sieht sie als Ablagerungen aus turbidity currents an.

Nach allem kann kein Zweifel daran bestehen, daß es sich bei den Detrituskalken des Arbeitsgebietes innerhalb der o. g. Horizonte ausschließlich um Turbidite handelt. Der Aufbau der einzelnen Turbidite läßt anhand des Strukturinventars den Schluß zu, daß im Arbeitsgebiet nur distale Turbidit-Anteile vorhanden sind (nach WALKER 1967: 32, THOMSON & THOMASSON 1969, u. a.). Als distal wird hier der Bereich eines Turbidits verstanden, der — vom Liefergebiet aus betrachtet — jenseits des Bank-Maximums liegt.

Daneben treten zwar einige wenige Kalkturbidite auf (darunter auch die Brachiopoden-Bank bei Beddelhausen, Elsoff und Dodenau; Taf. 2 Fig. 2), die relativ grobe Korngrößen im Vergleich zur Bankmächtigkeit aufweisen (Abb. 10), doch können sie nicht als eindeutig proximal (d. h. liefergebietsnaher Teil vom Turbidit-Maximum aus gesehen) bezeichnet werden. Die dafür notwendigen Kriterien nach WALKER (1967: 32), THOMSON & THOMASSON (1969) u. a. fehlen (Kap. 3.2.3.).

Häufigkeit und Mächtigkeit der Kalkbänke, die in die pelitische Beckensedimentation von Lydit-Horizont, Kieselkalk-Horizont und Kieseligen Übergangsschichten eingeschaltet sind, lassen sich aus der Abb. 12 für die einzelnen Profile des Arbeitsgebietes ersehen. Die Korngrößen- und Bankmächtigkeits-Verteilungen der meisten Profile sind in Abb. 7 und 8 für die „Erdbacher Kalke“ und den Kieselkalk-Horizont dargestellt.

3.2.2. Internstrukturen

Die Bänke 206/121 und 214/154 (Abb. 5) zeigen den typischen Aufbau grobdetritischer Kalke (Korngrößen um oder > 2 mm) im Kieselkalk-Horizont des Arbeitsgebietes. Das Strukturinventar dieser Kalkbänke entspricht weitgehend dem der „Ideal-Bank“, die MEISCHNER (1964, Fig. 1) kennzeichnend für allodapische Kalke beschrieben hat, und erfüllen damit auch die prinzipiellen Kriterien der von BOUMA (1962: Fig. 8) an silikatischen Turbiditen aufgestellten Zonierung. Entsprechendes trifft für die meisten anderen Kalkbänke zu, die mächtiger sind als etwa 30 — 40 cm (Taf. 1 Fig. 2).

In der folgenden Beschreibung wird die dreiteilige Turbidit-Gliederung nach MEISCHNER (1964: Fig. 1) durchgeführt. Doch ist die von MEISCHNER vorgenommene weitere Unterteilung der einzelnen Schüttungsphasen in den hier vorliegenden Turbiditen zu selten vollständig nachzuvollziehen. Daher werden hier lediglich 3 Sedimentationsphasen analog zu MEISCHNER unterschieden (Abb. 5), doch wird auf entsprechende weitere Unterteilungen MEISCHNERS im Einzelfall hingewiesen.

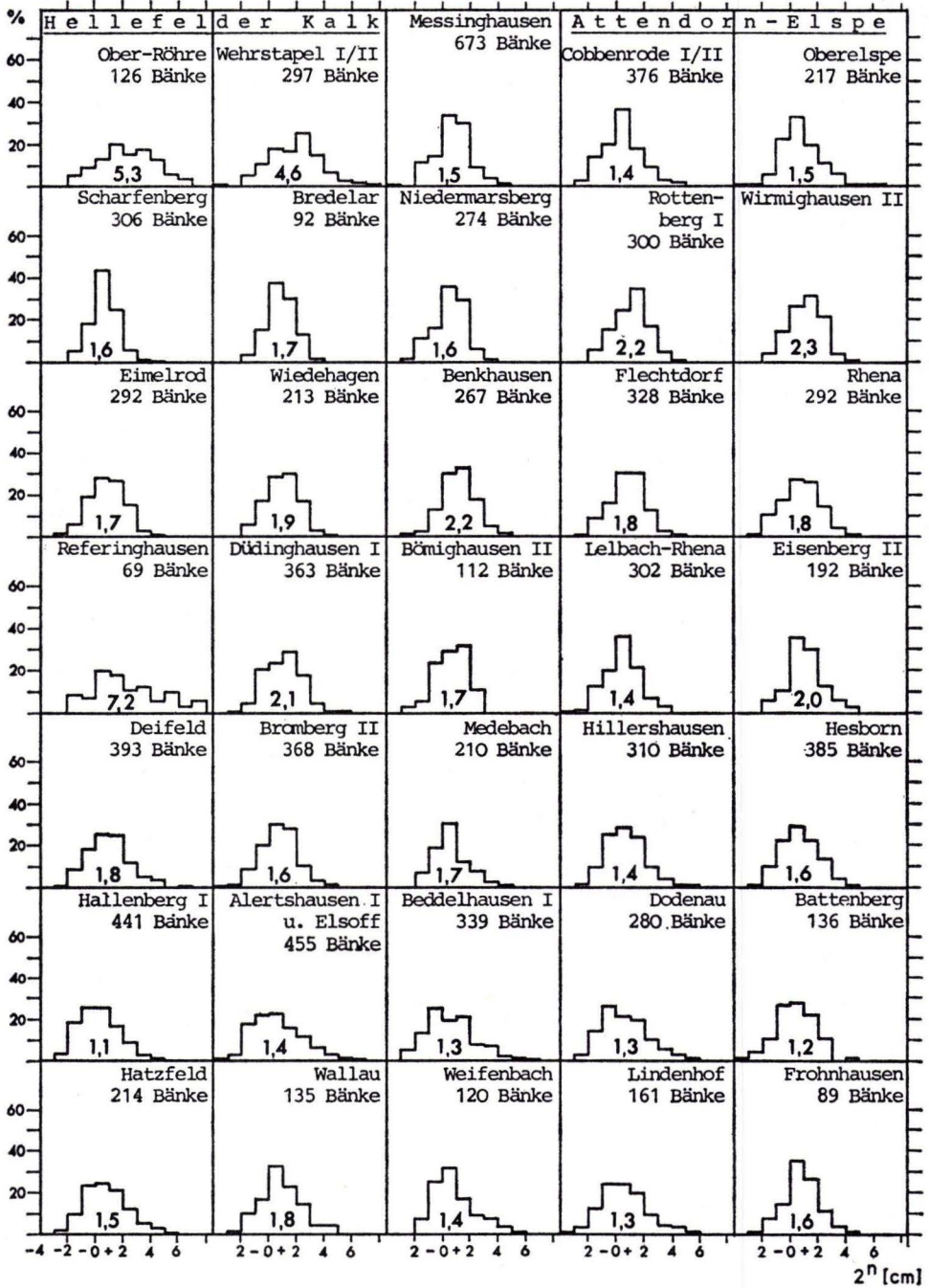


Abb. 7a und 7b. Bankmächtigkeits-Verteilung der Kalkturbidite in den einzelnen Profilen mit Angabe der Medianwerte. Bankmächtigkeit und Logarithmus zur Basis 2.

7a. Bankmächtigkeits-Verteilung im Kieselkalk-Horizont.

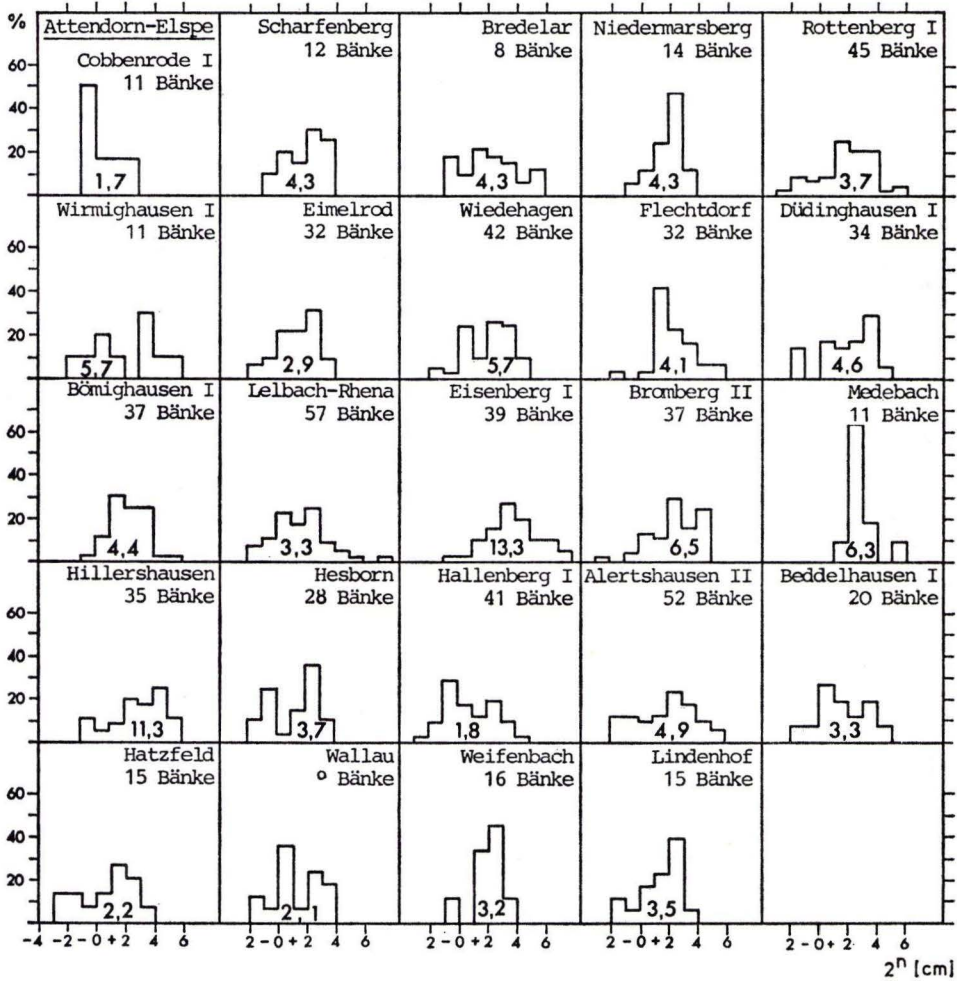


Abb. 7 b. Bankmächtigkeits-Verteilung in den „Erbbacher Kalken“.

Jede Kalkbank setzt mit einer scharfen Unterseite ein, wobei gelegentlich erosiver Kontakt zur unterlagernden Pelit- bzw. Kalkbank zu beobachten ist (Taf. 2 Fig. 4). Der Grobdetritus ist schlecht sortiert, weist keine erkennbare Abrundung durch Transport auf, ist aber stets deutlich nach max. und mittlere Korngröße gradiert (entsprechend Bankteil „1a“ nach MEISCHNER). Die max. Korngröße liegt oft nicht unmittelbar an der Basis, sondern erst einige cm darüber (inverse Gradierung!). Die einzelnen grobdetritischen Komponenten sind zu einem großen Teil dachziegelartig eingeregelt (Imbrikation; RADOMSKI 1958, PLESSMANN 1961, MEISCHNER 1962, BERNOULLI 1964) und erlauben somit die Rekonstruktion der Schüttungsrichtungen. In dieser Bankzone treten auch vereinzelt großstilige Vorschüttungsfächer (dunes) auf, die eine Imbrikation vortäuschen können, da sie die Komponenten mit einem deutlichen Winkel zur Bankbasis einregeln. Auf den einzelnen Vorschüttungslamellen selbst kann es dann wieder zu dachziegelförmiger Einreglung kommen.

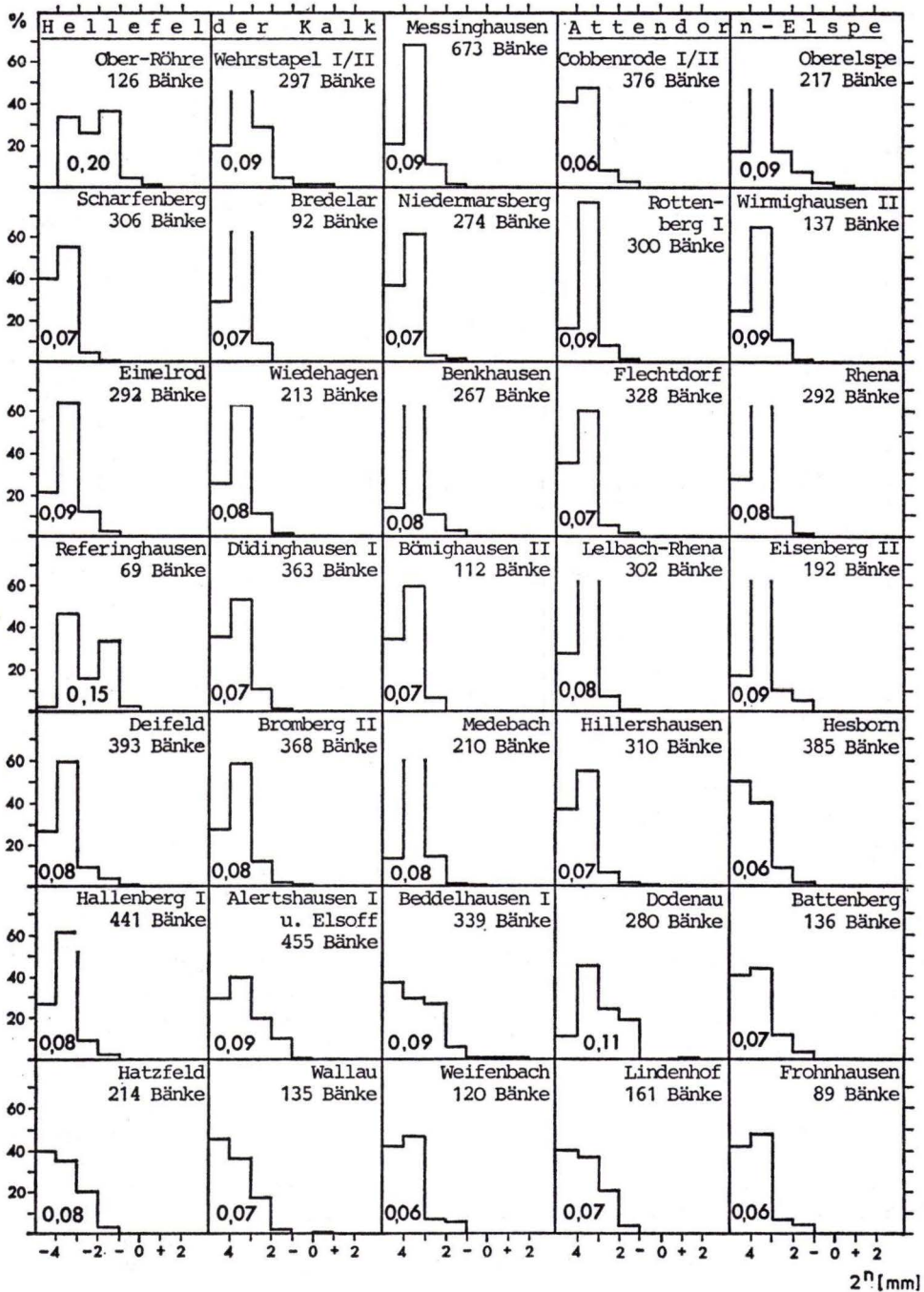


Abb. 8 a und 8 b. Korngrößen-Verteilung (max. Korngröße nach Geländemessungen) der Kalkturbidite in den einzelnen Profilen mit Angabe der Medianwerte. Max. Korngröße als Logarithmus zur Basis 2.

8 a. Korngrößen-Verteilung im Kieselkalk-Horizont.

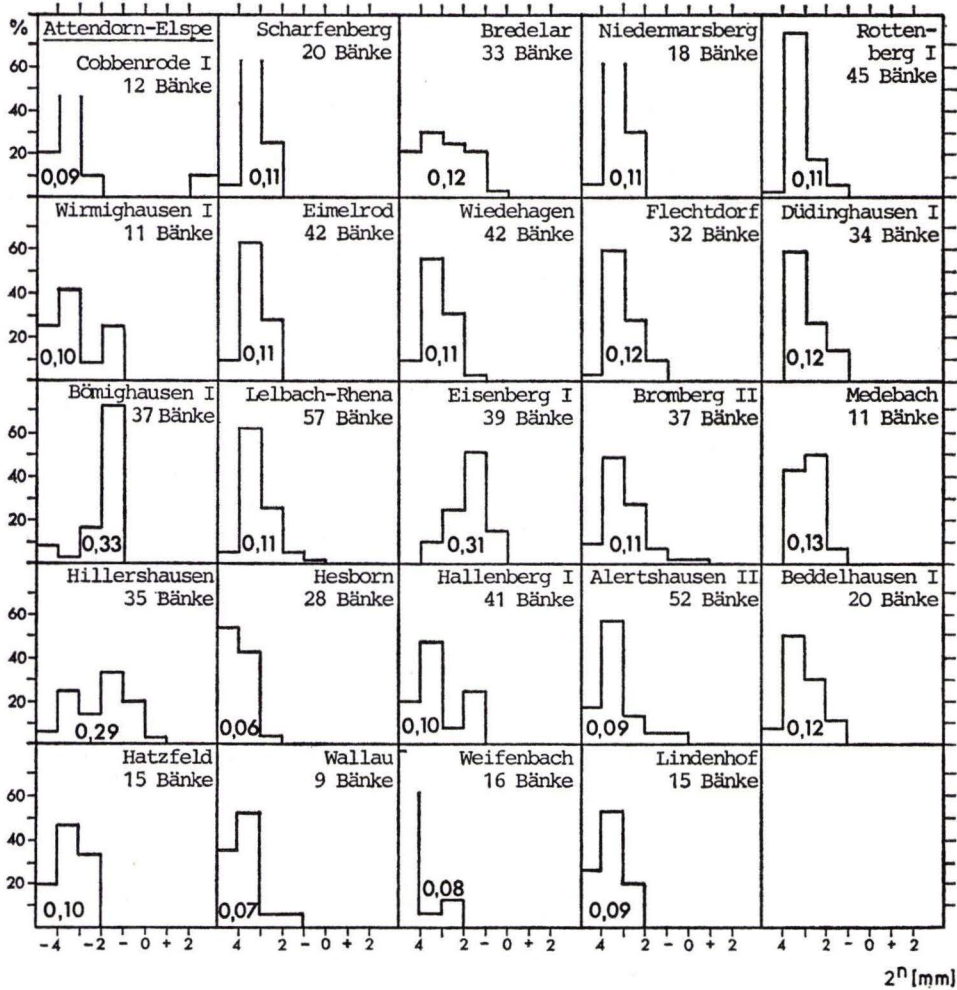


Abb. 8b. Korngrößen-Verteilung in den „Erbacher Kalken“.

Der grobdetritische Bankteil mit Korngrößen bis zu 6 mm (isolierte Komponenten) und Resediment-Klasten bis zu 15 mm Größe nimmt normalerweise nicht mehr als ein Drittel einer Bank ein, kann sich jedoch in Ausnahmefällen über die ganze untere Bankhälfte erstrecken (Abb. 5: 214/154). Auf wenigen Zentimetern geht dann der Kalkdetritus in einen auffälligen gleich- und feinkörniger entwickelten Bankbereich über (Korngrößen deutlich < 1 mm) („1b“ nach MEISCHNER). Die Abnahme der Korngröße vollzieht sich hier langsamer als im unteren Teil. Zonenweise treten laminare Feinschichtungen auf, die nach MEISCHNER erst mit dem Bankteil „2a“ einsetzen, aber offenbar auch schon eher vorkommen können (Abb. 5: 206/121). Eingeregelter „Ton“-Schmitzen (verkiesselt, schwarz, bis ca. 1 cm Länge; nach MEISCHNER in den Bankbereichen „1c“ und „2a“) können auch schon im oberen Teil der grobdetritischen Zone („1a“) auftreten. Die schwarze

Farbe läßt eine Herkunft dieser „lutite balls“ und „lutite spots“ (MEISCHNER) aus erodiertem Beckensediment (helle! Kieselschiefer) wenig wahrscheinlich erscheinen, sondern spricht eher für eine diagenetische Entstehung (s. unten).

Oberhalb der Gradierungs-Zone setzt die — meist sehr ausgeprägte — Laminations-Zone ein („2“ nach MEISCHNER), in der die Abnahme der max. Korngröße deutlich weniger rasch vonstatten geht (vgl. Abb. 5). Die Laminae zeigen nur selten eine kontinuierliche Zunahme der Dichte zum Hangenden hin. Überwiegend treten Feinschichtungs-Lamellen intervallweise mehr oder weniger dicht auf. Häufig kommt es innerhalb dieser Zone zur Ausbildung von Schrägschichtungs-Strukturen (current ripple lamination). Gelegentlich ist im oberen Teil dieser Zone als sekundäres Struktur-Merkmal convolute bedding ausgebildet.

Die (ebene) Feinschichtung ist gekennzeichnet durch eine parallel-laminare Anordnung der Einzelkomponenten, die meist verbunden ist mit einem Korngrößen-Wechsel, d. h. mit einem raschen Wechsel von hellen karbonatreichen (detritischen) Laminae und dunkleren „Ton“-Bändern. Der Wechsel vollzieht sich im 10tel-mm- bis mm-Bereich mit einem deutlichen Übergewicht des Karbonatdetritus. Die „Ton“-Bänder („Häutchen“) und auch die „lutite balls“ und „lutite spots“ bestehen aus flaserigen schwarzbraunen Substanzen, die durch diagenetische Entmischung angereichert worden sein dürften, wie auch MEISCHNER (1962: 25) annimmt. Auffällig ist in den Feinschichtungs-bereichen der relativ hohe Anteil an Plagioklas, während Hellglimmer und Chlorit röntgenographisch nicht erkennbar sind (Tab. 5). Das spricht für die primäre Anlage der Feinschichtung, d. h. für die laminare Einregelung der Einzelkomponenten, bei der es verstärkt zur Ablagerung von Plagioklaskörnern gekommen ist, die wiederum aus erodiertem Beckensediment stammen dürften. Dagegen sind Hellglimmer und Chlorite (wahrscheinlich Umwandlungsprodukte), die — neben Quarz — mit Plagioklas die Hauptbestandteile der Beckensedimentation ausmachen, aufgrund ihrer Mineralstruktur nicht sedimentiert worden. Sie kommen erst im obersten Bankbereich zur Ablagerung (Tab. 5). Die dunkle Farbe läßt eine Herleitung der „Ton“-Bänder, „lutite balls“ und „lutite spots“ aus den hellen Beckensedimenten wenig wahrscheinlich erscheinen, sondern deutet eher auf einen Zusammenhang mit den relativ sehr hohen Gehalten an Schwefel (Pyrit) und C_{org} (Bitumen) in den Feinschichtungs-bereichen mit ausgeprägter Bänderung hin. Eine Probe, die aus fast reinen „lutite spots“ gewonnen wurde, zeigt sogar ca. 10fach höhere C_{org} - und ca. 360fach höhere Schwefel-Werte als Kalkdetritus-Proben ohne erkennbare Laminae o. ä. (Durchschnittswerte für Kalke etwa bei 500 — 700 ppm, für Tonschiefer 2500 ppm). Eine befriedigende Erklärung für diese Erscheinungen läßt sich jedoch nicht geben.

Der Bank-Top, die Auskling-Phase der Kalkturbidite („3“ nach MEISCHNER), ist meist < 3 cm mächtig und überwiegend strukturlos. Selten sind feine pelitische, in der Farbe mit den überlagernden Schiefern übereinstimmende Bänder eingeschaltet. Häufiger kommen „Ton“-Schmitzen von wenigen Millimetern bis zu mehreren Zentimetern Länge vor, die ebenso ausgebildet sind wie die „lutite spots“ (schwarz) und auf gleiche Weise entstanden sein dürften.

Der Übergang in der Auskling-Phase vom Kalkturbidit zum überlagernden Pelit ist immer fließend, wobei durch die rasche Zunahme der pelitischen Komponenten (Tab. 5: Pr. 201/236) in den obersten Millimetern eine Gradierung entsteht.

Die Bankobergrenze wird mit dem letzten, makroskopisch zu beobachtenden Auftreten karbonatischer Komponenten gezogen bzw. mit der Untergrenze der nächsten Kalk-

Tab. 5. Mineral-Anteile einzelner Kalkturbidite und Kieselschteil (x), geringer Anteil (o), sehr geringer Anteil (—). CO₂-, (relative) Zusammensetzung: sehr hoher Anteil (xx), hoher Anteil nach Röntgendiffraktometer-Analysen. Halbquantitative C_{org}-, S-Werte nach coulometrischer Titration (in %). CaCO₃-, FeS₂-Werte nach CO₂- und S-Analysen berechnet (in %). FS = Bereich intensiver Feinschichtung

Lithologie	Profil-/ Probe-Nr.	Bank- mächtigkeit	Entnahmebereich	Calcit	Dolo- mit	Quarz	Plagio- -klas	Chlo- rit	Hell- glimmer	CO ₂	CaCO ₃	C _{org}	S	FeS ₂
"Erdk.Kalk"	212/37	14 cm	Basis	xx	-	xx				8.6	19.6	0.21		
"Erdk.Kalk"	226/14	42 cm	Basis, FS	xx		x				42.1	95.6	0.11	0.10	0.19
"Erdk.Kalk"	226/14	42 cm	10 cm üb.Basis, FS	xx		xx	o			24.3	55.2	0.22	0.03	0.056
Kieselkalk	262/1+	70 cm	Basis	xx										
Kieselkalk	214/154	28 cm	Basis	xx		x								
Kieselkalk	261/1+	25 cm	Basis	xx		xx								
Kieselkalk	220/36	35 cm	10 cm üb.Basis, FS	xx		xx	x			19.8	45.0	0.20		
Kieselkalk	220/36	35 cm	25 cm üb.Basis, FS	xx		xx	x			15.6	35.5	0.15		
Kieselkalk	225/341	15 cm	ob. Bankteil	xx		xx	-			28.3	64.3	0.10		
Kieselkalk	206/140	47 cm	ob. Bankteil, FS	xx		x	x			31.9	72.5	0.12	0.004	0.007
Kieselkalk	201/236	15 cm	Top	x		xx	x	-	-	7.2	16.4	0.08		
Kieselkalk	206/121	65 cm	"lutite spots"							9.8	22.3	0.65	1.46	2.73
Kieselsfr.	206/140	47 cm	0,5 cm Pelit ü.Top	-		xx	x	-	o	1.7	3.9	0.06		
Kieselsfr.	207/(150)			-		xx	x	x	x	1.4	3.2	0.10		
Kieselkalk	240/40	3 cm	ges. Probenhöhe		x	xx								
röntgenographisch										coulometrisch				

Tab. 6. Prozentuale Häufigkeit bestimmter Sediment-Strukturen in den Kalkturbiditen.
E = „Erdbacher Kalk“, KK = Kieselkalk-Horizont

Horizont	Wittgensteiner Mulde		Waldecker Mulde		Ostsauerl. Sattel (N-Flanke)		Messinghausen	Attend.-Elsper Doppelmulde		Hellefelder Kalk
	E	KK	E	KK	E	KK	KK	E	KK	KK
Anzahl der Kalkturbidite	172	2677	435	4973	70	670	678	10	593	464
Feinschichtung (%)	63	47	65	31	33	12	13	30	11	24
Schrägschichtung (%)	1	3	0,2	1	0	0,5	0	0	0	0,2
convolute bedding (%)	0	0,1	0	0,1	0	0	0	0	0	0

Gradierung: bei ca. 90-95% aller Kalkturbidite mehr oder weniger deutlich erkennbar (s. Text)

detritus-Bank, wenn diese ohne Zwischenmittel aufliegt, was aber nur selten in den bearbeiteten Horizonten anzutreffen ist. Daß ein (geringer) Anteil des überlagernden Pelits noch aus der Suspension stammt, in der der Kalkdetritus transportiert worden ist, zeigt der in Kap. 4.1.4. erbrachte statistische Nachweis einer positiven geringen Korrelation zwischen Pelit- und Gesamtkalk-Mächtigkeit. Ein geringer Calcit-Anteil, der noch innerhalb von Kieselschiefern anzutreffen ist (Tab. 5), kann diagenetisch eingewandert oder auch primär sein.

Den wenigen mächtigen Kalkbänken, die das für Turbidite und speziell für Kalkturbidite typische Inventar an primären Internstrukturen weitgehend vollständig aufweisen, steht der weit überwiegende Teil an Kalkbänken gegenüber, die nur über einen Teil der Struktur-Abfolge verfügen.

Derartige Unterschiede beruhen nicht nur auf den für jeden einzelnen turbidity current unterschiedlichen Ausgangsdaten wie Masse und Korngröße des verfügbaren Materials (WALKER 1967), sondern ebenso auf dem durch die horizontale Gradierung im Schüttungskörper erzeugten Auskeilen der einzelnen Bankbereiche vom Liegenden zum Hangenden in Schüttungsrichtung (nach BOUMA 1962: 97, MEISCHNER 1962: Abb. 9, 1964: 146 und Fig. 2, ENGEL 1970: Abb. 5, 1974: 38 und Abb. 10). Daneben spielen andere sedimentologische Kriterien (vor allem das Hang-Becken-Profil) entscheidende Rollen bei der Ausbildung der einzelnen Schüttungskörper. Sie können hier aber nicht weiter diskutiert werden, da im Arbeitsgebiet die geologischen Verhältnisse darüber keine konkreten Aussagen zulassen. Es läßt sich jedoch feststellen, daß die Kalkbänke in den hier bearbeiteten Horizonten im Gegensatz zu Kalkturbiditen, die von THOMSON & THOMASSON (1969) und ENGEL (1970, 1974) u. a. untersucht wurden, und auch im Gegensatz zu den etwa gleichzeitig sedimentierten Kalkturbiditen des Hellefelder Kalkes (Kap. 5.3.1.) über einen höheren Anteil an Internstrukturen verfügen (Tab. 6). Dabei fällt ein deutlicher regionaler Unterschied zwischen Wittgensteiner und Waldecker Mulde auf, der sich durch unterschiedliche Kalkdetritus-Liefergebiete (Kap. 5.2.1.) und damit auch eventuell unterschiedlichen Hang-Becken-Profilen erklären läßt.

Nach ihrem Bankaufbau lassen sich — neben den vollständig ausgebildeten mächtigen Kalkturbiditen — die übrigen Kalkturbidite der hier bearbeiteten Horizonte des Arbeitsgebietes in 2 weitere große, im folgenden aufgeführte Gruppen unterteilen. Zwischen allen Gruppen und den verschiedenen Typen innerhalb dieser Gruppen wie-

derum gibt es nahezu alle Übergänge, wobei die verschiedenen Erscheinungsformen zwar weitgehend nur in bestimmten Mächtigkeitsbereichen auftreten, durchaus aber auch in erheblich mächtigeren oder weniger mächtigen Kalkbänken zu beobachten sind.

Abb. 9 zeigt an 2 etwa repräsentativen Profilen die Anteile der Kalkbänke, die die einzelnen (schematisierten) Bankabfolgen aufweisen. Die Internstrukturen fallen mit abnehmender Bankmächtigkeit vom Liegenden zum Hangenden allmählich aus (horizontale Gradierung).

In der einen Gruppe lassen sich die meisten Kalkbänke zusammenfassen, die weniger als etwa 30—40 cm Mächtigkeit aufweisen. Sie haben fast ausschließlich Korngrößen, die kleiner sind als ca. 1 mm. Die Gradierungs-Phase („1“ nach MEISCHNER) tritt hier sehr stark zurück. Meist weisen nur wenige Zentimeter an der Bank-Basis deutliche Gradierung in Form rascher Korngrößen-Abnahme auf. Über die ganze Bank gesehen ist dennoch fast immer eine allmähliche Abnahme der Korngröße zum Hangenden hin zu beobachten, die vor allem im obersten Bankteil („3“) durch den kontinuierlichen Übergang in die „normale“ Beckensedimentation optisch verstärkt wird. Deutlich ist in fast allen Bänken, die mächtiger als etwa 3—5 cm sind, die laminaire Feinschichtung ausgeprägt (Taf. 1 Fig. 1). Sie setzt häufig bereits mit der Bankbasis ein und umfaßt dann die gesamte Bank, wobei die Laminae unterschiedliche Abstände voneinander haben können, sich meist aber intervallweise verdichten. Dabei können dann auch Mehrfach-Gradierungen auftreten. In den meisten Bänken ist jedoch die Feinschichtung auf 2 voneinander getrennte Horizonte beschränkt, die etwa im mittleren und obersten Bankbereich liegen. Der untere Horizont ist stets der intensiver ausgeprägte. Zwischen beiden Bereichen sind meist keine Strukturen zu erkennen, von gelegentlich

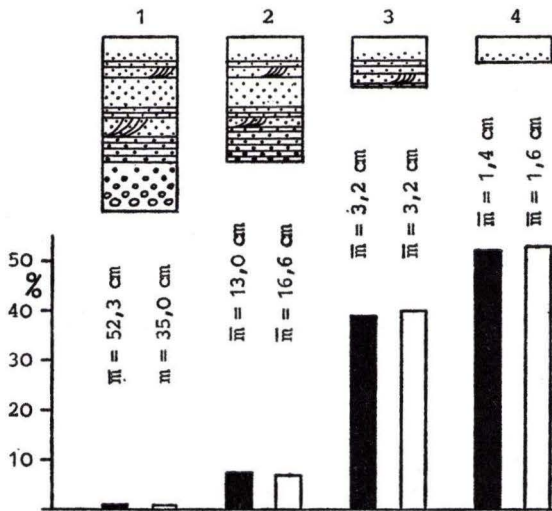


Abb. 9. Anteile der Kalkturbidite
 (1) mit vollständiger oder nahezu vollständiger Zonierung,
 (2) mit Feinschichtung — getrennt in oberen und unteren Teil,
 (3) mit Feinschichtung, (4) ohne Feinschichtung.
 Säulen: geschwärzt = Profil Beddelhausen I (355 Bänke),
 ungeschwärzt = Profil Bromberg II (405 Bänke).
 \bar{m} = Mittlere Bankmächtigkeit.

auftretender Schrägschichtung (current ripple lamination) abgesehen. Ganz selten kommt es zur Bildung von convolute lamination. Diese Struktur-Abfolge erinnert auffällig an das Turbidit-Schema BOUMAS (1962: Fig. 8: „Tb“ und „Td“ — bei weniger ausgeprägtem Struktur-Inventar von Intervall „Tc“).

Vereinzelt treten Kalkbänke in der Größenordnung von 1 — 2 dm auf, die mehrfach gradiert sind, ohne dabei die o. g. intensive Feinschichtung zu zeigen. Derartige Bänke sind auch von BERNOULLI (1964) aus Lias-Kieselkalken der Lombardei beschrieben und als Turbidite gedeutet worden.

In allen Kalkbänken dieser Gruppe ist der oberste Bankteil („3“ nach MEISCHNER) wenige Millimeter bis etwa 3 cm mächtig und entsprechend ausgebildet wie oben beschrieben.

In einer zweiten Gruppe lassen sich überwiegend die Kalkbänke zusammenfassen, die geringmächtiger sind als etwa 5 cm (Korngröße nur selten größer als 0,1 mm). Sie stellen das Gros der Kalkbänke in den bearbeiteten Schichten dar (Abb. 9). Sie entsprechen weitgehend dem obersten Horizont („3“) vollständig ausgebildeter Turbidite und weisen entsprechend wenige Strukturen auf (s. o.). Meist ist eine Gradierung aber gut erkennbar, und in Bänken von mehr als 2 — 3 cm kann im unteren Teil noch Feinschichtung zu beobachten sein. Wenige Bänke dieser Größenordnung weisen deutliche Gradierung und intensive Feinschichtung (dann oft mit Schrägschichtungs-Strukturen) auf, was dann gleichzeitig mit einer relativ groben Korngröße (0,1 — 0,3 mm) verbunden sein kann.

Abweichend von den o. g. Bank-Typen sind die meisten Kalkbänke im Lydit-Horizont („Erdbacher Kalke“) ausgebildet (Taf. 1 Fig. 3). Sie fallen bereits durch ihre Färbung (dunkelgrau bis schwarz) auf, zeigen zum größten Teil eine ausgeprägte, engständige Feinschichtung (Tab. 6), die sich — besonders bei Bänken zwischen etwa 20 und 50 cm Mächtigkeit — über den gesamten Bankbereich erstrecken kann. Die Feinschichtung wird durch eine recht gleichmäßige Wechselfolge von karbonatischem Detritus (Mächtigkeit meist ≤ 1 mm) und dunkelbraun bis schwarzer, flaseriger Bänderung („Tonhäutchen“ meist $< 0,5$ mm) hervorgerufen, die nur selten von mächtigeren Bereichen (meist ≤ 1 cm) ziemlich reinen detritischen Karbonats unterbrochen wird. Dadurch wird im mm- bis cm-Abstand eine häufige Mehrfach-Gradierung erzielt, während der Gesamteindruck dieser Kalkturbidite eine eher schlechte Gradierung widerspiegelt und für relativ gut vorsortiertes Material spricht, da eine Grobdetritus-Zone („1“) auch in mächtigen „Erdbacher Kalken“ kaum ausgebildet ist. Diese Betrachtung trifft vor allem auf die mächtigsten Kalkturbidite im Profil Eisenberg I zu.

Die dunkle Farbe der „Erdbacher Kalke“ wird durch den sehr hohen Anteil an schwarzen (unter dem Mikroskop schwarzbraunen) „Ton“-Bändern hervorgerufen, die hier erheblich häufiger auftreten als in dem „normalen“ Kieselkalk-Typ. Der karbonatische Detritus selbst besitzt in beiden Kalk-Typen etwa die gleiche mittel- bis dunkelgraue Farbe. Die Entstehung der „Ton“-Bänder dürfte in den „Erdbacher Kalken“ und Kieselkalken die gleiche sein: diagenetische Anreicherung pyrit- und bitumenreicher Anteile, wie die gegenüber den Bereichen ohne erkennbare Feinschichtung deutlich erhöhten Schwefel- und C_{org} -Gehalte erkennen lassen. Ursache der erhöhten Gehalte dürfte in den allgemein schlechten bionomischen Bodenverhältnissen zur Zeit des Lydit-Horizontes zu sehen sein. Denn gleichzeitig mit der Verbesserung der Durchlüftung am Beckenboden ändert sich auch schlagartig und endgültig — nach einigen „Vorläufern“ — mit dem Umschwung von den schwarzen zu den hellen Beckensedimenten der Kalkturbidit-Typ mit Beginn des Kieselkalk-Horizontes.

3.2.3. Korngrößen- / Bankmächtigkeits- Beziehung

Vom Maximum ausgehend, nimmt die Mächtigkeit von Turbiditen mit der Entfernung vom Liefergebiet in distaler Richtung ab. Aber auch in den liefergebietsnächsten (proximalen) Turbiditanteilen ist in Richtung auf das Liefergebiet mit einer Mächtigkeits-Reduzierung zu rechnen, wie die Experimente von KUENEN (1951), MIDDLETON (1967) und LOVELL (1971) gezeigt haben, die durch Geländebeobachtungen von MEISCHNER (1962, 1964), EDER (1971), ENGEL (1974) und anderen an Kalkturbiditen bestätigt worden sind.

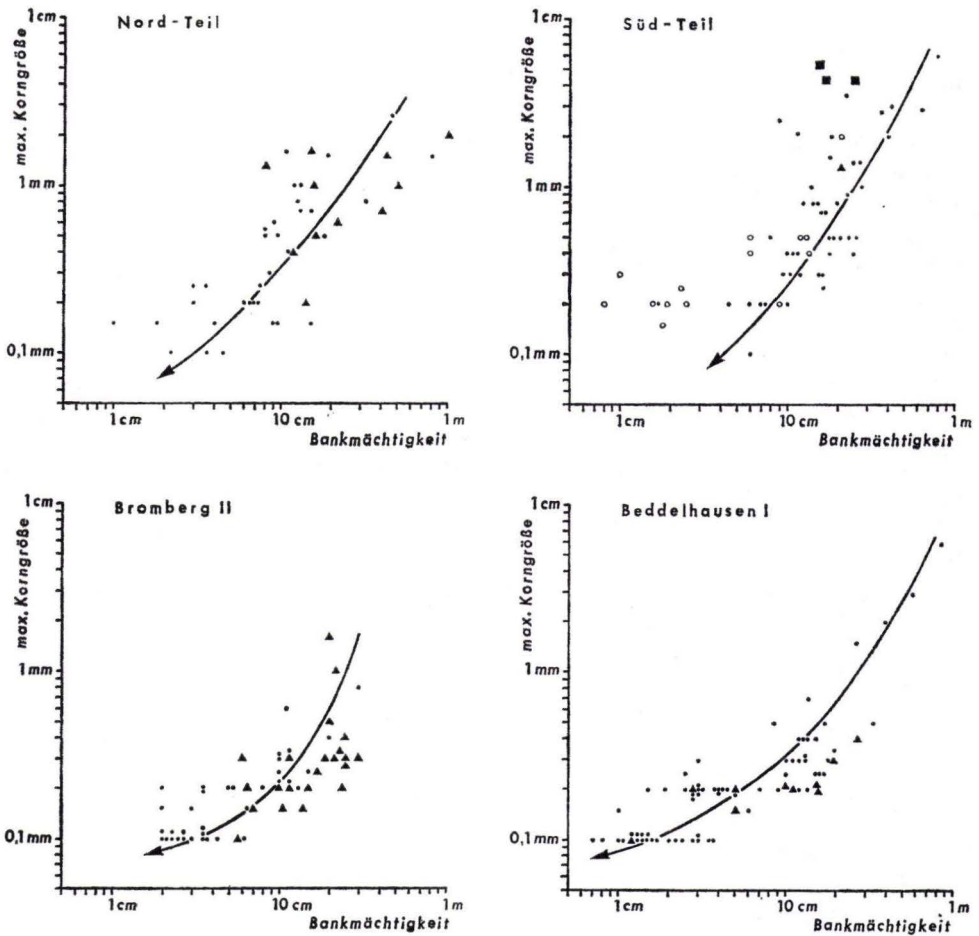
Die horizontale Korngrößen-Verteilung in Turbiditen verhält sich analog zur Bankmächtigkeit. Die Auffassung von MEISCHNER (1962), daß die max. Korngröße erst ein Stück hinter dem Sedimentations-Beginn eines Kalkturbidits liegt, konnte von ENGEL (1970, 1974) an eoazänen Kalkturbiditen Sloweniens nachgewiesen werden. Aufbauend auf den Arbeiten von DOTT (1963) und POTTER & SCHEIDEGGER (1966), die die positive Korrelation von Bankmächtigkeit und max. Korngröße in Turbiditen — aufgetragen im doppellogarithmischen Koordinatensystem — gezeigt hatten, erzielte ENGEL (1974: Abb. 11) die Trennung in einen (kurzen) proximalen und in einen (langen) distalen Turbiditanteil. Beide Teil-„Äste“ steigen zum Turbidit-Maximum hin an. D. h., Mächtigkeits- und Korngrößen-Werte nehmen in deutlich voneinander abzugrenzenden Verhältniswerten zu und gehen dort ineinander über, wo Bankmächtigkeit und Korngröße ihre max. Werte erreichen: im Turbidit-Maximum.

Abb. 10 zeigt die Kurven, die sich aus der Beziehung von max. Korngröße und Bankmächtigkeit für die Kalkturbidite des Arbeitsgebietes ergeben. Für den N- und S-Teil des Arbeitsgebietes getrennt, sind die Labormessungen (Messung an Folienabzügen und Dünnschliffen) aufgetragen. Darunter sind die Geländemessungen je eines Profiles der Wittgensteiner und der Waldecker Mulde abgebildet. Trotz vorhandener Abweichungen infolge der unterschiedlichen Meßgenauigkeiten (Kap. 1.4.4.) zeigen die einzelnen Kurven einen weitgehend übereinstimmenden Verlauf mit einem raschen Anstieg. Anstieg und Krümmung aller gemittelten Kurven entsprechen eindeutig dem von ENGEL (1974: Abb. 11) dargestellten „distalen Ast“. Lediglich vereinzelt Kalkturbidite zeigen ein „proximaleres“ Verhalten (relativ grobes Korn), ohne daß man einen „proximalen Ast“ im Sinne von ENGEL (1974) erkennen kann.

Der insgesamt große Streubereich der Werte dürfte sich daraus erklären, daß sowohl der N- und S-Teil des Arbeitsgebietes als auch die ausgesuchten Profile nicht im Bereich jeweils nur eines einzigen Schüttungsfächers liegen (Kap. 4.2. und 4.3.). Für das Profil Hallenberg I wird eine Sonderstellung angenommen (Kap. 5.1.5.).

3.2.4. Dolomitisierung

Eine mögliche Dolomitisierung der Kalkturbidite ist in fast allen untersuchten Proben zu gering, um in Dünnschliffen oder röntgenographisch festgestellt werden zu können (Tab. 5; vgl. Hoss 1957: Tab. 10, SCHULZ-DOBRICK 1975). In einigen Profilen (Kap. 2.2.1. und Abb. 12) treten jedoch (untergeordnet) Bereiche geringmächtiger Kalkturbidite auf, die vollständig dolomitisiert sind (Profil Scharfenberg, Tab. 5: Pr. 240/40 und vgl. SCHULZ-DOBRICK 1975; und die Profile Bredelar und Niedermarsberg). Diese Profile liegen alle auf dem N-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels. Möglicherweise besteht hier eine Verbindung zur Dolomitisierung unterkarbonischer Karbonate im Bereich des Warsteiner Gebietes (UFFENORDE 1976: 89), die nach demselben Autor möglicherweise mit



• Kieselkalk (° Profil Hallenberg), ▲ "Erdbacher Kalk", ■ Crenistria-Niveau

Abb. 10. Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit im Arbeitsgebiet. Alle Kurven zeigen eindeutig nur einen distalen „Ast“. Die Kurvenverläufe im N und S stimmen weitgehend überein.

N- und S-Teil: Labormessungen (Profil Hallenberg blieb bei Festlegung des Kurvenverlaufs unberücksichtigt).

Profile Bromberg II und Beddelhausen I: Geländemessungen (Kap. 1.4.5).

einer Thermometamorphose zusammenhängt, die dieses Gebiet betroffen hat. Die Dolomitisierung eines Teils der geringmächtigen Kalkturbidite im untersten Bereich des Kieselkalk-Horizontes im S der Wittgensteiner und im N der Dill-Mulde (Profile Battemberg und Frohnhausen) könnte im Zusammenhang mit der Hämatit-Vererzung stehen (Kap. 2.2.1).

3.2.5. Verkieselung

Zum sekundären Bankinventar vieler Kalkturbidite gehören — meist auf feindetritische Korngrößen beschränkte — stark verkieselte Bereiche, wie sie auch von MEISCHNER (1964) beschrieben wurden. Neben einzelnen Hornstein-Konkretionen kommen meist linsenförmige Strukturen vor, die in einem oder mehreren Horizonten einzelner Bänke mehr oder weniger dicht aufeinanderfolgen. Gelegentlich sind 1 oder 2 horizontbeständige Bankbereiche (meist 1 — 3 cm mächtig) oder auch ganze Kalkbänke (dann meist < 10 cm) vollständig verkieselt. Ähnlich sind auch von BERNOULLI (1964) beschriebene Lias-Kieselkalke ausgebildet. „Lutite spots“ und „balls“ (MEISCHNER 1964) können ebenfalls verkieselt sein.

Neben den konkretionären diagenetischen Verkieselungen, wie sie für Kalkturbidite allgemein typisch zu sein scheinen, hat die Silifizierung in den hier bearbeiteten stratigraphischen Niveaus neben den pelitischen Sedimenten (Kap. 2.2.3.) auch die Kalkdetritus-Bänke (außer bei extremen Mächtigkeiten, Tab. 4) vollständig erfaßt. Dabei nimmt — nach makroskopischen wie nach Dünnschliff-Beobachtungen und röntgenographischen Analysen — offensichtlich der Grad der Verkieselung mit abnehmender Kalkturbidit-Mächtigkeit zu. Diese Tatsache spricht dafür, daß der (weit überwiegende) Anteil an nicht-primärer Kieselsäure nur aus dem Kieselsäure-Potential der pelitischen Zwischenlagen hergeleitet werden kann. Nach HOSS (1957: 71) und SCHULZ-DOBRIK (1975) werden etwa 30 % SiO_2 -Anteil in den Kieselkalcken angegeben. Diese Werte können — nach Lage der Probe-Entnahmestellen — nur an relativ geringmächtigen Kalkturbiditen ermittelt worden sein. Auch ist nicht auszuschließen, daß Kieselschiefer aus dem Liegenden und Hangenden der Kalkbänke mit analysiert worden sind. Wenn die Kieselsäure über das Porenwasser zugeführt worden ist, müßte demnach innerhalb eines korrelierbaren Horizontes in allen Profilen ein weitgehend gleichbleibender Gesamt-Anteil an SiO_2 zu erwarten sein, wenn regionale Schwankungen des Kieselsäure-Angebotes ausgeschlossen werden.

Die Klärung dieser Zusammenhänge bedarf einer eingehenden Untersuchung mit umfangreichen chemischen Analysen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich waren. Durch statistisch abgesicherte Vergleiche zwischen Kalkturbiditen und ihren SiO_2 -Anteilen einerseits und den pelitischen Zwischenlagen und deren SiO_2 -Anteilen andererseits könnte es sich bestätigen lassen, ob die bei den Profilaufnahmen zu dieser Arbeit erkennbaren lokalen Unterschiede in der Intensität der Verkieselung der pelitischen Zwischenlagen im Kieselkalk-Horizont durch unterschiedliche SiO_2 -Anteile in den Kalkturbiditen kompensiert werden, d. h. ob die in den Peliten „fehlenden“ SiO_2 -Mengen in die Kalkturbidite abgewandert sind. Verdeutlichend läßt sich dies am Beispiel des Profils Wallau zeigen, von dem auch Analysendaten von HOSS (1957) vorliegen. Die Lydite aus dem Horizont der vorwiegenden Lydite enthalten nach HOSS (1957) etwa 85 — 89 % SiO_2 (Mittel ca. 87 %), die hellen Kieselschiefer aus dem Kieselkalk-Horizont dagegen nur 71 — 75 % SiO_2 (Mittel ca. 73 %). Die (einzige) analysierte Kieselkalk-Bank weist einen Anteil von ca. 30 % SiO_2 auf. In diesem Profil entfallen im aufgeschlossenen Teil des Kieselkalk-Horizontes etwa 5 m Kalke auf etwa 11 m pelitische Sedimente. Bezogen auf einen SiO_2 -Gehalt von 50 — 55 % normaler Tonsedimente (nach CORRENS 1949), haben die schwarzen Lydite einen ca. 34 % und die hellen Kieselschiefer einen ca. 20 % höheren SiO_2 -Anteil. Umgerechnet auf die aufgeschlossenen 11 m pelitischen Sediments, weisen demnach die hellen Kieselschiefer des Kieselkalk-Horizontes ca. 1,5 m SiO_2 (Profilmächtigkeit) weniger auf als ein entsprechend mächtiger Bereich aus dem Lydit-Horizont. Diese SiO_2 -Säule entspricht aber genau der SiO_2 -Menge, die bei

30 % in 5 m Kalk enthalten sind. So begrenzt der Aussagewert dieser wenigen Analysen-Daten auch ist, so zeigen sie doch, daß die oben angeführten Überlegungen größenordnungsmäßig realistisch sind.

3.2.6. Sohlmarken

Sohlmarken wurden an keiner Kalkbank gefunden. Einerseits mag dies daran liegen, daß Schichtflächen in den zur Verfügung stehenden Profilen nur selten aufgeschlossen sind und daß der die einzelne Kalkturbidit-Bank jeweils unterlagernde (und überlagernde), mehr oder weniger stark verkieselte Pelit (wahrscheinlich im Zuge der Silifizierung) im Regelfall fest mit der Kalkbank verbunden und kaum abzuspalten ist. Auf der anderen Seite wird allgemein das nahezu vollständige Fehlen von Unterseitenmarken bei Kalkturbiditen beschrieben (KUENEN & TEN HAAF 1956, MEISCHNER 1962, 1964, BERNOULLI 1964), im Gegensatz zu silikatischen Turbiditen, wo Sohlmarken sehr häufig auftreten. Selbst bei zeitgleicher Sedimentation von silikatischen und karbonatischen Turbiditen im selben Becken tritt dieser Unterschied auf (ENGEL 1974). Dieses Phänomen mag darin begründet liegen, daß karbonatischer Detritus bereits über einen hohen Sättigungsgrad feinsten Korngrößen (Kalkschlamm) verfügt. Damit steht den Kalk-Suspensionsströmen nur ein vergleichsweise geringes Erosionspotential gegenüber feinen (pelitischen) Beckensedimenten zur Verfügung (im Sinne der selektiven Erosion nach KUENEN 1950).

3.2.7. Sonstiges

Vereinzelt (Abb. 12) treten in mittel- bis grobdetritischen Kalkturbiditen konglomeratische Strukturen auf, die im Zusammenhang mit ihrer genetischen Deutung in Kap. 5.1.4.4. beschrieben werden. In Kap. 5.1.4.2. werden einige Kalkbänke beschrieben und gedeutet, die auffällig hohe Anteile an tuffitischem Material aufweisen.

3.3. Schlußfolgerungen

Bei den Kalkeinschaltungen in die pelitische Beckensedimentation des Lydit-Horizontes („Erdbacher Kalke“), des Kieselkalk-Horizontes und der Kieseligen Übergangsschichten handelt es sich um detritische Karbonate, die durch Suspensionsströme (turbidity currents) verfrachtet worden sind.

Die innerhalb des Arbeitsgebietes vertretenen (aufgeschlossenen) Anteile dieser Kalkturbidite beschränken sich — von einzelnen fraglichen Ausnahmen abgesehen — auf distale Bankbereiche. Das heißt, daß alle hier zugänglichen zu bearbeitenden Kalkturbidite auf der vom Liefergebiet entfernten Seite des Turbidit-Maximums liegen.

Diese Aussage wird durch folgende Argumente gestützt:

- a. Der vollständige Bankaufbau zeigt eine relativ geringe grobdetritische Zone, ausgezeichnete Gradierung mit ständiger Korngrößenabnahme (ohne sprunghafte Änderungen) vom Liegenden zum Hangenden, ausgeprägte laminare Feinschichtung und sonstige Internstrukturierung und erfüllt damit fraglos die Kriterien distaler Turbidite nach WALKER (1967), THOMSON & THOMASSON (1969), ENGEL (1974) und anderen. Einige wenige Turbidite weisen zwar einzelne Merkmale proximaler Turbidite auf (überproportionaler Anteil der grobdetritischen Zone, kaum Feinschichtung), doch für eindeutig proximale Turbidite gibt es keine Anhaltspunkte.
- b. Die Beziehung von max. Korngröße und Bankmächtigkeit läßt eindeutig nur distale Turbidit-Anteile erkennen.

4. Auswertung

4.1. Profilvergleiche

4.1.1. Korrelation der Einzelprofile

Eine eingehende Beschreibung der bearbeiteten Schichtenfolge ist in den Kap. 2. und 3. erfolgt. Es lassen sich nur wenige Bänke mit Leitwert-Charakter zur Korrelierung der untersuchten Schichten heranziehen. Hervorragenden Leitwert besitzt die *grimmeri*-Bank, die nach NICOLAUS (1963) die Basisbank der Kieseligen Übergangsschichten bildet. Sie ist über das gesamte Arbeitsgebiet verbreitet, gut auffindbar und in nahezu allen Profilen aufgeschlossen.

Im Liegenden der ersten Einschaltungen von „Erdbacher Kalken“ tritt innerhalb des Lydit-Horizontes ein conodontenführender Tuff bzw. Tuffit auf, der in den (unteren?) Teil der *anchoralis*-Zone zu stellen ist. Dieser Tuff bzw. Tuffit ist von Adorf im N bis Elsoff im S nachweisbar. Wegen der allgemein sehr schlechten Aufschlußbedingungen in diesem Niveau ist diese Tuff-Bank nur an wenigen Stellen zugänglich, kann aber aufgrund des jeweiligen gleichen Conodonten-Spektrums als Leitbank angesehen werden (Kap. 2.1.).

Damit darf als gesichert gelten, daß es sich bei den bearbeiteten Schichten im gesamten Sedimentationsraum um eine Abfolge handelt, die isochron entstanden ist. Dies bestätigt auch der „Doppel-Tuff“, der im obersten Teil des Kieselkalk-Horizontes der meisten Profile auftritt und im Zusammenhang mit dem Diabas von Wellinghausen steht (Kap. 5.1.3.3.). Die übrigen Tuffe und Tuffite können einzeln nur unzureichend korreliert werden. Sie kommen in manchen Horizonten gehäuft, in anderen gar nicht oder selten vor und können so als wertvolle Hilfsmittel bei der Parallelisierung charakteristischer Bankgruppen herangezogen werden.

Die von NICOLAUS (1963: Taf. 21) für den obersten Teil des Kieselkalk-Horizontes des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges vorgenommene Parallelisierung der einzelnen Tufflagen konnte nicht in jedem Fall nachvollzogen bzw. bestätigt werden. Aufgrund unterschiedlich mächtiger Karbonat-Einschaltungen in den einzelnen Profilen können zwangsläufig auch größere Mächtigkeitsdifferenzen auftreten, besonders zwischen Hellefelder Kalk und dem Kieselkalk-Horizont des Schiefergebirgs-Ostrandes, die von NICOLAUS (1963) anscheinend nicht immer genügend berücksichtigt worden sind.

4.1.2. Charakteristische Profilgruppen im Profil Beddelhausen I

Innerhalb der bearbeiteten Schichtenfolge lassen sich mehrere charakteristische Profilabschnitte deutlich voneinander abtrennen. Sie sind nahezu alle über den gesamten Sedimentationsraum erkennbar, während einzelne Kalkturbidit-Bänke nur selten über mehrere Profile, nie aber über größere Entfernungen parallelisiert werden können. Die Darstellung solch charakteristischer Profilgruppen erfolgt an dem Profil Beddelhausen I (Abb. 11). Es hat eine relativ proximale Lage, ist somit durch eine hohe Anzahl von Turbiditen sehr differenziert und darüber hinaus vollständig aufgeschlossen. In Abb. 11 sind die Mächtigkeiten der Turbidite und der Zwischenlagen entsprechend ihrer Reihenfolge vom Liegenden zum Hangenden so gegenübergestellt, daß jeder Kalkturbidit-Bank die überlagernde Zwischenlage folgt. Diese vereinfachte Form der Profildarstel-

lung erlaubt einerseits die Berücksichtigung kleinster Einheiten, ohne daß der Überblick verlorengeht, andererseits sind gerade typische Abfolgen besonders gut zu erkennen und zu parallelisieren.

Folgende Profilabschnitte lassen sich anhand charakteristischer Merkmale unterscheiden (vom Liegenden zum Hangenden):

A „Erdbacher Kalke“

Der obere Teil des Lydit-Horizontes, in den die typischen „Erdbacher Kalkturbidite“ eingeschaltet sind, ist gekennzeichnet durch sehr große Mächtigkeitsschwankungen der Turbidite und der Zwischenlagen. Eine weitere Aufgliederung ist wegen der geringen Anzahl der Kalkturbidite und der meist unvollständigen Aufschlußverhältnisse in diesem Niveau nicht möglich. Erkennbar ist jedoch, daß Mächtigkeiten bzw. Dichte der Schüttungen im höchsten Teil der „Erdbacher Kalke“ im N des Arbeitsgebietes rascher abnehmen als im SW, wie ein Vergleich der Profile Alertshausen II, Bromberg II und Leibach-Rhena (Abb. 12) zeigt, die alle etwa die gleiche proximale Position innehaben (Abb. 13). Andererseits setzen die „Erdbacher Kalke“ im N erheblich intensiver und mächtiger ein als im S (Abb. 3).

B Kieselkalk-Horizont

B 1: Die Kieselschiefer-Zwischenlagen wechseln beim Übergang vom „Erdbacher Kalk“ zum Kieselkalk-Horizont ziemlich abrupt ihre Farbe von schwarz zu graugrün (Kap. 2.2.1.). Damit verbunden ist auch ein Wechsel im Kalkturbidit-Typ (Kap. 3.2.2.). Kennzeichnend für diesen Abschnitt sind die in rascher Folge auftretenden, meist sehr geringmächtigen Kalkturbidite und das nahezu vollständige Fehlen von Tufflagen.

B 2: Verbunden mit vielen deutlich mächtigeren Zwischenlagen nimmt auch die durchschnittliche Bankmächtigkeit der Kalkturbidite stark zu. Die mächtigste Kalkbank tritt in diesem Abschnitt auf. Charakteristisch sind zwei Bereiche, in denen sich relativ mächtige Zwischenlagen häufen, wobei hier der obere deutlicher ausgeprägt ist.

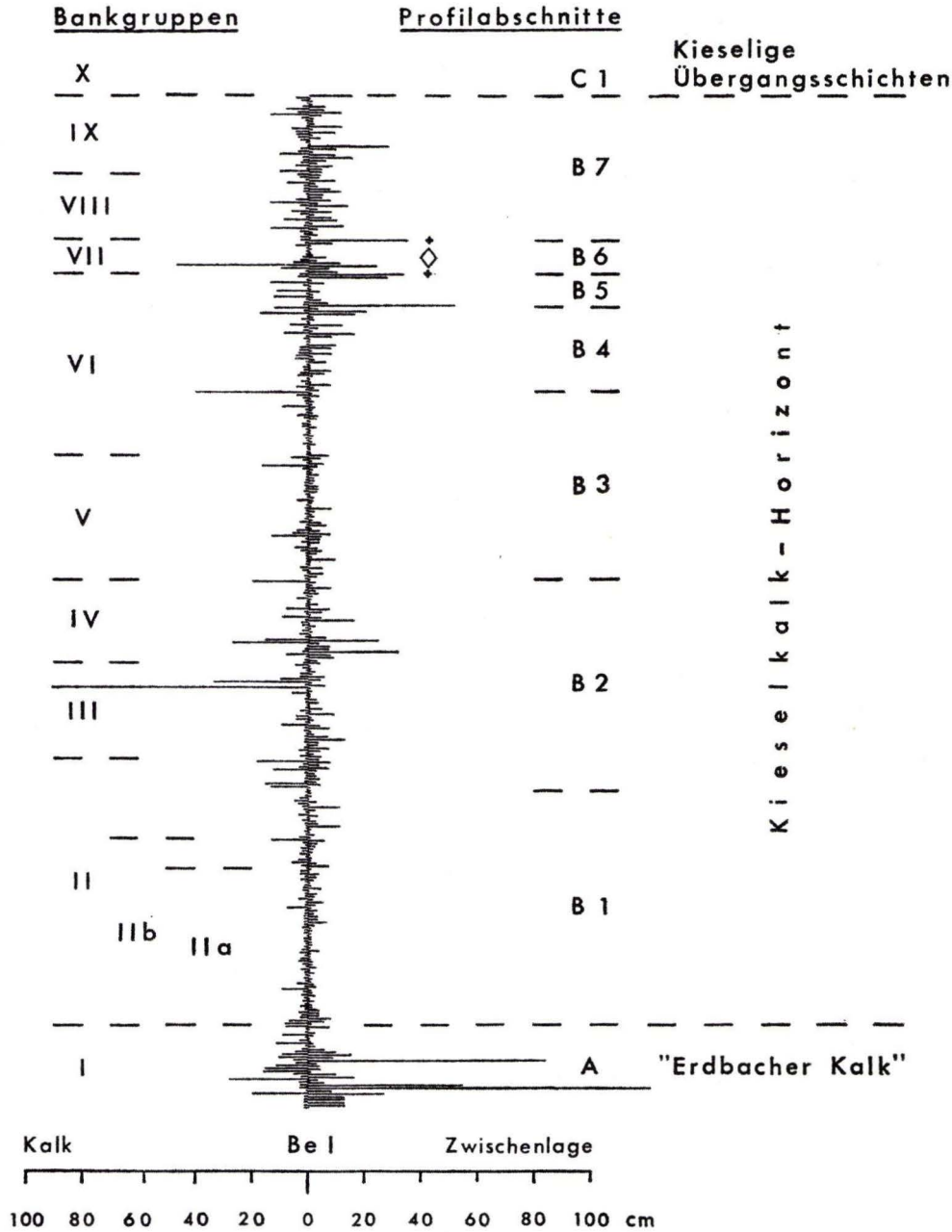
B 3: Dieser Abschnitt zeigt wieder geringe durchschnittliche Zwischenlagen-Mächtigkeiten ohne größere Abweichungen. Die Mächtigkeiten der Kalkturbidite liegen überwiegend deutlich unter dem mittleren Wert, steigen jedoch in Einzelfällen immer wieder sprunghaft auf Beträge an, die um ein Vielfaches größer sind als der Mittelwert.

B 4: Besonders charakteristisch ist die nahezu kontinuierliche Zunahme der Zwischenlagen-Mächtigkeiten (Spitzenwerte) bis zu einem deutlichen Maximum, während die Kalkturbidit-Mächtigkeiten ohne auffällige Merkmale sind.

B 5: Ein kleiner Abschnitt mit einem auffälligen Absinken der mittleren Zwischenlagen-Mächtigkeiten.

B 6: Dieser Bereich umfaßt das Auftreten der Äquivalente des „Doppel-Tuffs“, bei wiederum deutlicher Zunahme einzelner Zwischenlagen-Mächtigkeiten.

B 7: Kennzeichnend sind die meist überdurchschnittlich großen, aber sprunghaft wechselnden Mächtigkeiten der Zwischenlagen mit einer deutlichen Zunahme der Tufflagen und ihrer Mächtigkeiten. Die Kalkturbidite sind im Durchschnitt relativ mächtig, weisen aber keine außergewöhnliche Stärke auf.



Zeichenerklärungen für Abb. 25 und 26:

- ◆ "Doppeltuff", ◇ Äquivalente,
- ▲ Diabas-Tuffe, □ Kalk-Tuff-Turbidite,
- Kalkturbidit mit Sedifluktionsmerkmalen,
- Konglomerat von Cobbenrode, △ Grauwacken-Bank,
- Hämatit-Vererzung, Dolomitierung,

Abb. 11. Profil Beddelhausen I.
Untergliederung in parallelisierbare Profilabschnitte bzw. Bankgruppen.

C Kieselige Übergangsschichten

C 1: Durch die *grimmeri*-Bank läßt sich ein Abschnitt mit nur wenigen Kalkturbiditen von B 7 abtrennen, der ähnliche Bankmächtigkeiten wie B 7 aufweist, allerdings durch das Auftreten von Alaunschiefern und schwarzen Kieselschiefern gekennzeichnet ist.

C 2: Getrennt durch mehrere Meter der Fazies der Kieseligen Übergangsschichten (NICOLAUS 1963), treten in der Mitte dieses Horizontes wenige geringmächtige Kalkturbidite auf, dazwischen sind nur dünne Zwischenlagen.

C 3: Wiederum durch mehrere Meter Übergangsschichten getrennt, schalten sich am Top der *crenistrina*-Zone (NICOLAUS 1963) — ca. 1 m unterhalb der *crenistrina*-Bänke — nochmals mehrere Kalkturbidite ein. Zwei auffällig mächtige und grobkörnige Turbidite sind die Brachiopoden-Bank (CLAUS 1928 und NICOLAUS 1963; s. Taf. 2 Fig.1) und eine darüberliegende Kalkbank.

Die Abschnitte C 1 — C 3 sind wegen der relativ mächtigen zwischengelagerten Sedimente der Kieseligen Übergangsschichten besser in der Darstellung als Säulenprofile parallelisierbar. Abb. 4 zeigt alle Profilaufnahmen aus diesem Niveau, die in Kap. 4.1.3. näher erläutert werden.

4.1.3. Vergleich mit anderen Profilen

Die am Profil Beddelhausen I dargestellte Unterteilung in einzelne Profilabschnitte ist weitgehend charakteristisch für nahezu alle Profile dieses stratigraphischen Niveaus im Arbeitsgebiet, wie sich aus Abb. 12 a und 12 b in der Parallelisierung einzelner Bankgruppen erkennen läßt. Hat ein Profil eine relativ proximale Lage im Sedimentationsraum, ist die Anzahl seiner Kalkturbidite entsprechend hoch. Das bedeutet eine gute Differenzierung im Profilaufbau, wodurch sich einzelne Profilabschnitte besser erkennen und abtrennen lassen. Wird eine hohe Kalkturbidit-Anzahl aber beispielsweise dadurch erreicht, daß sich zwei verschiedene Schüttungssysteme überlagern, werden besonders — wie das Profil Hallenberg zeigt — signifikante Merkmale einzelner Zwischenlagen-Gruppen verwischt. Andererseits weisen distale Profile wie Battenberg und Frohnhausen nur relativ wenige Kalkturbidit-Einschaltungen auf. Geringe Kalkturbidit- und hohe Zwischenlagen-Mächtigkeiten führen zu einer schlechten Differenzierung. Dennoch lassen sich die oben aufgeführten Abschnitte auch in solchen Profilen annähernd nachvollziehen. Besonders deutlich sind folgende Profilabschnitte zu parallelisieren:

A/B 1: Der Übergang vom „Erdbacher Kalk“ in den Kieselkalk-Horizont zeigt in allen Profilen die gleiche scharfe Farbgenze mit gleichzeitigem Wechsel im Kalkturbidit-Typ.

B 1: Dieser Abschnitt ist in fast allen Profilen durch seine rasche Abfolge meist sehr geringmächtiger Kalkturbidite gekennzeichnet.

B 2: Typisches Merkmal dieses Abschnittes sind — über nahezu alle Profile erkennbar — zwei Häufungsmaxima der Zwischenlagen-Mächtigkeiten. Meist ist allerdings ein Maximum deutlich ausgeprägt, während das zweite mehr zurücktritt. Auffällig ist ferner, daß fast immer in einem der beiden Maxima die mächtigste und grobkörnigste Kalkturbidit-Bank eines jeden Profils auftritt.

- B4: Der schnelle kontinuierliche Anstieg der Zwischenlagen-Mächtigkeiten (Spitzenwerte) bis zu max. Beträgen (gemessen an den übrigen Werten je Profil) läßt sich sehr deutlich über alle Profile parallelisieren.
- B5: Signifikant für nahezu alle Profile ist der abrupte Abfall der durchschnittlichen Zwischenlagen-Mächtigkeiten in diesem kleinen Profilabschnitt.
- B6: Der „Doppel-Tuff“ und seine Äquivalente lassen sich im Arbeitsgebiet von Adorf im N bis über den S-Flügel der Wittgensteiner Hauptmulde hinaus verfolgen.
- B7: Dieser Abschnitt ist in allen Profilen ähnlich ausgebildet.
- C1/C2/C3: Diese drei Abschnitte kennzeichnen die Bereiche innerhalb der Kieseligen Übergangsschichten zwischen der *grimmeri*-Bank und den *crenistris*-Bänken, in denen Kalkturbidite auftreten. In allen Profilen sind in C1 und C3 Kalkturbidite zur Ablagerung gekommen, während sie in C2 nur in wenigen Profilen auftreten (Abb. 4).

Während die Profile am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges fast ausnahmslos in ihren einzelnen Abschnitten korrelierbar sind, passen die Profile Wehrstapel und Messinghausen nicht in dieses Schema (Abb. 12 c). Das Profil Scharfenberg stimmt im oberen Teil (B4 — B7) gut, im unteren Teil (B2 und B3) weniger gut überein. Die Profile Cobbenrode und Oberelspe (Attendorn-Elsper Doppelmulde) zeigen — bis auf das Auftreten von einigen „Erdbacher Kalken“ bei Cobbenrode — keine Übereinstimmung mit dem oben genannten Schema, soweit die unvollständigen Aufschlußverhältnisse diese Beurteilung zulassen (Abb. 12 c).

4.1.4. Folgerungen aus den Profilvergleichen

Aus der Korrelation der Einzelprofile und der vergleichenden Betrachtung parallelisierbarer Profilabschnitte lassen sich mehrere Ergebnisse ableiten.

- a. In den „Erdbacher Kalken“, dem Kieselkalk-Horizont und den Kieseligen Übergangsschichten am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges lassen sich 11 charakteristische Profilabfolgen unterscheiden, die nahezu über alle Profile dieses Gebietes parallelisierbar sind. Dabei unterscheidet sich jedoch jeder einzelne Abschnitt von seinen Äquivalenten mehr oder weniger deutlich, wenn man Bank für Bank vergleichen will. D. h., die einzelnen Profile zeigen im Gesamtbild auffällige Merkmale gleicher Ausbildung, weisen auf der anderen Seite aber deutliche Unterschiede im Feinaufbau auf.
- b. Infolge des Mangels an geeigneter Fauna (Kap. 2.1.) läßt sich die bearbeitete Schichtenfolge biostratigraphisch nicht weiter untergliedern (Ausnahme: Kieselige Übergangsschichten; NICOLAUS 1963). Lediglich die *grimmeri*-Bank, der „Doppel-Tuff“ und der conodontenführende Tuff im Liegenden der „Erdbacher Kalke“ haben Leitwertcharakter. Somit und aufgrund der nahezu gleichbleibenden Mächtigkeiten pelitischer Beckensedimente müssen die einzelnen Horizonte als synchrone Ereignisse angesehen werden. Das bedeutet z. B. für den Übergang vom Lydit-Horizont zu dem der Kieselkalke, daß der Farbumschlag von schwarz zu graugrün ein synchrones Ereignis zumindest am gesamten NE-Rand des Schiefergebirges war. Das gleiche gilt für den damit verbundenen Wechsel des Kalkturbidit-Typs (Kap. 3.1.2.).

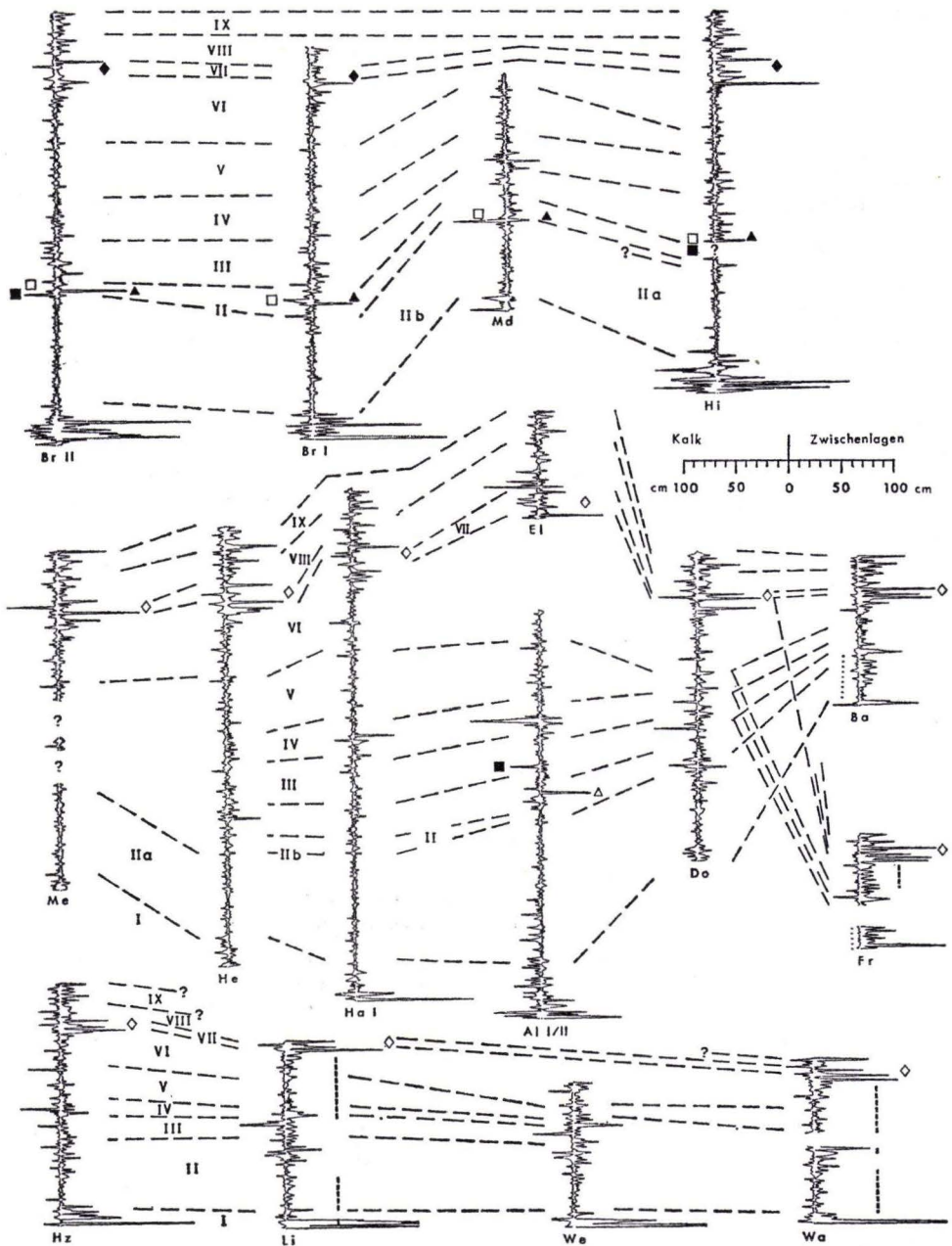


Abb. 12a. Profile im S-Teil des Arbeitsgebietes (Hüllkurven).
Parallelisierung der Bankgruppen I bis IX. Zeichenerklärung s. Abb. 11.

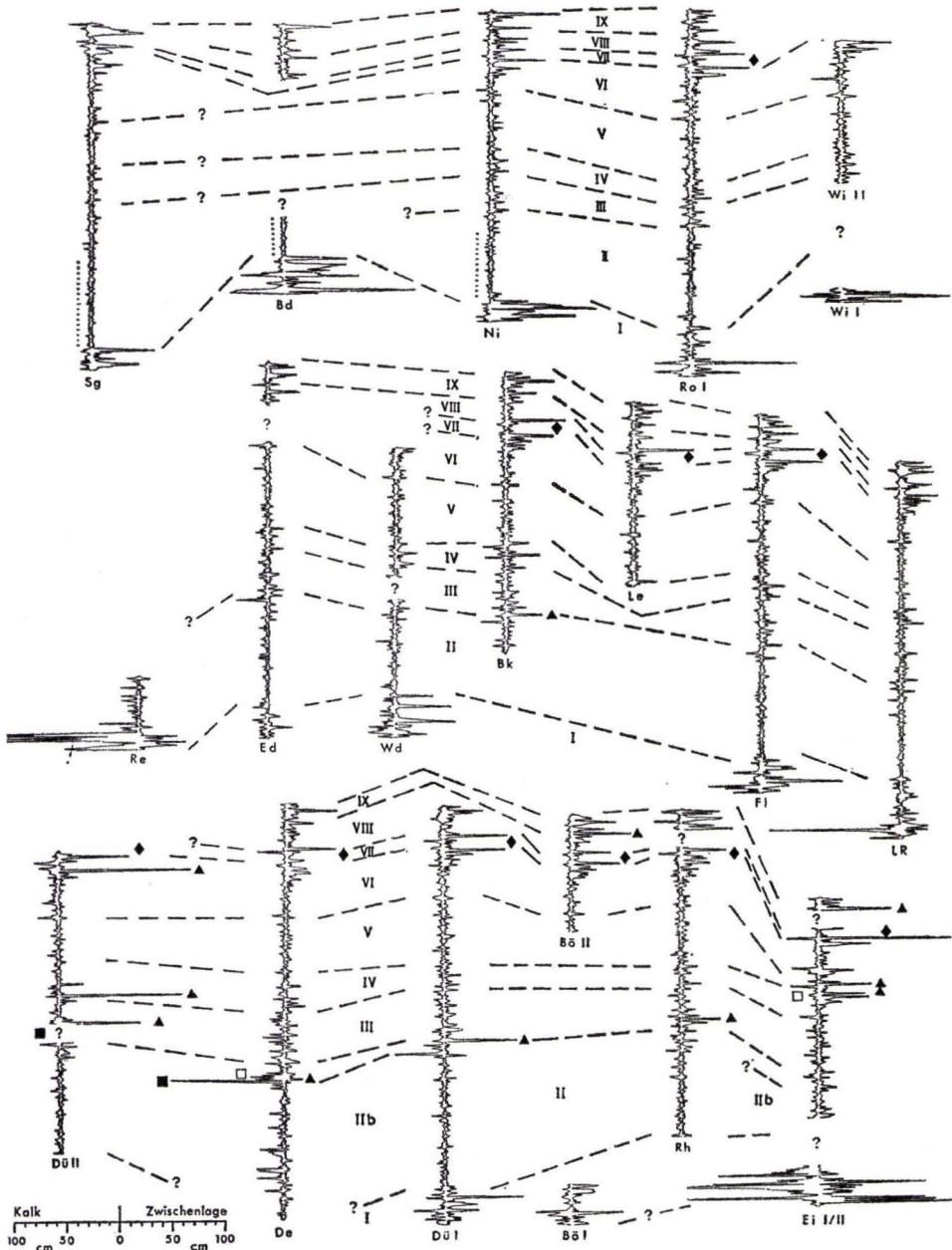


Abb. 12b. Profile im N-Teil des Arbeitsgebietes (Hüllkurven).
Parallelierung der Bankgruppen I bis IX. Zeichenerklärung s. Abb. 11.

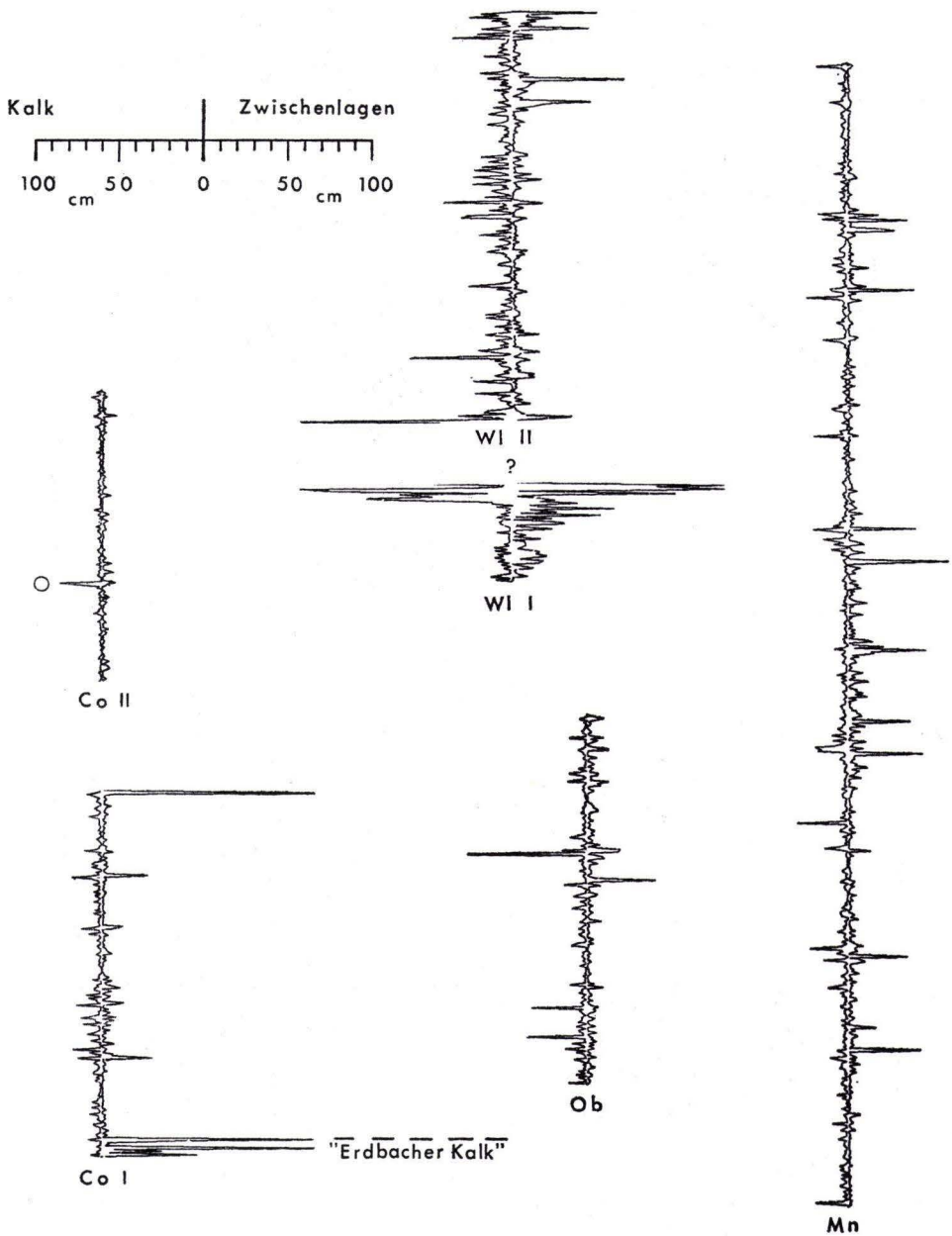


Abb. 12c. Nichtparallelisierbare Profile (Hüllkurven) aus dem Hellefelder Kalk, der Attendorf-Elser Doppelmulde und von Messinghausen. Zeichenerklärung s. Abb. 11.

- c. Wie die Mächtigkeitsvergleiche der Einzelprofile (im Kieselkalkniveau) zeigen, liegt die Zwischenlagen-Sedimentation (Pelite plus Tuffe bzw. Tuffite) in allen Profilen bei durchschnittlich etwa 12,5 m. Allerdings ist deutlich eine geringe Abnahme in Richtung Distalität festzustellen. Die in Tab. 7 aufgeführten (einzigen) lückenlosen Profile zeigen die proportionale Abhängigkeit der Zwischenlagen-Mächtigkeit von der Mächtigkeit der Kalkturbidit-Sedimentation (die Sonderstellung von Profil Lelbach-Rhena wird in Kap. 5.1.5. diskutiert). Zur Verdeutlichung sind Prozentangaben aufgeführt, die auf den Basiswert von Profil Battenberg (niedrigste Kalkmächtigkeit) bezogen sind. Eine differenziertere Betrachtung scheint jedoch angebracht, da die einzelnen Profile fast alle unterschiedlichen Schüttungskomplexen angehören (s. unten und Kap. 5.1.2.2.). Außerdem ist keine sichere Aussage darüber zu treffen, wieviele Turbidite eines Profils in einem anderen Profil vertreten sind. Profile, die in unmittelbarer Nähe zueinander liegen und zu einem Schüttungskomplex gehören (Dodenu-Battenberg, Beddelhausen I — Hatzfeld) weisen — umgerechnet auf eine Verdoppelung der Kalkmächtigkeit — auf eine Zunahme der Pelitmächtigkeit in der Größenordnung von deutlich $< 10\%$ hin.

KUENEN (1964) diskutiert unterschiedliche Auffassungen, inwieweit die Tonsediment-Anteile über einer klar abzugrenzenden Turbidit-Bank (bei einem Kalkturbidit ist dies mit dem letzten Auftreten von karbonatischen Komponenten gegeben; Kap. 3.2.2.) noch durch die Schüttung des unterlagernden Turbidits beeinflusst worden sein könnten. Diese Beeinflussung ist zweifellos vorhanden, wie Tab. 7 zeigt. D. h.: mit zunehmender Kalkmächtigkeit wird also die Zwischenlagen-Mächtigkeit größer. Da die Kalkmächtigkeit aber in proximaler Richtung zunimmt, ist auch die Zwischenlagen-Mächtigkeit eines Profils von seiner proximalen oder distalen Lage abhängig.

Tab. 7. Zunahme der Zwischenlagen-Mächtigkeiten in Abhängigkeit von den Kalk-Mächtigkeiten. Basiswert: Profil mit der geringsten Kalk-Mächtigkeit

Profil	Kalk-	Zwischenlagen-			
	Mächtigkeit (cm)	M ₁ (%)	Mächtigkeit (cm)	M ₂ (%)	M ₃ (%)
Scharfenberg	648,2	114	1125,7	2,0	1,7
Niedermarsberg	567,7	87	1211,4	9,7	11,1
Rottenberg I	883,8	192	1267,7	14,8	7,7
Lelbach-Rhena	617,1	104	1024,9	-7,2	-7,5
Bromberg II	893,2	195	1261,8	14,3	7,3
Hesborn	986,7	226	1367,3	23,8	10,5
Dodenu	851,4	181	1242,0	12,5	6,9
Battenberg	302,8	Basis	1104,2	Basis	Basis
Beddelhausen I	1143,4	278	1254,4	13,6	4,5
Hatzfeld	683,0	126	1142,3	3,4	2,7

M₁: Mehranteil der Kalk-Mächtigkeit gegenüber dem Basiswert

M₂: Mehranteil der Zwischenlagen-Mächtigkeit gegenüber dem Basiswert

M₃: Mehranteil der Zwischenlagen-Mächtigkeit gegenüber dem Basiswert, jeweils bezogen auf eine Zunahme der Kalk-Mächtigkeit um 100 % gegenüber dem Basiswert

Entscheidend für die Größenordnung dieser zusätzlichen Sedimentation dürften dabei die Massen- und Energie-Verhältnisse der einzelnen Turbidite sein, die naturgemäß völlig unbekannt sind. ENGEL (1975) zeigt die Korrelation von Zwischenmittel-Mächtigkeit und Kalkmächtigkeit im Kulm-Plattenkalk und führt den größten Teil der Zwischenmittel-Sedimentation auf „turbiditische Herkunft“ zurück und nimmt an, daß der in den Kulm-Plattenkalken enthaltene Erosionsanteil etwa bei 15 % liegt (: 111). EDER & ENGEL (1975: 111) gehen davon aus, daß auch im Padberger Kalk eine ähnliche Größenordnung nicht überschritten wird. In den hier vorliegenden Kalkturbiditen dürfte keineswegs mit einem höheren Erosionsanteil zu rechnen sein.

Die Abhängigkeit der pelitischen Sedimentmächtigkeit von der Kalkmächtigkeit ist in den hier bearbeiteten Horizonten nur statistisch nachweisbar und relativ gering. Es folgt keineswegs — wie von ENGEL (1975: Abb. 3) für den Kulm-Plattenkalk gezeigt — nahezu jeder mächtigen Kalkturbidit-Bank eine entsprechend mächtige Pelit-Bank. Wie an Profil Beddelhausen I (Abb. 11) erkennbar ist, sind im Gegenteil häufiger relativ mächtige Pelitbänke im Liegenden mächtiger Turbidite zu beobachten. Dies spricht für längere Schüttungspausen, die zu entsprechend hoher Anreicherung an karbonatischem Detritus im Liefergebiet und somit auch zu mächtigen Kalkturbiditen führen konnten. Dieser Tatbestand ist besonders deutlich am Abschn. B 2 zu sehen, in dem die meisten mächtigen Kalkturbidite vorkommen, die überwiegend von relativ mächtigen Pelitbänken unterlagert werden, während mächtige Pelit-Lagen über solchen Kalkturbiditen seltener sind. In Abb. 11 läßt sich oft ein direkter Zusammenhang zwischen hoher Schüttungsrate und geringer Mittlerer Bankmächtigkeit bzw. geringer Schüttungsrate und hoher Mittlerer Bankmächtigkeit erkennen.

Die mit erhöhter Kalkturbidit-Sedimentation verbundene statistische Zunahme der pelitischen Sedimentmächtigkeiten dürfte auf die Erosionswirkung von turbidity currents zurückzuführen sein, die Beckensediment in die Suspension bis zu einem gewissen Sättigungsgrad aufnehmen. Aufgrund der Struktur der Tonminerale kommt der pelitische Anteil zum größten Teil erst später als die karbonatischen Komponenten durch langsames Absinken zur Ablagerung.

Theoretisch ist natürlich eine Erhöhung der Pelit-Sedimentation auch bei Annäherung an das Festland zu erwarten. Doch einerseits verläuft der sehr schmale Unterkarbon-Streifen am NE-Rand des Schiefergebirges annähernd küstenparallel und sollte daher kaum eine merkliche Differenzierung der „background“-Sedimentation aufweisen. Zum anderen müßte dann eine kontinuierliche Mächtigkeits-Änderung in eine einzige Richtung zu erwarten sein, was nicht der Fall ist.

- d. Wenn man die proximalitätsbezogene Zunahme der pelitischen Sedimentation außer acht läßt, ist die Zwischenlagenmächtigkeit aller Einzelprofile und der parallelisierbaren Profilabschnitte relativ konstant. Das bedeutet, daß die pelitische Sedimentation in dem Zeitabschnitt des Kieselkalk-Horizontes und der Kieseligen Übergangsschichten (nach NICOLAUS 1963) am NE-Rand des Schiefergebirges sehr einheitlich und gleichmäßig stattgefunden hat.
- e. Der einheitliche Aufbau der Profile am NE-Rand des Schiefergebirges spricht eindeutig für eine zusammenhängende Genese der Kalkturbidit-Sedimentation dieses Raumes während der „Erbacher Kalke“, im Kieselkalk-Horizont und in den Kieseligen Übergangsschichten. Pelit- und Tuff-Sedimentation sind während derselben Zeit in diesem Gebiet nahezu konstant.

f. Trotz der im Detailaufbau zwischen den einzelnen Profilen bestehenden deutlichen Unterschiede zeigt die Zwischenlagen-Sedimentation insgesamt vergleichbare charakteristische Merkmale, wie die parallelisierbaren Profilabschnitte beweisen. Die Zwischenlagen dokumentieren den Zeitraum, in dem keine Kalkturbidit-Schüttungen stattgefunden haben. Somit bedeuten ähnlich lange Pausen zwischen den Schüttungen verschiedener Liefergebiete — wie durch die vergleichbaren Merkmale in der Zwischenlagen-Sedimentation erkennbar ist —, daß in vielen Fällen gleiche Ereignisse (einheitliche Genese) die auslösenden Faktoren für die Entstehung von turbidity currents aus karbonatischem Detritus gewesen sein müssen. Ein direkter Zusammenhang mit der Förderung der überregional auftretenden sauren Tuffe läßt sich allerdings nicht erkennen, während andererseits die ersten mächtigen Kalkturbidite annähernd zeitgleich mit dem Einsetzen der Diabas-Förderungen bei Welleringhausen auftreten (Abb. 12).

Als Ursachen der großenteils einheitlichen Genese lassen sich einmal schwankende Wachstums-(Produktions-)Raten im Liefergebiet aufgrund überregionaler Einflüsse annehmen. Andererseits sind Abhängigkeiten der Schüttungsintensitäten von großregionalen Ereignissen wie Erdbeben (evtl. im Zusammenhang mit vulkanischen Tätigkeiten) oder extremen Wetterlagen (Orkane) denkbar.

4.2. Isolinien Darstellungen

4.2.1. Allgemeines

Die bearbeiteten Schichten des Unterkarbons streichen am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges nur in einem sehr schmalen N—S-Streifen aus. Nach Ausglättung der Faltung (palinspastische Rekonstruktion) um den Faktor 1,5 (nach LIESCHE 1979; nach HELLMANN 1965 wird für den Ostsauerländer Hauptsattel eine durchschnittliche Einengung von mehr als 30 % mit Spitzenwerten von mehr als 50 % angegeben) ist der heute einsehbare Sedimentationsraum etwa 74×10 km groß. Die Profilvergleiche in Kap. 4.1. lassen erkennen, daß die Kalkturbidit-Sedimentation innerhalb des Arbeitsgebietes aufgrund vergleichbarer Ausbildungen in den einzelnen Profilen als eine genetisch zusammenhängende Entwicklung stattgefunden hat.

Um die Lage möglicher Liefergebiete rekonstruieren zu können, war es notwendig, die Verteilung der Kalkturbidit-Sedimentation möglichst genau zu ermitteln. Da einzelne Kalkturbidit-Bänke nicht bzw. nur unzureichend parallelisierbar sind, können nur über einen statistischen Vergleich aller Bänke eines Niveaus die räumliche Verteilung turbiditischer Fazieskörper und mögliche Wechsel in den Ablagerungsbedingungen erfaßt werden.

Es sind keine echten proximalen Turbidit-Anteile aufgeschlossen (Kap. 3.2. und 3.3.). In N—S-Richtung sind keine auffälligen Veränderungen im Aufbau der Turbidite erkennbar, während in E—W-Richtung das Beobachtungsfeld sehr schmal ist, zumal auch die Aufschlußdicke teilweise nur gering ist. Die Auswertung muß daher alle nur erdenklichen Methoden berücksichtigen, die Aufschluß über die Verteilung der Kalkturbidite und auch über eventuelle zeitliche Veränderungen dieser Verteilung geben können.

Eine eingehende Behandlung erfolgt am Beispiel des Kieselkalk-Horizontes, da hier die günstigsten Aufschlußbedingungen vorliegen.

4.2.2. Parameter

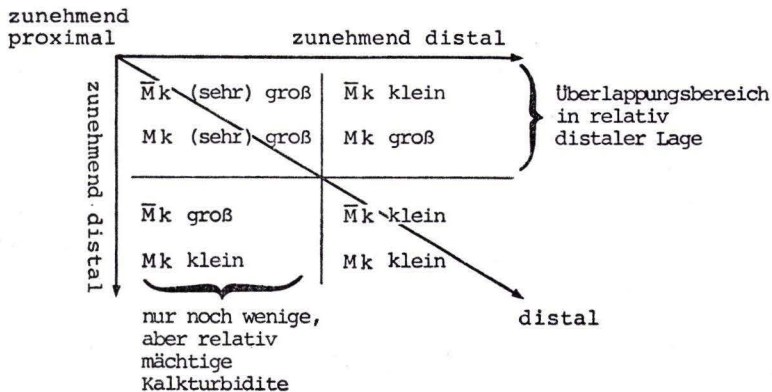
4.2.2.1. Kieselkalk-Horizont

Bankanzahl, Bankmächtigkeit und Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnisse sind für die Kalkturbidit-Sedimentation kennzeichnende Parameter, die sich gleichsinnig in Richtung Proximalität bzw. Distalität ändern. Das Schüttungsschema allodapischer Kalke, das von MEISCHNER (1962: Abb. 9, 1964: Abb. 2) aufgestellt und von ENGEL (1974: Abb. 10) u. a. bestätigt worden ist, zeigt eine Abnahme der Turbidit-Mächtigkeit vom Bankmaximum aus in distaler und proximaler Richtung.

Wie in Kap. 3.2. gezeigt wurde, treten in den hier bearbeiteten Horizonten innerhalb des Aufschlußbereiches des Arbeitsgebietes ausschließlich distale Turbidit-Anteile auf. Alle o. g. Parameter müssen demzufolge mit abnehmender Größe in die Richtung der Distalität weisen. Denn mit der Verringerung der Mächtigkeit der einzelnen Turbidite tritt auch eine Verringerung der Gesamtmächtigkeit (M_k) sich überlagernder Turbidite auf, solange nicht Schüttungen aus verschiedenen Richtungen aufeinander übergreifen. Entsprechendes gilt für das Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis (M_k/M_z), das den prozentualen Anteil der Kalkturbidite gegenüber den Zwischenlagen (Pelite plus Tuffe/Tuffite, ohne Diabas und Diabas-Tuff von Welleringhausen) angibt. Da die Zwischenlagenmächtigkeit nur geringfügig mit zunehmender Kalkmächtigkeit wächst (Kap. 4.1.4.), also gegenüber der erheblich stärker ansteigenden Kalkmächtigkeit nahezu konstant bleibt, verändert sich das Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis proportional zur Gesamtmächtigkeit des Kalkes. Der Vorteil gegenüber der Benutzung der Gesamtmächtigkeit liegt darin, daß auch nicht vollständig aufgeschlossene Profile oder Profilabschnitte durch M_k/M_z eher gekennzeichnet werden können.

Die Anzahl (N) der Turbidite nimmt ebenfalls in Schüttungsrichtung ab, da die einzelnen Schüttungskörper aufgrund unterschiedlicher Massen und Erstreckungen nach und nach auskeilen.

Ein vierter Parameter ist die Mittlere Bankmächtigkeit (\bar{M}_k = arithmetisches Mittel) der Kalkturbidite. Sie nimmt mit der Mächtigkeit der einzelnen Turbidite in Schüttungsrichtung ab. Auch und gerade in Überlappungsbereichen verschiedener Schüttungskomplexe, wo es zur Addition von Turbiditen unterschiedlicher Liefergebiete kommt, ist \bar{M}_k eher als die anderen Parameter geeignet, die tatsächlichen Proximalitätsverhältnisse anzuzeigen.



Der Nachteil der arithmetischen Mittelwertbildung liegt darin, daß in distaler Richtung viele geringmächtige Turbidite relativ schnell auskeilen und nur wenige, aber verhältnismäßig mächtige Bänke übrigbleiben können. Dadurch können die Mittelwerte distaler Profile erheblich größer werden, als es ihrer tatsächlichen Position entspricht. Ideal wäre, wenn alle Turbidite, die theoretisch die einzelnen Profile aufgrund ihrer Schüttungsrichtung hätten erreichen können, in die Mittelwertbildung mit der Mächtigkeit Null eingehen könnten. Dies scheidet jedoch daran, daß Verbreitung und Schüttungsrichtungen der Turbidite von vornherein unbekannt sind.

Ein Ausweichen auf die Medianwerte der Bankmächtigkeiten, wie sie von FRANKE et al. (1975) verwendet wurden, um „Ausreißer“ zu unterdrücken, ist bei den hier vorliegenden Profilen wenig sinnvoll, da selbst in relativ proximalen Bereichen sehr viele geringmächtige Turbidite auftreten. Das führt zu einer nur geringen Differenzierung zwischen den Medianwerten der einzelnen Profile.

Ebensowenig läßt sich eine Abtrennung verschiedener Schüttungsbereiche mit Hilfe der Verteilungskurven von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit vornehmen, da die max. Korngrößen zwischen den einzelnen Profilen eine zu geringe Differenzierung aufweisen. Die max. Korngrößen fast aller Profile liegen im Durchschnitt bei 0,1 mm (Abb. 8), wobei die hohe Turbidit-Anzahl mit Korngrößen deutlich $< 0,1$ mm genaue Messungen mit Geländemethoden nicht ermöglichen. Hinzu kommt, daß bei derartigen Korngrößen einzelne Körner durch die diagenetische Zementierung vergrößert werden und kaum noch oder gar nicht mehr erkennbar sind. Somit scheint die Verwendung der Korngröße bei der weiteren Klärung der Kalkturbidit-Verteilung wenig sinnvoll zu sein.

In den Isoliniendarstellungen der Abb. 13 zeigen die einzelnen Parameter N, Mk, Mk/Mz und $\bar{M}k$ für das Kieselkalk-Niveau ein regional annähernd übereinstimmendes Verhalten (Tab. 8). Alle Parameter bilden in nahezu gleichen geographischen Positionen gleichgerichtete Loben aus, während die Werte der Isolinien kontinuierlich gleichsinnig von W nach E — und damit in Richtung Distalität — abnehmen. Im N und S des Arbeitsgebietes biegen die Isolinien nach W ab (für Mk und N sind nur verkürzte Isolinien zum Anzeigen der Tendenz aufgetragen).

Die einzelnen Loben zeigen Bereiche statistischer Häufungen von Turbidit-Schüttungen an, die als Schüttungskomplexe bezeichnet werden. Alle Schüttungskomplexe sind nach Verlauf der Isolinien deutlich voneinander abzutrennen.

Die kontinuierliche Abnahme der Isolinienwerte aller Parameter bestätigt das Fehlen proximaler Turbiditanteile, wie es bereits anhand des Aufbaus der einzelnen Turbiditbänke und aus der Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit geschlossen wurde (Kap. 3.2. und 3.3.), da gleichzeitig auch die gemessenen Schüttungsrichtungen (Abb. 16) mit der jeweiligen Abnahme der Parameterwerte übereinstimmen.

Wie die Isoliniendarstellungen erkennen lassen, repräsentieren die Mittlere Bankmächtigkeit und das Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis die berücksichtigten Parameter hinreichend genau und ergänzen sich in wesentlichen Punkten. Stärkere Abweichungen in einzelnen Bereichen lassen sich nur aus der Summe aller verfügbaren Parameter interpretieren (Kap. 4.3., 5.1.2., und 5.1.5.).

Aus darstellerischen Gründen wurde auf empirischem Wege der Versuch gemacht, durch eine Kombination von $\bar{M}k$ und Mk/Mz die Vorteile dieser beiden Parameter zu nutzen und gleichzeitig durch die Verwendung nur einer einzigen relativen Größe die Isolinien-Darstellung übersichtlicher zu gestalten, um dadurch die Tendenzen in der Entwicklung verschiedener Horizonte leichter überblicken zu können.

Tab. 8. Parameter zur Kalkturbidit-Sedimentation im Kieselkalk-Horizont
 N = Anzahl der Kalkturbidite, Mk = Gesamtmächtigkeit Kalk, Mz = Gesamtmächtigkeit
 Zwischenlagen (ohne Diabas von Wellinghausen), Mk:N = Mittlere Bankmächtigkeit
 \bar{Mk} , Mk:Mz = Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis, P_d = relative Proximalitätsgröße,
 + Profile mit erheblichen Schichtlücken

Profil (Abkürzung)	N	Mk (cm)	Mz (cm)	$\frac{Mk}{N}$ (cm)	$\frac{Mk}{Mz}$	P_d (cm)	
Scharfenberg (Sg)	306	642.9	1031.2	2.10	0.62	1.32	
Bredelar (Bd)	92	226.3	372.0	2.46	0.61	1.49	+
Messinghausen (Mn)	673	1798.3	1643.6	2.67	1.09	2.94	+
Niedermarsberg (Ni)	274	567.7	1211.4	2.07	0.47	0.97	+
Wirmighausen (Wi)	137	458.9	616.0	3.35	0.75	2.50	+
Rottenberg I (Ro I)	300	883.8	1267.7	2.95	0.70	2.04	
Benkhausen (Bk)	267	870.9	1265.0	3.26	0.69	2.22	
Lenkenberg (Le)	174	501.7	791.0	2.89	0.63	1.82	+
Flechtendorf (Fl)	328	825.9	1272.3	2.52	0.65	1.64	
Eimelrod (Ed)	292	889.6	641.4	3.05	1.39	4.17	+
Wiedehagen (Wd)	213	592.6	628.8	2.78	0.94	2.63	+
Rhena (Rh)	293	826.1	1264.8	2.82	0.65	1.85	
Lelbach-Rhena (LR)	302	617.1	1024.9	2.04	0.60	1.23	
Bömighausen II (Bö II)	112	250.2	666.0	2.23	0.38	0.84	+
Düdinghausen II (Dü II)	269	864.3	726.4	3.21	1.19	3.85	+
Düdinghausen I (Dü I)	363	1112.0	1307.7	3.06	0.85	2.63	
Referinghausen (Re)	69	1555.9	316.8	22.55	4.91	5.26	+
Deifeld (De)	393	1428.9	1340.1	3.64	1.07	3.85	
Eisenberg (Ei)	192	663.3	1086.0	3.45	0.61	2.13	+
Bromberg II (Br II)	368	893.2	1261.8	2.43	0.71	1.72	
Bromberg I (Br I)	321	809.1	910.1	2.52	0.89	2.22	+
Medebach (Md)	210	688.9	585.1	3.28	1.18	3.85	+
Hillershausen (Hi)	310	758.1	1197.6	2.45	0.63	1.54	
Medelon (Me)	244	713.4	931.5	2.92	0.77	2.22	+
Hesborn (He)	385	976.0	1367.3	2.54	0.71	1.82	
Hallenberg I (Ha I)	441	898.0	1064.2	2.04	0.84	1.72	+
Alertshausen I/II (Al I/II)	355	1078.5	715.5	3.04	1.51	4.55	+
Elsoff (El)	100	430.6	423.2	4.30	1.02	4.35	+
Dodenau (Do)	280	851.4	1238.9	3.04	0.66	2.08	
Battenberg (Ba)	136	302.8	1104.2	2.23	0.27	0.61	
Beddelhausen I (Ba I)	339	1143.4	1256.4	3.37	0.91	3.03	
Beddelhausen II (Be II)	332	1012.7	1197.1	3.05	0.84	2.56	
Richstein (Ri)	86	387.6	453.8	4.51	0.85	3.85	+
Hatzfeld (Hz)	214	683.0	1142.3	3.20	0.60	1.92	
Frohnhausen (Fr)	89	246.0	1069.5	2.76	0.23	0.64	+
Lindenhof (Li)	161	489.8	950.1	3.04	0.52	1.56	+
Weifenbach (We)	120	397.0	611.7	3.31	0.65	2.13	+
Wallau (Wa)	135	447.3	1007.4	3.31	0.44	1.47	+
arithmetisches Mittel	304	827.5	1211.9	2.70	0.67	1.88	

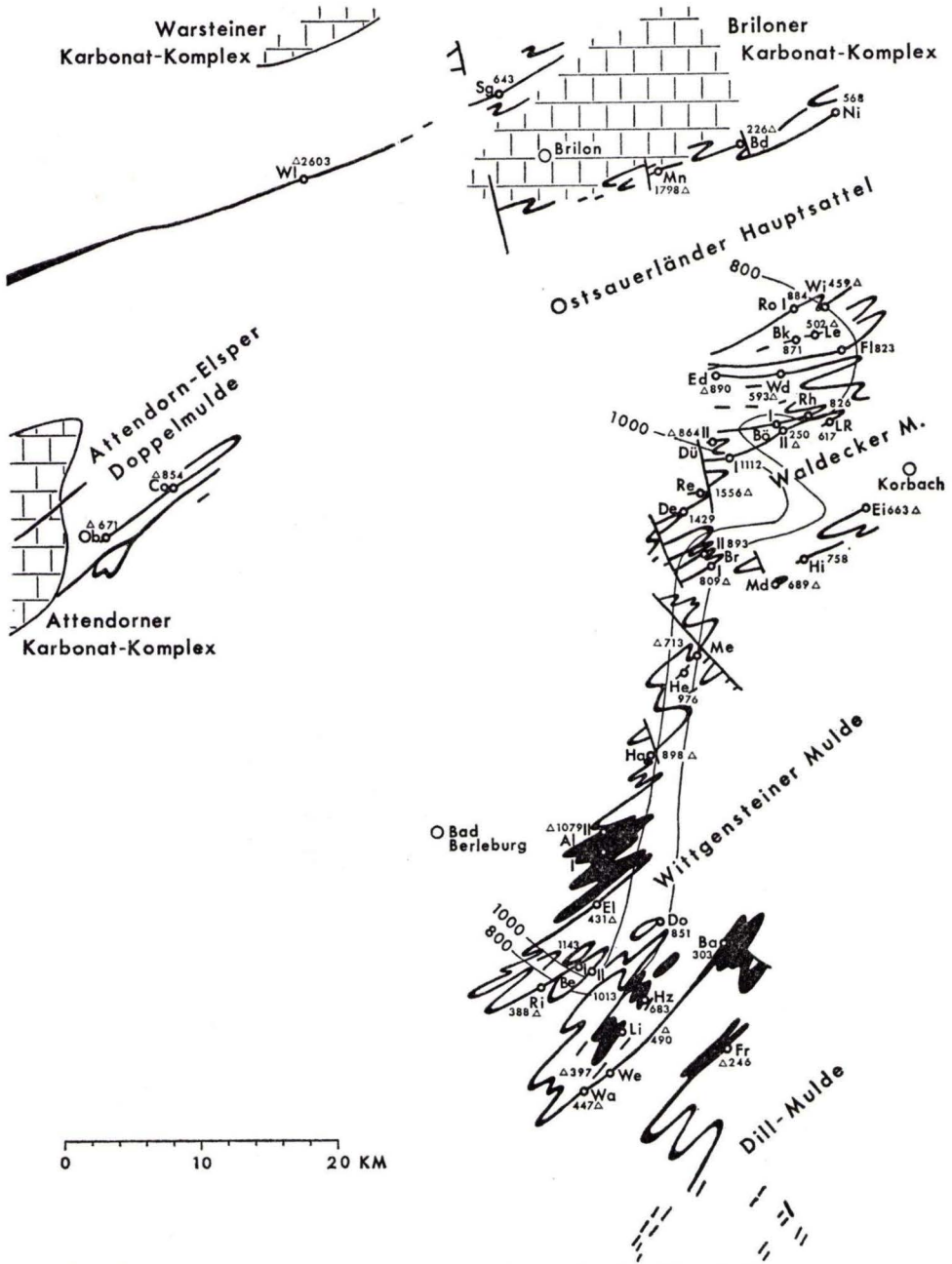


Abb. 13 a. Gesamtmächtigkeit Mk der Kalkturbidite im Kieselkalk-Horizont. Die Isolinien anhand nur vollständig aufgeschlossener Profile zeigen die Tendenz der abnehmenden Kalkmächtigkeit in E-Richtung. Wertangaben in cm.
 △ unvollständig aufgeschlossene Profile.

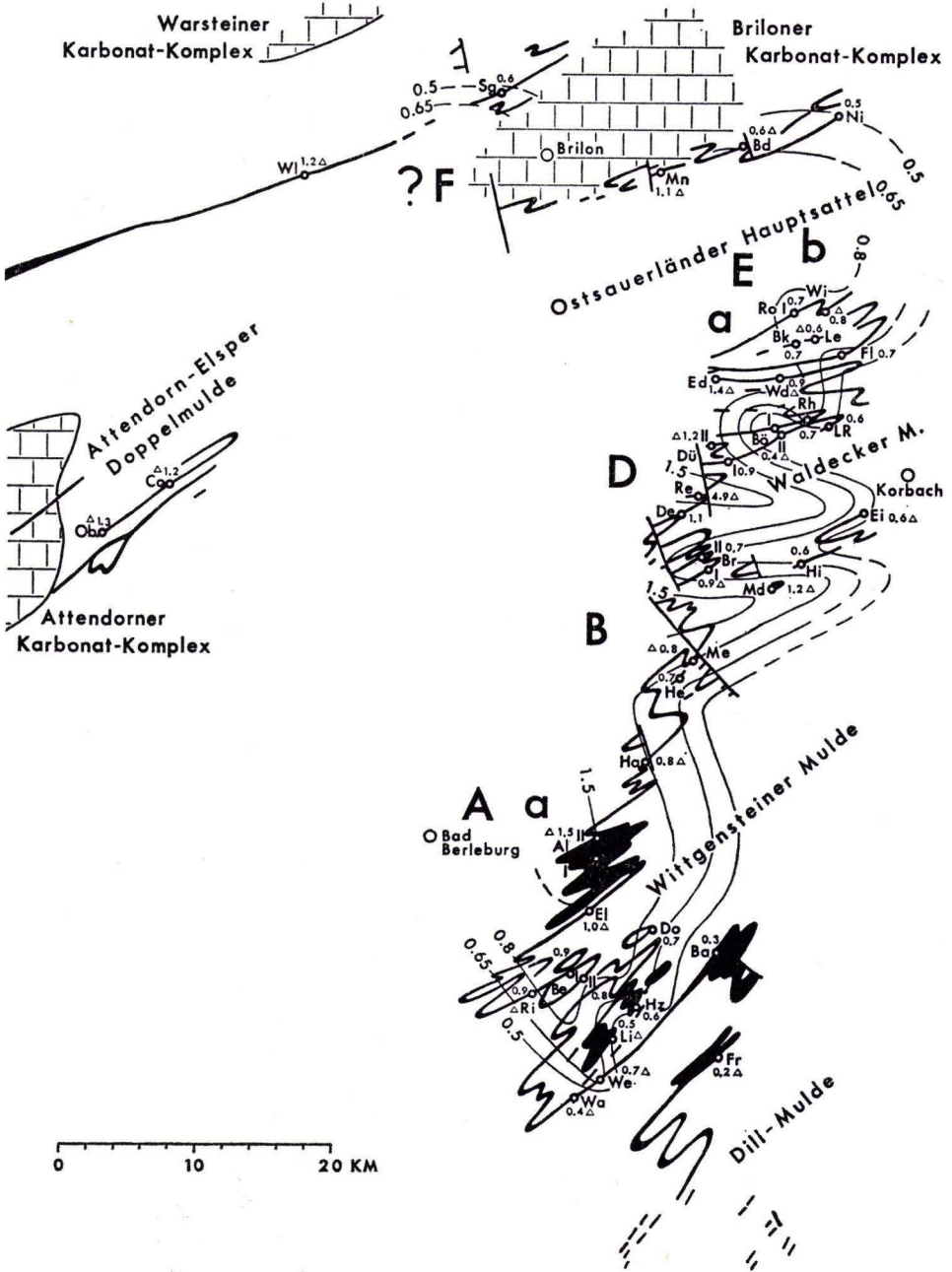


Abb. 13 b. Linien gleicher Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnisse (Mk/Mz) im Kieselkalk-Horizont.

△ unvollständig aufgeschlossene Profile.

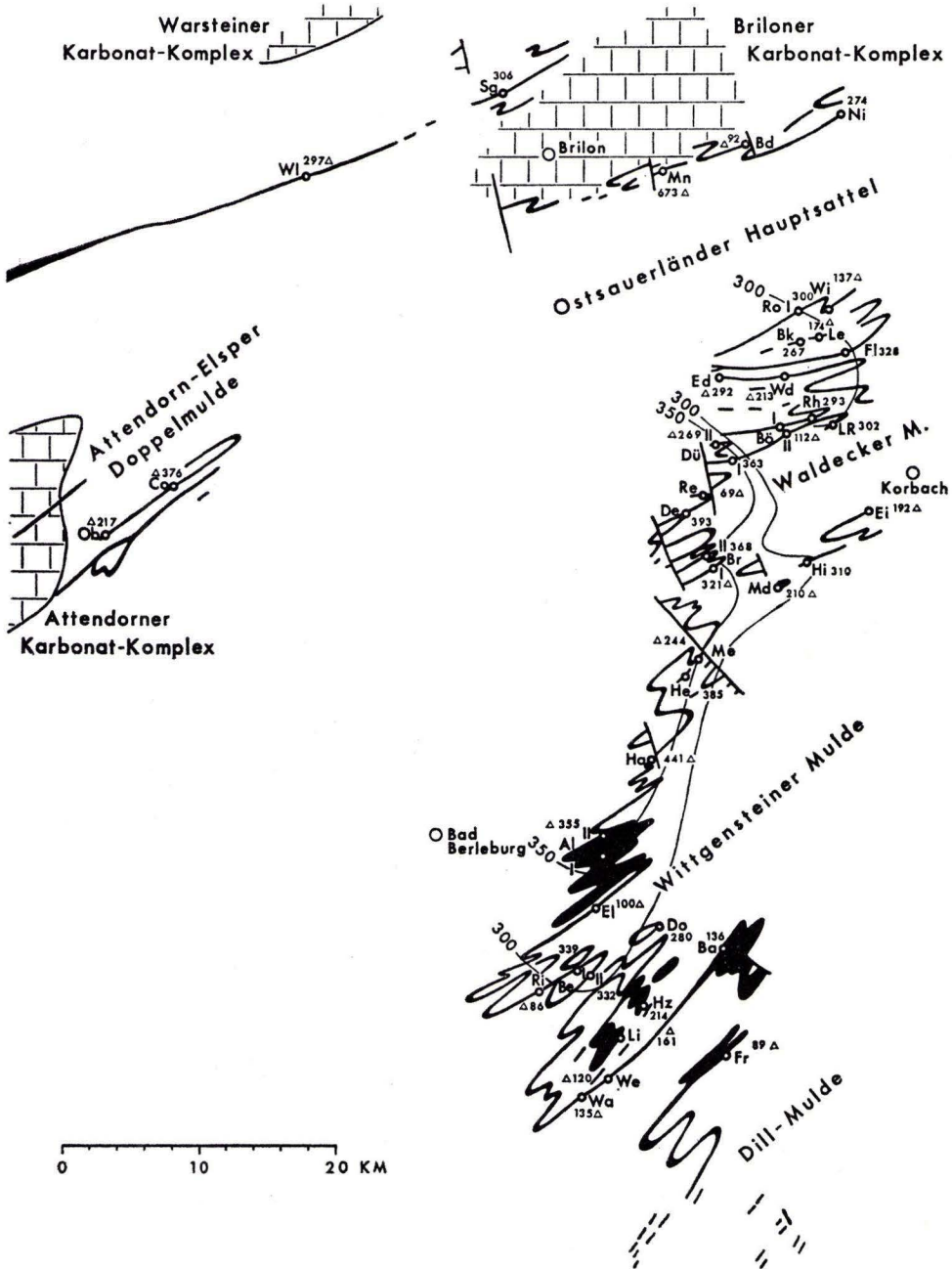


Abb. 13 c. Anzahl N der Kalkturbidite im Kieselkalk-Horizont.
 Die Isolinien anhand nur vollständig aufgeschlossener Profile zeigen die Tendenz
 abnehmender Turbiditzahlen (Auskeilen) in E-Richtung.
 △ unvollständig aufgeschlossene Profile.

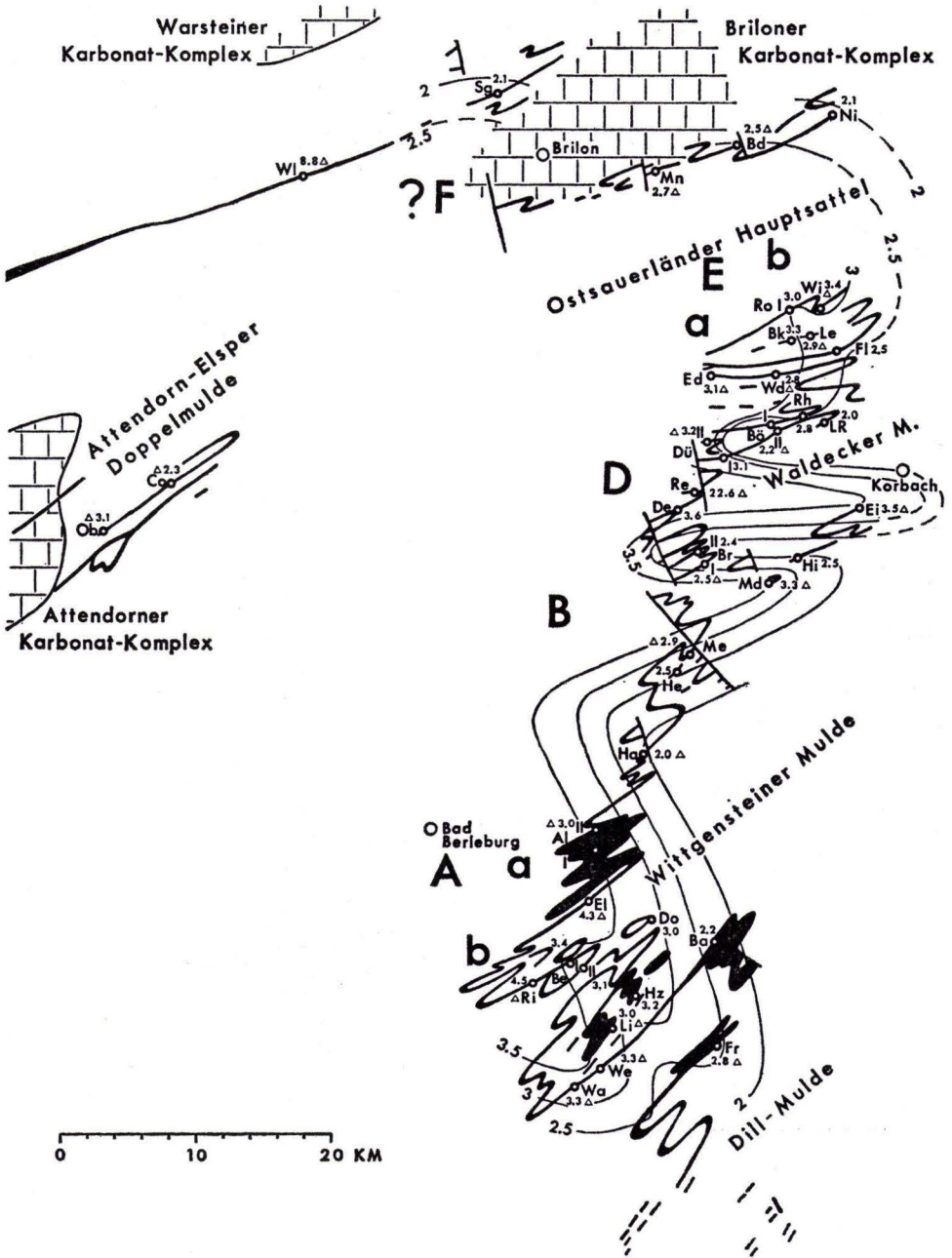


Abb. 13 d. Linien gleicher Mittlerer Bankmächtigkeit Mk der Kalkturbidite im Kieselkalk-Horizont. Wertangaben in cm.
 △ unvollständig aufgeschlossene Profile.

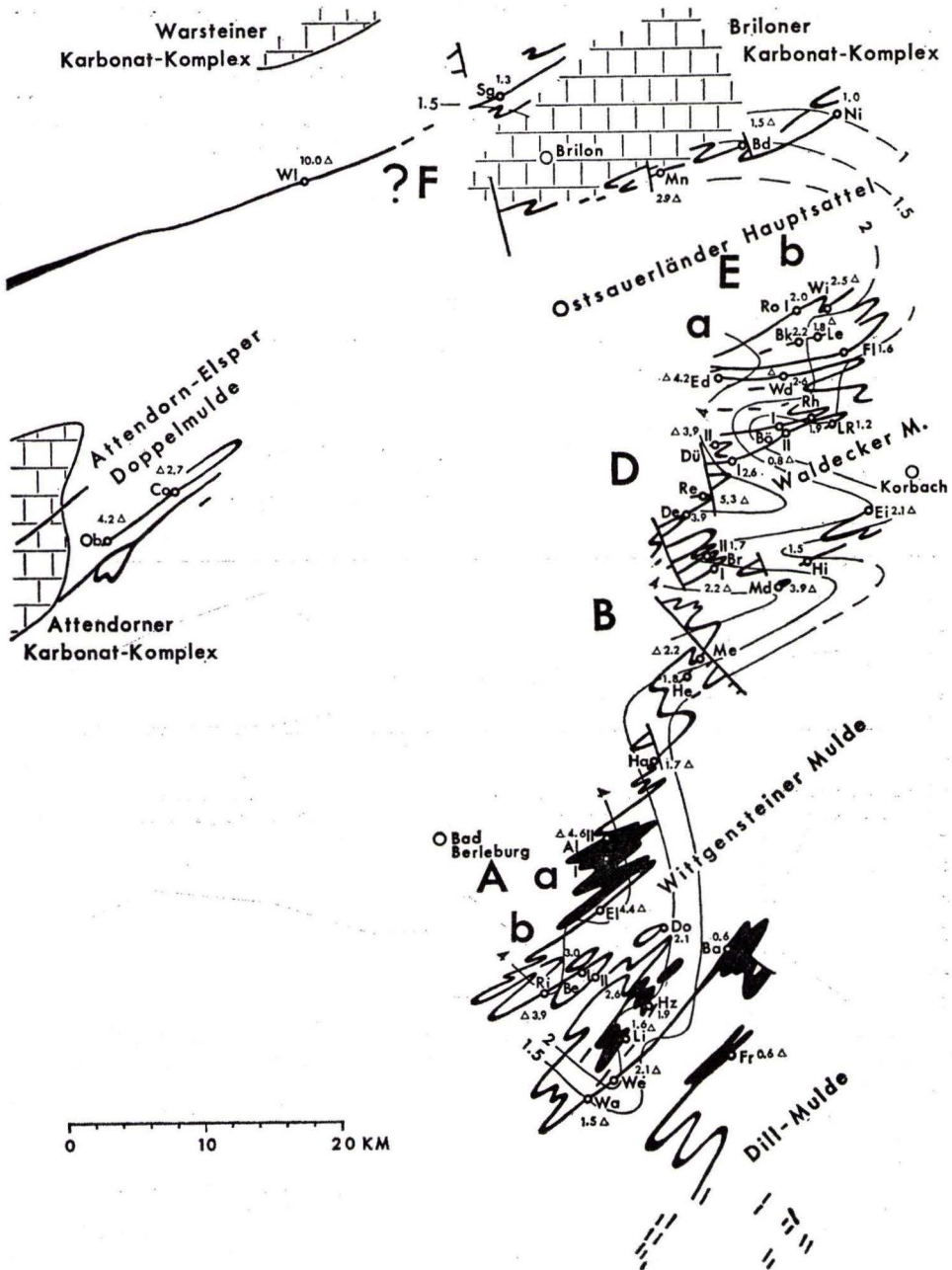


Abb. 13e. Linien der gleichen relativen Proximalitätsgröße P_d der Kalkturbitide im Kieselkalk-Horizont. Wertangaben in cm.
 Δ unvollständig aufgeschlossene Profile.

Die Parameter Mittlere Bankmächtigkeit ($\bar{M}k$) und Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis (Mk/Mz) nehmen vom Bankmaximum aus in distaler Richtung ab. Unter der Prämisse, nur distale Turbidit-Anteile vorliegen zu haben, was im Arbeitsgebiet gegeben ist, muß sich auch das Produkt aus $\bar{M}k$ und Mk/Mz proportional mit diesen Einzelparametern verändern. Unterschiedliche Produktwerte für vergleichbare Profile müssen dann im Verhältnis zueinander den verschiedenen Grad der Proximalität anzeigen.

P_d , als relative Proximalitätsgröße, entspricht dieser Forderung:

$$P_d = \frac{\sum_{i=1}^N (Mk_i)^2}{N \cdot Mz} \quad [\text{cm}] ,$$

- wobei Mk_i = Mächtigkeit des einzelnen Kalkturbidits [cm]
 N = Anzahl der zu vergleichenden Kalkturbidite
 Mz = Zwischenlagen-Mächtigkeit über allen zu vergleichenden Kalkturbiditen [cm]
 P_d = relative Proximalitätsgröße, gültig für distale Turbidit-Anteile
 $\sum_{i=1}^N Mk_i$ = Kalk-Gesamtmächtigkeit (im Text gekürzt als Mk bezeichnet)

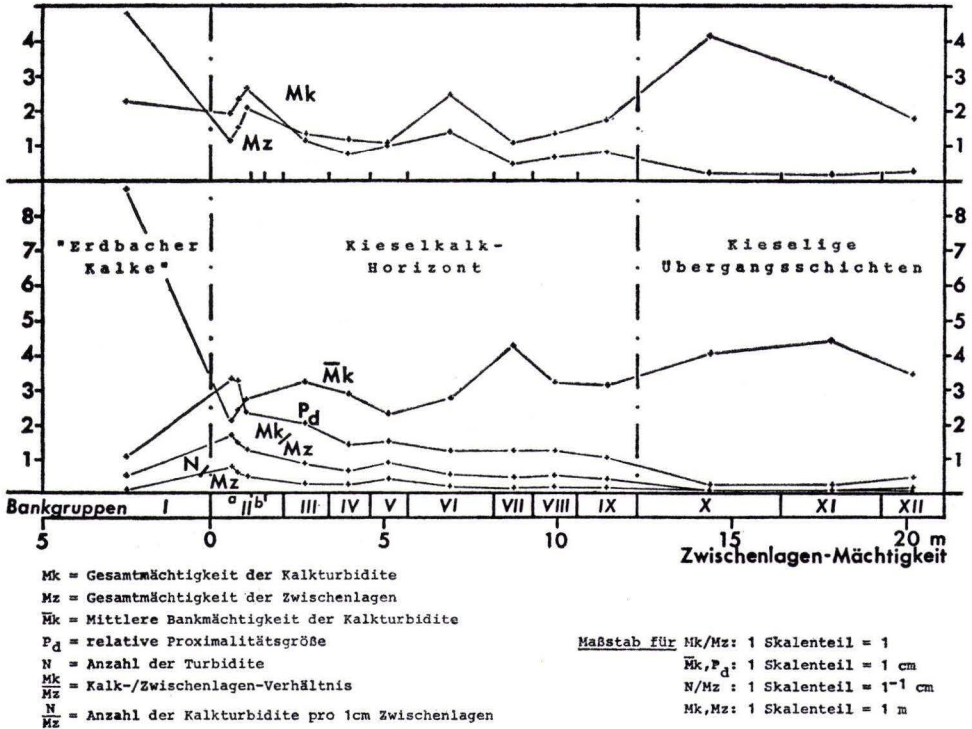


Abb. 14. Die Entwicklung der Kalkturbidit-Sedimentation.

Anhand verschiedener Parameter läßt sich ein Schüttungsmaximum im unteren Teil des Kieselkalk-Horizontes erkennen. Zum Hangenden hin findet eine kontinuierliche Abnahme der Schüttungen bei gleichzeitiger Zunahme der Mittleren Bankmächtigkeit statt.

Die nach P_d berechneten Werte zeigen in der Isolinien-darstellung (Abb. 13e) eine deutliche Übereinstimmung mit den entsprechenden Isolinien-Verläufen von \overline{Mk} und $\overline{Mk/Mz}$ (s. auch Abb. 15a — e): Sie nehmen gleichsinnig in distaler Richtung ab. Damit kann die Gültigkeit von P_d als proximalitätsabhängige Größe in bezug auf die Gegebenheiten der Kalkturbidit-Sedimentation (nur distale Turbidit-Anteile) innerhalb des Arbeitsgebietes als gesichert angenommen werden.

4.2.2.2. Parallelisierbare Bankgruppen

Die exemplarische Behandlung schüttungsunabhängiger Parameter wurde anhand des gesamten Kieselkalk-Horizontes gezeigt. In einer detaillierteren, zeitlich abgestufte-

Tab. 9 a. Anzahl der Kalkturbidite in den einzelnen Bankgruppen der untersuchten Profile

- berücksichtigt Bereich größer als die Bankgruppe
+ Bankgruppe nicht vollständig aufgeschlossen

Bank- gruppe Profil	Anzahl der Kalkturbidite													
	I	IIa	IIb	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Sg	20 +			135		36	40	52	12	27 ○	27 ○	8	0	
Bd	33									19	29	4	0	
Ni	18 +			86	32	25	55	33	11	14	21	4		5
Wl	11 +					22	55	51						
Ro I	45 +			95	22	21	58	49	14	16	25	7		
Bk				37 +	41	27	56	46	15	21	24	3	1	8
Le							62	49	14	16	29	9	0	13
Fl	32 +			107	45	24	67	39	13	11	22	6		
Ed	32 +			104	40	23	79				22	10		
Wd	42 +			81	19 +	22	63							
Rh				99	40	22	56	45	9		17	4		1 +
LR	57 +			93	50	19	46	61	11	14	8	13	2	11
Bö I/II	37 +							48	11	17	18	2		1 +
Dü II				106	20 +	37	42	58						
Dü I	34 +		128	140	48	24	63	46	14	28 ○				
Re				69 +										
De			130	148	48	38	51	53	13	29	13	1		
EI I/II	39 +	28 +	49 +	47	28	13	33	12			9 +	5	1 +	
Br II	37 +		103	112	41	39	52	63	14	24	23	7	2	17
Br I	28 +		87	114	44	40	50	61	12			4		
Md	11 +		72	87	31	33	44							
Hl	35 +			88 +	46	36	25	52	12	20	25	5	6	3
Me	9 +	81		117 +				64	12	28	19	5		
He	28 +	78	95	123	41	28	51	70	17	29	26	6		
Ha I	41 +	98	113	146	42	35	65	82	16	29	26 +			
Al I/II	52 +	134	151	174	40	33	56					6		
El									23	45	30	2		
Do			66	90	32	22	22	69	5	19	21	3		2
Ba	4			29	12	11	13	34	6	16	15	0		
Be I	20	65	76	105	33	28	46	63	14	22	29	10	7	4
Be II									13			6	2	3
Hz	15			65	21	18	31	36	7	15	21	2		
Fr						13	11	24	7	13		1		
Li	15			70	19	11	26	29	6					
We	16			62	16	8	13							
Wa	9			63 ○			23	31	6	11				
arithmet. Mittel	16	91	102	102	36	27	43	50	12	20	22	5	2	7

ren Betrachtung lassen sich darüber hinaus — unter Einbeziehung der liegenden „Erdbacher Kalke“ und der hangenden Kieseligen Übergangsschichten — mögliche paläogeographische Trends in der Kalkturbidit-Sedimentation und somit weiterer Informationen über mögliche Liefergebiete ermitteln. Aufgrund der in Kap. 4.1. erläuterten typischen Gemeinsamkeiten zwischen den Profilen des gesamten Arbeitsgebietes lassen sich insgesamt 12 Bankgruppen (Profilabschnitte) über nahezu alle Profile korrelieren (Abb. 12). Teilweise läßt sich auch noch eine weitere Untergliederung vornehmen, die jedoch meist auf wenige benachbarte Profile beschränkt bleiben muß. Die Parallelisierung geeigneter Bankgruppen über einen so großen Raum zwingt dazu, von der in Kap. 4.1.2. beschriebenen Einteilung in die einzelnen Profilabschnitte meist geringfügig ab-

Tab. 9 b. Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis in den einzelnen Bankgruppen der untersuchten Profile. Zeichenerklärung s. Tab. 9 a

Bank- gruppe Profil	Kalk- / Zwischenlagen-Verhältnis												Kalkmächtigkeit (cm)		
	I	IIa	IIb	IIc	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Sg	0.32 +			1.15	0.81	0.89	0.57	0.25	0.35 o	0.35 o		46.4	0.0		
Bd	0.39								0.56	0.50		26.0	0.0		
Ni	0.15 +		0.77	0.48	0.39	0.66	0.56	0.25	0.31	0.56		21.7		19.5	
Wl	0.38 +				0.53	0.93	0.78								
Ro I	0.77 +		1.31	0.85	0.73	0.92	0.65	0.52	0.37	0.35		19.9			
Ek			1.36 +	0.83	1.04	0.90	0.61	0.38	0.50	0.26		9.0	1.5	15.5	
Le						1.01	0.62	0.50	0.51	0.41		27.0	0.0	39.2	
Fl	0.74 +		1.46	0.59	0.51	0.87	0.58	0.42	0.45	0.29		17.8			
Ed	1.58 +		3.47	1.13	1.16	1.57				0.41		19.6			
Wd	0.79 +		1.71	0.90 +	0.52	0.83									
Rh			1.45	0.59	0.52	0.82	0.53	0.38			0.34	12.3		3.0 +	
LR	1.47 +		1.57	0.68	0.50	0.72	0.43	0.28	0.31	0.23		28.3	1.1	17.0	
B5 I/II	0.87 +						0.48	0.36	0.31	0.22		7.5		2.5 +	
D1 II			0.96	2.27 +	1.09	2.01	1.69								
D1 I	0.72 +		1.48	1.80	0.76	0.69	1.00	0.74	0.43	0.36 o					
Re				4.91 +											
De			2.07	2.72	1.35	0.73	0.93	0.51	0.41	0.39	0.26	5.5			
E1 I/II	1.48 +	0.76 +	0.76 +	1.17	0.37	0.68	0.51	0.70			0.37 +	37.0	21.0 +		
Br II	0.49 +	1.44	0.82	0.89	0.61	1.03	0.70	0.46	0.54	0.39		35.6	26.0	62.0	
Br I	0.38 +	1.49	1.76	0.90	0.57	0.88	0.48	0.33				15.5			
M1	4.31 +	1.61	1.58	1.04	0.75	1.07									
H1	0.81 +		1.37 +	0.82	0.64	0.69	0.40	0.26	0.38	0.56		17.8	10.1	22.0	
Me	1.49 +	1.54	1.25 +				0.66	0.77	0.56	0.49		21.0			
He	1.51 +	1.70	1.68	1.24	0.80	0.52	0.99	0.61	0.54	0.50	0.47	33.5			
Ha I	0.55 +	1.62	1.55	1.32	0.79	0.60	1.18	0.78	0.80	0.62	0.41 +				
Al I/II	1.01 +	2.37	2.18	2.08	0.89	1.80	1.37					26.0			
El								0.97	1.38	0.67		21.0			
Do			0.90	0.98	1.25	0.74	0.49	0.40	0.57	0.71	0.53	10.5		17.5	
Ba	0.30			0.34	0.24	0.26	0.25	0.28	0.17	0.36	0.25	0.0			
Be I	0.32	1.16	1.11	1.19	1.85	0.62	0.94	0.88	0.64	0.68	0.66	28.8	24.3	30.5	
Be II												20.5	8.0	50.3	
H2	0.08		0.65	0.64	0.87	1.05	0.40	0.32	0.54	0.60		17.5			
Fr					0.50'	0.36	0.24	0.15	0.23			12.0			
Li	0.04		0.57	1.40	0.29	0.49	0.25	0.50							
We	0.09		0.72	1.02	0.26	0.54									
Wa	0.04		0.46 o			0.60	0.35	0.36	0.55						
arithmet. Mittel	0.18	1.68	1.55	1.39	0.91	0.67	0.90	0.63	0.46	0.51	0.42	22.0	8.9	30.4	

zuweisen. Aus Abb. 14 ist die durchschnittliche Entwicklung der Kalkturbidit-Sedimentation in den Bankgruppen und deren Zwischenlagenmächtigkeit zu ersehen.

Die Parameter Mittlere Bankmächtigkeit ($\bar{M}k$) und Kalk-/Zwischenlagenverhältnis (Mk/Mz) sind signifikant für die Verbreitung der Kalkturbidit-Sedimentation im Kieselkalk-Horizont. Daher werden $\bar{M}k$ und Mk/Mz in der Isolinien-Darstellung auch für die einzelnen Bankgruppen verwendet, um eine Beurteilung der paläogeographischen Entwicklung in der Kalkturbidit-Sedimentation zu ermöglichen. Aus darstellerischen Gründen wurden jeweils nur die Isolinie zum Mittelwert (arithmetisches Mittel aller in der jeweiligen Bankgruppe vollständig aufgeschlossenen Profile) und — wo dies zur Verdeutlichung des Isolinienverlaufs notwendig oder sinnvoll erscheint — einzelne Isolinien höherer oder niedrigerer Werte eingezeichnet.

Tab. 9c. Mittlere Bankmächtigkeit in den einzelnen Bankgruppen der untersuchten Profile. Zeichenerklärung s. Tab. 9a

Bank- gruppe Profil	Mittlere Bankmächtigkeit (cm)													
	I	IIa	IIb	IIc	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Sg	4.81 +			1.76	1.79	1.92	1.73	4.24	5.01 o	5.01 o	5.80	0.0		
Bd	10.86									3.18	3.28	6.50	0.0	
Nl	4.99 +			1.83	2.02	1.60	1.85	2.55	3.27	2.67	2.47	5.43		3.80
Wi	11.36 +					2.70	2.69	4.02						
Ro I	6.45			2.19	3.38	3.37	2.73	3.69	5.01	3.71	2.49	2.84		
Bk				3.59 +	4.07	4.74	2.82	2.93	3.27	2.24	2.39	-3.00	1.50	1.94
Le							2.57	2.86	4.03	2.91	2.66	3.00	0.0	3.02
Fl	9.17 +			2.18	2.20	2.58	2.06	3.41	4.60	4.14	2.52	2.97		
Ed	4.58 +			3.39	3.26	3.59	2.44				2.71	1.96		
Wd	7.31 +			3.02	3.01 +	2.82	2.17							
Rh				2.75	3.03	2.35	2.12	2.66	4.86		5.21	3.08		3.00
LR	7.83 +			2.31	1.93	2.10	1.53	1.76	2.65	2.71	2.58	2.18	0.55	1.55
Bö I/II	7.04 +							2.20	3.05	2.12	2.45	3.75		2.50
Dl II				2.28	4.12 +	3.24	2.45	5.25						
Dl I	6.77 +		2.36	2.93	3.58	2.70	2.41	3.56	4.81	2.96 o				
Re				22.55 +										
De			3.52	4.92	4.80	2.50	1.98	2.34	3.90	2.26	2.62	5.50		
EI I/II	34.27 +		2.87 +	3.00 +	3.31	2.87	4.32	3.93	4.23	4.35 o	3.72 +	7.40	21.00	
Br II	9.99 +		1.88	2.25	3.78	1.73	1.93	2.59	3.01	2.46	2.34	5.09	13.00	3.65
Br I	7.73 +		2.21	3.19	3.19	1.70	1.90	1.94	2.08			3.88		
Ml	9.32 +		3.22	3.80	3.29	3.48	2.36							
Hl	15.74 +			2.12 +	3.58	2.44	1.92	2.37	1.89	2.76	3.08	3.56	1.68	7.33
Me	5.94 +	2.14		2.09 +				2.88	7.42	3.10	4.55	4.20		
He	4.12 +	2.01	2.10	2.28	2.20	1.78	2.23	2.76	3.52	2.59	4.37	5.58		
Ha I	3.63 +	1.63	1.73	1.83	1.80	1.93	1.82	2.15	3.89	2.76	1.94 +			
Al I/II	8.03 +	2.57	2.54	2.73	2.41	7.05	2.59						4.33	
El								5.98	3.97	3.22	10.50			
Do			2.41	3.09	3.16	3.11	1.99	1.69	10.72	5.06	4.43	3.50		8.75
Ba	8.38			1.63	2.05	2.63	1.13	2.23	2.77	3.04	3.07	0.0		
Be I	6.65	2.28	2.24	2.63	5.55	3.46	2.27	3.46	5.85	3.63	3.69	2.88	3.47	7.63
Be II								4.86				3.42	4.00	16.77
Bz	3.43			1.76	2.77	5.21	3.08	2.63	5.19	4.47	4.43	8.75		
Fr						3.98	2.72	3.11	2.63	2.49		12.00		
Li	3.63			2.39	7.21	3.12	1.60	2.26	7.38					
We	5.07			2.45	5.21	3.78	3.39							
Wa	5.47			2.68 o			2.33	3.18	6.50	7.76				
arithmet. Mittel	6.21	2.13	2.42	2.62	3.35	3.00	2.33	2.87	4.43	3.33	3.23	4.50	4.55	4.71

4.3. Ergebnisse

4.3.1. Allgemeines

Die bearbeiteten Kalkturbidite aus dem oberen Teil des Lydit-Horizontes („Erdbacher Kalke“), dem Kieselkalk-Horizont und den Kieseligen Übergangsschichten konnten in 12 parallelisierbare Bankgruppen untergliedert werden. Für verschiedene Bankgruppen sind Isolinienkarten von turbidit-typischen Parametern (Tab. 9) erstellt worden.

Tab. 9d. Relative Proximalitätsgröße P_d in den einzelnen Bankgruppen der untersuchten Profile. Zeichenerklärung s. Tab. 9a

Bank- gruppe Profil	relative Proximalitätsgröße P_d (cm)											
	I	IIa	IIb	IIc	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Sg	1.56 +			2.00		1.45	1.69	0.98	1.06	1.72 o	1.72 o	0.44
Bd	4.17									1.79	1.64	0.25
Ni	0.73 +			1.41	0.96	0.63	1.22	1.41	0.81	0.83	0.63	0.17
Wi	4.35 +					1.43	2.50	3.13				
Ro I	4.98 +			2.86	2.86	2.50	2.50	2.38	2.63	1.37	0.86	0.39
Bk				4.88 +	3.33	4.03	2.56	1.79	1.25	1.12	0.61	0.06
Le							2.63	1.79	2.00	1.47	1.08	0.11
Fl	6.67 +			3.23	1.30	1.32	1.79	2.00	1.96	1.85	0.72	0.28
Ed	7.14 +			12.50	3.70	4.17	3.85				1.11	0.36
Wd	5.88 +			5.26	2.72 +	1.45	1.79					
Rh				4.00	1.79	1.21	1.73	1.39	1.85		1.79	0.83
LR	11.11 +			3.57	1.32	1.05	1.11	0.75	0.74	0.85	0.60	0.18
Bö I/II	6.25 +							1.05	1.10	0.65	0.55	0.21
Dü II				2.17	9.09 +	3.57	4.93	8.83				
Dü I	4.91 +		3.45	5.26	2.70	1.89	2.44	2.63	2.08	1.07 o		
Re				11075 +								
De			7.14	14.29	6.67	1.82	1.85	1.20	1.61		0.67	
Ei I/II	50.60 +		2.13 +	2.27 +	3.85	1.08	2.94	2.00	2.94	0.89	1.37 +	1.79
Br II	4.92 +		2.70	1.85	3.33	1.06	1.98	1.82	1.39	1.33	0.91	0.47
Br I	2.94 +		3.33	5.56	2.86	0.96	1.67	0.93	0.68			0.39
Mi	40.13 +		5.26	5.88	3.45	2.63	2.50					
Hi	12.70 +			2.94 +	2.33	1.56	1.32	0.94	0.49	1.06	1.72	0.27
Me	9.09 +	3.33		2.63 +				1.89	5.88	1.75	2.22	0.46
He	6.25 +	3.45	3.57	2.86	1.75	0.92	2.22	1.67	1.92	1.30	2.08	0.86
Ha I	1.98 +	2.63	2.70	2.44	1.41	1.16	2.13	1.67	3.13	1.72	0.80 +	
Al I/II	8.33 +	6.25	5.56	5.56	2.13	12.50	3.57					1.12
El									5.88	5.56	2.13	1.37
Do			2.17	3.03	4.00	2.33	0.97	0.68	6.25	3.57	2.38	0.26
Ba	2.49			0.55	0.49	0.69	0.29	0.63	0.46	1.11	0.76	0.0
Be I	2.13	2.63	2.50	3.13	10.25	2.17	2.13	3.03	3.70	2.44	2.44	0.16
Be II									3.23			0.13
Hx	0.27			1.43	1.75	4.55	3.23	1.04	1.69	2.44	2.63	0.32
Fr						2.02	0.98	0.76	0.40	0.56		
Li	0.14			1.37	10.08	0.90	0.79	0.55	3.70			
We	0.46			1.75	5.26	0.99	1.82					
Wa	0.21			1.22 o			1.39	1.12	2.33	4.35		
arithmet. Mittel	1.41	3.66	3.84	4.09	3.36	2.22	2.12	1.80	2.23	1.81	1.38	0.49

In Abb. 15 wurden solche Bankgruppen dargestellt, die beispielhaft für die Kalkturbidit-Sedimentation in den bearbeiteten Horizonten des Arbeitsgebietes sind oder mit denen Veränderungen in der Kalkturbidit-Sedimentation angezeigt werden. Alle Isolinienkarten weisen untereinander und auch zu den Isolinienkarten für den gesamten Kieselkalk-Horizont auffallende Übereinstimmungen auf (Ausnahmen s. unten). Neben der gleichsinnigen Abnahme aller Isolinienwerte in E-Richtung findet auch eine einheitliche Umbiegung aller Isolinien in W-Richtung im N und S des Arbeitsgebietes statt.

Da jede Isolinie das Mittel oder die Summe von mehreren Kalkturbiditen repräsentiert, ist eine Annäherung der Isolinien-Verläufe an die typische Fächerform von Turbiditen nur in sehr distalen Bereichen des gesamten Turbidit-Sedimentations-Gebietes zu erwarten. Solche Bereiche jedoch sind im Arbeitsgebiet selbst nicht aufgeschlossen.

Die Isolinien zeichnen mit ihren Loben einzelne Schüttungskomplexe nach. Besonders die relativ proximalen Isolinien der Schüttungskomplexe sind stark konisch ausgebildet, da die Häufung von Turbiditen — durch Addition der näherungsweise kegelförmigen Körper der Einzelturbidite — zu einer Überhöhung in den zentralen Schüttungsbereichen führt.

Zusätzlich wurde der entsprechende Mittelwert der nach P_d berechneten Werte (s. oben) als Isolinie aufgetragen. Diese Isolinien liegen in allen Fällen zwischen den jeweiligen Isolinien für $\bar{M}k$ und Mk/Mz . Damit läßt sich für die Gegebenheiten der Kalkturbidit-Sedimentation innerhalb des Arbeitsgebietes die Gültigkeit von P_d bestätigen.

In Abb. 15 (Werte in Tab. 9) sind die Isoliniendarstellungen der einzelnen Bankgruppen zu sehen. Eine Beschreibung und Interpretation der zeitlichen und geographischen Veränderungen in der Kalkturbidit-Sedimentation wird im folgenden Kapitel gegeben. Grundsätzlich ergibt sich jedoch eine deutliche Übereinstimmung mit der Turbidit-Verteilung in der Gesamtdarstellung des Kieselkalk-Horizontes (Abb. 13).

4.3.2. Kalkturbidit-Sedimentation

Im einzelnen führen die Isolinienkarten der Bankgruppen I—XII zur Darstellung folgender Schüttungskomplexe (Schüttungskomplexe = Bereiche statistisch bevorzugter Turbidit-Sedimentation).

4.3.2.1. „Erbbacher Kalke“ (Abb. 15a)

Es lassen sich im Arbeitsgebiet fünf große Schüttungskomplexe deutlich voneinander abtrennen (A, B, C, D, E; D und E zusammenhängend?). Der südlichste dieser Komplexe spaltet sich in zwei Teilkomplexe (Aa, Ab). Im NW deutet sich ein weiterer Schüttungskomplex (F) analog zum Kieselkalk-Horizont (s. d.) an. Für eine genaue Beurteilung fehlen dort jedoch weitere Aufschlüsse. Es scheint aber wenig wahrscheinlich, daß die „Erbbacher Kalke“ im Profil Scharfenberg nicht in Zusammenhang mit den übrigen „Erbbacher Kalken“ des Arbeitsgebietes stehen (Kap. 5.3.2.3.).

Da der obere Teil des Lydit-Horizontes mit den „Erbbacher Kalken“ insgesamt, vor allem aber im unteren Teil, schlecht aufgeschlossen ist, lassen sich — besonders auch infolge stark wechselnder Zwischenlagen-Mächtigkeiten — die Isolinienverläufe gerade in der Waldecker Mulde nur näherungsweise genau erfassen. Zur Festlegung der Isolinienverläufe sind alle verfügbaren Parameter berücksichtigt worden, unter Einbeziehung einer weitgehenden Relativierung aufgrund meist sehr unterschiedlich aufgeschlossener Teilbereiche in den einzelnen Profilen. Es zeigt sich im Bereich der Wal-

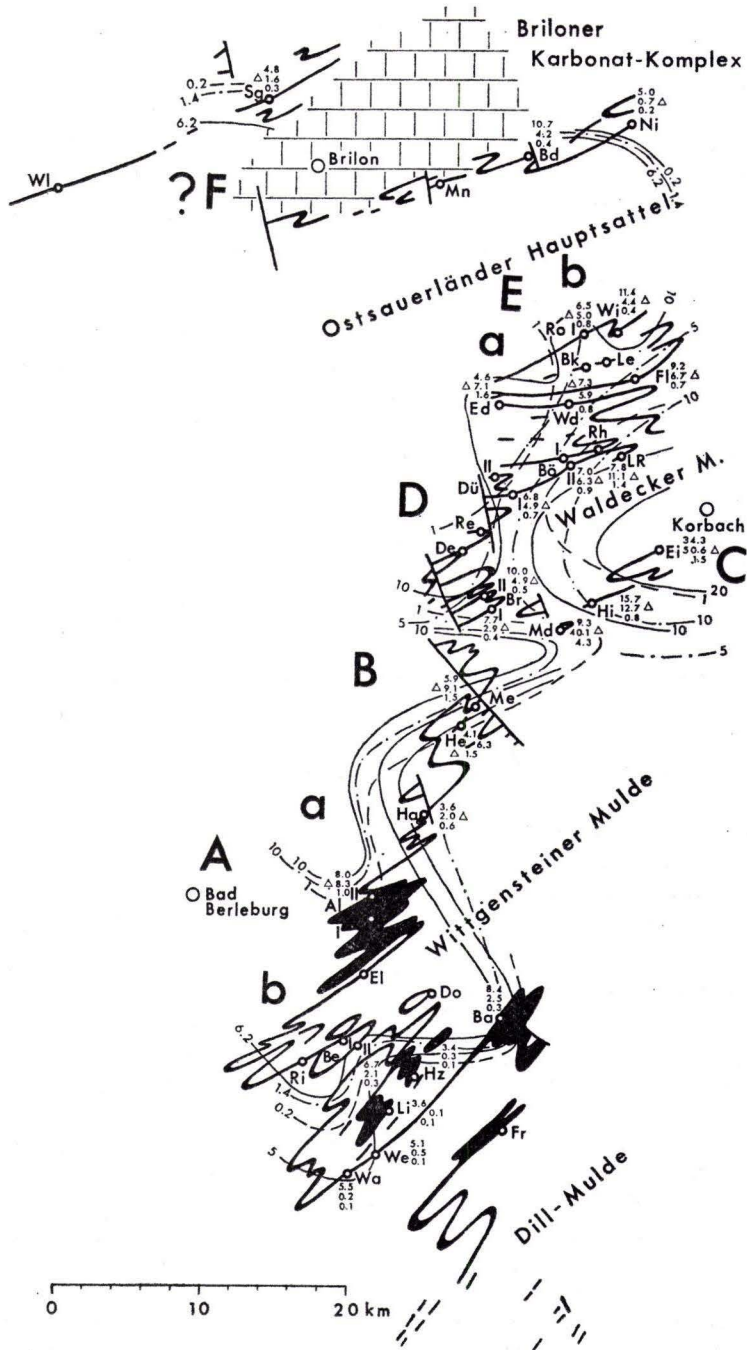


Abb. 15 a. Bankgruppe I („Erdbacher Kalk“).

Linien gleicher Mittlerer Bankmächtigkeit (durchgezogen, obere Zahl in cm), Linien gleicher relativer Proximalitätsgröße P_d (Punkt-Strich-Signatur, mittlere Zahl in cm), Linien gleicher Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnisse (gestrichelt, untere Zahl). Die Isolinien in Überlagerungsbereichen sind hypothetisch. Mittelwerte (für Isolinien): arithmetisches Mittel aus allen Profilen mit vollständig aufgeschlossenen Bankgruppen.

△ nicht vollständig aufgeschlossene Bankgruppen.
 Mittelwerte: $M_k = 6,2 \text{ cm}$, $P_d = 1,4 \text{ cm}$, $M_k/M_z = 0,2$.

decker Mulde jedoch deutlich eine geringere Differenzierung der einzelnen Schüttungskomplexe als in den jüngeren Horizonten. Sowohl die wahrscheinlich zusammenhängenden Komplexe D und E (Kap. 5.1.5.) als auch das Übergreifen der Schüttungen aus W- und E-Richtung gestatten keine klare Abtrennung der Schüttungen in den Überlappungsbereichen der Schüttungskomplexe B, D, E und C.

Daß die Isolinienverläufe von Schüttungskomplex C den tatsächlichen Gegebenheiten weitgehend entsprechen dürften (trotz dürtiger Aufschlußverhältnisse), zeigt der Kern einer ca. 1 km SW von Profil Eisenberg I abgeteufte Bohrung, die vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung durchgeführt wurde und durch freundliche Mitteilung von Herrn Dr. J. KULICK eingesehen werden konnte. In diesem teils gestörten Material werden zwar immer noch „Erbacher Kalk“-Bänke von bis zu 1 m Mächtigkeit angetroffen, doch ist insgesamt eine deutliche Mächtigkeits-Reduzierung gegenüber Eisenberg I festzustellen, so daß das innerhalb des Arbeitsgebietes gelegene Schüttungs-Maximum im Bereich von Eisenberg I angenommen werden kann.

4.3.2.2. Kieselkalk-Horizont (Abb. 15 b — e)

Die Parameter-Isolinien für den gesamten Kieselkalk-Horizont (Abb. 13) zeigen übereinstimmend eine deutliche Aufgliederung in vier große Schüttungskomplexe (A, B, D und E). Der südliche Komplex, der die Wittgensteiner Mulde erfaßt, ist in zwei Teilkomplexe aufgegliedert (Aa und Ab), ebenso der nördliche Komplex im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels (Ea und Eb). Inwieweit Profil Scharfenberg einem eigenen Schüttungskomplex (F) angehört, läßt sich mangels weiterer Aufschlüsse nicht klären (Kap. 5.3.2.3.).

Die Isolinien-Darstellungen zu den verschiedenen Bankgruppen zeichnen deutlich immer wieder den Verlauf dieser vier bzw. fünf Schüttungskomplexe (einschl. der Teilkomplexe) nach. Lediglich die Intensität der Schüttungen — gekennzeichnet durch die Wertigkeiten der Isolinien — variiert von Bankgruppe zu Bankgruppe mit teilweise beträchtlichen Schwankungen zwischen den verschiedenen Schüttungskomplexen.

Mit der Bankgruppe VII tritt der Schüttungskomplex D deutlich immer mehr zurück, eine Entwicklung, die bereits mit der Bankgruppe IV ihren Ausgang genommen hat. Gleichzeitig mit der Reduzierung von D läßt sich im Schüttungskomplex B ein kleiner Teilkomplex (Bb) bei Profil Bromberg II abtrennen.

In der Bankgruppe V läßt sich zum ersten Mal innerhalb des Kieselkalk-Horizontes im Bereich Eisenberg II ein Schüttungskomplex (C) deutlich abgrenzen, dessen Ausbildung im weiteren Verlaufe noch deutlicher wird. Seine Position entspricht sehr genau der des Schüttungskomplexes C in den „Erbacher Kalken“. Auch in den jüngeren Bankgruppen VI — IX des Kieselkalk-Horizontes tritt dieser Komplex weiter auf.

4.3.2.3. Kieselige Übergangsschichten (Abb. 13 f, g)

Die Ermittlung der Kalkturbidit-Sedimentation innerhalb der Kieseligen Übergangsschichten ist — vor allem im mittleren und oberen Teil des Horizontes — mit ähnlichen Schwierigkeiten wie bei den „Erbacher Kalken“ verbunden. Daher wurden die Isolinien zu den Mächtigkeiten aller in einer Bankgruppe zusammengefaßten Kalkturbidite dargestellt (hohe unterschiedlich mächtige Zwischenlagen-Mächtigkeiten!) und — wenn nicht anders möglich — eine vertretbare Anlehnung an sichere Isolinienverläufe anderer Bankgruppen vorgenommen. Bei insgesamt erheblich reduzierten Kalkturbidit-Schüttungen zeigt sich dennoch sehr deutlich, daß die einzelnen Schüttungskomplexe fast ausschließlich die Positionen einnehmen wie im oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes.

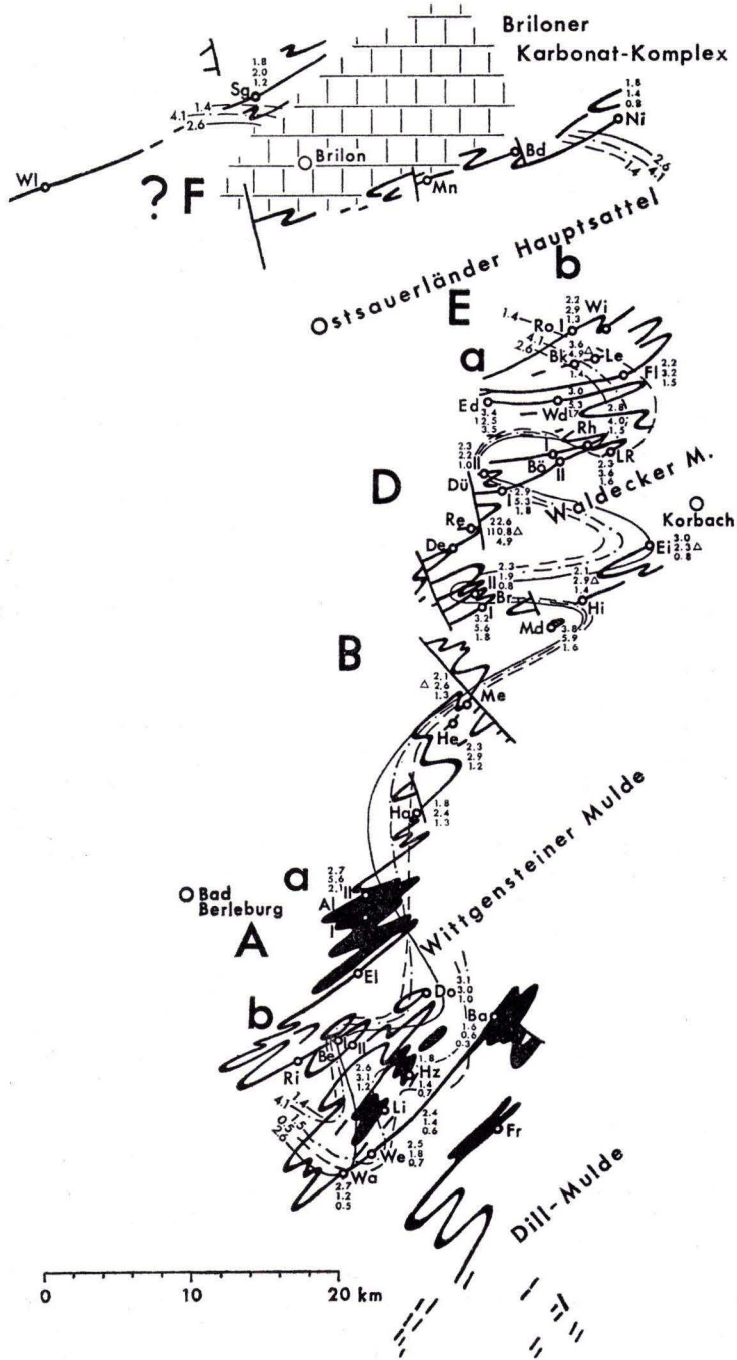


Abb. 15 b. Bankgruppe II.
 Mittelwerte: $\overline{M}_k = 2,6$ cm, $\overline{P}_d = 4,1$ cm, $\overline{M}_k/\overline{M}_z = 1,4$.
 Erläuterungen s. Abb. 15 a.

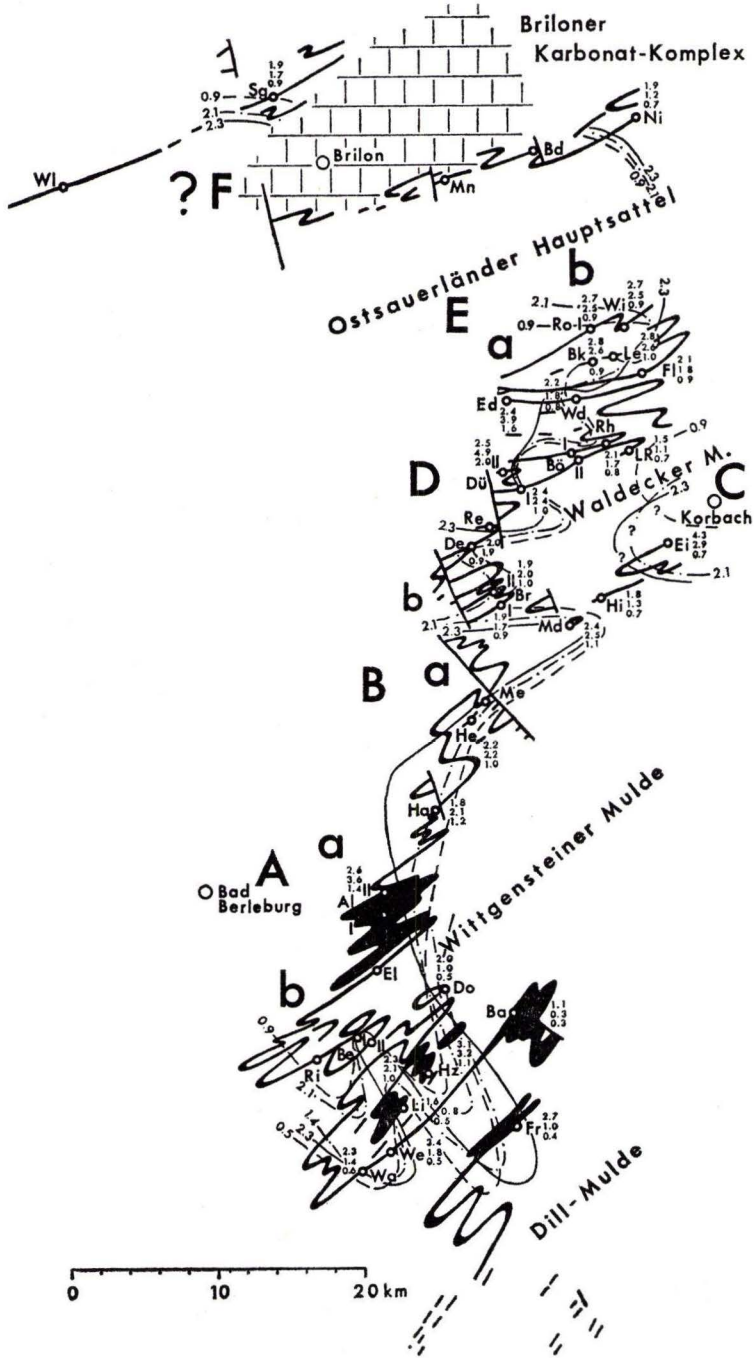


Abb. 15 c. Bankgruppe V.
 Mittelwerte: $\bar{M}_k = 2,3$ cm, $P_d = 2,1$ cm, $M_k/M_z = 0,9$.
 Erläuterungen s. Abb. 15 a.

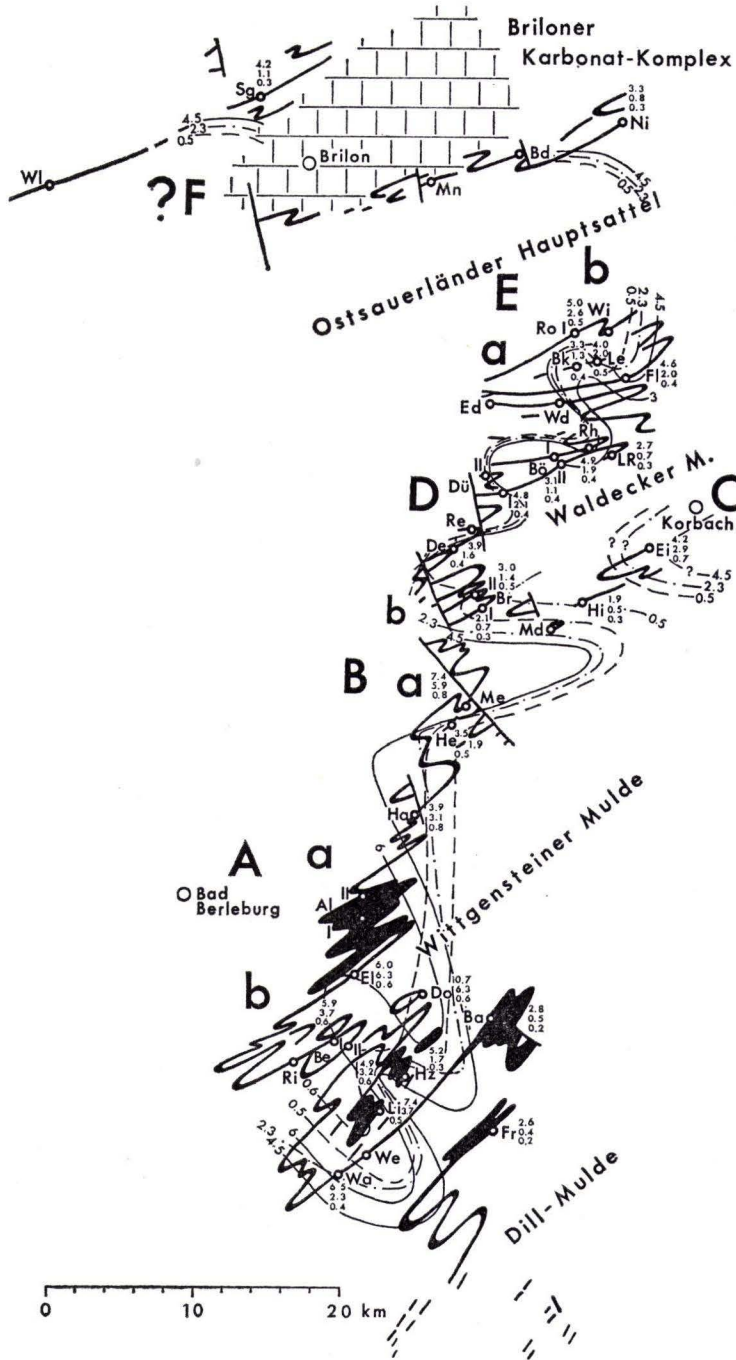


Abb. 15 d. Bankgruppe VII.
 Mittelwerte: $\bar{M}_k = 4,5$ cm, $P_d = 2,3$ cm, $M_k/M_z = 0,5$.
 Erläuterungen s. Abb. 15 a.

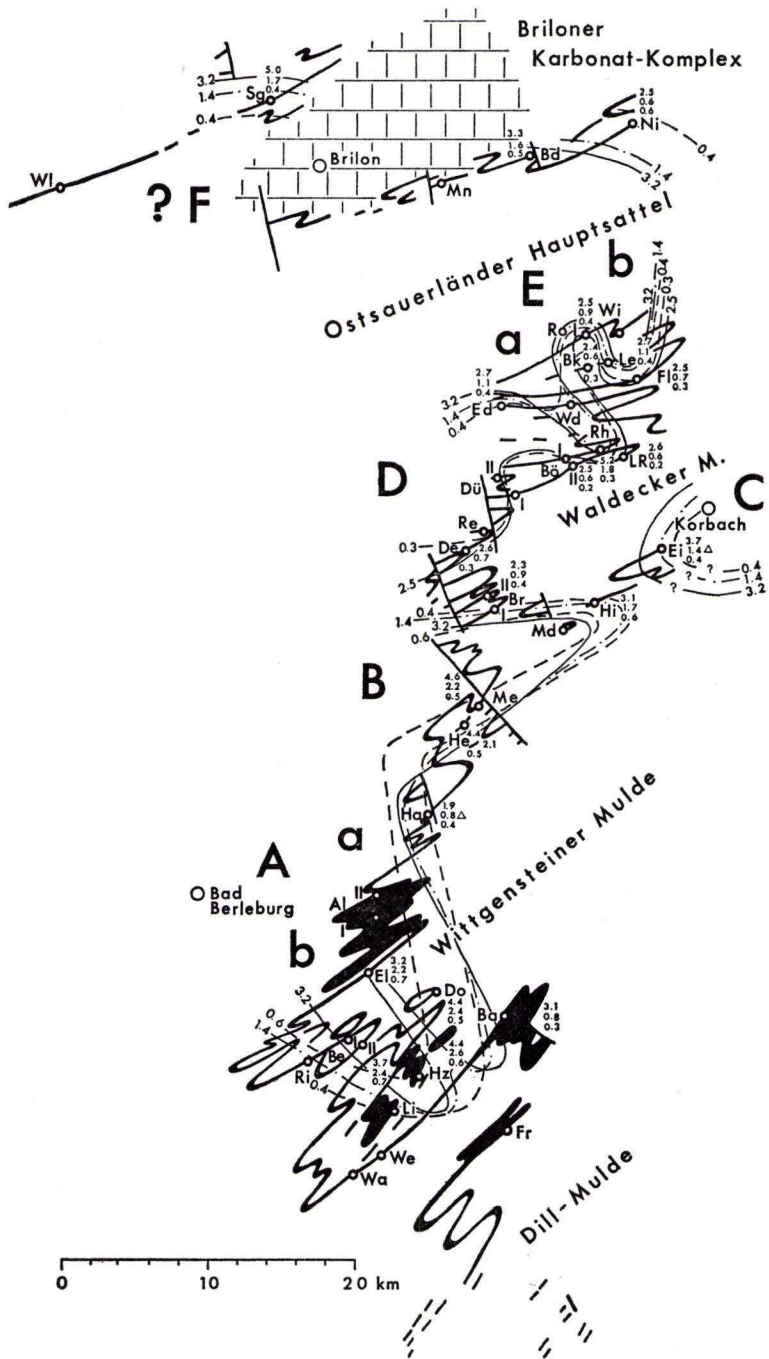


Abb. 15 e. Bankgruppe IX.
Mittelwerte: $Mk = 3,2$ cm, $Pa = 1,4$ cm, $Mk/Mz = 0,4$.
Erläuterungen s. Abb. 15 a.

Folgende Abweichungen treten auf: Der Schüttungskomplex C läßt zwei mögliche Teilkomplexe erkennen und im S des Arbeitsgebietes tritt mit der Bankgruppe XII ein neuer Schüttungskomplex (G) auf, der auf Schüttungen aus S- bis SE-Richtung hinweist.

4.3.3. Entwicklung der Kalkturbidit-Sedimentation

Aus dem Vergleich der einzelnen Bankgruppen zeigt sich in der Kalkturbidit-Sedimentation im Unterkarbon II—IIIa am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges eine klar erkennbare Entwicklung.

Die Schüttungen der „Erbacher Kalke“ setzen im oberen Teil des Lydit-Horizontes etwa gleichzeitig ein. Im N sind sie jedoch deutlich intensiver als im S des Arbeitsgebietes. Insgesamt können in den „Erbacher Kalken“ fünf (sechs?) Schüttungskomplexe voneinander abgetrennt werden. Vier (fünf?) davon (A, B, D, E und ?F) haben ihre Liefergebiete im W, während das Liefergebiet des Komplexes C im E liegen muß. Eine Unterteilung des Schüttungskomplexes A in zwei Teilkomplexe (Aa und Ab) ist möglich.

Im Kieselkalk-Horizont sind vier (fünf?) aus W geschüttete Komplexe (A, B, D, E und ?F) zu unterscheiden, die teilweise noch einmal unterteilt werden können (Aa und Ab, Ea und Eb, schwach Ba und Bb). Die Kalkschüttungen sind am Top der „Erbacher Kalke“ deutlich reduziert (im N eher als im S; Kap. 2.2.1. und Abb. 12, 14). Im Kieselkalk-Horizont steigen sie sprunghaft an und gehen dann allmählich wieder zurück. Komplex C ist mit dem Ende der „Erbacher Kalk“-Schüttungen vorläufig nicht mehr erkennbar und setzt erst wieder im oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes ein.

In den Kieseligen Übergangsschichten bleiben die einzelnen Schüttungskomplexe — bei allgemein stark reduzierter Kalkturbidit-Sedimentation — weitgehend erhalten. Lediglich der Schüttungskomplex D, in dem es besonders im unteren Teil des Kieselkalk-Horizontes zu relativ mächtiger Kalkturbidit-Sedimentation gekommen war, tritt nun vollkommen zurück: eine Entwicklung, die bereits im mittleren Teil des Kieselkalk-Horizontes eingesetzt hat. Dafür ist im obersten Teil der Kieseligen Übergangsschichten im S des Arbeitsgebietes ein neuer Schüttungskomplex (G) erkennbar, der auf ein Liefergebiet im S des Aufschlußbereiches schließen läßt.

Im Anschluß an eine lange Ruhephase im mittleren Teil der Kieseligen Übergangsschichten, in der nur noch sporadisch wenige Kalkturbidite geschüttet wurden, beginnt im obersten Teil der Kieseligen Übergangsschichten wieder eine geringfügige Zunahme der Kalkturbidit-Sedimentation, die im Posidonienkalk und Rhenaer Kalk weiter verstärkt wird (nach MEISCHNER 1962 und unveröffentlichten Untersuchungen von P. SADLER im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 48).

Die auffällige Persistenz der Positionen der einzelnen Schüttungskomplexe während des gesamten erfaßten Zeitabschnitts ist unverkennbar. Ebenso deutlich ist aber zu sehen, daß die Intensität der Schüttungen in den einzelnen Bankgruppen — erkennbar an den Werten, die den Isolinien zugrunde liegen — von Komplex zu Komplex völlig unterschiedlichen Schwankungen unterworfen sein kann. Diese Variabilität zeigt, daß die einzelnen Kalkturbidite — trotz der genetisch zusammenhängenden Entwicklung innerhalb des Arbeitsgebietes — immer nur eine kleinräumige Verbreitung haben können. Denn jede der parallelisierbaren Bankgruppen zeigt im Detail von Profil zu Profil deutliche Schwankungen in der Kalkturbidit-Sedimentation, wie es auch bereits aus den Profilvergleichen erkennbar war.

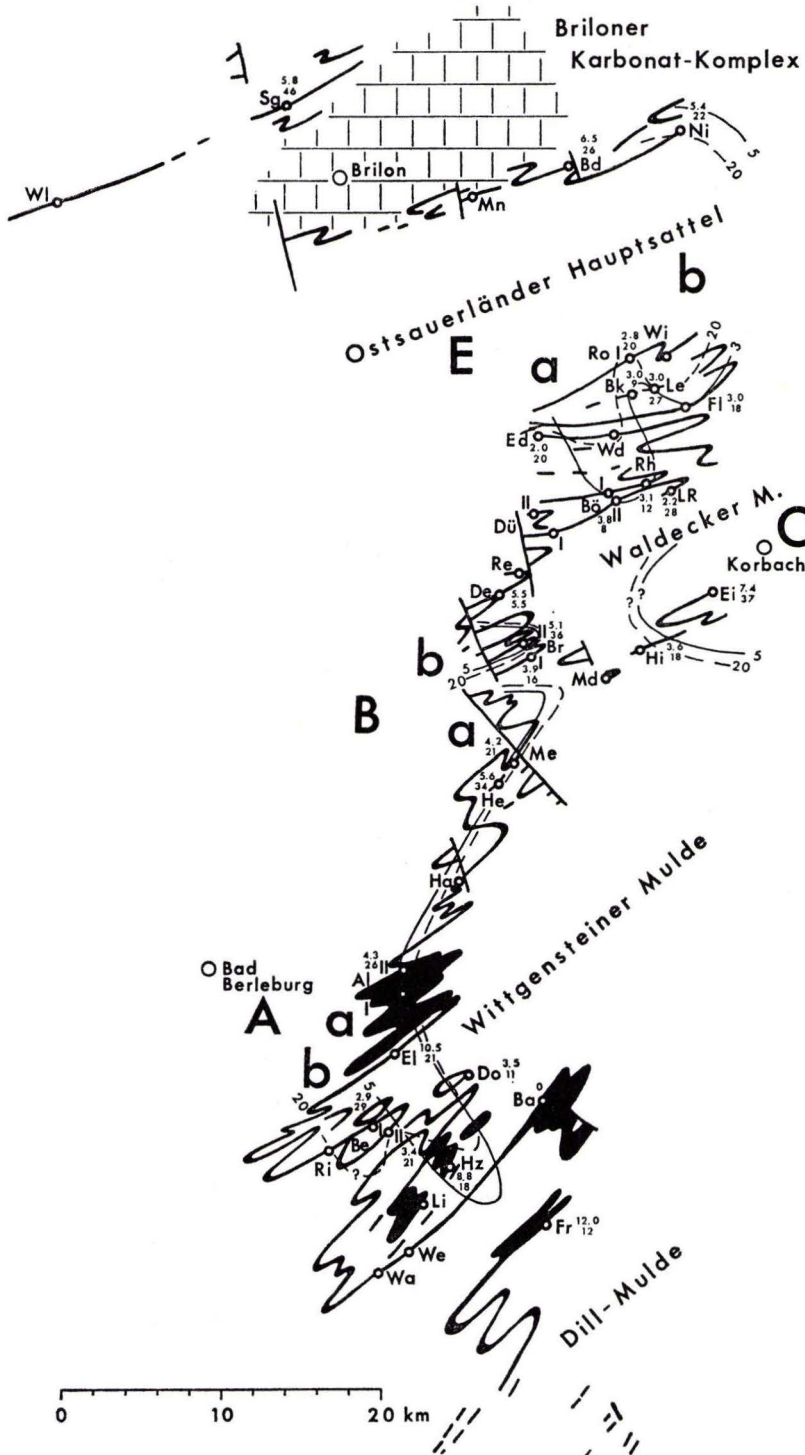


Abb. 15 f. Bankgruppe X.

Linien gleicher Gesamtkalk-Mächtigkeit gestrichelt (untere Zahl in cm),
 Linien gleicher Mittlerer Bankmächtigkeit durchgezogen (obere Zahl in cm).

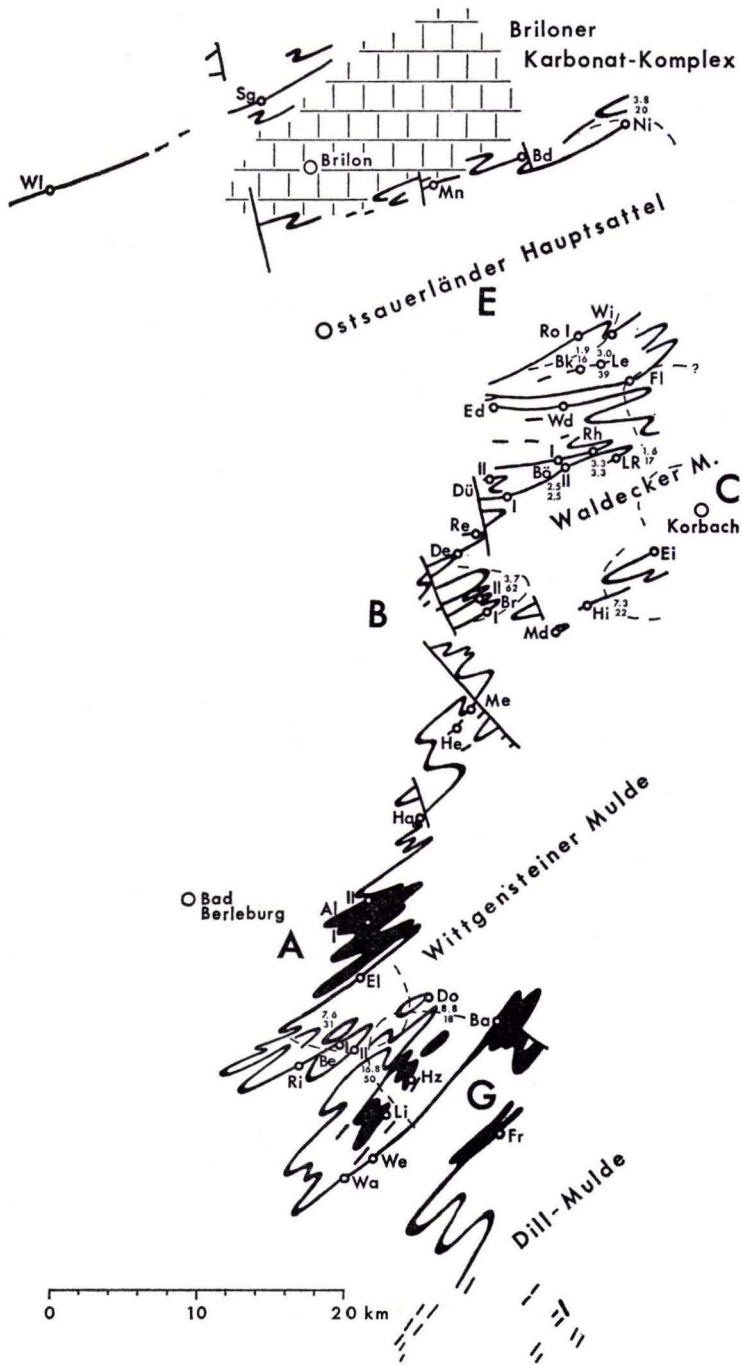


Abb. 15g. Bankgruppe XII.

Schematisierte Darstellung der möglichen Schüttungskomplexe wegen der wenigen vorliegenden Profilwerte analog zur Verbreitung der Kalkturbidite in den älteren Bankgruppen.

Obere Zahl: Mittlere Bankmächtigkeit in cm.
 Untere Zahl: Gesamtkalk-Mächtigkeit in cm.

Aus dem ständigen Nachvollziehen der einzelnen Schüttungskomplexe — besonders auch durch kleine Bankgruppen mit nur wenigen Kalkturbiditen — läßt sich weiter folgern, daß die jeweiligen Schüttungsrichtungen innerhalb der verschiedenen Komplexe relativ konstant sein müssen. Denn wenn nur wenige Kalkturbidite untereinander verglichen werden, müßten größere Schwankungen in der Schüttungsrichtung deutlich sichtbar werden. Tatsächlich sind aber die Abweichungen der Achsen der einzelnen Schüttungskomplexe in den verschiedenen Bankgruppen meist nur sehr geringfügig und bleiben in jedem Fall unter 30°.

5. Schlußfolgerungen und Paläogeographie

Der schmale Ausstrich von Sedimenten des Unterkarbons II — III α am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges repräsentiert einen pelagischen Ablagerungsraum mit autochthoner pelitischer Sedimentation und zwischengeschalteten Tuff-Lagen, in den allochthone detritische Flachwasserkalke durch turbidity currents verfrachtet worden sind.

5.1. Sedimentationsraum

5.1.1. Autochthone Sedimentation

Die Mächtigkeiten der pelitischen Beckensedimente innerhalb des Arbeitsgebietes sind im Kieselkalk-Horizont weitgehend konstant und zeigen auch im übrigen Unterkarbon II und III α keine erkennbaren regionalen Unterschiede. In Abhängigkeit von der Mächtigkeit der eingeschalteten Kalkturbidite zeigt sich statistisch lediglich eine relativ geringe proximalitätsbezogene Zunahme der Pelitmächtigkeiten.

Die Gesamtmächtigkeit der pelitischen Beckensedimentation im Unterkarbon I und II (einschl. Hangenberg-Schiefer: ca. 5 — 10 m) beträgt ca. 70 — 85 m, von denen ca. 50 — 60 m auf die Tournai-Stufe entfallen. Die pelitische Sedimentation dürfte auch in der Visé-Stufe — soweit sie noch nicht durch die nach NW vordringenden Grauwacken-Schüttungen beeinflusst wird — in einer ähnlichen Größenordnung liegen: ca. 15 m Lydit-Horizont, oberer Teil, ca. 11,5 m Kieselkalk-Horizont, ca. 10 m Kieselige Übergangsschichten, ca. 25 m Posidonien-Schiefer und Kulm-Tonschiefer (nach KULICK 1960: Abb. 3; ohne Kalkturbidite) ergeben zusammen ca. 61,5 m.

Unter Zugrundelegung eines Zeitraumes von 10^7 Jahren für die Tournai-Stufe läßt sich eine Sedimentations-Rate von ca. 5 — 6 cm/ 10^4 Jahren errechnen, die nur knapp der Hälfte der von FRANKE (1975: 47) ermittelten Rate der oberdevonischen Beckensedimentation von 11 — 14 cm/ 10^4 a entspricht, während die nach RABIEN (1956: 71) berechnete Sedimentationsrate im oberdevonischen Becken der Waldecker Mulde einem Betrag von 19 — 26 cm/ 10^4 a verfestigten Sediments entspricht. Allerdings sind in dieser Rate zwar nicht die „Sandsteine“, wohl aber die vielen Feinsand- und Silt-Lagen in den Schiefeln enthalten.

Der Unterschied dürfte sich aus der rapiden Abnahme klastischer Sedimentzufuhr im höchsten Oberdevon und im Unterkarbon erklären. BUGGICH et al. (1978: 104) zeigen, daß die Geschwindigkeit der pelitischen Beckensedimentation in den Bereichen der Dill-Mulde, die von Sand- und Silt-Schüttungen nicht mehr erreicht worden sind, auch im Oberdevon annähernd in der Größenordnung der hier für das mittlere Unterkarbon des nordöstlichen Schiefergebirges ermittelten Werte liegt (bei ca. 5 cm/ 10^4 a).

Legt man eine gleichbleibende Sedimentationsgeschwindigkeit zugrunde, umfaßt der gesamte Zeitraum der hier bearbeiteten Kalkturbidit-Sedimentation ca. 5,7 — 7,0 Mio. Jahre, von denen auf die „Erbacher Kalke“ 2,5 — 3,0 Mio., auf den Kieselkalk-Horizont 1,9 — 2,3 Mio. und auf die Kieseligen Übergangsschichten 1,4 — 1,7 Mio. Jahre entfallen.

5.1.2. Kalkturbidit-Sedimentation

5.1.2.1. Allgemeines

In unterschiedlichen Intensitäten werden im Unterkarbon II γ / δ — III α detritische Kalke durch Suspensionsströme in den Geosynklinal-Bereich des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges geschüttet.

5.1.2.2. Schüttungskomplexe

Wie in Kap. 4.2. und 4.3. gezeigt wurde, sind die Schüttungen der Kalkturbidite im oberen Teil des Lydit-Horizontes, im Kieselkalk-Horizont und in den Kieseligen Übergangsschichten auf mehrere bevorzugte, in Isolinienkarten deutlich voneinander abzutrennende Bereiche (Schüttungskomplexe) konzentriert.

Die einzelnen Schüttungskomplexe behalten in auffälliger Weise über alle Horizonte und parallelisierbaren Bankgruppen hinweg ihre Positionen und Schüttungsachsen bei. Dies wird auch durch die Imbrikations- und Schrägschichtungsmessungen an einzelnen Turbiditen bestätigt, die weitgehend mit den Richtungen der graphisch ermittelten Schüttungskomplexe übereinstimmen (Abb. 16).

Die zusammenhängende Entwicklung der Kalkturbidit-Sedimentation in den einzelnen Horizonten wird durch die konstanten Positionen der einzelnen Schüttungskomplexe dokumentiert. Diese Entwicklung scheint durch die Posidonienkalke und Rhenaer Kalke, die im Hangenden der Kieseligen Übergangsschichten auftreten und bis ins

Tab. 10. Schüttungsdichte im Kieselkalk-Horizont: Anzahl N der Kalkturbidit-Schüttungen pro 1 m Zwischenlagen-Mächtigkeit Mz

▽ Profile mit relativ sehr hoher Schüttungsdichte im Vergleich zur Mittleren Mächtigkeit der Kalkturbidite
+ Profile, die mehr als zur Hälfte unvollständig sind

Profil	N : Mz ($\frac{1}{m}$)	Profil	N : Mz ($\frac{1}{m}$)	Profil	N : Mz ($\frac{1}{m}$)	Profil	N : Mz ($\frac{1}{m}$)
Sg	29,7 ▽	Wd	33,9 +	Md	35,8 +	Hg	18,7
Mn	41,0 ▽	Rh	23,1	Hi	25,9	Fr	8,3
Bd	24,8 +	LR	29,5 ▽	Me	26,2	Li	16,9
Ni	22,6	Bö II	16,8 +	He	28,2	We	19,6 +
Wi	22,4 +	Dü II	37,0 ▽	Ha I	41,5 ▽	Wa	13,4
Ro I	23,6	Dü I	27,8	Al+E1	40,0	Co I	38,6 +
Bk	21,1	De	29,3	Do	22,6	Ob	41,0 +
Le	22,0	Ei	17,7	Ba	12,3	Wl I+II	13,3
Fl	25,8 ▽	Br II	29,2 ▽	Be I	27,0	Ob-R	32,2 +
Ed	45,5 +	Br I	35,2 ▽	Be II	27,7		

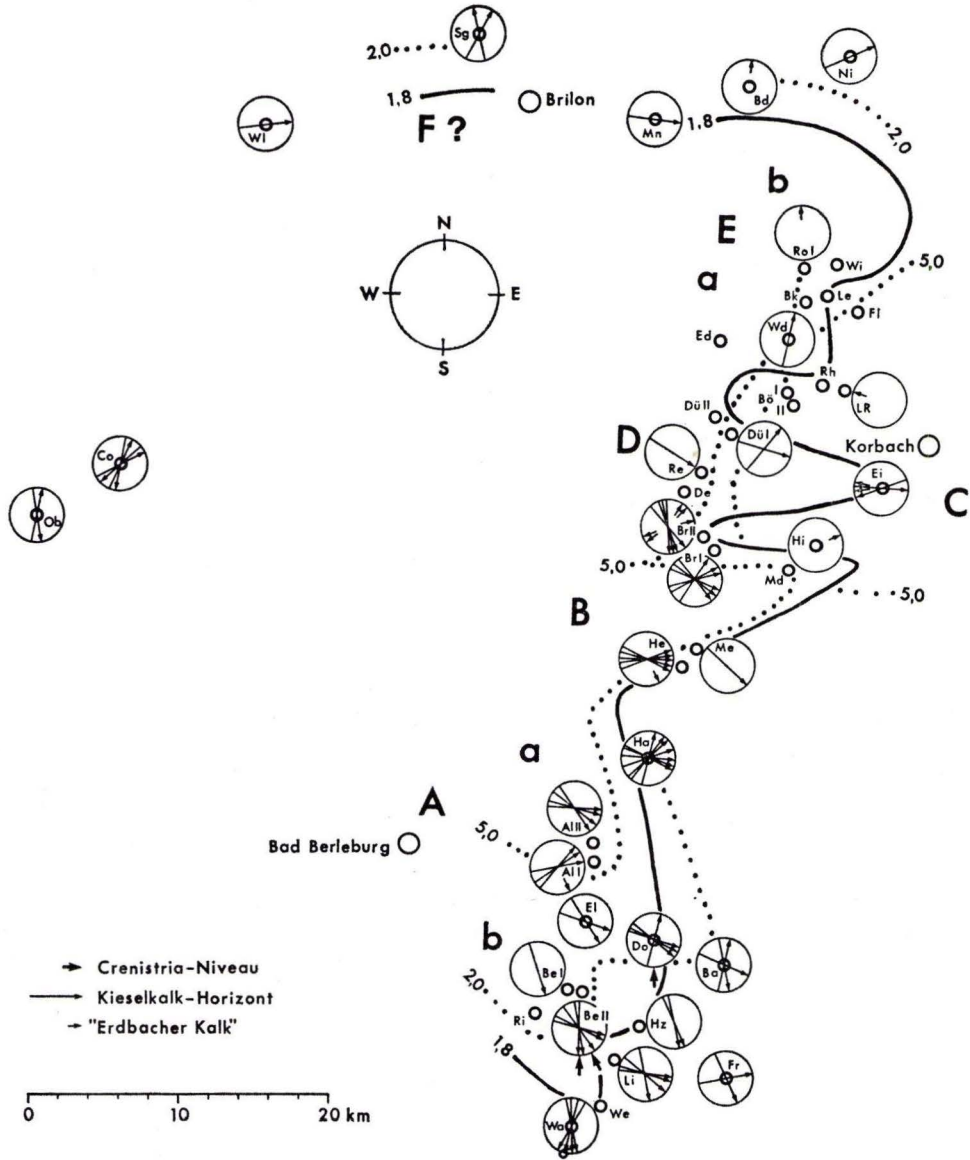


Abb. 16. Schüttungsrichtungen in Kalkturbiditen, Einzelwerte nach Schrägschichtungs- und Imbrikations-Messungen. Die Isolinien (Linien gleicher relativer Proximalitätsgröße P_d in cm nach Abb. 20) zeigen, daß die Meßwerte weitgehend mit den Richtungen der jeweiligen Schüttungskomplexe übereinstimmen.

cd III γ_1 reichen, weitergeführt zu werden. MEISCHNER (1962) hat teilweise und SADLER hat (in unveröffentl. Untersuchungen Sonderforschungsbereich 48, vgl. BENDER et al. 1977: Abb. A 17) prinzipiell übereinstimmende Schüttungsfächer (B, C, E, G) ermittelt.

Aus der Verteilung der einzelnen Schüttungskomplexe ergibt sich zwangsläufig ein mehr oder weniger ausgeprägtes Übergreifen benachbarter Komplexe, wie einerseits aus dem Streubereich der gemessenen Schüttungsrichtungen, andererseits aus den teilweise relativ hohen Schüttungsdichten bei gleichzeitig verhältnismäßig distaler Lage dieser Profile zu ersehen ist (Tab. 10). Besonders deutlich zeigt sich dies an Profil Hallenberg. In den Profilen Leibach-Rhena und Flechtdorf wirkt sich vermutlich das Übergreifen der Schüttungen aus E-Richtung (Komplex C) im oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes auf die aus W geschütteten Kalkturbidite (Komplex D und Ea) entsprechend aus.

5.1.2.3. Einzelne Schüttungskörper

Wie die Profilvergleiche und die in Schüttungsrichtung rasch abnehmende Anzahl der Kalkturbidite (Auskeilen; Abb. 13) zeigen, können die meisten Schüttungskörper (Turbidite) nur von kleiner Ausdehnung sein, die in der Größenordnung der einzelnen Schüttungskomplexe liegt. Da auch die meisten der gemessenen Schüttungsrichtungen (Abb. 16) dem Verlauf der Achsen der betreffenden Schüttungskomplexe entsprechen, kann man folgern, daß die einzelnen Turbidite etwa dem Verlauf ihrer Schüttungskomplexe entsprechen. Dabei weichen die einzelnen Schüttungskörper zwar oft geringfügig von dieser Richtung ab, aber kaum einmal mehr als 45°. Derartige Abweichungen sind auch bei größeren Liefergebieten und veränderlichen Schüttungsbedingungen zu erwarten.

Geht man von der relativ kleinräumigen Ausdehnung des einzelnen Turbidits im Aufschlußbereich des Sedimentationsraumes aus, bleibt dennoch die Frage nach seiner Erstreckung in proximaler Richtung offen. Es gibt Anhaltspunkte, die dafür sprechen, daß die max. Bankmächtigkeiten der Turbidite nur unweit außerhalb des Aufschlußbereiches gelegen haben, eventuell sogar in der Nähe der Profile Referinghausen im Kieselkalk-Horizont und Eisenberg I in den „Erbacher Kalken“.

In den relativ proximal gelegenen Profilen des Arbeitsgebietes zeigt sich — gegenüber den distaler gelegenen — ein schlagartig stärkerer Anstieg der Gesamtmächtigkeit. Innerhalb einzelner Schüttungskomplexe nimmt in distalen Profilen die Gesamtmächtigkeit in Richtung Proximalität etwa linear zu, um dann in den Profilen Alertshausen I/II, Deifeld, Referinghausen und Eimelrod im Kieselkalk-Niveau und Eisenberg I in den „Erbacher Kalken“ exponentiell anzusteigen. Diese drastische Zunahme beruht nicht allein auf erhöhter Anzahl der Kalkturbidite in den proximalen Profilen, sondern steht in Verbindung mit einer deutlichen Steigerung der Mittleren Bankmächtigkeit. Gerade die beiden Profile Referinghausen und Eisenberg I weisen extrem hohe Mächtigkeiten auf, die im Mittel etwa sechsmal größer sind als in den benachbarten Profilen (Tab. 8 und 9). Diese beiden Profile könnten demnach im Bereich max. Turbiditmächtigkeit liegen.

Setzt man die in Kap. 5.2. ermittelten Positionen und Größen der Liefergebiete als gegeben voraus und legt im proximalen Bereich eine minimale Gefällstrecke von nur wenigen Grad (im Mittel etwa 3°) zur Beschleunigung und Suspendierung des Kalkdetritus zugrunde (Kap. 5.1.6.), bleibt für den Raum zwischen Liefergebieten und Aufschlußbereich höchstens eine Erstreckung von 10 km übrig (Abb. 18). Unter Berücksichti-

gung der durch lineare Extrapolation aufgrund der Kalkmächtigkeit benachbarter Profile extrapolierten Null-Meter-Linie (Abb. 1), kann man somit die max. mögliche Ausdehnung eines Turbidits in Schüttungsrichtung auf 25 — 30 km begrenzen. Bedenkt man jedoch, daß die üblicherweise von Turbiditen erzeugten Fächerformen zu einer ähnlich großen Erstreckung in lateraler Richtung führen müßten, dann steht ein derart großer Maximal-Turbidit im Widerspruch zu den o. g. Gründen für die Kleinräumigkeit der einzelnen Turbidite.

Legt man daher die Länge der Schüttungskomplexe zugrunde und addiert einen distalen Anteil entsprechend der extrapolierten Null-Meter-Linie und zusätzlich einen hypothetischen proximalen Anteil von max. einem Drittel der übrigen Turbidit-Länge analog den Schüttungskörpern von MEISCHNER 1962: Abb. 2, und ENGEL 1974: Abb. 5) — von der Annahme ausgehend, daß für das Kieselkalk-Niveau der Bereich maximaler Bankmächtigkeit an der W-Grenze des Arbeitsgebietes nahezu erreicht ist —, so kommt man bei dieser Minimum-Betrachtung auf größtmögliche Turbidite von 20 km Länge. Eine entsprechende laterale Breite solcher Fächer würde sich ergeben, wenn Breite eines Schüttungskomplexes und beidseitiger Überlappungsbereich von etwa der halben Breite eines Schüttungskomplexes addiert werden (Rekonstruktion anhand von Abb. 20: 12 km + 6 km = 18 km). Die tatsächliche Größe der weitaus meisten Turbidite ist natürlich erheblich kleiner, da die Anzahl der Turbidite in Schüttungsrichtung sehr rasch abnimmt (auch lateral) und nur die größten (mächtigsten) Turbidite die angenommenen Außenränder des Sedimentationsraumes erreichen.

Den Maximal-Turbiditen (Minimum-Betrachtung) entspricht auch etwa die „Ideal-Bank“ allodapischer Kalke MEISCHNERS (1964: Fig. 2 A), die bei einer max. Mächtigkeit von 1 m eine Länge von 15 — 20 km aufweist. Diese Ausdehnung wurde anhand der Verbreitung von Rhenaer Kalken und Posidonienkalken ermittelt (MEISCHNER 1962: Abb. 9), die größtenteils der der Detrituskalke im Lydit- und Kieselkalk-Horizont und in den Kieseligen Übergangsschichten entsprechen, jedoch teilweise vollständiger aufgeschlossen sind als die älteren Kalkturbidite des Unterkarbons. Da wahrscheinlich die gleichen Liefergebiete in Frage kommen (Kap. 5.2.), spricht dies für die Größenordnung nach der Minimum-Betrachtung. Denn auch die „Ideal-Bank“ entspricht ihrer Konzeption nach nur den mächtigsten auftretenden Kalkturbiditen.

Auch für den Padberger Kalk haben ENGEL & EDER (1975: 110) eine Flächenausdehnung von 19 × 21 km ermittelt. Die daraus resultierende max. Turbiditerstreckung entspricht ebenfalls der größtmöglichen Turbiditlänge aus der Minimum-Betrachtung. Diese Überlegungen machen wahrscheinlich, daß die einzelnen Kalkturbidite zu einem wesentlichen (eventuell sogar zum überwiegenden) Teil innerhalb des Aufschlußbereichs zur Ablagerung gekommen sind.

Die durchschnittliche Zeitspanne, in der 1 Kalkturbidit geschüttet wurde, läßt sich aus der zur Verfügung stehenden Zeit eines Horizontes (Kap. 5.1.1.) und der Anzahl der in dieser Zeit auftretenden Kalkturbidite (Tab. 8 und 9) ermitteln. Da die Turbiditanzahl immer nur für einen Schüttungskomplex relevant ist, kann sich eine durchschnittliche Zeitangabe auch nur auf die Vorgänge innerhalb eines Schüttungskomplexes beziehen. Die max. Zahl der innerhalb der einzelnen Komplexe auftretenden Turbidite liegt etwa in einer Größenordnung. Für die „Erdbacher Kalke“ läßt sich eine durchschnittliche Zeit zwischen 2 Schüttungen von ca. 25 000 — 30 000 Jahren, für den Kieselkalk-Horizont von ca. 4 000 — 5 000 Jahren und für die Kieseligen Übergangsschichten von ca. 54 000 — 63 000 Jahren errechnen.

5.1.3. Massenbilanz

5.1.3.1. Aufschlußbereich

Die Kalkturbidit-Sedimentation im Aufschlußbereich überschlagsmäßig zu bilanzieren, scheint am ehesten über die Volumenberechnung einer Platte möglich zu sein. Dazu wird in den Bereichen, die nicht aufgeschlossen sind, eine gleichmäßige Verbreitung der Kalkturbidit-Sedimentation angenommen. Die Kantenlänge der Grundfläche entsprechen den maximalen Ausdehnungen des Aufschlußbereiches in N—S- bzw. W—E-Richtung. Das sind nach palinspastischer Rekonstruktion 74 bzw. 12 km. Die Höhe der Platte entspricht der mittleren Gesamtkalkmächtigkeit aller Profile, da die vorhandenen Profile etwa gleichmäßig auf distale und proximale Schüttungsbereiche verteilt sind. Die Höhe beträgt in den „Erdbacher Kalken“ etwa 3,3 m, im Kieselkalk-Niveau 8,9 m, in den Kieseligen Übergangsschichten etwa 0,5 m. Nicht einbezogen in diese Platte wurde Profil Scharfenberg wegen seiner etwas problematischen Stellung (Kap. 4.3. und 5.3.2.3.). Die Gesamtmasse würde dadurch jedoch nur unwesentlich vergrößert.

Für die gesamte Kalkturbidit-Sedimentation im Aufschlußbereich ergibt sich somit ein Volumen von $1,13 \times 10^{10}$ m³. Davon entfallen auf die „Erdbacher Kalke“ $2,9 \times 10^9$ m³, auf das Kieselkalk-Niveau $7,9 \times 10^9$ m³ und auf die Kieseligen Übergangsschichten $0,4 \times 10^9$ m³. Dies entspricht etwa der Größenordnung, die von ENGEL & EDER (1975: 110) mit $1,2 \times 10^{10}$ m³ für den vom Briloner Riff stammenden Padberger Kalk ermittelt wurde. Das von ENGEL (1975: 111) kalkulierte Volumen des Kulm-Plattenkalkes dagegen ist etwa 20mal so groß. Die Sedimentations-Zeiträume von Padberger Kalk bzw. Kulm-Plattenkalk dürften ähnlich lang gewesen sein wie im hier vorliegenden Fall (ENGEL 1975, ENGEL & EDER 1975 und Kap. 5.1.1.).

Um eine Vorstellung von der Größenordnung des durchschnittlichen Turbiditvolumens im aufgeschlossenen Sedimentationsraum zu erhalten, ist das Gesamtvolumen gleichmäßig auf die 6 Schüttungskomplexe bzw. -teilkomplexe verteilt worden (kleine Komplexe bzw. Teilkomplexe blieben unberücksichtigt). Das Volumen jedes Komplexes wiederum wurde durch die mittlere max. Bankanzahl der Einzelkomplexe dividiert. Daraus ergeben sich die durchschnittlichen Volumen für die Schüttungskomplexe:

Kieselige Übergangsschichten	$0,7 \times 10^8$ m ³
Kieselkalk-Horizont	$13,2 \times 10^8$ m ³
„Erdbacher Kalke“	$4,9 \times 10^8$ m ³
<hr/> Gesamt	<hr/> $18,8 \times 10^8$ m ³

und für die einzelnen Kalkturbidite:

Kieselige Übergangsschichten	(26 Bke)	$2,8 \times 10^6$ m ³
Kieselkalk-Horizont	(450 Bke)	$3,0 \times 10^6$ m ³
„Erdbacher Kalke“	(? 100 Bke)	$4,9 \times 10^6$ m ³
<hr/> Gesamt	<hr/> (576 Bke)	<hr/> $3,3 \times 10^6$ m ³

Nimmt man die „Ideal-Bank“ MEISCHNERS (1964: Abb. 2 A) als Maximal-Turbidit (bei elliptischer Grundfläche mit den Durchmessern 20 km und — angenommen — 18 km und der Höhe 1 m), so entspricht dies etwa der größtmöglichen Turbidit-Dimension in der Minimum-Betrachtung (Kap. 5.1.2.3.). Daraus ergibt sich ein Volumen von $9,42 \times 10^7$, das dann ein einzelner Turbidit max. haben könnte.

5.1.3.2. Gesamte ursprüngliche Kalkturbidit-Sedimentation

Da die ursprüngliche Verbreitung der Kalkturbidite nur theoretisch behandelt und geschätzt werden kann, erscheint lediglich eine Betrachtung sinnvoll, die min. und max. Volumina erfaßt, um so später Vorstellungen über Größenordnungen möglicher Liefergebiete erhalten zu können. Hierbei liegen die Überlegungen zur Größe der Schüttungskomplexe und der einzelnen Turbidite zugrunde (Kap. 5.1.2.2. und 5.1.2.3.).

Das Volumen eines Schüttungskomplexes kann näherungsweise als Kegel mit elliptischer oder kreisförmiger Grundfläche berechnet werden. Als Höhe wurde beim Minimalvolumen die größte in einem Schüttungskomplex auftretende Gesamtkalkmächtigkeit herangezogen („Erdbacher Kalke“ ca. 6,0 m, Kieselkalk-Niveau ca. 17,0 m, Kieselige Übergangsschichten ca. 1,2 m), beim Maximalvolumen wurde dieser Betrag vervierfacht. Dies entspricht etwa einer Verdoppelung des linearen Anstiegs der Turbiditmächtigkeit in Richtung Liefergebiet und soll der exponentiell ansteigenden Gesamtkalkmächtigkeit Rechnung tragen, die sich in mehreren proximalen Profilen des Arbeitsgebietes gegenüber distaleren Profilen andeutet.

Die Massenbilanz der gesamten Kalkturbidit-Sedimentation sieht demnach folgendermaßen aus:

Horizont	Minimum	Maximum
Kieselige Übergangsschichten	$0,4 \times 10^9 \text{ m}^3$	$4,5 \times 10^9 \text{ m}^3$
Kieselkalk-Horizont	$9,4 \times 10^9 \text{ m}^3$	$56,5 \times 10^9 \text{ m}^3$
„Erdbacher Kalke“	$3,1 \times 10^9 \text{ m}^3$	$18,9 \times 10^9 \text{ m}^3$
Gesamt	$12,9 \times 10^9 \text{ m}^3$ $\cong 1,15\text{fachem}$	$79,9 \times 10^9 \text{ m}^3$ $\cong 7,1\text{fachem}$

Volumen des Aufschlußbereichs

Beim Vergleich mit dem als Platte bezeichneten Volumen innerhalb des Aufschlußbereiches muß berücksichtigt werden, daß die angenommene flächenhafte Sedimentverteilung tatsächlich nicht dem Verteilungsbild der Schüttungskomplexe entspricht.

5.1.4. Diabas von Wellinghausen — Verbreitung und paläogeographische Einflüsse

5.1.4.1. Verbreitung

Der Diabas bei Wellinghausen ist eingehend von HAUBOLD (1933) und NICOLAUS (1957) bearbeitet worden (mineralogische Zusammensetzung nach röntgenographischen Analysen Tab. 11). Die zeitliche Eingrenzung der Diabas-Förderungen läßt sich anhand der Diabas-Tuffe, die in der Umgebung des Diabas-Komplexes in den Kieselkalk-Horizont eingeschaltet sind, vornehmen. Die Tuffe zeigen mehrere Eruptionsphasen im mittleren und oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes an. Danach kann der Diabas vollständig in den Kieselkalk-Horizont gestellt werden (Kap. 2.1. und Abb. 2). Die jüngsten Diabas-Tuffe treten im Grenzbereich Unterkarbon II/III, eventuell auch nur im Unterkarbon II δ auf (vgl. auch HAUBOLD 1933: 233). Die ältesten Diabas-Tuffe kommen im Profilabschnitt B II (Bankgruppe III) vor (Abb. 12). Daß diese Tuffe tatsächlich auch etwa die ältesten Diabas-Förderungen anzeigen, läßt sich im Profil Leibach-Rhena zeigen. Hier tritt — annähernd gleichzeitig mit den ältesten zu beobachtenden Diabas-Tuffen — eine stärkere Reduzierung der Kalkturbiditmächtigkeiten mit der Bankgruppe III (Abb.

12), offensichtlich infolge der Schattenwirkung des Diabases, auf, während die älteren Kalkschüttungen des Kieselkalk-Horizontes und des „Erdbacher Kalkes“ eher ein kontinuierliches Verhalten gegenüber den Nachbarprofilen zeigen. Auf der anderen Seite tritt mit dem Einschalten des ersten Diabas-Tuffes im Profil Düdinghausen II mit der Bankgruppe III eine deutliche Erhöhung des Kalkanteils auf, was als ein Aufstauereffekt unmittelbar am W-Rand des Diabas-Komplexes gesehen werden kann (Tab. 9).

An der effusiven Förderung des Wellinghauser Diabases dürften aufgrund der weitverbreiteten Tuffe und der auflagernden — und später wieder von Tuffen überlagerten — Cephalopodenkalke (Kap. 5.1.4.5.) keine Zweifel bestehen. Der Diabas von Wellinghausen reicht bis in die *bilineatus*-Zone und dürfte somit der jüngste Deckdiabas-Erguß im Rheinischen Schiefergebirge sein. Im Kellerwald (MEISCHNER & SCHNEIDER 1967) und im Harz (MEISCHNER & SCHNEIDER 1970) treten Deckdiabase noch bis ins tiefe Unterkarbon II δ , in der Lahn- und Dill-Mulde (WALLISER 1960: 239) bis ins Unterkarbon II β/γ auf.

Abb. 18 zeigt die Verbreitung des Diabases (nach NICOLAUS 1957) und zweier Diabas-tuffe im oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes, die über mehrere Profile zu parallelisieren sind („Doppeltuff“, Kap. 5.1.4.3.). Die Verteilung dieser Tuffe ist vom Fördergebiet aus recht konstant in NE- und SE-Richtung erfolgt. Die Mächtigkeit des Diabases beträgt nach HAUBOLD (1933: 228) mindestens 80 m, dürfte aber 100 m nicht überschreiten.

5.1.4.2. Kalk-Tuff-Turbidite

Im Hangenden der ältesten Diabastuffe treten in einigen Profilen (Abb. 12) der Waldecker Mulde mehrere Kalkturbidite auf, die einen hohen Anteil an Tuff-Material aufweisen, das in der Zusammensetzung etwa den Diabastuffen entspricht (Tab. 11). Diese Kalk-Tuff-Turbidite sehen einem „normalen“ Kalkturbidit des Kieselkalk-Horizontes sehr ähnlich (eher etwas dunkelgrau oder oliv). Sie sind jedoch deutlich feinkörniger (in Relation zur Bankmächtigkeit) und ihr Kalkdetritus-Anteil ist erheblich reduziert (Taf. 2 Fig. 1).

In Abb. 17 ist der Versuch gemacht worden, die einzelnen Kalk-Tuff-Turbidite zu parallelisieren. Sie sind eindeutig innerhalb eines Zeitraumes geschüttet worden. Die einzelnen Schüttungskörper sind jedoch nur bedingt zu verfolgen. Ihre Mächtigkeiten nehmen deutlich in E-Richtung ab, was der Schüttungsrichtung der „normalen“ Kalkturbidite entspricht.

Tab. 11. Röntgendiffraktometer-Analysen von Proben, die mit dem Diabas von Wellinghausen in Verbindung gebracht werden. Mineral-Anteile nach halbquantitativer (relativer) Zusammensetzung: sehr hoher Anteil (xx), hoher Anteil (x), geringer Anteil (o), sehr geringer Anteil (—)

Lithologie	Profil-/ Probe-Nr.	Calcit	Quarz	Plagio- -klas	Chlo- rit	Hell- glimmer
Diabas	244/(160)	xx	xx	x	x	
Diabas-Tuff	209/(161)	xx	xx	-	x	
Diabas-Tuff	209/(162)	xx	xx	-	x	o
"Äquivalent"	232/202a	o	xx	xx	x	
"Äquivalent"	223/441a		xx	xx	x	-
Kalk-Tuff-Turb.	211/126a	o	xx	x	x	
Kalk-Tuff-Turb.	231/84a	x	xx	x	x	
Kalk-Tuff-Turb.	231/84b	x	xx	x	x	

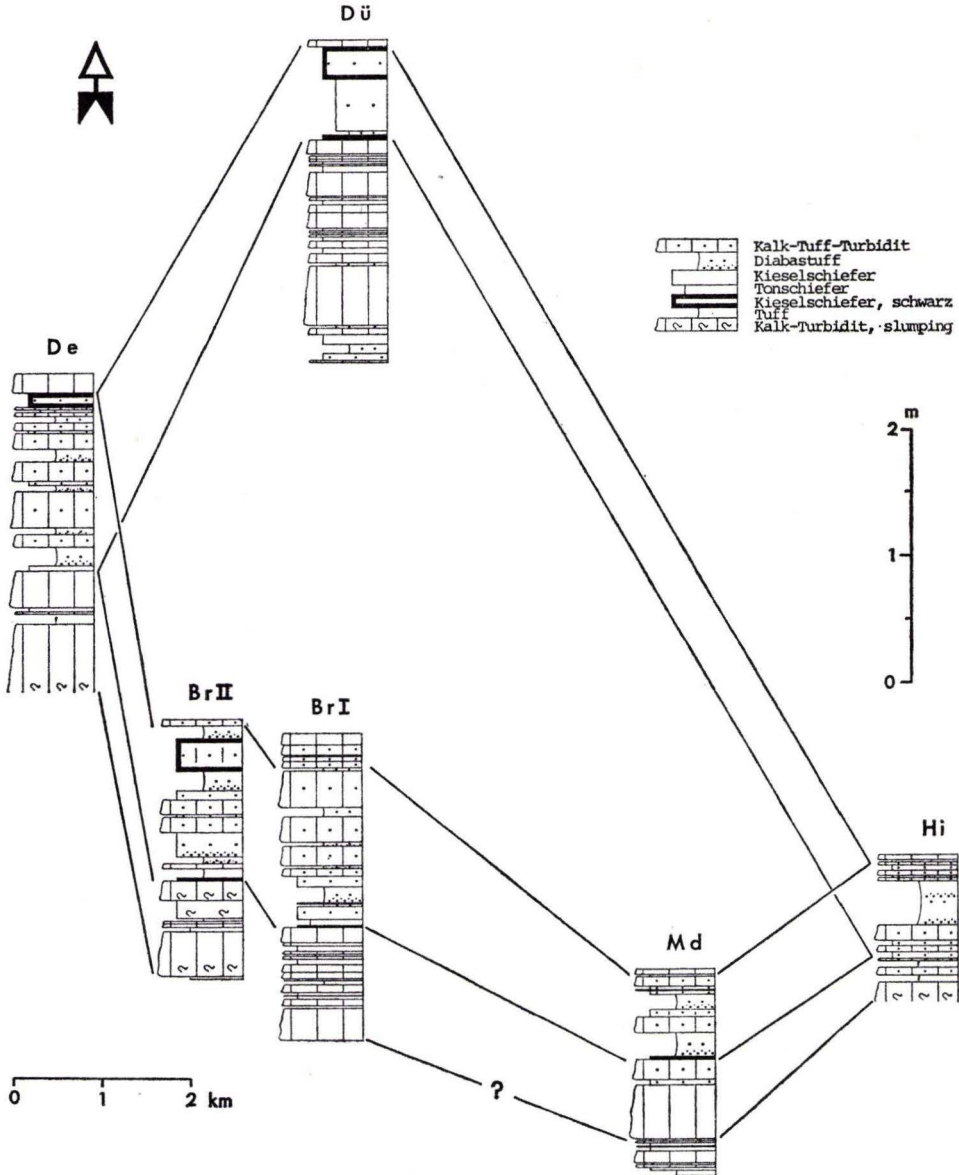


Abb. 17. Parallelisierung der Kalk-Tuff-Turbidite im mittleren Teil des Kieselkalk-Horizontes der Waldecker Mulde.

Das relativ niedrige Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Verhältnis läßt sich dadurch erklären, daß Kalkturbidite mit an sich geringem feinkörnigem Detritus durch Aufnahme von feinkörnigem, unverfestigtem Tuffmaterial im Akkumulationsbereich und/oder möglicherweise auch während der Suspensionsphase zu relativ hoher Mächtigkeit gelangt sind. Dies scheint die einzig mögliche Erklärung zur Genese dieser Kalk-Tuff-

Bänke zu sein. Abnahme von Anzahl und Mächtigkeiten der Turbidite zeigen eindeutig eine Schüttung aus W an, neben detritischem Kalk liegt ein hoher Tuff-Anteil vor, der nicht nur räumlich, sondern auch in der Mineral-Zusammensetzung eindeutige Beziehungen zum Diabas von Wellinghausen aufweist. Die zwischengeschalteten Tuff- und tuffitischen Kieselschiefer-Bänke bestätigen diesen Zusammenhang.

Die auffallend ähnlichen Kalk-Tuff-Turbidite im Profil Eisenberg II (Abb. 12) liegen in einem höheren Niveau, dürften aber auf gleiche Weise entstanden sein. Da ihre Verbreitung weiter in W-Richtung nicht mehr festgestellt werden kann, ist anzunehmen, daß sie aus E-Richtung geschüttet worden sind.

5.1.4.3. „Doppel-Tuff“ und Äquivalente

Bei dem in Kap. 5.1.4.1. erwähnten „Doppel-Tuff“ handelt es sich um 2 etwa 80 cm voneinander entfernte Tuff-Bänke im obersten Teil des Kieselkalk-Horizontes (Abb. 12), die lithologisch und aufgrund ihrer Verbreitung eindeutig in Zusammenhang mit dem Diabaskomplex bei Wellinghausen stehen, wie die deutliche Mächtigkeitszunahme zum Diabas hin zeigt (Abb. 18). Die Verbreitung dieser Tuffe reicht nach S nicht mehr bis zu den Profilen Hesborn und Medelon. Dagegen tritt in diesen beiden Profilen und auch weiter im S in der gesamten Wittgensteiner Mulde im gleichen stratigraphischen Niveau ein auffälliges Pendant zum „Doppel-Tuff“ auf.

Es handelt sich hierbei um 2 verkieselte Bänke, die mit scharfer Unterseite einsetzen, deutlich gradiert (max. Korngröße etwa 0,5 mm) und feingeschichtet sind, oft auch Mehrfachgradierung aufweisen und als Turbidite angesehen werden. In angewittertem Zustand erinnern sie in ihrem ganzen Habitus an gut ausgebildete Kalkturbidite (Taf. 2 Fig. 3). Ihr Karbonatgehalt ist jedoch sehr gering. Im frischen Anschlag schwankt die Farbe zwischen dem typischen Oliv der Diabas-Tuffe (vornehmlich in den grobkörnigen unteren Partien) und (nach oben zunehmend) einem Grau bis Dunkelgrau, das für einen hohen Anteil an pelitischem Material in diesen Turbiditen spricht. Darauf weisen auch die relativ hohen Plagioklas-Anteile gegenüber den Tuffen hin, denen sie in der mineralogischen Zusammensetzung sonst sehr ähnlich sind (Tab. 11). Hinweise auf diese Bänke finden sich in der südlichen Wittgensteiner Mulde bei REICH & SCHMIERER (1934) und SCHMIERER (1934), die auf den Bl. 5016 Laasphe und 5017 Biedenkopf „tuffverdächtige Kalke“ in den Bunten Lyditen erwähnen. Von Hoss (1957: 78 ff.) sind derartige „kieselige Tuffe“ beschrieben und chemisch-mineralogisch analysiert worden (Pr. „V“ aus dem Profil Frohnhausen).

Die beiden Tuff-Turbidite sind jeweils mit der unteren bzw. oberen Bank des „Doppel-Tuffs“ korrelierbar (äquivalent, Abb. 12: Bankgruppe VII), wie sich aus den Profilvergleichen deutlich erkennen läßt.

In Abb. 18 ist der Versuch gemacht worden, die Mächtigkeiten der „Doppel-Tuff“-Äquivalente in eine Isopachen-Darstellung umzusetzen. Es ist zwar keine eindeutige Mächtigkeitsabnahme in eine Richtung erkennbar, doch lassen die einzelnen Mächtigkeitswerte beider Äquivalente Isolinien darstellungen zu, die sehr große Ähnlichkeiten mit den Schüttungskomplexen der Kalkturbidit-Sedimentation des Arbeitsgebietes aufweisen. Eine solche Interpretation läßt eine Herkunft dieses Materials von einem Hochgebiet etwa in der streichenden Verlängerung der „Hallenberger Schwelle“ (Kap. 5.1.5.) möglich erscheinen. Eine direkte Herleitung vom Wellinghausener Diabaskomplex ist jedenfalls aufgrund der Bankmächtigkeiten auszuschließen. Auf eine Herkunft des Materials aus E weist auch ein Imbrikations-Meßwert aus dem oberen Tuff-Turbidit im Profil Medelon hin.

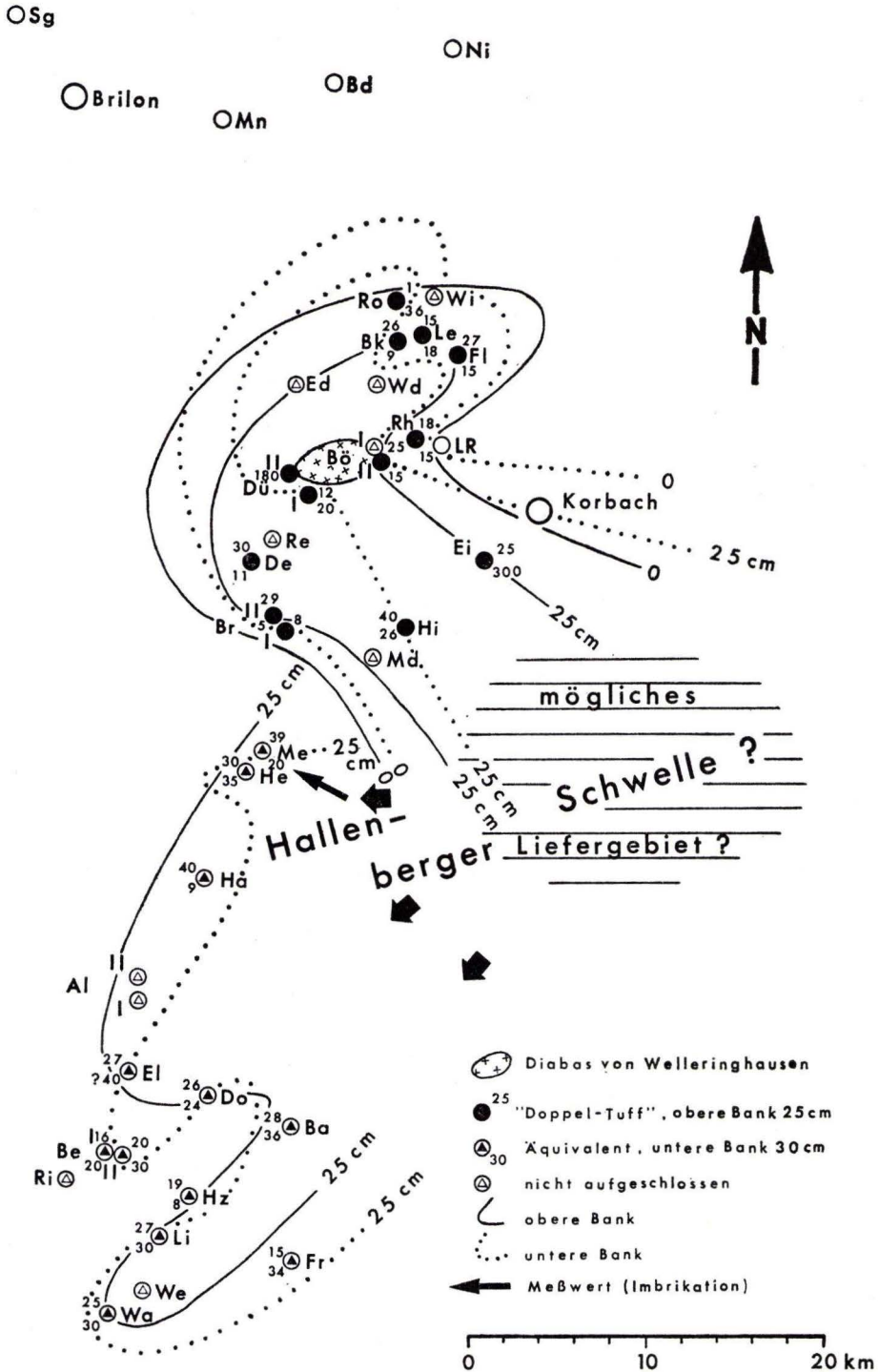


Abb. 18. Vermutete Verbreitung des „Doppeltuffs“ und seiner Äquivalente (Isolinienverlauf im einzelnen nicht zu belegen).

Hypothese zum genetischen Zusammenhang: Unter der Annahme, daß Diabas-Tuffe (von Wellinghausen) in großer Mächtigkeit auf der möglichen „Hallenberger Schwellen“ abgelagert wurden, könnten von dort aus turbidity currents auf Tuff-Material in den S und SW angrenzenden Beckenbereich abgefließen sein.

Nach einer — rein hypothetischen — Annahme könnte Tuff-Material auf einem Hochgebiet infolge von Wind- oder/und Wassertransport zur Ablagerung gekommen sein. Die Isopachen lassen eine bevorzugte Transportrichtung erkennen: eine geringe Verbreitung nach NE und eine ausgedehnte nach SE. Dieses Verteilungsbild weist auf einen relativ konstanten Windtransport hin oder auch bis zu einem gewissen Grade auf Winddrift im oberflächennahen Bereich des Wassers. Eine Wasserströmung im eigentlichen Sinne ist jedenfalls nicht wahrscheinlich. Im SE, in der Verlängerung der „Hallenberger Schwelle“, wird ein großer Teil des Tuff-Materials sedimentiert. Infolge synvulkanischer Erdbebenaktivität könnten sich Teile des noch lockeren Materials und der unterlagernden unverfestigten Beckensedimente gelöst und als Suspensionsströme in benachbarte Beckenbereiche verfrachtet worden sein. Dabei ist weiteres Beckensediment aufgenommen worden.

Dieser Vorgang, der aufgrund der stratigraphisch identischen Positionen von „Doppel-Tuff“ und Äquivalenten gewissermaßen als ein gleichzeitiges Ereignis erscheinen mag, könnte sich natürlich über einen längeren Zeitraum von mehreren tausend Jahren abgespielt haben (sehr geringe Pelit-Sedimentationsrate; Kap. 5.1.1.), in denen es auf einem potentiellen Hoch-(Liefer-)Gebiet auch zur Akkumulation von Tuff- und Pelit-Material gekommen sein könnte.

Die Massen von Ausgangs-(Tuff) und Endprodukt (Turbidit) lassen sich überschlagsmäßig anhand der Abb. 18 bilanzieren.

In einer einfachen Berechnung eines Kegels hat der obere Tuff im Liefergebiet ein Volumen von ca. $4,4 \times 10^8$ m³, wenn eine max. Mächtigkeit von 2 m angenommen wird. Der untere Tuff hat bei einer angenommenen Maximalmächtigkeit von nur 3 m, die im Profil Eisenberg II bereits erreicht werden, sogar ein Volumen von ca. $6,6 \times 10^8$ m³.

Die einzelnen Schüttungskörper der Tuff-Turbidite (Äquivalente) lassen sich als Kegel mit elliptischen Grundflächen berechnen. Die äußeren Begrenzungen der Schüttungskörper können — mit Vorbehalt — anhand der Mächtigkeiten in benachbarten Profilen (Be I und Be II, Me und He, Hz und Li) grob interpoliert werden. Danach sind die Außenränder der Turbidite nie weiter als 5 km von der 25-cm-Isolinie entfernt. Als Kegelhöhe wird die mächtigste aufgeschlossene Bank verwendet. Somit ergeben sich folgende Volumina: untere Bank $2,3 \times 10^8$ m³ und obere Bank $1,7 \times 10^8$ m³.

Aus diesen — sehr unsicheren — Vergleichswerten ergeben sich genügend große Tuff-Mengen zur Realisierung der Turbidite, wenn man zusätzlich berücksichtigt, daß der Pelit-Anteil in den Turbiditen schätzungsweise in der Größenordnung von ca. 50 % liegen dürfte.

Erwähnenswert erscheint in diesem Zusammenhang, daß im nördlichen Kellerwald bei Bad Wildungen und S davon (bis etwa 5 km) bis zu drei, lithologisch den Tuff-Äquivalenten entsprechende und etwa genauso mächtige Bänke im oberen Teil der hellen Kieselschiefer auftreten, die damit ungefähr dem stratigraphischen Niveau der Äquivalente entsprechen dürften (KULICK 1973). Die Bänke bei Bad Wildungen sind von dem hypothetischen Liefergebiet etwa ebenso weit entfernt wie die in der südlichen Wittgensteiner Mulde. Ein Zusammenhang mit den Deckdiabasen bei Bad Wildungen scheint jedenfalls weniger wahrscheinlich, da diese Vulkanite nach KULICK (1973) von schwarzen Kieselschiefern, teils von Liegenden Alaunschiefern überlagert werden. MEISCHNER & SCHNEIDER (1967) stellen die jüngsten (Pillow-) Diabase des Kellerwaldes zwischen *anchoralis*-Zone und tiefes *anchoralis-bilineatus*-Interregnum, was dem Grenzbereich Tournai/Visé entspricht, also älter ist als der Diabas bei Wellinghausen.

5.1.4.4. Kalkturbidite mit Sedifluktuionsmerkmalen

Konglomeratisch ausgebildete Komponenten in einzelnen Turbiditen bestehen aus dem gleichen detritischen Material wie die Kalkturbidite selbst. Der Detritus in den Komponenten ist meist feinkörniger als der Detritus außerhalb. Es handelt sich überwiegend um längliche, teilweise kantengerundete Komponenten mit bis zu 10 cm ϕ , die meist auf eine relativ schmale Bankzone (bis max. 1—2 dm) beschränkt bleiben und deren Längsachsen zur Schichtung annähernd parallel verlaufen. Dachziegelartig erscheinende Anordnungen sind zu beobachten, die aber keine Vorzugsrichtung erkennen lassen.

Liegende, unregelmäßige Falten (slumping) sind innerhalb von Kalkturbiditen der folgenden Profile erkennbar (Abb. 12). Das reicht von einzelnen (Profile Beddelhausen I und Richstein) bis zu intensiven (Alertshausen I und Hillershausen) und völlig chaotischen (Düdinghausen II) Verfaltungen. Pelit-Bänder oder Diabas-Tuffe (Hillershausen und Düdinghausen II) werden dabei mit eingefaltet. In Düdinghausen II und (etwas geringer) Hillershausen sind zusätzlich die unterlagernden Sedimente intensiv beansprucht worden, so daß einzelne Bänke kaum zu verfolgen sind.

Die Merkmale der konglomeratischen und intern verfalteten Bänke weisen auf synsedimentäre Fließbewegungen hin, die mehr oder weniger bankintern verlaufen sind. Unmittelbarer Anlaß scheinen die mit den ersten Diabas-Förderungen von Wellinghausen verbundenen Bodenunruhen gewesen zu sein. Denn die ältesten Diabas-Tuffe treten unmittelbar über den konglomeratischen Bänken auf (teilweise Einfaltung) und die Intensitäts-Zunahme im Bereich des Diabas-Komplexes ist offenkundig. Auf einen Zusammenhang zwischen der konglomeratischen Bank vom Bromberg und vulkanischer Tätigkeit wies bereits NICOLAUS (1957: 16) hin. Daß die slumping-Strukturen an die mächtigsten Kalkturbidit-Bänke gebunden sind, hängt wahrscheinlich damit zusammen, daß auf einem als nahezu waagrecht anzusehenden Untergrund eine bestimmte Bankmächtigkeit benötigt wird, um ein bereits leicht verfestigtes Material ins Gleiten bringen zu können.

Gerade die intensiven Begleiterscheinungen der vulkanischen Tätigkeit sind vermutlich aber auch die Ursache für die in diesem Niveau auftretenden mächtigsten Kalkturbidite in nahezu allen Profilen (Abb. 12), besonders im N-Teil des Arbeitsgebietes. Durch relativ starke Erdbeben besonders der ersten Diabas-Förderungen könnten außergewöhnlich große Mengen von Kalkdetritus in Suspension geraten sein.

Subaquatische Gleitungen, wie sie von HELMKAMPF 1966 aus dem Hellefelder Kalk beschrieben worden sind, zeigen mit den im Kieselkalk des Arbeitsgebietes beobachteten Erscheinungen keine Übereinstimmung.

5.1.4.5. Cephalopodenkalke bei Wellinghausen

Auf dem Diabas-Komplex ist es bei Wellinghausen am Kuhtenberg (Eingang Steinbruch) zur Bildung von Cephalopodenkalcken gekommen (vgl. auch VOGES 1960: 27). Auf einem 45 cm mächtigen verkieselten Schiefer, unmittelbar auf Diabas, liegen 6 Cephalopodenkalk-Bänke, meist getrennt durch geringmächtige Tonschiefer (Abb. 19 und Taf. 4 Fig. 3 und 4).

Die Basis jeder einzelnen Cephalopodenkalk-Bank wird aus Kalkdetritus gebildet (Korngrößen $\leq 0,2$ mm), der immer nur wenige Zentimeter Mächtigkeit erreicht, aber gradiert und feingeschichtet ist. Dieser Kalkdetritus entstammt wahrscheinlich Suspensionswolken aus turbidity currents, die auf den Diabaskomplex aufgelaufen sind. Die Zusammensetzung des Kalkdetritus entspricht der der bearbeiteten Kalkturbidite.

Bei den Cephalopodenkalken selbst handelt es sich um knollig-flaserige, graue bis hellgraue (teilweise schwach rote) mikritische bis mikrosparitische Kalke, in denen mikroskopisch häufig kleine Goniatiten-Querschnitte zu sehen sind. Daneben kommen Ostracoden-Schalen und Schalenreste von Lamellibranchiaten oder Gastropoden vor. Selten sind fragliche Ooide. Da Goniatiten kaum im Detritus der bearbeiteten Kalkturbidite vorkommen, müssen sie auf primärer Lagerstätte liegen und können nicht durch turbidity currents herangeführt worden sein. Ob dies auch für die mikritischen Kalke zutrifft oder ob sie aus der feinsten Trübe der Suspensionsströme gebildet wurden, wie FRANKE (1975) für Cephalopodenkalke im Bereich des Ostsauerländer Sattels gezeigt hat, muß offenbleiben. Es ist aber kaum anzunehmen, daß lediglich die Schalen einer vollständigen Umkristallisierung standgehalten haben.

Die altersmäßige Stellung der Cephalopodenkalke wurde in Kap. 2.1. behandelt. Danach sind (wenigstens) die unteren 3 Bänke noch in die *beckmanni*-Zone und die oberste Bank in die *bilineatus*-Zone (belgische Chronologie) zu stellen. Wahrscheinlich gehören alle 6 Bänke noch ins Unterkarbon II.

5.1.5. Paläomorphologie

Aus den Profilvergleichen lassen sich unmittelbar keine morphologischen Differenzierungen des Sedimentationsraumes ableiten. Lediglich der Diabaskomplex bei Welleringhausen tritt als lokale Erhebung von wahrscheinlich kaum mehr als 80 m über dem Beckenboden (HAUBOLD 1933: 229) hervor. Allerdings fordert die auffällige Positionsbeständigkeit der einzelnen Schüttungskomplexe (Kap. 4.3. und 5.1.2.2.) während des gesamten Sedimentationszeitraumes der bearbeiteten Einheiten zwingend, daß morphologische Vorzeichnungen — neben fixierten Liefergebieten — die Bahnen der einzelnen Turbidite beeinflusst haben. Hierbei sind zwei Möglichkeiten denkbar: canyonartige „Leitbahnen“ auf den Flanken der Liefergebiete, die den Suspensionsströmen während ihrer Beschleunigungsphase immer wieder annähernd gleiche Strömungsrichtungen vermitteln, und/oder Schwellen im Ablagerungsraum, die die Richtungen der turbidity currents beeinflussen.

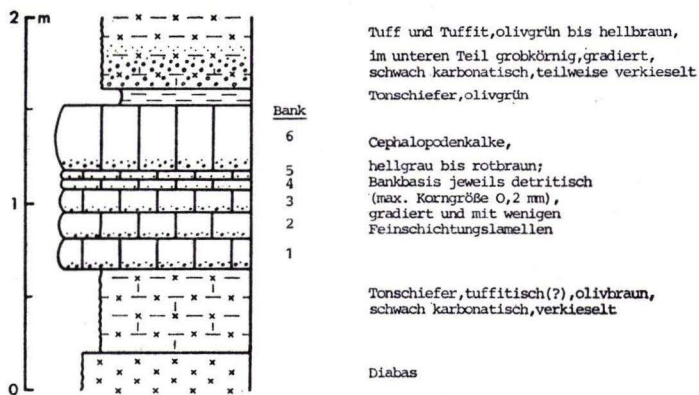


Abb. 19. Cephalopodenkalke auf dem Diabaskomplex bei Welleringhausen (Hohlweg auf der N-Seite des Steinbruchs am Kuhtenberg, Profil-Nr. 244).

Die Existenz von Schwellen innerhalb des aufgeschlossenen Verbreitungsbereiches des ehemaligen Sedimentationsraumes ist nur in einem Fall deutlich erkennbar. Die gleichbleibend große Divergenz der beiden Schüttungskomplexe A und B (Abb. 13, 15) spricht bereits für ein morphologisches Hindernis, das zur Auslenkung der Suspensionsströme in der vorliegenden Weise geführt hat. Während die hohe Anzahl der Turbidite im Profil Hallenberg I der relativ weit nach W in Richtung Liefergebiet vorgeschobenen Position entspricht, sprechen die sehr geringen Bankmächtigkeiten für einen geringen Abbremsseffekt, wenn man sie in Verbindung mit den relativ groben Korngrößen sieht (Abb. 10).

Über die Höhe des Schwellenkammes läßt sich naturgemäß keine Aussage machen. Im Profil Hallenberg dürfte die Erhebung gegenüber der „normalen“ Beckentiefe nur relativ gering gewesen sein, da sonst ein stärkerer Abbremsseffekt auch die Zahl der Turbidite stärker beeinflußt haben müßte, die tatsächlich jedoch sehr hoch ist.

Die Existenz einer „Hallengerger Schwelle“ wird auch durch die unveröffentlichte Untersuchung von P. SADLER (vgl. BENDER et al. 1977: Abb. A 17) gestützt, der hier ebenfalls eine Schwelle vermutet (frdl. mündl. Mitteilung).

Weitere Schwellen lassen sich aus dem unmittelbar aufgeschlossenen Sedimentationsraum des Arbeitsgebietes nicht erkennen.

Die im Profil Lebach-Rhena (etwa von Bankgruppe III ab) gegenüber den Nachbarprofilen deutlich reduzierten Bankmächtigkeiten sind durch die Schattenwirkung des Diabas-Komplexes bei Wellinghausen zu erklären (vgl. auch MEISCHNER 1961: 55). Die in normaler Relation zur Bankmächtigkeit stehende max. Korngröße spricht ebenfalls nicht für einen Abbremsseffekt aufgrund einer exponierten Position.

Ebenfalls mit Beginn der Bankgruppe III und dem Auftreten des ersten Diabastuffs wirkt sich der Diabas-Komplex im W (Profil Düdinghausen II, Tab. 9) als Hindernis aus und führt zu einem Aufstauereffekt mit einer drastischen Zunahme der Kalkmächtigkeiten.

Eine weitere Bestätigung für die ehemalige Ausgeglichenheit des Beckenbodens im Bereich des Diabas-Komplexes liefern die aus E geschütteten „Erbacher Kalke“ (Schüttungskomplex C; Abb. 13 a), die auf die aus W geschütteten Komplexe B, D und E übergreifen, ohne die Konturen dieser Komplexe nachzuzeichnen. Das heißt, wenn Schwellen die Bildungen der einzelnen Schüttungskomplexe bestimmt haben, können sie nur im W außerhalb des Aufschlußbereiches gelegen haben.

Bestätigung findet diese Annahme durch einen Cephalopodenkalk-Fund aus der Adorf-Stufe von Herrn Dr. K. LEUTERITZ auf Bl. 4717 Niedersfeld NW Glindfeld (frdl. mündl. Mitteilung durch Herrn Prof. Dr. WALLISER; Abb. 20). Der Cephalopodenkalk liegt unmittelbar in der W-Verlängerung zwischen den beiden Schüttungskomplexen B und D. Mit dem Nachlassen der Schüttungen in Komplex D kommt es noch zu einer geringen Aufspaltung des Komplexes B (Kap. 4.3.2.). Der Cephalopodenkalk aus dem Grenzbeereich Mittel-/Oberdevon, der auf einer Diabas-Schwelle am Martenberg N Adorf (DENCKMANN 1895, WEDEKIND 1913, PAECKELMANN 1936, u. a.) gebildet wurde, liegt innerhalb des Schüttungskomplexes E und könnte für die Aufteilung in die beiden Teilkomplexe verantwortlich sein (Abb. 20).

Es läßt sich also feststellen, daß die „Aufteilung“ der Kalkturbidite in die vorhandenen Schüttungskomplexe zumindest teilweise auf die Persistenz devonischer Schwellen außerhalb des aufgeschlossenen Sedimentationsraumes zurückzuführen sein dürfte, die sich trotz der Ausgeglichenheit des Beckens im Unterkarbon noch als morphologische

Erhebungen durchgepaust haben und die Ausrichtung der Turbidite bewirken konnten. Innerhalb des Sedimentationsraumes wirkten sich der Diabas-Komplex bei Wellinghausen auf die Schüttungskomplexe D und E und die „Hallenberger Schwelle“ auf die Schüttungskomplexe A und B ähnlich aus.

Derartige morphologisch exponierte Strukturen lassen sich als ehemalige Tiefschwellen im Sinne RABIENS (1956) ansehen, der die grundlegende Becken- und Schwellentheorie von SCHMIDT (1926) modifizierte und in den Schwellen nur „kürzere Einheiten“ (RABIEN 1956: 60) sieht, um so den Transport oberdevonischer Klastika durch Suspensionsströme quer zum Streichen zu ermöglichen, wie auch die derzeit laufenden Untersuchungen von W. WANDT in seiner Dissertation im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 48 zeigen. Doch sehen weder SCHMIDT noch RABIEN im Bereich des hier behandelten Arbeitsgebietes bzw. der Waldecker Hauptmulde S des Ostsauerländer Hauptsattels Hinweise auf Schwellenstrukturen. Auf dem Ostsauerländer Hauptsattel selbst sieht RABIEN (1956: 59) den Cephalopodenkalk am Martenberg N Adorf als „Teilschwelle“ an. Sie liegt im Streichen (SCHMIDT 1962: Abb. 3) des Cephalopodenkalkes von Dorlar (Abb. 20; beschrieben bei WEBER 1934, PAECKELMANN 1934, MEMPEL 1938, E. GAUGLITZ 1964, 1967, EBERT & MÜLLER 1973, u. a.), der im obersten Mitteldevon und unteren Oberdevon auf einer dem äußeren Schelfrand (MEISCHNER 1971, KREBS 1971) vorgelagerten Schwelle sedimentiert worden ist.

Die streichenden Verlängerungen vermuteter oder bekannter ehemaliger Schwellen sind in Abb. 20 erkennbar. Dabei zeigt sich unter anderem, daß 3 Zonen mit etwa gleichen Abständen zueinander ausgehalten werden können. Auf der streichenden Verlängerung der „Hallenberger Schwelle“ läßt sich dann auch eine lokale Untiefe vermuten, die die Aufteilung des Schüttungskomplexes A bewirkt haben könnte.

5.2. Liefergebiete

5.2.1. Positionen

Anhand der in Kap. 4. ermittelten Schüttungskomplexe, die Kalkschüttungen aus westlicher Richtung anzeigen (Komplexe A, B, D, E, ?F; Abb. 13, 15), soll im folgenden versucht werden, die Liefergebiete des Kalkdetritus zu fixieren (Abb. 20). In diesem Raum stehen nicht nur mehr Rekonstruktionshilfen als im E des Arbeitsgebietes zur Verfügung, sondern hier liegen auch mehrere erdgeschichtliche Hinweise vor, die eine Existenz dieser Liefergebiete realistisch erscheinen lassen.

Der W-Rand des aufgeschlossenen Verbreitungsgebietes der Kieselkalk-Sedimentation stellt etwa eine Linie gleicher Proximalität (bezogen auf die einzelnen Schüttungskomplexe) dar, wie aus den Parameter-Isolinienwerten hervorgeht (vgl. auch Kap. 4.2.2.). Daraus muß man schließen, daß die Entfernungen zwischen den in Frage kommenden Liefergebieten und dem jeweiligen Teil des Aufschlußbereichs annähernd gleich groß sind. Dafür, daß die Turbidite nicht über unterschiedliche Entfernungsbereiche transportiert worden sind, sprechen auch die Bankmächtigkeitsverteilungen der einzelnen Profile des Arbeitsgebietes (Abb. 7), die jeweils immer nur ein Mächtigkeitsmaximum anzeigen. Auch die Beziehungen von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit zeigen ebenso deutlich wie die genetisch zusammenhängende Entwicklung aller Profile, daß Liefergebiete in sehr unterschiedlichen Entfernungen nicht anzunehmen sind.

Obwohl die Schüttungsrichtung im Stadium der Sedimentation eines turbidity current nichts über seine genaue Transportrichtung auszusagen vermag, bleibt aufgrund der

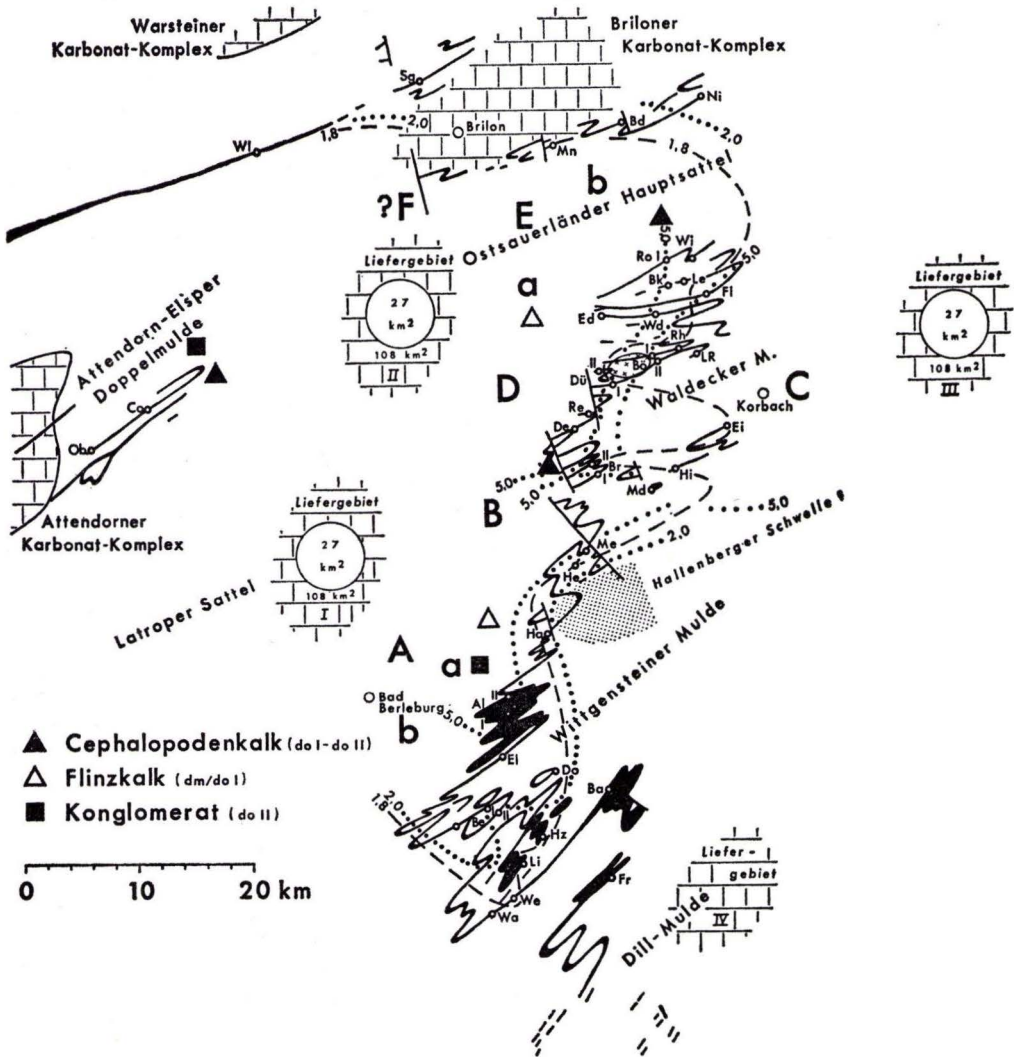


Abb. 20. Schematisierte Darstellung der Liefergebiete, von denen die Kalkdetritus-Schüttungen des Unterkarbons II γ/δ bis III α am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges hergeleitet werden (Rekonstruktion der Liefergebiets-Positionen s. Text). Die eingezeichneten Flächen geben die min. bzw. max. erforderlichen Ausdehnungen der Liefergebiete an, die sich aus den abgeschätzten Massenbilanzen der Kalkturbidite ergeben.

Isolinien: Linien gleicher relativer Proximalitätsgröße P_d in cm (punktiert: „Erbbacher Kalk“ nach Abb. 15 a, gestrichelt: Kieselkalk-Horizont nach Abb. 13 e).

Die eingezeichneten Cephalopodenkalke, Flinzkalke und Konglomerate verdeutlichen frühere morphologische Gegebenheiten im Oberdevon, die die Verteilung der Kalkturbidite beeinflusst haben. Karte tectonisch verzerrt.

geologischen Gegebenheiten nur der Weg der rückwärtigen Verlängerung der Achsen der einzelnen Schüttungskomplexe, die ja auch durch die Schrägschichtungs- und Imbricationsmessungen an einzelnen Turbiditen bestätigt worden sind (Abb. 16). Die Achsen der Schüttungskomplexe Ab und B weichen — als Auswirkung der „Hallenberger Schwelle“ (Kap. 5.1.5.) — stark voneinander ab. Ihre rückwärtigen Verlängerungen schneiden sich im Bereich des Latroper Sattels (Abb. 20), etwa in der Mitte zwischen dem W-Rand des Arbeitsgebietes und dem E-Rand der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Damit ist die Position des Liefergebietes I vorläufig fixiert.

Wenn diese Entfernung zutreffend ist, müßten dann auch die übrigen Liefergebiete etwa die gleiche Distanz zu den anderen Schüttungskomplexen haben.

Der Teilkomplex Aa fordert eine geringe Ausweitung des Liefergebietes I nach S. Die Achsen der im N gelegenen Komplexe D, E und F (?) führen in entsprechender Entfernung zur Fixierung eines zweiten Liefergebietes (II) auf dem Ostsauerländer Hauptsattel (Abb. 20). In Übereinstimmung damit fallen auch die Schnittpunkte der verlängerten Schüttungskomplex-Achsen auf dasselbe Gebiet.

Aufgrund der gleichartig ausgebildeten Schüttungskomplexe und der gleichen Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Beziehungen während des gesamten Sedimentationszeitraumes von den „Erbbacher Kalken“ bis zum Top der Kieseligen Übergangsschichten (Kap. 4.3.3.), müssen für alle aus W geschütteten Kalkturbidite dieser Horizonte ortskonstante Liefergebiete gefordert werden (vgl. auch ENGEL 1975: 113).

Für die aus E geschütteten Kalkturbidite des Schüttungskomplexes C (im Niveau der „Erbbacher Kalke“, im obersten Teil des Kieselkalk-Horizontes und in den Kieseligen Übergangsschichten; Kap. 4.3.) muß aufgrund der Isolinienwerte, der Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Beziehungen und der Bankmächtigkeits-Verteilungen ebenfalls eine ähnliche Entfernung zum Liefergebiet angenommen werden wie für die übrigen Schüttungskomplexe. Daraus ergibt sich Liefergebiet III, das demzufolge in der Korbacher Bucht gelegen haben müßte.

Der im oberen Teil der Kieseligen Übergangsschichten mit der Schüttung der Brachiopoden-Bank neu entstandene Schüttungskomplex G scheint eng mit dem Beginn der Posidonienkalk-Schüttungen verknüpft zu sein (MEISCHNER 1964: Fig. 5; und nach unveröffentlichten Untersuchungen von P. SADLER, vgl. BENDER et al. 1977: Abb. A 17). Nach Lage des Schüttungskomplexes G und aufgrund der gemessenen Schüttungsrichtungen (Abb. 16), muß ein im S gelegenes Liefergebiet IV angenommen werden. Aufgrund der relativ proximalen Ausbildung der Brachiopodenkalk-Bänke (Abb. 10) ist möglicherweise das Liefergebiet IV weniger weit vom Aufschlußbereich entfernt als die anderen Liefergebiete.

Eine nähere Einengung der möglichen Position von Liefergebiet IV ist aufgrund der sehr schlechten Aufschlußbedingungen im obersten Teil der Kieseligen Übergangsschichten im SE-Teil der Wittgensteiner Mulde nicht möglich.

5.2.2. Bildungsbedingungen

Da das Komponentenspektrum der untersuchten Kalkturbidite (Kap. 3.1.) sowohl für eine räumliche als auch zeitliche Homogenität in der Zusammensetzung des Kalkdetritus von den „Erbbacher Kalken“ bis einschließlich der Kieseligen Übergangsschichten spricht, müssen alle Liefergebiete annähernd gleichen Bildungsbedingungen unterworfen gewesen sein. Verbunden mit wachsender Karbonat-Produktivität — erkennbar am

erhöhten Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis — ist von den „Erdbacher Kalken“ an zum Kieselkalk-Horizont hin lediglich eine Zunahme der Karbonatdetritusmenge festzustellen. Auffällig ist das völlige Fehlen der eigentlichen Riffbildner des Unterkarbons (NEWELL 1972: 56—57): Korallen (bis auf vereinzelte Einzelkorallen in der Brachiopodenkalk-Bank), Stromatoporen und Stromatolithen. Es gibt keinerlei Anzeichen für Riff-Wachstum durch Verfestigung und stetige Aufstockung. Auch die Intraklaste sprechen dagegen: Sie sind meist gut gerundet und größtenteils von Algen umkrustet. Selten sind eigentliche (ungerundete) Resedimente, die möglicherweise aus bereits weitgehend verfestigten Turbiditen erodiert worden sind.

Die biogene Zusammensetzung entspricht weitgehend den im Unterkarbon II bis hohen III α wiederbesiedelten Teilen des Attendorn-Riffs, wo nach Gwosdz (1972: 61) „Echinodermen-Bryozoen-Algen-Rasen“ entstanden waren. Ähnliche Rasen-„Riffe“ müssen auch die Biotope gewesen sein, von denen die hier bearbeiteten Detrituskalke stammen. Im Unterschied zur Wiederbesiedlung des Attendorn-Riffs treten jedoch verstärkt Foraminiferen auf, während Korallen dagegen (fast) völlig fehlen. Weitere Vergleiche mit paläozoischen und rezenten Riff-Bildungen erfolgen in der Diskussion der Liefergebiete (s. unten).

Die Wassertiefe im Bildungsbereich der Karbonate läßt sich aufgrund des Komponentenspektrums recht gut eingrenzen. Vor allem Algen (vornehmlich Dasycladaceen und onkolithische Algen), Bryozoen, Brachiopoden und Ooide sprechen für ein gut durchlüftetes Flachwasser-Milieu, dessen Tiefe nicht unter 50 m gelegen haben dürfte, im Ooid-Bildungsbereich wahrscheinlich sogar deutlich geringer war. Andererseits läßt das Auftreten von Bryozoen vermuten, daß sie unterhalb heftiger Wellenbewegung (MAXWELL 1968: 171) gelebt haben und vielleicht nur bei extremen Sturmlagen zerstört werden konnten. Andererseits sieht WRAY (1972: 583) die Dasycladaceen in oberdevonischen Riffen W-Australiens und W-Kanadas als lagunäre back-reef-Bildungen an, was wiederum für eher flache und ruhige Bildungsbedingungen spricht.

Auf einem größeren, in den Karbonat-Produktionsbereich zu stellenden Hochgebiet sind natürlich voneinander abweichende Bildungstiefen und -bedingungen zu erwarten. Auch wird zum Zentrum einer größeren Fläche hin die Wasserbewegung kontinuierlich abnehmen, und es wird unter Umständen zu eher lagunären Verhältnissen kommen können. Es läßt sich also keine weitere einheitliche Eingrenzung vornehmen, auch können lokale Aufragungen in den subaerischen Bereich nicht ausgeschlossen werden.

Nach den Angaben von MEISCHNER (1962) entspricht das Komponentenspektrum in den Posidonienkalken und Rhenaer Kalken weitgehend dem der Kieselkalke und ist dem gleichen Bildungsmilieu zuzuordnen.

5.2.3. Größenmodelle

Da die Kalkturbidit-Sedimentation im Kieselkalk-Niveau einerseits — aufgrund der relativ günstigen Aufschlußbedingungen — am besten zu erfassen und andererseits am intensivsten ist (Kap. 4.3.3 und 5.1.3.), sollen an diesem Horizont beispielhaft Größenmodelle der Liefergebiete entwickelt werden. Dadurch läßt sich klären, ob Liefergebiete in dem begrenzten Raum zwischen NE-Rand des Schiefergebirges und der Attendorn-Elsper Doppelmulde überhaupt realistisch sind.

Die Kalkturbidite des Kieselkalk-Horizontes sind nahezu ausschließlich aus W von den rekonstruierten Liefergebieten I und II geschüttet worden. Die Sedimentation hat in 6 annähernd gleich großen Schüttungskomplexen bzw. -teilkomplexen stattgefunden (Kap. 5.1.2.).

Aus der in Kap. 5.1.3. aufgestellten Massenbilanz ergeben sich für den Kieselkalk-Horizont (ca. 2,2 Mio. Jahre) folgende Kalkturbidit-Mengen pro Schüttungskomplex:

- a) im aufgeschlossenen Verbreitungsbereich $1,32 \times 10^9 \text{ m}^3$,
- b) in der Minimal-Betrachtung $1,57 \times 10^9 \text{ m}^3$ und
- c) in der Maximal-Betrachtung $9,42 \times 10^9 \text{ m}^3$.

Daraus resultieren die in Tab. 12 aufgeführten Produktionsraten (jeweils für 1000 Jahre) für Kalkdetritus (vereinfacht: jeder Kalkturbidit soll zu 100 % aus Kalkdetritus bestehen).

Die Wachstumsraten der nächstgelegenen Riffe (Oberes Mitteldevon bis unterstes Oberdevon) dürften bei wenigstens $0,12 \text{ m}/10^3 \text{ a}$ [Attendorner Riff; nach den Angaben von Gwosdz (1972) berechnet] liegen. Für das Briloner Riff dürfte dieser Wert noch etwas höher liegen. Derzeit laufende Bohrungen scheinen die Angaben von Paeckelmann (1936) mit ca. 1000 m Riffmächtigkeit zu bestätigen. Danach würde die Wachstumsrate etwa $0,13 \text{ m}/10^3 \text{ a}$ betragen haben.

Nach Franke (1973) ergibt sich für das Iberger Riff (Harz) eine durchschnittliche Wachstumsrate von mindestens $0,06 \text{ m}/10^3 \text{ a}$.

Vergleiche anderer Karbonatkomplexe verschiedener Alter ergeben Wachstumsraten völlig unterschiedlicher Größenordnungen. Dabei muß auch noch oft zwischen den Wachstumsraten einzelner Organismen, wie sie meist in Arbeiten über rezente Karbonatproduktionen angegeben werden, und zwischen den durchschnittlich auf weiter Fläche sedimentierten Karbonatmengen unterschieden werden. Für pleistozäne und tertiäre Karbonate auf den Bahamas wurden nach Profilen von Spencer (1967) beispielsweise für die einzelnen Abteilungen sehr unterschiedliche Sedimentationsraten von $1,53 - 7,57 \text{ cm}/10^3 \text{ a}$ errechnet. Dagegen ergeben back reef-Sedimente der Florida Keys der letzten 100 000 a (Multer & Hoffmeister: in Multer 1971), die nach Multer (1971:

Tab. 12. Modellhafte Berechnung von Karbonat-Produktionsraten im Kieselkalk-Horizont für unterschiedliche Ausgangsmengen und Produktionsflächen. Die (für eine Produktionszeit von jeweils 1000 Jahren) durchschnittlichen Ausgangsmengen ergeben sich aus den Massenbilanzen der Kalkturbidite, wie sie nach Min.- bzw. Max.-Abschätzungen erwartet werden können (s. Text)

Fläche	Aufschlußbereich	Minimal-Betrachtung	Maximal-Betrachtung
1 x 1 km	$0,63 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$	$0,74 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$	$4,49 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$
2 x 2 km	$0,16 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$	$0,19 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$	$1,12 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$
3 x 3 km	$0,07 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$	$0,08 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$	$0,50 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$
4 x 4 km	$0,04 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$	$0,05 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$	$0,28 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$
6 x 6 km			$0,12 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$
7 x 7 km			$0,09 \text{ m} / 10^3 \text{ a}$
Karbonat-Produkt. in 1000 a	$6,3 \times 10^5 \text{ m}^3$	$7,5 \times 10^5 \text{ m}^3$	$44,9 \times 10^5 \text{ m}^3$

111) auch dem heutigen back reef-Bereich entsprechen, Sedimentationsgeschwindigkeiten von 22,9 — 54,9 cm/10³ a. Rezente Bildungsraten aus dem lagunären Bereich der Florida Keys wiederum liegen einmal bei nur 0,9 cm/10³ a (STOCKMAN et al. 1967), woran zu einem Drittel Algen beteiligt sind, ein anderes Mal bei 114 cm/10³ a (nach MÜLLER & MÜLLER 1967). Einzelne Korallen dagegen erreichen Wachstumsraten von bis zu 10,7 mm/a (HOFFMEISTER & MULTER 1964: 354). SCHEER (1959) und GLYNN et al. (1972: 501) haben die Abhängigkeit des Wachstums rezenter Korallen von der Wassertemperatur gezeigt. Dies und die große Streubreite der o. g. Sedimentationsgeschwindigkeit lassen es sinnvoll erscheinen, die im selben paläogeographischen und altersmäßig zumindest vergleichbaren Bereich liegenden Attendorner und Briloner Riffe als Vergleichsobjekte heranzuziehen. Ihre Sedimentationsraten repräsentieren in etwa — gemessen an den bekannten Literaturdaten — einen mittleren Wert.

Hinzu kommt, daß es sich bei den hier zu diskutierenden Liefergebieten nicht um Riffwachstum im eigentlichen Sinne handelt, sondern es muß davon ausgegangen werden, daß die produzierten Karbonate zum größten Teil unverfestigt geblieben (s. oben) und als Detritus in die angrenzenden Becken verfrachtet worden sind. Daher scheinen Produktionsraten von ca. 0,1 m/10³ a für die hier vorliegenden Rasen-, „Riffe“ durchaus vertretbar zu sein und eher zu niedrig als zu hoch zu liegen.

Da der Kalkdetritus jeweils dreier Schüttungskomplexe (vereinfacht) von einem Liefergebiet stammt [Aa, Ab, B von I und D, Ea, Eb, F(?) von II], würden in der Minimal-Betrachtung 2 Produktionsgebiete von jeweils 27 km² Größe gefordert werden müssen. Obwohl die typisch riffbildenden Organismen fehlen und es auch sonst keine Hinweise für Sedimentverfestigung im Liefergebiet gibt (Kap. 5.2.2.), muß man dennoch annehmen, daß nicht die gesamte Karbonat-Produktion in Suspensionsströmen verfrachtet worden ist.

Ein Liefergebiet, das den Produktionsraten nach der Maximal-Betrachtung genügen würde, erfordert eine vierfach größere Fläche (108 km²; Abb. 20), was einem Rechteck mit den Seitenlängen von beispielsweise 12 × 9 km entspräche. Sowenig wahrscheinlich die in Kap. 5.1.3.2. theoretisch erörterten Turbidit-Ausmaße nach der Maximal-Betrachtung auch sein mögen, würden Liefergebiete dieser Größenordnung auf jeden Fall eine Sicherheitsreserve für ungleichmäßige Karbonat-Produktionen, nur teilweise besiedelte Areale und nach W geschüttete Kalkturbidite (Attendorn-Elsper Doppelmulde, Kap. 5.3.3.) beinhalten. Der Padberger Kalk beispielsweise entspricht etwa 1/7 der Masse des Briloner Riffs, modifiziert nach ENGEL & EDER (1975); mindestens ähnlich groß dürfte auch die Masse des — nach E. GAUGLITZ (1967) vom Briloner Riff nach W geschütteten — Flinzkalke sein.

Jedes Liefergebiet (soweit der Vergleich überhaupt zulässig ist) wäre auch dann noch erheblich kleiner als die Riffkomplexe bei Brilon (ca. 150 km²; nach BÄR 1966 berechnet) oder Attendorn (ca. 130 km²; nach Gwosdz 1972 berechnet).

Der Umfang des Liefergebietes III im E des Arbeitsgebietes dürfte nach den großen Turbiditmengen der „Erdbacher Kalke“ (Schüttungskomplex C; Abb. 15a und Kap. 5.1.3.2.) in ähnlicher Größenordnung wie bei den Liefergebieten I und II liegen (Abb. 20). Zu Liefergebiet IV ist diesbezüglich keine Aussage möglich.

Die von MEISCHNER (1962) gemachten Angaben über die Mächtigkeiten der Schüttungen von Posidonienkalken und Rhenaer Kalken lassen (überschlagsmäßig) die Feststellung zu, daß auch diese Kalkmengen den Größenordnungen aus „Erdbacher Kalken“ und Kieselkalken durchaus entsprechen und auf Liefergebieten der projektierten Größenordnung produziert worden sein können.

5.2.4. Diskussion

Die Frage nach der Art der Liefergebiete und ihrer geodynamischen Stellung ist als Kernfrage dieser Untersuchung aufgrund der geologischen Gegebenheiten nur bedingt lösbar. Die (hier gefundene) Antwort resultiert aus dem Für und Wider theoretischer Möglichkeiten unter Verwendung sämtlicher bekannter Fakten und ist letztlich eine Entscheidung nach der Wahrscheinlichkeit, die aus einer Gesamtbetrachtung rekonstruierter Positionen, interpretierbarer Bildungsbedingungen und erforderlicher Größenordnungen erwächst.

Grundsätzlich kommen in dem hier zu betrachtenden Beckenbereich des unterkarbonischen Geosynklinalstadiums drei Typen von Hochzonen in Frage, die Flachwasser-Karbonatbildungen ermöglicht und somit als Liefergebiete der Detrituskalke fungiert haben könnten (vgl. auch Bericht des Sonderforschungsbereiches 48 für 1975 — 1977):

- a) Kohlenkalk-Inseln außerhalb der eigentlichen Kohlenkalk-Plattform,
- b) Riff- und Vulkan-Schwellen innerhalb des Geosynklinal-Beckens,
- c) tektogene Hochzonen oder
Kombination von a) und c).

Aufgrund der rekonstruierten Liefergebiets-Positionen (s. oben) lassen sich Kohlenkalk-Inseln, wie sie für den „Kohlenkalk von Schreufa“ (MEISCHNER 1962) nach unveröffentlichten Untersuchungen von P. SADLER auf dem SE gelegenen Grauwacken-Schelf angenommen werden, als Produktionsstätten der hier untersuchten Detrituskalke ausschließen.

Demnach können nur tektonische und/oder sedimentäre bzw. vulkanische Hochgebiete in Frage kommen. Es gibt einerseits mehrere Hinweise, die die rekonstruierten Positionen (Abb. 20) der Liefergebiete stützen, andererseits ist danach aber auch anzunehmen, daß es dort bereits in vorkarbonischen Zeiten zu Karbonat-Produktionen gekommen sein kann.

- a) Die Liefergebiete I, II und III liegen auf streichenden Verbindungen bzw. Verlängerungen bekannter Cephalopodenkalk-Vorkommen, die in Kap. 5.1.4.5. beschrieben worden sind und deren Einflüsse auf die Turbidit-Sedimentation festgestellt wurden. Die Vermutung liegt also nahe, daß die Liefergebiete an streichende Schwellen-Züge geknüpft sind. Weiterhin fällt auf, daß die Abstände zwischen den Schwellen-Zügen etwa gleich groß sind.
- b) Flinkalke treten bei Liesen und Wunderthausen (Bl. 4817 Hallenberg) in der mittleren Adorf-Stufe (LEUTERITZ 1972: 62 ff.) in einer Tonschiefer-Serie auf, die nur unvollständig aufgeschlossen ist. Erkennbar ist eine zwar relativ geringe Schüttungsrate mit 30 Kalkdetritus-Bänken auf 4,7 m (Schüttungsraten im Unterkarbon s. Tab. 10) bei geringmächtigen Bänken (max. 2,5 cm) und feinen Korngrößen (nicht größer als 0,1 — 0,2 mm), die aber dennoch sehr wohl den geringmächtigen Kalkturbiditen der hier bearbeiteten unterkarbonischen Horizonte entsprechen.

Flinkalke sind auch auf den Bl. 4617 Brilon und 4717 Niedersfeld im Raum Willingen im oberen Givet bis in die obere Adorf-Stufe vertreten (ZIEGLER 1965, ENGEL & EDER 1975: 95). Diese Detrituskalke sind nach ENGEL & EDER (1975) dem vom Briloner Riff geschütteten Padberger Kalk zuzurechnen. Dennoch erscheint im Raum Willingen eine Verzahnung mit Kalkturbiditen eines anderen Liefergebietes möglich, da einerseits das Kalk/Schiefer-Verhältnis im Vergleich zu den proximaler gelegenen

Profilen des Padberger Kalkes relativ zu groß ist (ENGEL & EDER 1975: Abb. 1), andererseits auch wenigstens 2 sehr grobkörnige Kalkbänke auftreten (vgl. auch ROUSHAN 1975: Fundpunkt 23), die deutlich höhere Proximalität als die übrigen Flinzkalke aufweisen. Eine derartige Verzahnung wird auch von den Herren Drs. W. ENGEL und W. EDER (frdl. mündl. Mitteilung) für möglich gehalten.

Da ein zweites Liefergebiet nur im W gelegen haben kann — „die Flinzfazies keilt nach S und E (bei Usseln) schnell aus“ (RABIEN 1956: 13; bestätigt durch ROUSHAN 1975: 16) — und da die grobkörnigen Flinzkalke eine relativ proximale Stellung haben, die so weit W auch durchaus von einem Turbidit des Kieselkalk-Niveaus eingenommen werden könnte, wie die Überlegungen in Kap. 5.1.2.3. über die Größe einzelner Turbidite zeigen, kann die Herkunft eines sehr geringen Teils der Flinzkalke bei Willingen von einem Liefergebiet angenommen werden, das in seiner Position etwa Liefergebiet II entspricht (Abb. 20).

Die Flinzkalke auf Bl. 4817 Hallenberg können weder im N an den Padberger Kalk angehängt (s. oben), noch vom Attendorner Riff bezogen werden (GWOSDZ 1972). Eine Herkunft von S ist ebenfalls auszuschließen (REICH 1935 a, 1935 b, REICH & SCHMIERER 1934), so daß sie entweder von E oder von W aus dem Bereich des Liefergebietes I geliefert worden sein müssen.

- c) Das Diedenshäuser Konglomerat (obere Nehden-Stufe), dessen Genese noch nicht geklärt ist (LEUTERITZ 1968, NEUMANN 1974), läßt nach LEUTERITZ (1968: 214 und Abb. 2) eine Herkunft aus dem Gebiet des Latroper und Züscher Sattels vermuten, genau dort, wo Liefergebiet I wahrscheinlich liegen dürfte (Abb. 20).

In diesem Zusammenhang scheint auch das Konglomerat von Frielinghausen (Abb. 20) betrachtet werden zu können, das ebenfalls in die obere Nehden-Stufe gestellt wird (ZIEGLER 1966: 100). E. GAUGLITZ (1964) nimmt zwar turbiditische Herkunft an, aber die Genese und Schüttungsrichtung sind auch nach der Arbeit von EBERT & MÜLLER (1973: 128 ff.) noch ungeklärt, obwohl Imbrikation beobachtet wurde (: 131). Eine Herkunft dieses Konglomerates von Liefergebiet II scheint jedenfalls nicht ausgeschlossen zu sein. Auch KREBS & WACHENDORF (1974: 39) leiten sie von „Untiefen im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels“ ab.

- d) WEBER (1972) hat die Illit-Kristallinität im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels untersucht und dabei ein Maximum bei Assinghausen (Bl. 4717 Niedersfeld) ermittelt, das nach allen Seiten kontinuierlich abnimmt. Als eine theoretische Ursache diskutiert WEBER (1972: 345) eine zusätzliche Versenkungstiefe von bis zu 3 000 m. Ob der gleiche Effekt auch durch eine entsprechende Auflast zu erzielen ist, bleibt offen. Für ein altes Riff dieser Größenordnung fehlen jegliche Anhaltspunkte (s. unten), doch entspricht Assinghausen genau dem Zentrum des rekonstruierten Liefergebietes II (Abb. 20).

- e) Die rekonstruierten Liefergebiete I und II liegen etwa in der Mitte zwischen dem E-Rand der Attendorn-Elsper Doppelmulde und dem W-Rand des Aufschlußbereiches (Abb. 20). Diese Platzierung erscheint insofern realistisch, als sonst eine stärkere Beeinflussung der Kieselkalk-Sedimentation in die eine oder andere Richtung durch diese Liefergebiete zu erwarten wäre. So aber ist die Kieselkalk-Sedimentation auf beiden Seiten der Liefergebiete etwa gleich groß (ausführlicher Vergleich in Kap. 5.3.3.).

- f) Aufgearbeitete Conodonten sind in den „Erbacher Kalken“ und Kieselkalken vertreten (Kap. 2.1.), die im N des Arbeitsgebietes ein Alter bis in die Adorf-Stufe und im S bis in die untere Nehden-Stufe belegen.

Die Nach-Riff-Entwicklung vieler Riffe des östlichen Rhenohercynikums ist gekennzeichnet durch Hochlagen mit ausgeprägten Sedimentationslücken des Oberdevons und Unterkarbons I („diskontinuierliche Fazies-Entwicklung“ nach KREBS 1966: 35) bei gleichzeitiger lückenloser Conodonten-Belegung der einzelnen Zonen (WALLISER & Mitarbeiter 1959, KREBS 1966, BÄR 1968, GWOSDZ 1972, FRANKE 1973, SCHÄFER 1975, UFFENORDE 1976). Dabei findet das Auftreten der isolierten älteren Conodonten in der im Unterkarbon II neu einsetzenden Sedimentation unterschiedliche Deutungen.

Wichtig erscheint hier die große Ähnlichkeit mit der Entwicklung bekannter Riffe durch das Auftreten von isolierten Conodonten des Oberdevons und älteren Unterkarbons. Es fehlen zwar typische Formen aus dem höchsten do VI und tiefen cd I (Tab. 2), doch ist keine Zone nachweisbar nicht vertreten. Bei dem insgesamt nur spärlichen Conodonten-Bestand der Kalkturbidite, von dem wiederum nur etwa 1% aus oberdevonischen Formen besteht, ist es natürlich nicht verwunderlich, daß aus dem kurzen Zeitraum um die Wende Oberdevon/Unterkarbon relativ kurzlebige Arten nicht repräsentiert sind. Außerdem mögen hier Faziesabhängigkeiten eine Rolle spielen.

Das Fehlen von Conodonten aus dem Devon-Karbon-Grenzbereich über dem Atten-dorner Riff (GWOSDZ 1972: 60) und offensichtlich auch über der Erbach-Langenaubacher Riff-Fazies (WALLISER & Mitarbeiter 1959) führen zu der Annahme einer Anhebung dieser Riff-Komplexe in den subaerischen Bereich während dieses Zeitraumes (WALLISER & Mitarbeiter 1959: 123, KREBS 1966: 38, GWOSDZ 1972: 61). Auch BÄR (1968: 279) zieht aus den isoliert auftretenden Conodonten über dem Briloner Riff — bei gleichzeitig aber vollständiger Belegung aller Zonen — den gleichen Schluß, während FRANKE (1973: 77) für das Iberger Riff und UFFENORDE (1976: 88) für das Warsteiner Riff von einer extremen Kondensation mit einer für nennenswerte pelitische Sedimentation zu geringen Wassertiefe (FRANKE) ausgehen.

Die Vorstellung einer extremen Kondensation, wobei es zeitweise in begünstigten Bereichen zur Bildung von Cephalopodenkalken gekommen sein mag [Diedenshäuser und Frielinghäuser Konglomerat (?); s. oben], scheint auch für die hier gesuchten Liefergebiete anwendbar zu sein. Für eine denkbare Anhebung in den subaerischen Bereich fehlen in den Detrituskalken alle Anhaltspunkte. Auch spricht das Auftreten der isolierten oberdevonischen Conodonten bis in den oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes — ebenso wie die ständige Anwesenheit älterer unterkarbonischer Conodonten in den Kalkturbiditen (Siphonodelliden, Polygnathiden, Pseudopolygnathiden und *Scaliognathus anchoralis* treten noch mit *Gnathodus bilineatus bilineatus* auf) — einerseits gegen eine Bedeckung mit verfestigten Sedimenten, andererseits aber auch gegen eine, neben der Kalkproduktion stattfindende, tiefgreifende Aufarbeitung älterer Sedimente. Es bleibt wohl letztlich nur die Möglichkeit extremer Kondensation und Erhaltung von Conodonten in „Nischen“ und „Fallen“, um irgendwann einmal während der Akkumulation des Kalkdetritus von diesem aufgenommen zu werden.

- g) Die Punkte a) bis f) sind einmal Bestätigung für die rekonstruierten Liefergebiete I, II und — mit Einschränkung — III, zum anderen lassen sie vermuten, daß bereits ältere Karbonat-Produktionen stattgefunden haben, wenn auch nur in

bescheidenem Maße, worauf die wenigen geringmächtigen Flinzkalke auf Bl. 4817 Hallenberg und die nur vereinzelt auftretenden relativ proximalen Flinzkalk-Bänke bei Willingen hindeuten. Im Vergleich mit den altersgleichen Schüttungen vom Briloner und Attendorner Riff (E. GAUGLITZ 1967 und ENGEL & EDER 1975) sind sie unbedeutend.

Von daher schon dürften vergleichbare Riffe als ehemalige und im Unterkarbon II wiederbesiedelte Liefergebiete ausscheiden. Rasen-, „Riff“-ähnliche Besiedlungen entsprechen dagegen eher den Gegebenheiten und den offensichtlich stabilen geodynamischen Positionen der Schwellen-Zonen. Dennoch erscheint ein Riff auf der W-Flanke des Ostsauerländer Hauptsattels, wie es KREBS & WACHENDORF (1974: 39) als Liefergebiete der Flinzkalke bei Beisinghausen (Bl. 4715 Eslohe) — im Gegensatz zu E. GAUGLITZ (1967) und ohne Begründung — an der Wende Mittel-/Oberdevon annehmen, wenig wahrscheinlich, denn ein solches Riff müßte im Bereich von Liefergebiet II gelegen haben.

- h) Die unterkarbonische Wiederbesiedlung alter Hochgebiete (Riffe) läßt einen unmittelbaren Vergleich mit dem Öko-System „Riff“ (rezent und fossil) nicht zu, da ein Riff-Wachstum — gekennzeichnet durch das Vorherrschen von Gerüstbildnern — als ein entscheidendes Kriterium völlig fehlt. Dies wiederum bedeutet, daß über lange Zeit des Unterkarbons auf derartigen Hochgebieten ökologische Bedingungen geherrscht haben müssen, die dort intensive Besiedlung ermöglichten.

Auf dem wiederbesiedelten Warsteiner Riff sind zwar riffbildende Organismen dominierend, doch wird eine paläogeographische Stabilität während des Oberdevons und Unterkarbons angenommen (UFFENORDE 1976: 89, 103).

Beim Vergleich mit den benachbarten Riffkomplexen (Attendorner Riff, Briloner Riff, Warsteiner Riff, Erdbach-Langenaubacher Riff, und auch Iberger Riff im Harz) zeigt sich, daß — mit relativ geringfügigen Schwankungen — die Wiederbesiedlung im cd II fast einheitlich stattgefunden hat (GWOSDZ 1972: 29, BÄR 1968: 277—278, UFFENORDE 1976: 89, WALLISER & Mitarb. 1959: 124, KREBS 1966: 38, 42, Abb. 18, FRANKE 1973: 77). Sie reichte jedoch meist nicht über das cd II hinaus, lediglich auf dem Attendorner Riff (GWOSDZ 1972: 29) und Iberger Riff (FRANKE 1973: 78) dauerte sie bis ins hohe cd III α . Das entspricht etwa dem Zeitraum der Kalkturbidit-Schüttungen im Arbeitsgebiet von den „Erdbacher Kalken“ an bis einschließlich der Kieseligen Übergangsschichten. Die Posidonienkalke und Rhenaer Kalke, die wahrscheinlich weitgehend von denselben Liefergebieten stammen (Kap. 4.3.3.), werden dagegen noch bis zum Top des cd III γ_1 (MEISCHNER 1962: 8) geschüttet, zeugen also von einer fortdauernden Karbonatproduktion.

Weitere Unterschiede liegen im Biogenbestand vor: Die meisten der neuen (Riff-) Besiedlungen weisen extreme Artenarmut auf, wobei Crinoiden deutlich vorherrschen oder nahezu einzige Komponente sind (WALLISER & Mitarb. 1959: 125, KREBS 1966: 54, 55, 65, BÄR 1968: 277, FRANKE 1973: 67). Unterschiedliche Besiedlungsformen haben am Warsteiner Riff vorgelegen (s. oben). Die beste Übereinstimmung mit dem Biogenbestand der hier bearbeiteten Detrituskalke zeigt das Attendorner Riff (Kap. 3.1. und GWOSDZ 1972).

Bei Vergleichen mit anderen fossilen Karbonat-Produktionsstätten zeigten sich auffallende Ähnlichkeiten mit Teilbereichen des auf einer Plattform produzierten Stan-

ton Limestone (im obersten Missourian von Kansas). HECKEL (1972) beschreibt randlich gelagerte Kalkarenite, die ein Areal von Kalkschlamm und phylloiden Algen beckenwärts abgrenzen. Sie bestehen überwiegend aus Echinodermen- und Algendetritus. Seltener sind Muscheln, Schnecken, Bryozoen, Foraminiferen, Brachiopoden und Hornkorallen (HECKEL 1972: 589—590). Auch hier fehlt ein organogenes Gerüst, und HECKEL (1972: 587) bezeichnet diese Plattform-Karbonate daher als „stratigraphic reefs“ im Sinne von DUNHAM (1970).

Da einerseits eine grundsätzliche Problematik im Vergleich rezenter und paläozoischer Biotope liegt, andererseits rezente Produktionsstätten nennenswerter Karbonatmengen nur von Riffen bekannt sind, die aber deutliche Unterschiede zu den im Unterkarbon II wiederbesiedelten Hochgebieten des Rhenohercynikums aufweisen (s. oben), soll auf einen weiteren Vergleich mit Bildungsbedingungen rezenter Karbonate verzichtet werden. Es hat sich auch gezeigt, daß keine in der bekannten Literatur beschriebene rezente Lebensgemeinschaft auf die hier untersuchten Karbonate ohne weiteres übertragbar ist.

- i) Nach der Berechnung verschiedener Modelle (Kap. 5.2.3.) mit durchaus realistisch erscheinenden Wachstumsraten, haben die gesuchten Liefergebiete Größenordnungen, die es vertretbar erscheinen lassen, sie in dem verbleibenden Raum zwischen dem E-Rand der Elspers Mulde und dem W-Rand des Arbeitsgebietes anzusiedeln — selbst dann, wenn auch die Hauptmasse der Kalkturbidite im Kieselkalk-Niveau der Elspers Mulde noch von diesen Liefergebieten stammen sollte (Kap. 5.3.3.).

Man muß ferner berücksichtigen, daß die Kalkturbidite ja nicht — wie bei den Berechnungen angenommen — zu 100 % aus Karbonatdetritus bestehen, sondern einen erheblichen Anteil am Fremdmaterial beim Transport aufgenommen haben, der nach Schätzungen bei wenigstens 10 % liegen dürfte. Daraus resultiert ein bedeutender Sicherheitsfaktor in der Kalkulation von Flächengrößen zur Realisierung geforderter Karbonatproduktions-Mengen.

Eine überschlagsmäßige Massenbilanz anhand des von HECKEL (1972) beschriebenen (aufgeschlossenen) Kalkarenits (s. oben) ergibt eine Detritusmenge von ca. $1,8 \times 10^9$ m³ (bei ähnlicher Fläche wie der der Liefergebiete I und II: ca. 50×2 km; vgl. HECKEL 1972: Fig. 4), die etwa in der Größenordnung des im Kieselkalk-Niveau geschütteten Materials liegt, wenn man die Minimal-Betrachtung zugrunde legt (Kap. 5.1.3.), obwohl der Zeitraum, in dem der Stanton Limestone gebildet wurde, wahrscheinlich erheblich kürzer war (HECKEL & COCKE 1969). Zu turbidity currents konnte es dort aufgrund geringer Reliefunterschiede anscheinend nicht kommen.

Die auf wiederbesiedelten Riffen des Unterkarbons im Rhenohercynikum produzierten Karbonatmengen sind meist nur von untergeordneter Bedeutung (WALLISER & Mitarb. 1959, KREBS 1966, BÄR 1968, FRANKE 1973).

Auf dem Attendorner Riff kam es immerhin zur Sedimentation von bis zu 10 m (Gesamtmächtigkeit) Crinoidenschutt-Kalken des cd II — cd IIIa (GWOSDZ 1972: 32) — allerdings im back reef-Bereich. Was darüber hinaus in den off reef-Bereich geschüttet wurde, bleibt untergeordnet (vgl. auch Kap. 5.3.3.).

Lediglich auf dem Warsteiner Riff kam es — unter anderen Produktionsbedingungen (s. oben) — zur Sedimentation von ca. 40 m unterkarbonischer Kalke (UFFENORDE 1976: 88). Davon ausgehende Schüttungen sind ohne große Bedeutung und „blieben auf (die) engste Umgebung beschränkt“ (UFFENORDE 1976: 106).

k) Resümee

Aus den bisher angeführten Fakten und Hinweisen auf mögliche Zusammenhänge läßt sich eine Reihe von Schlußfolgerungen ziehen, die keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben, vor allem aber nur als theoretisch erarbeitete Grundlagen weiterer Diskussionen und Untersuchungen gedacht sind:

1. Die rekonstruierten Liefergebiete I, II und III (Abb. 20) finden in mehreren Hinweisen eine weitgehende Bestätigung ihrer Positionen.
2. Eine frühere Kalkproduktion hat vermutlich in geringem Maße auf den Liefergebieten I und II stattgefunden: Liefergebiet I von der mittleren Adorf-Stufe bis ins obere Nehden (?) und Liefergebiet II von der oberen Givet-Stufe (?) bis zur höheren Adorf-Stufe (?) oder (?) oberen Nehden-Stufe (Konglomerat von Frielinghausen).
3. Oberdevon und älteres Unterkarbon sind nach Zonen durch die älteren Conodonten in den Detrituskalken vollständig repräsentiert. Wahrscheinlich ist eine extreme Kondensation im Anschluß an eine ältere (?) Karbonatproduktion; möglicherweise auch Cephalopodenkalk-Bildungen.
4. Anzeichen für Anhebung in den subaerischen Bereich und demzufolge Verkarstung liegen nicht vor, können aber auch nicht vollständig ausgeschlossen werden.
5. Karbonat-Produktion fand etwa mit Beginn des Visé bis ins cd III α statt, wahrscheinlich darüber hinaus bis ins cd III γ_1 . Die Produktion fand in Rasen-„Riffen“ ohne eigentliche Riffbildner in einem gut durchlüfteten Flachwasser-Milieu statt.
6. Für eine Bindung der Liefergebiete an Vulkan-Schwellen gibt es keinerlei Anhaltspunkte.
7. Es liegen Anzeichen für Bindungen der Liefergebiete an persistierende Schwellen-Zonen und gleichzeitig an spätere (orogene) Sattelstrukturen vor (Ost-sauerländer Hauptsattel und Latroper/Züscherer Sattel).

5.3. Vergleiche mit altersäquivalenten Kalkturbidit-Sedimentationen in angrenzenden Gebieten

5.3.1. Hellefelder Kalk

5.3.1.1. Allgemeines

Der rekonstruierbare Verbreitungsbereich des als „Hellefelder Kalk“ bezeichneten Kieselkalkes des westlichen Sauerlandes geht aus Abb. 1 hervor.

Mehrere Autoren haben sich mit dem Hellefelder Kalk (nach R. GAUGLITZ 1967) — auch „Westenfelder Kohlenkalk“ (HELMKAMPF 1969) — und seiner Herkunft beschäftigt. Eine eingehende Bearbeitung erfolgte durch R. GAUGLITZ (1967) und HELMKAMPF (1969). Beide kommen zu dem Ergebnis, daß der Kalkdetritus aus dem S vom Attendorner Riff kommt, während KREBS (1976: 27) unterkarbonische Riffe im Bereich des Ebbesattels vermutet.

Frühere Autoren forderten dagegen Transportrichtungen aus N und NW (RUPRECHT 1937, SCHMIDT 1942). Nach PAPROTH (1960b: 410) „stammt der (Hellefelder Kalk) offen-

sichtlich aus dem Kohlenkalk-Gebiet des Vorland-Schelfes“. Dieser Auffassung muß heute der Vorzug gegeben werden. Denn die Verbreitung des Hellefelder Kalkes reicht erheblich weiter nach W und NW (bei zunehmenden Mächtigkeiten), als R. GAUGLITZ (1967) und HELMKAMPF (1969) angenommen hatten (HEUSER 1978). Sowohl durch Imbrications- und Schrägschichtungsmessungen an einigen Bänken des Hellefelder Kalkes im Rahmen der Arbeiten des Sonderforschungsbereiches 48 (frdl. mündl. Mitteilung der Herren Drs. ENGEL und FRANKE) als auch durch Messungen von Strömungsmarken an Turbidit-Unterseiten (HEUSER 1978) sind eindeutige Schüttungsrichtungen aus N bis NW belegt.

Ebenso muß die bisher meist vertretene Ansicht aufgegeben werden, daß es sich bei dem Hellefelder Kalk um „Einschaltungen“ in die „normale“ Kieselkalk-Sedimentation handelt (PAPROTH 1960 b, R. GAUGLITZ 1967, u. a.). Beide Fazieskörper sind im NW-Sauerland genetisch ein und dasselbe. Der „normale“ Kieselkalk dort ist die distale Vertretung des Hellefelder Kalkes, wie es auch von HELMKAMPF (1969: 520) erkannt wurde, der aber wiederum — im Gegensatz zu R. GAUGLITZ (1967) — die turbiditische Natur ausschloß.

Im Rahmen dieser Untersuchung ist eine eingehende Bearbeitung des Hellefelder Kalkes nicht möglich. Aus der Literatur und eigenen Beobachtungen und Vergleichen läßt sich jedoch eine Vielzahl an Argumenten heranziehen, die eine genetische Verbindung zwischen Hellefelder Kalk und Kalkturbidit-Sedimentation des Arbeitsgebietes ausschließen, die auf den ersten Blick möglich erscheint. Dabei kommt es offensichtlich zu randlichen Überschneidungen (Kap. 5.3.2.3. und 5.3.2.5.). Daß einzelne Schüttungen gelegentlich weiter in benachbarte Sedimentationsgebiete vorstoßen, läßt sich nicht ausschließen, dürfte aber nur von untergeordneter Bedeutung sein.

5.3.1.2. Sedimentologie

Prinzipiell gelten auch für den Hellefelder Kalk die gleichen Sedimentations-Bedingungen, wie sie für Einschüttungen allodapischer Kalke in eine (pelitische) Beckensedimentation von MEISCHNER (1962, 1964) beschrieben wurden. Scharfe Untergrenze, Gradierung, das übliche Struktur-Inventar (wie Feinschichtung, Schrägschichtung und Hornstein-Bildungen) und fließende Obergrenze sind kennzeichnende Indizien für die turbiditische Natur der Hellefelder Kalke (Kap. 3.2.2.).

Lediglich in der Gegend von Hellefeld-Sundern treten außergewöhnlich mächtige Kalkbänke im unteren Teil des Horizontes auf, die weder eine erkennbare Gradierung noch nennenswertes Struktur-Inventar aufweisen und somit für abweichende Sedimentationsbedingungen sprechen. Es könnte sich hier um eine sehr rasche Sedimentation (beispielsweise in einer wannenartigen Vertiefung) handeln, wo durch außergewöhnlich starke Geschwindigkeitsreduktion besondere Mächtigkeiten erzielt wurden (im Sinne von KUENEN 1965 und WALTON 1967). Mit den jüngeren, „normal“ ausgebildeten Kalkturbiditen scheint dann ein gewisser Reliefausgleich stattgefunden zu haben. Da pelitische Sedimente zwischen diesen mächtigen Turbiditen meist fehlen, scheint auch noch oft der Top der jeweils liegenden Bank gekappt worden zu sein, was ebenfalls für größeres Energiegefälle spricht.

Andererseits können diese mächtigen Kalkbänke aber nicht das übliche Turbidit-maximum vertreten, da sonst weiter im NW auch proximale Turbiditanteile erkennbar sein müßten. Es sind aber im Hellefelder Kalk ebenso nur distale Bankbereiche abgeschlossen wie bei den Kalkturbiditen des Arbeitsgebietes.

Folgende Unterschiede treten aber zwischen den Kieselkalcken des Arbeitsgebietes und des W-Sauerlandes auf:

Gegenüber den Kalkturbiditen des Arbeitsgebietes weisen die Hellefelder Kalke insgesamt deutlich seltener ebene Feinschichtung und Schrägschichtung auf (Tab. 6). Insgesamt wirkt dort die Profilabfolge erheblich eintöniger.

Die max. Korngröße ist im Hellefelder Kalk im Verhältnis zur Bankmächtigkeit relativ klein, spricht also für eine bessere Sortierung des Karbonatdetritus. Abb. 21 zeigt, daß die Steigung des distalen Astes in der Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit erheblich flacher ist als für die Turbidite des Arbeitsgebietes. Das heißt, die eigentlich — bei einer Zusammengehörigkeit — zu erwartende horizontale Gradierung (MEISCHNER 1964: Abb. 2, u. a.) tritt nicht ein. Im Gegenteil: Die Korngröße wird nach E relativ größer, denn die größten Korngrößen im Hellefelder Kalk sind nicht größer als die im Arbeitsgebiet bei erheblich geringeren Bankmächtigkeiten.

Diese Abweichungen lassen sich möglicherweise dadurch erklären, daß dem Hellefelder Kalk auf dem Vorland-Schelf ein erheblich größeres Areal zur Zerkleinerung und Vorsortierung zur Verfügung gestanden hat als dem Karbonat-Material, das von relativ kleinen Liefergebieten in den hier bearbeiteten Sedimentationsraum verfrachtet worden ist. Vergleiche der karbonatischen Komponenten zeigen dagegen an, daß die Bildungsbedingungen selbst weitgehend identisch gewesen sein müssen (s. unten).

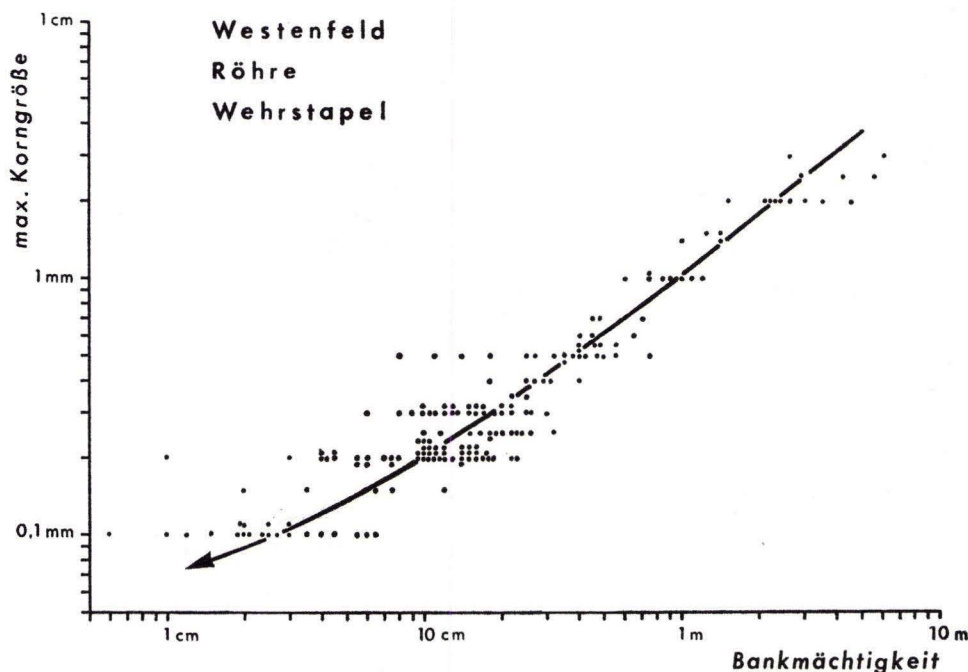


Abb. 21. Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit im Hellefelder Kalk nach Geländemessungen aus drei Profilen (Kap. 1.4.5.). Der Kurvenverlauf zeigt eine deutlich geringere Steigung als im Kieselkalk des Arbeitsgebietes.

5.3.1.3. Komponentenspektrum

Tab. 4. und Abb. 22 zeigen das Komponentenspektrum von 3 — nach der point-counter-Methode ausgezählten — Bänken des Hellefelder Kalkes im Vergleich zu den Angaben von HELMKAMPF (1969: 501 ff.) und zu 5 in Mächtigkeit und Korngröße ähnlichen Bänken aus dem Arbeitsgebiet (Kap. 3.1.).

Zwischen Hellefelder Kalk und Kieselkalk des Arbeitsgebietes treten einige Unterschiede auf, die auch nicht durch einen längeren Transportweg (im Falle einer theoretisch möglichen Zusammengehörigkeit) zu erklären sind:

1. Echinodermen stellen im Detritus des Arbeitsgebietes mit bald der Hälfte aller bestimmbarer Komponenten die dominierende Gruppe, während sie im Hellefelder Kalk deutlich geringer vertreten sind und — nach HELMKAMPF (1969) erheblich hinter dem Anteil der Bryozoen zurückliegen. Das Verhältnis von Echinodermen zu Bryozoen ist bei beiden Bereichen nahezu umgekehrt.

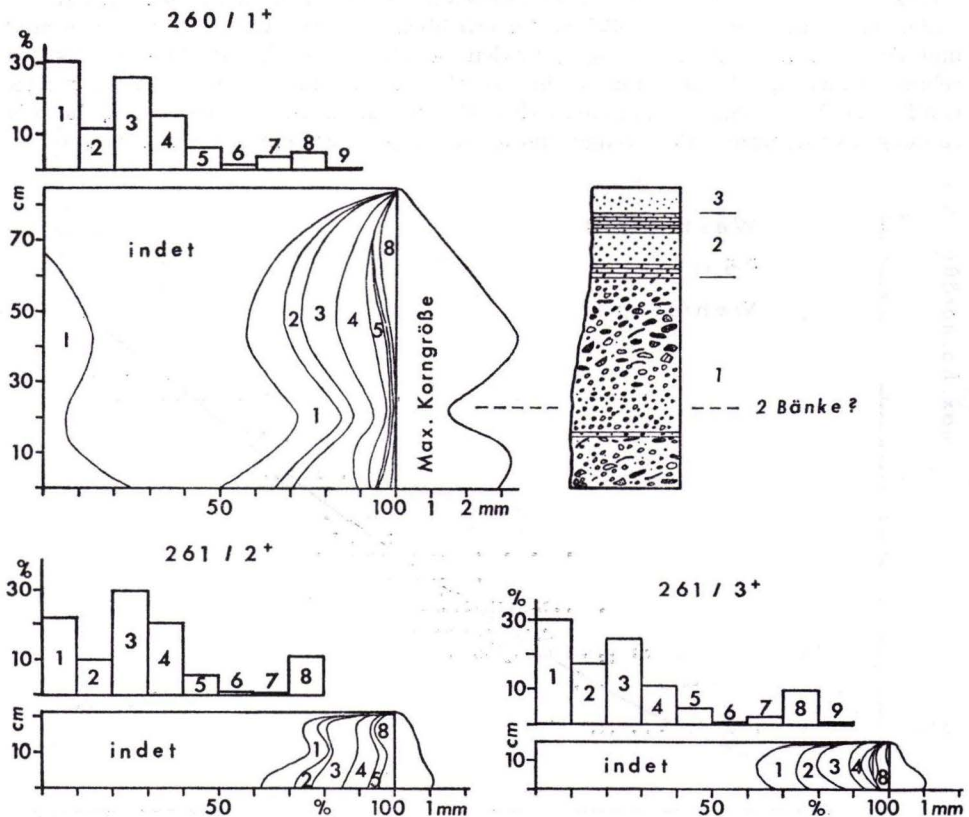


Abb. 22. Aufbau einer Kalkturbidit-Bank im Hellefelder Kalk. Verteilung der einzelnen Komponenten und ihre Identifizierbarkeit in Abhängigkeit von der max. Korngröße und Anteile der identifizierbaren Komponenten in drei Kalkturbidit-Bänken des Hellefelder Kalkes.

- 1 Echinodermen, 2 Foraminiferen, 3 Bryozoen, 4 Algen, 5 Schalen, 6 Ooide, 7 Calcisphären, 8 Pellets, I Intraklaste.

2. Bei den Algen ist eine den Dasycladaceen zugerechnete Form, die im Arbeitsgebiet in den untersuchten Kalkbänken fast immer vertreten war, in den Dünnschliffen aus dem Hellefelder Kalk nicht beobachtet worden. (HELMKAMPF 1969: 493) bezeichnet zwar den Dasycladaceen zugeordnete Formen als dominierende Algengruppe, die aber lediglich im dickbankigen untersten Teil des Hellefelder Kalkes auftreten sollen (: 502). Aus dem oberen Teil des Hellefelder Kalkes sind keine Algen mehr erwähnt, während sie im Kieselkalk des Arbeitsgebietes weiterhin auftreten. Auch ist die von HELMKAMPF (1969: Taf. 6 Fig. 1) abgebildete Form nicht mit der für das Arbeitsgebiet typischen Form identisch (Taf. 4 Fig. 2).
3. Schalenreste werden im Arbeitsgebiet überwiegend von Brachiopoden gestellt, während im Hellefelder Kalk Brachiopoden und Ostracoden etwa gleich stark vertreten sind.
4. Korallen sind — im Gegensatz zum Hellefelder Kalk — im Arbeitsgebiet nicht innerhalb der „Erbbacher Kalke“ und des Kieselkalk-Horizontes beobachtet worden, sondern nur in der Brachiopodenkalk-Bank (cd III α ₃).
5. Ooide sind in den meisten Kalkbänken in beiden Bereichen vertreten, soweit dies von der Korngröße her zu erwarten ist (es wurde kein Ooid unter 0,2 mm ϕ gefunden). In den grobkörnigen Turbiditen liegen ihre Anteile bei etwa 1 %.

Im unteren Teil des Hellefelder Kalkes gibt es aber eine große Anzahl sehr mächtiger Bänke, die im Arbeitsgebiet nicht auftreten, aufgrund ihrer Mächtigkeit bei einem Zusammenhang beider Gebiete dort jedoch vertreten sein müßten. Diese Kalkturbidite bestehen zu einem erheblichen Teil aus Ooiden (R. GAUGLITZ 1967, HELMKAMPF 1969: 496: bis zu 29,9 %, HEUSER 1978: 21).

Hinzu kommen in diesen Kalkbänken hohe Anteile an Pellets (HEUSER 1978: 21), die auch in den übrigen Bänken deutlich höhere Anteile aufweisen als im Arbeitsgebiet.

Diese Zusammensetzung in Teilen des Hellefelder Kalkes zeigt Ähnlichkeiten mit den reichen Ooid-Bildungen im Persischen Golf (EMERY 1956, KINSMAN 1964) und auf den Bahama Banks (Literatur bei MULTER 1971), wo Ooid-Sande in den transitional areas (ebenfalls mit relativ hohem Anteil an Pellets) und den outer reef areas auftreten. Derartige Kalke konnten im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden. Dort liegen die Ooid-Anteile höchstens bei ca. 1 % (Abb. 5, 6).

5.3.1.4. Verbreitung der Kalkdetritus-Schüttungen

Die Schüttungen des Hellefelder Kalkes setzen etwa zeitgleich mit den Kalkdetritus-Schüttungen im Arbeitsgebiet ein. Der „Erbbacher Kalk“ des Arbeitsgebietes gehört zum größten Teil — wenn nicht sogar vollständig — ins Visé (Kap. 2.1.). Das gleiche trifft für den Hellefelder Kalk zu, von dem lediglich die tiefsten Bänke nach HEUSER (1978: 21) vermutlich noch in die *anchoralis*-Zone gehören. Diese Bänke entsprechen lithologisch aber der Normalausbildung des Hellefelder Kalkes.

Mit der typischen Ausbildung der „Erbbacher Kalke“ am NE-Rand des Schiefergebirges vergleichbar sind lediglich 2 Kalkturbidit-Bänke bei Hachen (Bl. 4613 Balve), die im Liegenden des Hellefelder Kalkes auftreten und in die *anchoralis*-Zone fallen (HEUSER 1978: 16). Sie können stratigraphisch etwa dem Richrather Kalk im Velberter Sattel gleichgestellt werden (FRANKE et al. 1975: 322). Andererseits sind aber bereits Hellefelder Kalke der Visé-Stufe in schwarze Kieselschiefer eingeschaltet (HEUSER 1978: 21), wie es im Arbeitsgebiet nur für die „Erbbacher Kalke“ typisch ist.

Im einzelnen lassen sich folgende Unterschiede und Schlußfolgerungen herausstellen:

1. In Kap. 4.1. wurde für die hier untersuchten Horizonte ein eindeutiger Zusammenhang zwischen den einzelnen Profilen im Arbeitsgebiet festgestellt, was auf eine in gewissem Grade einheitliche Genese schließen läßt. Dieser Zusammenhang läßt sich auf keines der Profile des Hellefelder Kalkes übertragen. Lediglich ein allgemeiner Rückgang der Kalkdetritus-Schüttungen und ihrer Mächtigkeiten im oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes ist in beiden Bereichen erkennbar, was auf eine überregionale Verschlechterung der Karbonatproduktions-Bedingungen schließen läßt.
2. Die Schüttungskomplexe, die sich im Arbeitsgebiet aus der Verteilung der Kalkturbidit-Sedimentation ergeben, haben von den „Erbbacher Kalken“ bis zu den Kieseligen Übergangsschichten — und wahrscheinlich darüber hinaus auch noch während der Posidonienkalk- und Rhenaer-Kalk-Schüttungen — auffallend persistente Positionen bei annähernd gleichen proximalen Stellungen — von zeitlichen Schwankungen abgesehen — der aus W und E geschütteten Komplexe (Kap. 4.3. und 5.1.2.).

Gleichzeitig können die Kalkturbidite aller hier bearbeiteten Horizonte in bezug auf Komponentenspektrum, Struktur-Inventar und Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Beziehung — in einem bei turbiditischer Sedimentation zu erwartenden Streubereich — einem einheitlichen Banktypus zugeordnet werden, der sich vom Hellefelder Kalk deutlich unterscheidet (s. oben).

Im Schüttungsbereich des Hellefelder Kalkes tritt ferner eine dem „Erbbacher Kalk“ des Arbeitsgebietes vergleichbare Turbidit-Ausbildung nicht auf. Der Hellefelder Kalk setzt zwar ungefähr mit den Schüttungen im Lydit-Horizont des Arbeitsgebietes ein, kann aber nicht durch Aufnahme schwarzer pelitischer Beckensedimente zu „Erbbacher Kalk“ „umfunktioniert“ worden sein, denn erstens muß dieser dunkle Kalktyp anders entstanden sein (Kap. 3.2.2.), zum anderen sind auch die ältesten Turbidite des Hellefelder Kalkes in schwarze Beckensedimente verfrachtet worden, ohne ihre Ausbildung zu verändern (s. oben).

3. Posidonienkalk und Rhenaer Kalk des NE-Schiefergebirges, die wahrscheinlich wenigstens teilweise von denselben Liefergebieten wie die hier bearbeiteten Kalkturbidite stammen (Kap. 4.3. und 5.1.2.), können nicht in Verbindung mit dem Kohlenkalk-Schelf gebracht werden, wie MEISCHNER (1962) und SADLER (in unveröffentlichten Arbeiten, vgl. ENGEL et al. 1977: Abb. A 17) gezeigt haben. Zur gleichen Zeit wurden vom Kohlenkalk-Schelf die Kulm-Plattenkalke geschüttet, die im Raum Hohenlimburg—Arnsberg—Meschede ähnliche Verbreitung und Mächtigkeiten wie der Hellefelder Kalk aufweisen (ENGEL 1975: 106 und HEUSER 1978). Daher ist vom Hellefelder Kalk kaum ein größere Verbreitung als vom Kulm-Plattenkalk zu erwarten.

Im Arbeitsgebiet weisen die aus E geschütteten Kalkturbidite etwa die gleichen Proximalitätsbeziehungen auf wie die aus W geschütteten, können aber natürlich nicht mit dem Hellefelder Kalk in Verbindung gebracht werden.

Daraus muß gefolgert werden, daß Turbidite, die aus vielen Gründen in einem genetischen und sedimentologischen Zusammenhang gesehen werden müssen, aber aus verschiedenen Richtungen stammen, nicht zu einem Teil Turbiditen eines anderen Gebietes zugeordnet werden können, die in beträchtlichem Maße unterschiedliche Merkmale aufweisen, nur weil zufällig die Schüttungsrichtungen annähernd gleich sind. Denn außer den übereinstimmenden Schüttungsrichtungen und der Tatsache, daß die Mächtigkeiten einzelner Turbidite im Hellefelder Kalk eine großräumige

Verbreitung möglich erscheinen lassen, gibt es kein überzeugendes Argument für einen Zusammenhang von Hellefelder Kalk und Kieselkalk des Arbeitsgebietes.

4. Neben den bereits genannten Gründen lassen sich Forderungen nach einem Zusammenhang zwischen Hellefelder Kalk und den — aus W geschütteten — Kieselkalk-Turbiditen des Arbeitsgebietes auch aus Vergleichen der Kalkmächtigkeiten und Turbiditmengen beider Gebiete nicht stützen. Soweit die ungünstigen Aufschlußbedingungen im Hellefelder Kalk und besonders im Raum zwischen Sundern/Meschede und dem Arbeitsgebiet dies zulassen, können deutliche Unterschiede in der distalitätsbezogenen Abnahme (Steigung) der Gesamtkalkmächtigkeiten zwischen beiden Bereichen festgestellt werden.

In Abb. 23 sind schematisierte Profillinien zwischen dem Gebiet W Arnsberg, wo der Hellefelder Kalk seine größte aufgeschlossene Gesamtkalkmächtigkeit von etwa 100 m hat (HEUSER 1978), und solchen Gebieten des Arbeitsgebietes dargestellt, die jeweils in einem Schüttungskomplex (Abb. 13) etwa in Schüttungsrichtung hintereinander liegen.

Kalkmächtigkeit und Turbiditanzahl unvollständiger Profile wurden anhand der einzelnen Parameter (Tab. 8) extrapoliert. In dieser Betrachtung wird bei den jeweils auf einer Schüttungsachse liegenden Profilen auf der Profillinie C (Ba-Do-Al) in

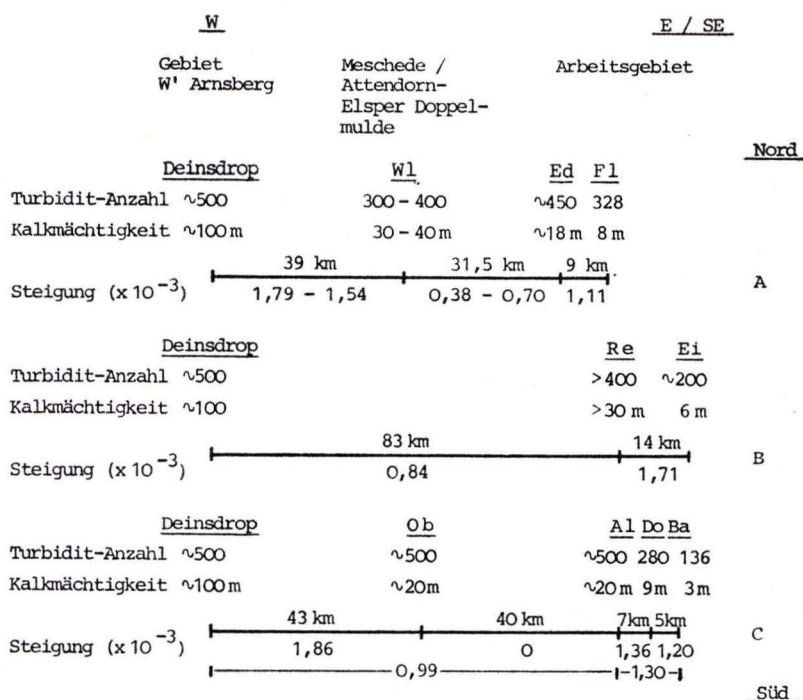


Abb. 23. Schematisierte Profillinien zwischen dem (aufgeschlossenen) Hauptverbreitungsbereich des Hellefelder Kalkes und dem Kieselkalk des Arbeitsgebietes. Die Vergleiche von Turbidit-Anzahl, Kalkmächtigkeit und Steigung der Kalkmächtigkeit in und zwischen den einzelnen Gebieten lassen eine Ableitung der Kieselkalke des Arbeitsgebietes als distale Ausläufer der Schüttungen des Hellefelder Kalkes nicht zu.

Richtung Proximalität eine ganz deutliche Zunahme der Steigung erkennbar. Auch im Profil Referinghausen läßt sich ein exponentieller Anstieg erkennen, wenn man die Nachbarprofile bei Düdinghausen und Deifeld gegenüberstellt. Diese Feststellung würde aber lediglich eine Verbindung zum Hellefelder Kalk noch unwahrscheinlicher machen.

Die Unterschiede zwischen den Steigerungsbeträgen der Kalkmächtigkeiten der einzelnen Profile im Arbeitsgebiet einerseits und zwischen Arbeitsgebiet und Arnberger Raum andererseits sind deutlich. Die Kalkmächtigkeiten im Verbreitungsbereich des Hellefelder Kalkes müßten demnach erheblich höher sein, als sie es tatsächlich sind, zumal im Falle der Zusammengehörigkeit auch der aus W geschüttete „Erdbacher Kalk“ hinzuaddiert werden müßte (mehr als 4 m im Profil Alertshausen).

Bezieht man die Mächtigkeiten des Hellefelder Kalkes im Raum Meschede (Profilinie A) in die Betrachtung ein, ist die Mächtigkeitsabnahme zwischen Deinstrop und Wehrstapel erheblich größer als zwischen Wehrstapel und dem W-Rand des Arbeitsgebietes. Im Arbeitsgebiet liegt die Steigung dann wieder deutlich höher.

Bei Zugehörigkeit der Kieselkalk-Sedimentation des Arbeitsgebietes zum Hellefelder Kalk müßte dann auch der Bereich der Attendorn-Elsper Doppelmulde einbezogen sein, die in direkter Verlängerung zwischen Arnberger Raum und der Wittgensteiner Mulde liegt (Attendorn-Elsper Doppelmulde Kap. 5.3.3.).

Die max. Kalkmächtigkeit ist dort im Gebiet von Grevenbrück/Oberelspe mit etwa 20 m aufgeschlossen. Wie aus der Profillinie C hervorgeht, sind die einzelnen Kalkmächtigkeits-Zunahmen zwischen den verschiedenen Gebieten nicht miteinander in Einklang zu bringen. Ein Vergleich der Turbiditanzahl der einzelnen Profile läßt, wie aus Abb. 23 hervorgeht, einen Zusammenhang der Kalkturbidit-Sedimentation in den verschiedenen Gebieten ebenfalls wenig plausibel erscheinen, zumal ein beträchtlicher Anteil der Kalkturbidite im Bereich der mächtigsten Profile im Hellefelder Kalk auch nur geringe Bankmächtigkeiten (mm- bis wenige cm-Beträge) aufweist. In Schüttungsrichtung ist daher eine rasche Abnahme durch Auskeilen zu erwarten, nicht aber eine etwa gleichbleibende Anzahl von Turbiditen, wie sie in liefergebietsnahen Bereichen des Arbeitsgebietes und auch in der Attendorn-Elsper Doppelmulde zu beobachten ist.

5. Die wechselnden und teilweise sehr hohen Schüttungsraten der Kalkturbidite im Arbeitsgebiet (Tab. 10) können oft nur aus kleinräumiger Verbreitung und Überlagerung der Turbidite erklärt werden (Kap. 5.1.2.) und nicht etwa aus einer Aufspaltung erheblich größerer Schüttungskörper, wie sie bei Zugehörigkeit zum Hellefelder Kalk gefordert werden müßte. Andererseits müßte dann ebenfalls eine bessere Parallelisierbarkeit von Einzelbänken über größere Entfernungen im Arbeitsgebiet möglich sein (Kap. 4.1.).

Theoretisch besteht demzufolge nur die eine Möglichkeit, daß bedeutende Teile des Hellefelder Kalkes in nicht aufgeschlossenen Bereichen im N von Arnberg und S Meschede abgelagert worden sind. Dafür lassen sich aber keine konkreten Anhaltspunkte erkennen. Zum anderen müßten derartige Kalkturbidite fast genau aus N (Schelf im NW!) in einem sehr schmalen Bereich zwischen Arnberg im W und Meschede im E hindurch geschüttet worden sein.

6. Resümierend läßt sich feststellen, daß nahezu unüberbrückbare Unterschiede zwischen dem Hellefelder Kalk und der Kalkturbidit-Sedimentation des Arbeitsgebietes bestehen, daß es also keine beweiskräftigen Anhaltspunkte für einen Zusammenhang der Schüttungskörper beider Gebiete gibt.

5.3.2. Nordrand des Arbeitsgebietes

5.3.2.1. Profil Messinghausen

Profil Messinghausen läßt sich mit den anderen Profilen des Arbeitsgebietes nicht korrelieren (Kap. 4.1.). Dagegen weisen die überwiegend relativ strukturlosen Kalkbänke (Tab. 6) und die Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit (Abb. 24) eher auf eine Verbindung zum Hellefelder Kalk hin.

Legt man allerdings die Daten aus Profil Wehrstapel zugrunde, das in direkter Verlängerung zum Liefergebiet des Hellefelder Kalkes liegt, dem es von R. GAUGLITZ (1967) zugeordnet wird (Kap. 5.3.2.5.), dann ist die Schüttungsdichte bei Messinghausen erheblich zu hoch. Sie läßt eine alleinige Zugehörigkeit zum Hellefelder Kalk kaum zu (Tab. 10). Es müssen — neben einem möglichen Einfluß durch Hellefelder Kalk — zwei Gegebenheiten berücksichtigt werden: Erstens liegt Messinghausen voll im „Einzugsbereich“ des im N des Arbeitsgebietes liegenden Schüttungskomplexes Eb und damit des Liefergebietes II (Abb. 20), so daß es zu einer Überschneidung mit möglichen Schüttungen des Hellefelder Kalkes kommt. Zweitens dürfte es infolge des — direkt an Messinghausen angrenzenden — Briloner Riffkomplexes zu einem Rückstau-Effekt mit nicht unerheblicher Zunahme der Kalkmächtigkeit gekommen sein.

Welcher der möglichen Einflüsse dominierend war, läßt sich nicht entscheiden. Wahrscheinlich ist, da ein Einfluß des Hellefelder Kalkes sonst im Arbeitsgebiet nicht festzustellen ist, daß die im Vergleich zur Korngröße relativ mächtigen Kalkturbidite überwiegend auf dem Rückstau-Effekt durch den Riffkomplex beruhen.

5.3.2.2. Profil Bredelar

Im Kieselkalk-Horizont deutet sich eine Beeinflussung durch Schüttungen des Hellefelder Kalkes nicht an.

Im Lydit-Horizont treten wenige, bis zu 50 cm mächtige, Kalkturbidite (im Visé) auf. Sie unterscheiden sich zwar aufgrund ihrer etwas helleren Färbung geringfügig von der typischen Färbung oder meisten „Erdbacher Kalke“ im Arbeitsgebiet (Kap. 3.2.2.), weisen jedoch die gleiche engständige Feinschichtung auf.

Nach R. GAUGLITZ (1967) gehören diese Kalkbänke zum Hellefelder Kalk. Doch scheint, da im Kieselkalk-Horizont eine weitere Beeinflussung durch Hellefelder-Kalk-Schüt-

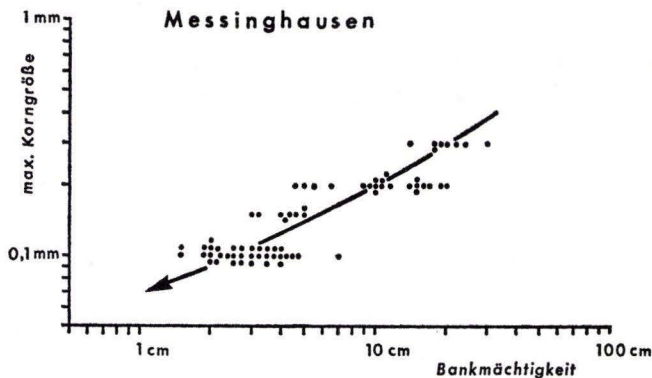


Abb. 24. Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit nach Geländemessungen (Kap. 1.4.5.). Der Kurvenverlauf ist deutlich flacher als für die übrigen Profile des Arbeitsgebietes (Abb. 10).

tungen nicht mehr zu beobachten ist, diese Verbindung nicht wahrscheinlich zu sein, zumal eine Imbrikationsmessung an der mächtigsten Kalkbank eine Schüttungsrichtung aus S erbrachte. Demnach müßten diese Kalkturbidite ebenfalls von Liefergebiet II stammen. Die Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Beziehung spricht ebenfalls für diese Herkunft. Für eine Herleitung vom Briloner Riff fehlen dagegen alle Proximalitäts-Anzeichen.

5.3.2.3. Profil Scharfenberg

Wie in Kap. 4.1. erläutert, spricht der obere Teil des Profils — ebenso wie die distal ausgebildeten „Erbbacher Kalke“ — für die Zugehörigkeit zur Kalkturbidit-Sedimentation des Arbeitsgebietes. Andererseits muß aufgrund der — gegenüber der sehr distalen Position des Profils (Abb. 20) — vergleichsweise hohen Schüttungsdichte (Tab. 10) auf ein randliches Übergreifen durch Hellefelder Kalk geschlossen werden.

Die Verhinderung eines stärkeren Übergreifens kann einmal in einer Abschirmung durch den Warsteiner Karbonat-Komplex begründet liegen, andererseits können hier auch sehr wohl bereits die distalen Enden der Hellefelder Schüttungskörper vorliegen. Dafür spricht auch das — bei niedriger Mittlerer Bankmächtigkeit — hohe Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis (Tab. 9), das bei Scharfenberg besonders in dem Profilbereich auftritt, in dem die mächtigsten Kalkturbidite im Hellefelder Kalk vorkommen.

Eine Herkunft der Kalkturbidite vom Warsteiner Riff ist nach den sedimentologischen und faziellen Gegebenheiten auszuschließen (UFFENORDE 1976).

5.3.2.4. Raum im N des Briloner Sattels

Hier ist der Kieselkalk-Horizont nur noch sporadisch und lückenhaft aufgeschlossen (Bl. 4517 Alme und 4518 Madfeld, N-Teil). Es zeigt sich aber ein deutlicher Rückgang der Kalkturbidit-Mächtigkeiten. PAECKELMANN & KÜHNE (1936: 24) bezeichnen den Kieselkalk-Horizont hier als „Bänderschiefer“ bzw. „Kalkbänderschiefer“. Auch in der Neddener Mulde ist — im Gegensatz zu PAECKELMANN & KÜHNE (1936) — nur ein geringmächtiger Kieselkalk-Horizont (5 — 10 m) mit wenigen Kalkeinschaltungen vertreten (TORUNSKI 1974: 27).

Es handelt sich bei den Kalkbändern offensichtlich um relativ strukturlose, lateral-distale Turbidit-Anteile feinsten Suspensionstrübe, wie sie auch in den anderen Profilen im Arbeitsgebiet in geringmächtigen Turbiditen vorliegen.

Für Kalkturbidite im N des Briloner Sattels ist eine Verbindung zum Hellefelder Kalk ebenso denkbar wie eine Herleitung von Liefergebiet II (Abb. 1, 20).

Die spärlichen Einschaltungen grobdetritischer Crinoidenschuttkalke des Erbbacher Niveaus im unmittelbaren Nahbereich des Briloner Riffs stammen nach BÄR (1968) vom Riff selbst.

5.3.2.5. Profile Wehrstapel I und II

Die Kalkturbidite dieser beiden Profile dürften weitestgehend dem Hellefelder Kalk zuzuordnen sein, wie R. GAUGLITZ (1967) gezeigt hat und wie auch die eigenen Vergleiche zwischen dem Hellefelder Kalk und dem Kieselkalk des Arbeitsgebietes bestätigen (Kap. 5.3.1.). Doch muß schon aufgrund der geographischen Position der Profile Wehrstapel I und II zu dem Liefergebiet II eine — wenn auch nur geringe — Beeinflussung erwartet werden (Abb. 20). Da jedoch analog zu Profil Scharfenberg wahrscheinlich nur relativ geringmächtige Kalkturbidite von Liefergebiet II bis in den Raum von Meschede

gelangt sein dürften, ist aus der Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Beziehung keine Abtrennung zu erwarten. Ein Hinweis für das Vorhandensein zweier Liefergebiete könnte aber aus dem Nebenmaximum der Bankmächtigkeits-Verteilung entnommen werden (Abb. 7 a).

5.3.3. Attendorner-Elssper Doppelmulde

Ganz offensichtlich handelt es sich bei der unterkarbonischen Beckenfazies im Bereich der Attendorner-Elssper Doppelmulde um eine analoge und synchrone Entwicklung zum übrigen NE-Teil des Rheinischen Schiefergebirges (vgl. auch Gwosdz 1972 und Ebert & Müller 1973).

Im Horizont der vorwiegenden Lydite setzen die ersten Schüttungen dunkler Detrituskalke („Erdbacher Kalke“) ein (bei Cobbenrode mindestens 11 Bänke; Abb. 12), die —ebenso wie im Arbeitsgebiet — zumindest zum größten Teil bereits ins Visé einzuordnen sind (Fauna nach R. Gauglitz 1967: Abb. 7, 9). Auch der Farbumschlag der Kieseliefer und Kalkturbidite beim Übergang zum Kieselkalk-Horizont erfolgt genauso abrupt wie am übrigen NE-Rand des Schiefergebirges (Kap. 2.2.1. und 4.1.1.).

Die Verbreitung der Kalkturbidit-Sedimentation im Raum Attendorner—Elspe läßt sich jedoch nicht annähernd so gut erfassen wie im Arbeitsgebiet, denn die Aufschlußverhältnisse gewähren keinen Einblick in die vollständige Profilabfolge. Zum anderen sind die wenigen verwertbaren Profile nur im Streichen am SE-Flügel der Elssper Mulde aufgeschlossen, so daß keine Kenntnisnahme von der flächenhaften Ausdehnung der Kalkturbidite möglich ist.

Dennoch läßt sich anhand der Detailaufnahme von 3 Profilen (Cobbenrode I und II und Oberelspe; Abb. 12) und einem Vergleich mit einem weiteren Profil (SE-Ausgang von Grevenbrück am Bahnübergang) folgendes feststellen:

- a. Es treten sowohl im oberen Teil des Lydit-Horizontes als auch im Kieselkalk-Horizont einige wenige (2 von 11 Turbiditen in den „Erdbacher Kalken“ und 9 von insgesamt 591 Bänken im Kieselkalk-Niveau) relativ grobkörnige, aber geringmächtige Kalkturbidite auf, die nach ihren sedimentologischen Merkmalen (keine nennenswerten Feinschichtung, sehr schlechte oder keine Gradierung) als proximal angesprochen werden müssen. Sie unterscheiden sich deutlich von den übrigen distalen Kalkbänken (s. unten) und könnten in Verbindung mit den Crinoidenschuttkalken gebracht werden, die nach Gwosdz (1972: 29) vom cd II α —III α auf dem Attendorner Riff produziert und in ehemalige back-reef und off-reef-Bereiche des riffnahen Beckens geschüttet wurden (Gwosdz 1972: Abb. 12).

Auch hinsichtlich der Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit liegen die relativ proximalen Turbidite auf einer deutlich proximalen Position gegenüber den anderen Kalkturbiditen der Attendorner-Elssper Doppelmulde (Abb. 25) und denen des Arbeitsgebietes (Abb. 10).

Letztlich sprechen die Meßwerte, die an Imbrikationsproben ermittelt wurden, doch eher für eine Herkunft der proximalen Kalkturbidite vom Attendorner Riff. Die Werte weisen Schüttungen aus NW- bis SW-Richtungen aus (Abb. 14).

- b. Mehr als 90 % der Kalkbänke in den o. g. Profilen sind distale Turbidite, die in ihren sedimentologischen Merkmalen ebenso wie in ihrer Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit (Abb. 25) den im Arbeitsgebiet sedimentierten Detrituskalken entsprechen.

- c. **Schlußfolgerung:** Aufgrund der genannten Übereinstimmung mit der Kalkturbidit-Sedimentation des Arbeitsgebietes und dem Auftreten von „Erdbacher Kalken“, die im Hellefelder Kalk nicht vorkommen (Kap. 5.3.1.), kann für den stark überwiegen- den Teil der Kalkturbidite der Elspen Mulde eine Herkunft von den Liefergebieten I und II (Abb. 20) angenommen werden. Nach Lage und Art dieser Liefergebiete (Kap. 5.2.) sind Schüttungen, wie sie nach E stattgefunden haben, auch nach W zu erwarten. Hierin mag auch eine Verbindung zum Konglomerat-Vorkommen von Frielinghausen (Kap. 5.2.4.) gesehen werden.

Andererseits ist aber ein Einfluß des Hellefelder Kalkes in der Attendorn-Elspen Doppelmulde schon aufgrund der Schüttungsrichtung und der relativ geringen Ent- fernung zum Hauptverbreitungsbereich des Hellefelder Kalkes nicht auszuschließen. Selbst Profile, die im Schatten des ehemaligen Riffs liegen (wie Oberelspe und der Bahnanschnitt bei Grevensbrück), könnten erreicht worden sein, denn nach Gwosdz (1972) unterlag der Riffkörper im Oberdevon und Unterkarbon einer starken mor- phologischen Differenzierung.

Doch gerade diese beiden Profile weisen gegenüber Cobbenrode erheblich größere Turbiditmächtigkeiten auf, obwohl gerade Cobbenrode aufgrund seiner Lage am wenigsten unter einer Abschirmung durch das Riff gestanden haben dürfte. Aber eben dort treten im Profil II bei sehr hohen Schüttungsdichten (Tab. 10) besonders geringmächtige Kalkturbidite auf, was wieder für eine Überlagerung (durch Helle- felder Kalk?) in distaler Lage spricht.

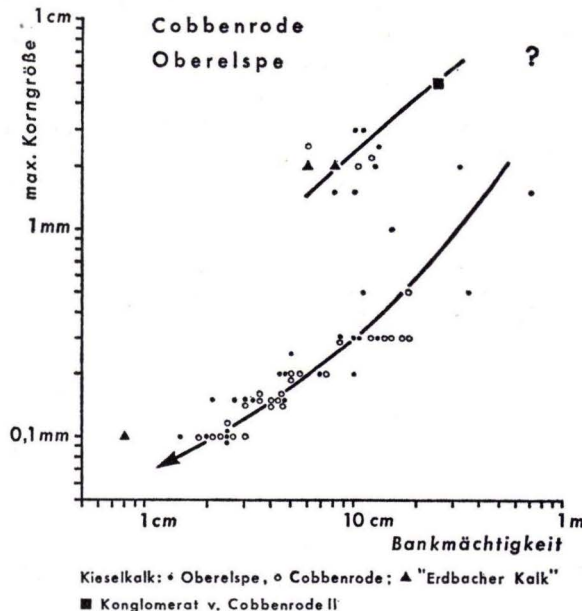


Abb. 25. Beziehung von max. Korngröße zur Bankmächtigkeit in der Attendorn-Elspen Doppelmulde nach Geländemessungen (Kap. 1.4.5.). Die Trennung in einen proximalen und distalen Kurvenast ist möglich. Der Verlauf des distalen Astes entspricht dem Kurvenverlauf für das Arbeitsgebiet (Abb. 10).

Auch eine Beeinflussung der Suspensionsströme, die vom Liefergebiet II herzuleiten sind, durch die Cephalopodenkalk-Schwelle bei Dorlar (Kap. 5.2.4. und Abb. 20) muß — analog zu der Entwicklung im Ablagerungsraum des Arbeitsgebietes (Kap. 5.1.2. und 5.1.5.) — angenommen werden.

Mit Hilfe einer Detailuntersuchung könnte eine bessere Klärung von Verbreitung und Herkunft der Kalkdetritus-Schüttungen im Bereich der Attendorn-Elssper Doppelmulde möglich sein.

5.4. Modellvorstellung zur Kinematik

Im ostrheinischen Schiefergebirge erstreckt sich die unterkarbonische Besiedlung bzw. Wiederbesiedlung der ermittelten Liefergebiete I, II, III und IV und der bekannten ehemaligen Hochgebiete (Riffe) oder Teilbereichen davon über unterschiedliche Zeit-

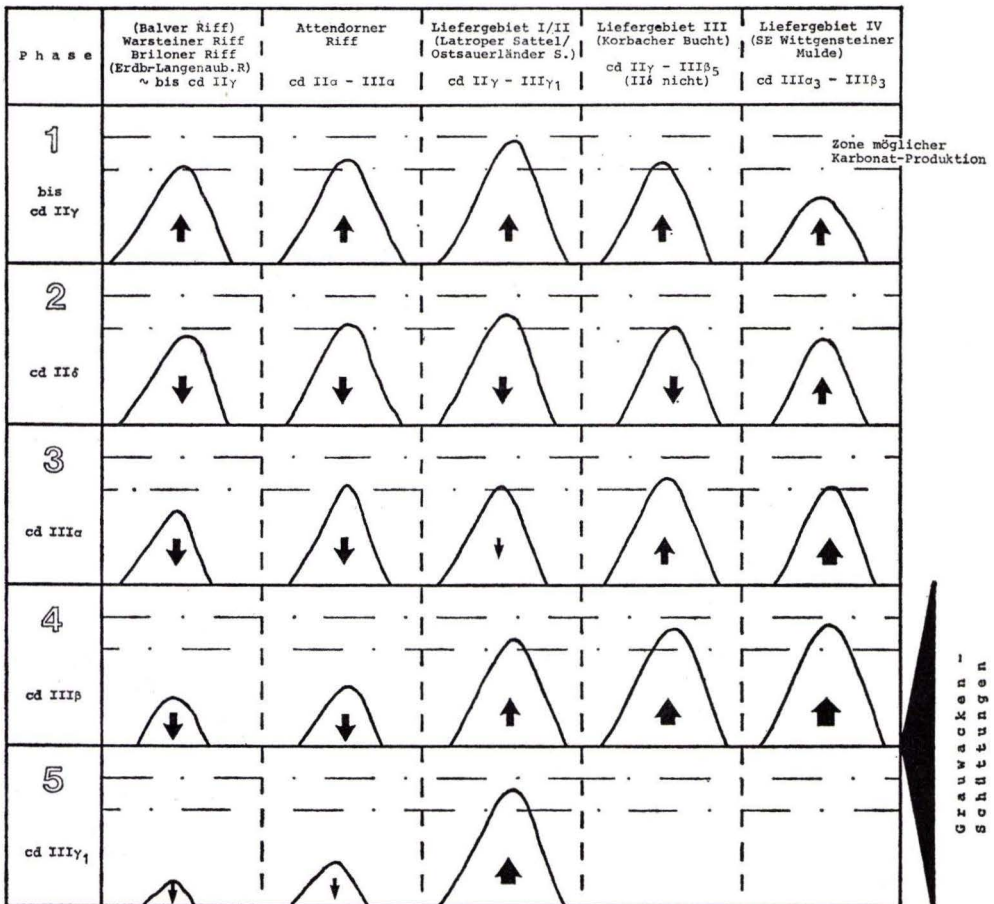


Abb. 26. Schematisierte Darstellung der Hochgebiete im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die unterschiedlichen Zeiträume unterkarbonischer Besiedlung werden als Folge kontinuierlicher kinematischer Abläufe gedeutet.

räume. In Abb. 26 ist der Versuch gemacht worden, die einzelnen Besiedlungszeiträume durch ein kinematisches Modell an einem etwa NW—SE gerichteten Profilstreifen zu erklären, denn durch mögliche eustatische Meeresspiegelschwankungen allein können Relativbewegungen zwischen den einzelnen Hochgebieten nicht erklärt werden.

Ausgegangen wird von einem Wassertiefen-Bereich, in dem Karbonat-Produktion möglich bis optimal ist. Durch eine Anhebung erreichen die einzelnen Hochgebiete allmählich die Produktions-Zone innerhalb des $cd\ II\alpha - II\gamma$ (Phase 1). Durch eine Umkehrung der Bewegungsrichtung (Phase 2) wird etwa mit Beginn des Kieselkalk-Horizontes ($II\delta$) die Karbonat-Produktion auf dem Warsteiner Riff, Briloner Riff, Erdbach-Langenaubacher Riff und Liefergebiet III beendet. Während die Karbonat-Produktion im $cd\ III\alpha$ allgemein abnimmt, klingt sie auf dem Attendorfer Riff vollständig aus.

Durch einen nach NW fortschreitenden Anhebungsvorgang setzt auf Liefergebiet III die Karbonat-Produktion im oberen $cd\ II\delta$ erneut ein und beginnt schließlich auch auf Liefergebiet IV im $cd\ III\alpha_3$ (Phase 3). Durch das Vorwandern des Flyschtroges nach NW könnten die Liefergebiete IV, III, I und II nacheinander schließlich unter die Karbonat-Produktions-Zonen abgesunken sein (Phasen 4 und 5).

6. Zusammenfassung

Im Geosynklinal-Bereich des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges sind im Unterkarbon II und $III\alpha$ pelitische Beckensedimente in annähernd gleichbleibender Mächtigkeit von etwa 80 m bei einer Sedimentationsrate von 5 — 6 cm/10⁴ Jahren zur Ablagerung gekommen. Liegende Alaunschiefer und der untere Teil des Lydit-Horizontes mit vorwiegend schwarzen Lyditen sind zusammen ca. 45 — 50 m mächtig, wobei durch regional unterschiedlich starke Verkieselung die Grenze zwischen beiden Horizonten nicht isochron ist. Ein regional verbreiteter conodontenführender Tuff der *anchoralis*-Zone ermöglicht die Trennung des Lydit-Horizontes in einen unteren und einen oberen Teil, der etwa 15 m helle und schwarze Kieselschiefer aufweist. Im Hangenden beginnt der Kieselkalk-Horizont isochron mit etwa 12 m ausschließlich hellen Peliten, denen die kieseligen Übergangsschichten mit ca. 10 m überwiegend schwarzen Schiefen folgen.

Etwa mit Beginn der Visé-Stufe (datiert nach der belgischen Conodonten-Zonierung) treten im Hangenden des conodontenführenden Tuffs die sogenannten „Erbacher Kalke“ im oberen Teil des Lydit-Horizontes auf. Sie sind demnach nur altersäquivalent mit den jüngsten Anteilen des Erdbacher Kalkes der Typ-Lokalität.

Das Ausgangsmaterial der „Erbacher Kalke“ und der jüngeren Kalke im Kieselkalk-Horizont und den kieseligen Übergangsschichten ist im Flachwasserbereich entstanden. Die Bestandteile — überwiegend Echinodermen, Foraminiferen, Algen, Bryozoen und Schalen mit einem geringen Anteil an Ooiden — zeugen von „Rasen-Riff“-ähnlichen Produktionsbedingungen. Nach ihren sedimentologischen Kriterien sind die Kalke als Kalkturbidite anzusprechen, die in ihrem Bankaufbau im wesentlichen den allodapischen Kalken MEISCHNERS (1964) entsprechen. Aufgrund von Internstrukturierungen und Korngrößen-/Bankmächtigkeits-Beziehungen läßt sich zeigen, daß im aufgeschlossenen Sedimentationsraum nur distale Turbidit-Anteile vertreten sind.

Aus der Beziehung zwischen Kalkturbiditen und autochthonen pelagischen Sedimenten lassen sich innerhalb des Arbeitsgebietes mehrere typische Profilabfolgen parallelisieren. Kennzeichnend sind Bereiche rascher Folgen von meist geringmächtigen Kalk-

turbidit-Schüttungen, die wieder von längeren Schüttungspausen mit oft relativ mächtigen Kalkturbiditen abgelöst werden, so daß sich bestimmte Abfolgen über große Entfernungen verfolgen lassen können. Dadurch entstehen insgesamt recht gleichmäßige Profilbilder, die für einen genetischen Zusammenhang der Profile des Arbeitsgebietes sprechen. Auf der anderen Seite muß eine kleinräumige Ausdehnung der einzelnen Schüttungskörper angenommen werden, da selbst relativ mächtige Turbidite nur über wenige benachbarte Profile zu verfolgen sind.

Die turbidittypischen Parameter Gesamtmächtigkeit des Kalkes, Mittlere Mächtigkeit und Anzahl der Kalkturbidite und Kalk-/Zwischenlagen-Verhältnis zeigen in Isolinien-Darstellungen gleichsinnig monotonen Verhalten und weisen mit abnehmender Größe die Richtung der Distalität an. Mit Hilfe der Isolinienkarten für den Kieselkalk-Horizont und für einzelne parallelisierbare Bankgruppen konnten sechs übereinstimmende Bereiche bevorzugter Kalkturbidit-Sedimentation (Schüttungskomplexe) ermittelt werden, die über den gesamten untersuchten Zeitraum und wahrscheinlich noch während der jüngeren Posidonienkalke und Rhenaer Kalke ortskonstant sind. Innerhalb dieser Schüttungskomplexe kommt es zu zeitlichen Schwankungen in den Intensitäten der Kalkschüttungen. Imbrikations- und Schrägschichtungs-Messungen in einzelnen Turbiditen bestätigen die Schüttungsrichtungen, die sich aus den kontinuierlichen Wertänderungen und Verteilungen der Isolinien ergeben und beweisen damit das Fehlen proximaler Turbidit-Anteile.

Als Ursache für die gleichbleibende Verteilung der Kalkschüttungen kommen geomorphologisch exponierte Bereiche in Frage. Wahrscheinlich pausen sich die oberdevonischen Cephalopodenkalk-Schwellen am Martenberg bei Adorf und bei Glindfeld (Bl. 4717 Niedersfeld) noch durch. Daneben wird angenommen, daß bei Hallenberg eine Schwelle existiert hat. Auch der unterkarbonische Diabaskomplex bei Wellinghausen führt zu einer deutlichen Auslenkung der Schüttungen.

Nach Lage der Schüttungskomplexe müssen vier Liefergebiete angenommen werden. Zwei davon liegen im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels und Latroper Sattels, eins in der Korbacher Bucht. Mit der Brachiopoden-Bank treten in der Wittgensteiner Mulde im cd III α_3 Kalkschüttungen auf, die S der Wittgensteiner Mulde ein viertes Liefergebiet wahrscheinlich machen.

Die geometrisch rekonstruierten Liefergebiete liegen auf streichenden Verbindungslinien bekannter oberdevonischer Cephalopodenkalk-Vorkommen. Anzeichen früherer Existenz als Hochgebiete finden sich in den aufgearbeiteten oberdevonischen und älteren unterkarbonischen „Geisterfaunen“, die für hochkondensierte Sedimentation in morphologisch exponierten Bereichen sprechen. Auch ältere Karbonatbildungen können in Betracht gezogen werden, wie Flinzkalke auf Bl. 4817 Hallenberg und bei Willingen in der Adorf-Stufe und die Konglomerate in der Nehden-Stufe bei Diedenshausen und Frielinghausen anzeigen.

Ein Vergleich zwischen der Massenbilanz der Kalkturbidite und der daraus resultierenden erforderlichen Größenordnung der Karbonatproduktions-Fläche läßt die Existenz der ermittelten Liefergebiete realistisch erscheinen. In dem untersuchten Zeitraum wurden schätzungsweise ca. $1,3 \times 10^{10}$ m³ an karbonatischem Detritus in dem durch das Arbeitsgebiet repräsentierten Sedimentationsraum abgelagert. Eine vertretbar erscheinende Produktionsrate von ca. 10 cm/10³ Jahre erfordert für jedes Liefergebiet eine Produktionsfläche von 27 km². Eine unrealistisch erscheinende Maximal-Betrachtung führt zu einer Fläche von 108 km².

Eine Verbindung zur Kieselkalk-Sedimentation im West-Sauerland (Hellefelder Kalk) läßt sich aufgrund von sedimentologischen und Mächtigkeitsvergleichen ausschließen. Lediglich im Brilon-Mescheder Raum muß mit einer Überlagerung beider Fazieskörper gerechnet werden.

Eine Herleitung der Kieselkalke in der Attendorn-Elsper Doppelmulde infolge sedimentologischer Ähnlichkeiten und nach Schüttungsrichtungs-Messungen in einzelnen Turbiditen von den ermittelten Liefergebieten im Bereich von Ostsaureländer bzw. Latroper Sattel kann nicht ausgeschlossen werden.

Die verschiedenen Kalkproduktions-Gebiete sind zu unterschiedlichen Zeiten aktiv. Sie spiegeln damit die Kinematik dieses Geosynklinalraumes wider.

7. Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, H., EDER, F. W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN F., & WALLISER, O. H. (1977): Grundzüge der Geosynklinal-Entwicklung im Rhenohercynikum. — In: „Entwicklung, Bestand und Eigenschaften der Erdkruste, insbesondere der Geosynklinalräume“. — Unveröff. Ber. 1975—1977 Sonderforsch.-Bereich 48: 35—91; Göttingen.
- AUSTIN, R. L. (1973): Modification of the British Avonian conodont zonation and a reappraisal of European Dinantian conodont zonation and correlation. — Ann. soc. géol. Belgique, **96**: 523—532; Liege.
- BENDER, P., EDER, W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F., WALLISER, O. H., & WITTEN, W. (1977): Paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, demonstriert an einem Querschnitt. — Exkursionsführer Geotagung '77, I, Exk. A.: 1—57; Göttingen.
- BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generosa (Lombardische Alpen). — Beitr. Geol. Kt. Schweiz, **118**: 134 S.; Bern.
- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ostsaurel.). — Diss.-Selbstdruck, Zusammenfassung, 29 S.; Gießen.
- (1968): Die ober-devonisch/unter-karbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ostsaureland). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **131** (3): 263—288; Stuttgart.
- BISCHOFF, G. (1957): Die Conodontenstratigraphie des rhenohercynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon-Karbon-Grenze. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **19**: 64 S.; Wiesbaden.
- BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., BOUZET, PH., CONIL, R., CORNET, P., FAIRON-DEMARET, M., GROESSENS, E., LONGERSTAEY, P. J., MEESEN, J. M. M. TH., PAPROTH, E., PIRLET, H., STREEL, M., AMERON, H. W. J. VAN & WOLF, M. (1976): Dinantian rocks in the sub-surface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. With an Appendix by R. CONIL et al.: International correlation of Dinantian strata. — Meded. Rijks Geol. Dienst, N. S., **27** (3): 81—195; Heerlen.
- BOHM, B. (1974): Die Geologie zwischen Usseln und Düdinghausen (Mtbl. 4718 Goddelsheim NW, östliches Rheinisches Schiefergebirge). — Unveröff. Dipl.-Arb., 76 S.; Göttingen.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. — 168 S.; Amsterdam (Elsevier).
- BRAMLETTE, M. N. (1946): The Monterey Formation of California and the origin of its silicious rocks. — Geol. Surv. Prof. Pap., **212**: 1—55; Washington.
- 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; Wiesbaden.

- CAROZZI, A. (1962): Les Phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine. — Arch. Sci. Genève, 5: 35—39; Genève.
- CONIL, R., AUSTIN, R., BLESS, M., DÎL, N., GROESSENS, E., LEES, A., LONGERSTAEY, P., LYS, M., PAPROTH, E., PIRLET, H., POTY, E., RAMSBOTTOM, W. H. C., & SEVASTOPULO, G. (1976): International correlation of Dinantian strata. — In: BLESS et al.
- & RHODES, F. H. T. (1969): La limite des étages tournaisien et viséen au stratotype de l'assise de Dinant. — Bull. Soc. belg. Géol., Paléont., Hydrol., 77 (1): 3—69; Brüssel.
- LYS, M., & MAUVIER, A. (1967): Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. — Serv. géol. Belgique, Prof.-Pap., 1967 (13): 56 S.; Bruxelles.
- CORRENS, C. W. (1926): Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer). — Mitt. Abt. Gesteins-, Erz-, Kohle- u. Salz-Unters., 1: 19—38; Berlin.
- (1949): Einführung in die Mineralogie. — 414 S.; Berlin (Springer).
- DAVIS, F. E. (1918): The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group. — Univ. California Publ. Geol. Sci., 11 (3): 235—432; Berkeley.
- DENCKMANN, A. (1902): Einige weniger bekannte Clymenien aus dem Dasberger Ka 2 K von Braunau im Kellerwalde bzw. vom Dasberge im Sauerlande. — Z. dt. geol. Ges., 54: 53—55; Berlin.
- (1905): Über die wissenschaftlichen und praktischen Resultate der Aufnahmearbeiten im Devon und Carbon des Sauerlandes im Sommer 1901. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 23: 554—596; Berlin.
- (1909): Über eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördlich von Letmathe. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 27: 20—47; Berlin.
- DOTT, H. R. jr. (1963): Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 47 (1): 104—128; Menasha.
- DUNHAM, R. J. (1970): Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., 54: 1931—1932; Tulsa.
- EBERT, A., & MÜLLER, H., mit Beitr. von KAMP, H. v., WOLF, M., WEBER, P., & WIRTH, W. (1973): Erläuterungen zu Blatt 4715 Eslohe. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 298 S.; Krefeld.
- EDER, F. W. (1971): Riff-nahe detritische Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Mittel-Devon, Garbecker Kalk). — Göttinger Arb. Geol. Paläont., 7: 66 S.; Göttingen.
- ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F., WALLISER, O. H., & WITTEN, W. (1977): Überblick über die paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. — In: BENDER, P. et al. (1977).
- EMERY, K. O. (1956): Sediments and water of Persian Gulf. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 40 (2): 2354—2383; Tulsa.
- ENGEL, W. (1970): Die Nummuliten-Breccien im Flyschbecken von Ajdovščina in Slowenien am Beispiel karbonatischer Turbidite. — Verh. Geol. B.-Anst., 1970 (4): 570—582; Wien.
- (1974): Sedimentologische Untersuchungen im Flysch des Beckens von Ajdovščina (Slowenien). — Göttinger Arb. Geol. Paläont., 16: 65 S.; Göttingen.
- (1975): Unveröff. Ber. Sonderforsch.-Bereich 48, f. 1974: 90—116; Göttingen.
- & EDER, W. (1975): Unveröff. Ber. Sonderforsch.-Bereich 48, f. 1974. — In: ENGEL, W. (1975).
- FRANKE, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). — Geol. Jb., A 11: 3—127; Hannover.
- (1975): Unveröff. Ber. Sonderforsch.-Bereich 48, f. 1974: 31—50; Göttingen.
- EDER, W., & ENGEL, W. (1975): Sedimentology of a Lower Carboniferous shelf-margin (Velbert Anticline, Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 150 (3): 314—353; Stuttgart.
- FUCHS, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt Hohenlimburg. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten: 40 S.; Berlin.
- GAUGLITZ, E. (1964): Stratigraphie und Tektonik im NE-Teil der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Mtbl. Eslohe 4715). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 97 S.; Göttingen.

- (1967): Zur Stratigraphie und Fazies des Flinz im nordöstlichen Sauerland. — Diss. Univ. Göttingen: 63 S.; Göttingen.
- GAUGLITZ, R. (1967): Der Hellefelder Kalk (sogenannter „Kohlenkalk“) am Südrand der Nuttlarer und Lüdenscheider Mulde im Zusammenhang mit einem altersgleichen Konglomerat-Horizont am Nordostrand der Elspey Kulm-Mulde. — Diss. Univ. Göttingen: 67 S.; Göttingen.
- GLYNN, P. W., STEWART, R. H., & MCCOSKER, J. E. (1972): Pacific Coral Reefs of Panamá: Structure, Distribution and Predators. — *Geol. Rdsch.*, **61** (2): 483—519; Stuttgart.
- GRUPE, O., & PAECKELMANN, W. (1936): Erläuterungen zu Blatt Marsberg. — *Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten*: 61 S.; Berlin.
- GWOSDZ, W. (1972): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Oberdevons und Unterkarbons im Bereich des Attendorf-Elspey Rifffkomplexes (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). — *Geol. Jb.*, **A 2**: 71 S.; Hannover.
- HAMZEH, E. (1974): Oberdevon und Unterkarbon zwischen Bömighausen und Ohlenbeck (Mtbl. 4718 Goddelsheim NW, östl. Rhein. Schiefergebirge). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 57 S.; Göttingen.
- HAUBOLD, W. (1933): Über den Kulm auf Blatt Goddelsheim am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **53**: 208—246; Berlin.
- HECKEL, P. H. (1972): Pennsylvanian Stratigraphic Reefs in Kansas, Some Modern Comparisons and Implications. — *Geol. Rdsch.*, **61** (2): 584—598; Stuttgart.
- & COCKE, J. M. (1969): Phylloid algal-mound complexes in outcropping Pennsylvanian rocks of Mid-Continent. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **53**: 1058—1074; Tulsa.
- HELLERMANN, E. (1965): Schieferigkeit und Gebirgsbau im östlichen Sauerland. — *Geol. Mitt.*, **4**: 333—396; Aachen.
- HELMKAMPF, K. (1966): Subaquatische Gleitungen im sogenannten „Kohlenkalk“ des nördlichen Sauerlandes (südl. Arnsberg i. W.). — *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 826—835; Hannover.
- (1969): Zur Sedimentpetrographie und Stratinomie des Westenfelder Kohlenkalks (Sauerland). — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **16**: 473—528; Krefeld.
- HEUSER, H. (1978): Das Unterkarbon am Ostende des Remscheid-Altenaer Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 110 S.; Göttingen.
- HOFFMEISTER, J. E., & MULTER, H. G. (1964): Growth-rate of the Pleistocene coral reefs of Florida. — *Geol. Soc. Americ. Bull.*, **75**: 353—356; New York.
- HOLZAPFEL, E. (1889): Die Cephalopoden-führenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. — *Palaeont. Abh.*, **N.F.**, **1**: 1—74; Jena.
- HOROWITZ, A. S., & POTTER, P. E. (1971): *Introductory Petrographie of Fossils*. — 302 S.; Berlin (Springer).
- HOSS, H. (1957): Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kiesel-schiefer. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **6**: 59—88; Berlin.
- (1959): Nachtrag zu den Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kiesel-schiefer. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **6**: 248—260; Berlin.
- KINSMAN, D. J. J. (1964): The recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf. — In: *Deltaic and shallow marine deposits* (Ed.: L. M. J. U. van Straaten). — *Developm. Sedimentol.*, **1**: 185—192; Amsterdam (Elsevier).
- KREBS, W. (1966): Der Bau des Oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). — *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, **511**: 105 S.; Frankfurt/M.
- (1971): Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. — In: *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook — VIII. internat. Sediment. Congr. 1971, Heidelberg*: 45—81; Frankfurt/M. (Kramer).
- (1974): Devonian carbonate complexes in central Europe. — In: *LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in time and space*. — *Soc. econ. Palaeont. Mineral., spec. Publ.*, **18**: 155—208; Oklahoma.
- (1976): Wiederholter Magmenaufstieg und die Entwicklung variszischer und post-variszischer Strukturen in Mitteleuropa. — *Nova acta Leopoldina, Abs. d. Akad. Naturforsch. Leopoldina*: 23—36; Halle/Saale.

- & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge. — Abbilder eines orogenen Diapirismus. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 147 (1): 30—60; Stuttgart.
- KUENEN, PH. H. (1950): Turbidity currents of high density. — Intern. Geol. Congr., London 1948, 8: 44—52; Reddish.
- (1951): Properties of turbidity currents of high density. — Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 2, 14—33; Tulsa.
- (1953): Significant features of graded bedding: — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 37 (5): 1044—1066; Tulsa.
- (1964): The shell pavement below oceanic turbidites. — Marine Geol., 2: 236—246; Amsterdam (Elsevier).
- & CAROZZI, A. (1953): Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the alps. — J. Geol., 61 (4): 363—373; Chicago.
- & HAAF, E. TEN (1956): Graded bedding in limestones. — Verh. Nederl. Akad. Wetensch., B, 59: 314—317; 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; Krefeld.
- mit Beitr. von KÜTHE, H., KUTSCHER, F., MATTHES, G., MEISL, S., NIESCHALK, A., NIESCHALK, CH., RABIEN, A., & WENDLER, R. (1973): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4719 Korbach. — 272 S.; Wiesbaden.
- LEUTERITZ, K. (1968): Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1968: 204—215; Stuttgart.
- mit Beitr. von KAMP, H., MERTENS, H., SCHERP, A., WOLF, M., & WEBER, P. (1972): Erläuterungen zu Blatt 4817 Hallenberg. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 215 S.; Krefeld.
- LIESCHE, S. (1979): Die tektonische Gesteinsdeformation im Gebiet des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Unveröff. Diss. Univ. Göttingen: 137 S.; Göttingen.
- LIPPERT, H. J., HENTSCHEL, H., & RABIEN, A., mit Beitr. von KUTSCHER, F., SCHRICKE, W., STENGEL-RUTKOWSKI, W., WENDLER, R., & ZAKOSEK, H. (1970): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5215 Dillenburg: 550 S.; Dillenburg.
- LOVELL, J. P. B. (1971): Control of slope and deposition from small scale turbidity currents: experimental results and possible geological significance. — Sedimentology, 17: 81—88; Amsterdam.
- MAXWELL, W. G. H. (1968): Atlas of the Great Barrier Reef. — 258 S.; Amsterdam (Elsevier).
- MEISCHNER, D. (1961): Rhenar Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). — Unveröff. Diss. Univ. Göttingen: 64 S.; Göttingen.
- (1962): Rhenar Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 39: 47 S.; Wiesbaden.
- (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. — Developm. Sedimentol., 3: 156—191; Amsterdam (Elsevier).
- (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. — C. R. 6. Congr. internat. Strat. Geol. Carbonif. Sheffield 1967, 3: 1169—1180; Sheffield.
- (1971): Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the river Rhine. — In: Sediment. Congr. 1971, Heidelberg: 9—43; Frankfurt/M. (Kramer).
- SCHNEIDER, J. (1967): Art und Alter des Deckdiabas-Vulkanismus im Kellerwald. — Geologie, 16 (1): 5—28; Berlin.
- (1970): Ober-Devon und älteres Unter-Karbon zwischen Acker und Diabas-Zug im Oberharz. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 135 (1): 42—81; Stuttgart.
- MEMPEL, G. (1938): Die marsische Phase der bretonischen Faltung in der Attendorner-Elsper Mulde. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., 58: 566—585; Berlin.
- MÜLLER, G., & MÜLLER, J. (1967): Mineralogisch-Sedimentpetrographische und chemische Untersuchungen an einem Bank-Sediment (Cross-Bank) der Florida Bay, USA. — N. Jb. Miner., Abh., 106 (3): 257—286; Stuttgart.

- MULTER, H. G. (1971): Field Guide to some carbonate rock environments. Florida Keys and western bahamas. — 158 S.; Madison.
- NEUMANN, B. (1974): Oberdevon und Unterkarbon zwischen Wunderthausen und Alerts- hausen unter Berücksichtigung der faziellen Sonderausprägung in Diedenshausen (Mtbl. 4917 Battenberg, östl. Rhein. Schiefergeb.). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göt- tingen: 121 S.; Göttingen.
- NEWELL, N. D. (1972): The Evolution of Reefs. — *Sci. Amer.*, 226 (6): 54—65; San Fran- cisco.
- NICOLAUS, H.-J. (1957): Die Geologie der Lengfelder Mulde. Das Unterkarbon auf den Blättern Goddelsheim und Niedersfeld am Ostrand des Rhein. Schiefergebirges. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 70 S.; Göttingen.
- (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — *Beih. geol. Jb.*, 53: 246 S.; Hannover.
- NISBET, E. G., & PRICE, I. (1974): Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited, ocean ridge-derived Sediments. — *Spec. Publ. int. Ass. Sediment*, 1: 351—366; Oxford.
- PAECKELMANN, W. (1929): In: KÜHNE, F., & PAECKELMANN, W.: Die Stratigraphische und fazielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit den Nachbargebieten. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, 49: 1229—1254; Berlin.
- (1934): Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. — *Jb. preuß. geol. L.- Anst.*, 54: 217—260; Berlin.
- (1936): Erläuterungen zu Blatt Brilon. — *Geol. Kt. Preußen und benachb. dt. Länder*: 67 S.; Berlin.
- (1938): Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn-Elsper Doppelmulde des Sauerlandes. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, 58: 84—104; Berlin.
- & KÜHNE, F. (1936): Erläuterungen zu Blatt Alme. — *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder*: 61 S.; Berlin.
- PAPROTH, E. (1960 a): In: *Lexique stratigraphique international, Europe, Fascicule 5, Allemagne, Fascicule 5 c 1.* — 307 S.; Paris.
- (1960 b): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 3 (1): 385—422; Krefeld.
- STOPPEL, D., & CONIL, R. (1976): Revision micropaleontologique des sites Dinantiens de Zippenhaus et de Cromford (Allemagne). — *Bull. Soc. belge Géol. Paleont. Hydr.*, 82: 51—139; Brüssel.
- PETT, J. W., & WALKER, R. G. (1971): Relationship of flute cast morphology to internal structures in turbidites. — *J. Sedim. Petrol*, 41: 114—128; Tulsa.
- PILGER, A. (1950): Die tektonischen Probleme des initialen Magmatismus. — *Geol. Jb.*, 65: 1—30; Hannover.
- PLESSMANN, W. (1961): Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — *Geol. Jb.*, 78: 503—566; Hannover.
- POTTER, P. E., & SCHEIDEGGER, A. E. (1966): Bed thickness and grain size: graded beds. — *Sedimentology*, 7: 233—240; Amsterdam.
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 16: 83 S.; Wiesbaden.
- RADOMSKI, A. (1958): The sedimentological character of the Podhale Flysch. — *Acta Geol. Polonica*, 8: 395—409; Warschau.
- REICH, H. (1935 a): Erläuterungen zu Blatt Berleburg. — *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder*: 24 S.; Berlin.
- (1935 b): Erläuterungen zu Blatt Battenberg. — *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder*: 21 S.; Berlin.
- & SCHMIERER (1934): Erläuterungen zu Blatt Laasphe. — *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder*: 42 S.; Berlin.
- RICHTER, R. (1937): Die entscheidende Benennung von Stufe und Schicht nach der Weise von Siegen-Stufe und Siegener Schichten. — *Senckenbergiana*, 19: 116 S.; Frankfurt/M.
- & RICHTER, E. (1949): Die Trilobiten der Erdbach-Zone (Kulm) im Rheinischen Schie- fergebirge und im Harz. 1. Die Gattung *Phillibole*. — *Senckenbergiana*, 30: 63—94; Frankfurt/M.

- RÖSLER, H. J. (1960): Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatik und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. — *Freiberger Forsch.-H.*, C 92: 1—275; Berlin.
- ROUSHAN, F. (1975): Oberes Mitteldevon und Oberdevon zwischen Willingen und Usseln (Blatt Niedersfeld 4717, nordöstl. Rhein. Schiefergebirge). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 104 S.; Göttingen.
- RUPPRECHT, L. (1937): Die Biostratigraphie des obersten Kulm im Sauerlande. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, 57: 238—283; Berlin.
- SCHÄFER, W. (1975): Eine oberdevonisch-unterkarbonische Schichtlücke im Bereich des Balver Riffgebietes (Rheinisches Schiefergebirge). — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1975 (4): 228—241; Stuttgart.
- SCHIEER, G. (1959): Die Formenvielfalt der Riffkorallen. — *Ber. naturwiss. Ver. Darmstadt*, 1958/59: 50—67; Darmstadt.
- SCHIEDDEGGER, A. E., & POTTER, P. E. (1965): Textural studies of graded bedding. Observation and theory. — *Sedimentology*, 5 (4): 265—376; Amsterdam.
- SCHERP, A. (1961): Der Initialmagmatismus im ostrheinischen Schiefergebirge und seine Lagerstätten. — *Erzmetall*, 14: 328—335; Stuttgart.
- (1968): Petrographische Untersuchungen von Gesteinsproben des Mbl. Eslohe. — Unveröff. Manusk. Arch. geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
- (1971): Petrographische Untersuchungen tuffverdächtiger Lagen aus Bohrungen der Sachleben AG, Meggen. — Unveröff. Ber. Arch. geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.: 15 S.; Krefeld.
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — *Z. dt. geol. Ges.*, Mber., 77: 226—234; Berlin.
- SCHMIERER, T. (1934): Erläuterungen zu Blatt Biedenkopf. — *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder*: 63 S.; Berlin.
- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variszischer Geosynklinal-Ablagerungen im Rhenoheryznikum. — *Diss. Univ. Göttingen*: 68 S.; Göttingen.
- SCHWAN, W. (1951): Geologisches Auftreten und Entstehen der Kieselschiefer (Lydite). — *Geologica*, 11: 115—134; Naumburg/Saale.
- SCHWARZ, A. (1928): Die Natur der culmischen Kieselschiefer. — *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, 41: 191—241; Frankfurt/M.
- SPENCER, M. (1967): Bahama Deep Test. — *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 51 (2): 263—268; New York.
- STEINMANN, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Die SCHARDTsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. — *Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. B.*, 16; Freiburg.
- STOCKMAN, K. W., GINSBURG, R. N., & SHINN, E. A. (1967): The Production of Lime Mud by Algae in South Florida. — *J. Petrol.*, 37: 633—648; Oxford.
- THOME, K. N., mit Beitr. von MERTENS, H., REHAGEN, H.-W., & WOLF, M. (1968): Erläuterungen zu Blatt 4615 Meschede. — *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1 : 25 000: 148 S.; Krefeld.
- THOMSON, A. F., & THOMASSON, M. R. (1969): Shallow to deep water facies development in the Dimple limestone (Lower Pennsylvanien), Marathon region, Texas. — In: *Depositional environments in the carbonate rocks.* (Edit.: FRIEDMAN, G. M.). — *Symposium Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 14: 57—78; Menasha.
- THURSTON, D. R. (1972): Studies on bedded cherts. — *Contr. Miner. Petrol.*, 36: 329—336; Berlin.
- TORUNSKI, H. (1974): Geologische Untersuchungen in der Nehdener Mulde (östl. Rheinisches Schiefergebirge, Mtbl. Nr. 4517 Alme). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 78 S.; Göttingen.
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 152 (1): 75—111; Stuttgart.

- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. — Paläont. Z., **33**: 266—314; Stuttgart.
- (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (1): 197—228; Krefeld.
- WALKER, R. G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. — J. Sed. Petrol., **35** (1): 25—43; Menasha.
- WALLISER, O. H. (1960): Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dill-Mulde. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (1): 229—242; Krefeld.
- & Mitarbeit. (1959): Zum Oberdevon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 120—132; Wiesbaden.
- WANDT, H. J. (1975): Oberdevon und Unterkarbon zwischen Diedenshausen und Alerts- hausen (Bl. 4916 Berleburg/Bl. 4917 Battenberg; östl. Rhein. Schiefergebirge). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 183 S.; Göttingen.
- WEBER, H. (1934): Das Oberdevon von der Attendorn-Elsper Doppel-Mulde. — Z. dt. geol. Ges., **86**: 537—574; Berlin.
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **141**: 333—363; Stuttgart.
- WEDEKIND, R. (1913): Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon vom Martenberg bei Adorf. — Sbr. Ges. naturf. Freunde, **1913**: 23—77; Berlin.
- WITTEN, W. (1974): Oberdevon und Unterkarbon zwischen Elsoff und Alerts- hausen (Blatt Berleburg/Battenberg; östliches Rheinisches Schiefergebirge). — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 130 S.; Göttingen.
- WRAY, J. L. (1972): Environmental Distribution of Calcareous Algae in Upper Devonian Reef Complexes. — Geol. Rdsch., **61** (2): 578—584; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. (1965): Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/ Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**: 647—676; Krefeld.
- (1966): Ein Konglomerat im Sandstein der Nehden-Stufe in der Lüdenscheider Mulde (Mbl. Plettenberg, Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 88—101; Stuttgart.

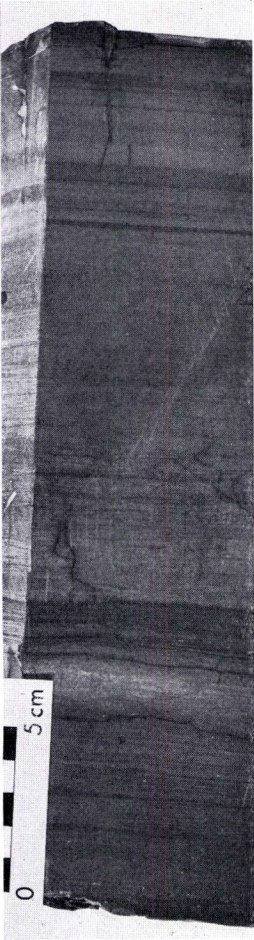
Anschrift des Verfassers:

DR. WOLFGANG WITTEN
Geologisch-Paläontologisches Institut
und Museum der Universität
Goldschmidtstr. 3, 3400 Göttingen

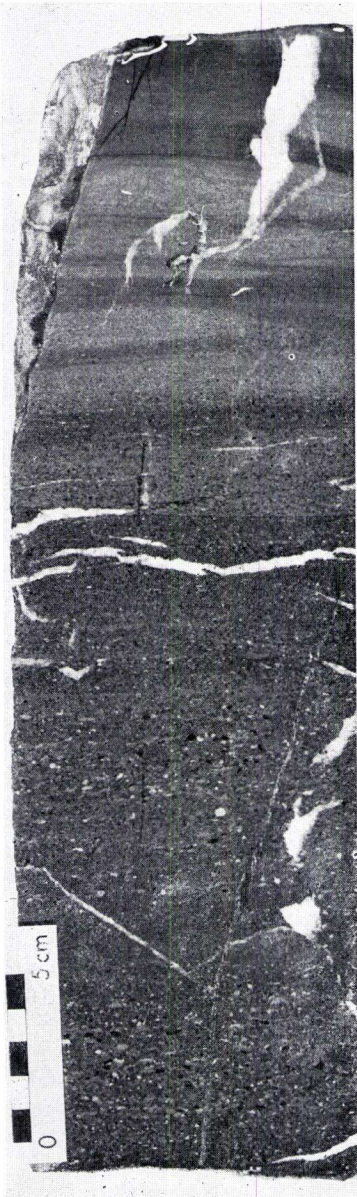
Tafeln 1—4

Tafel 1

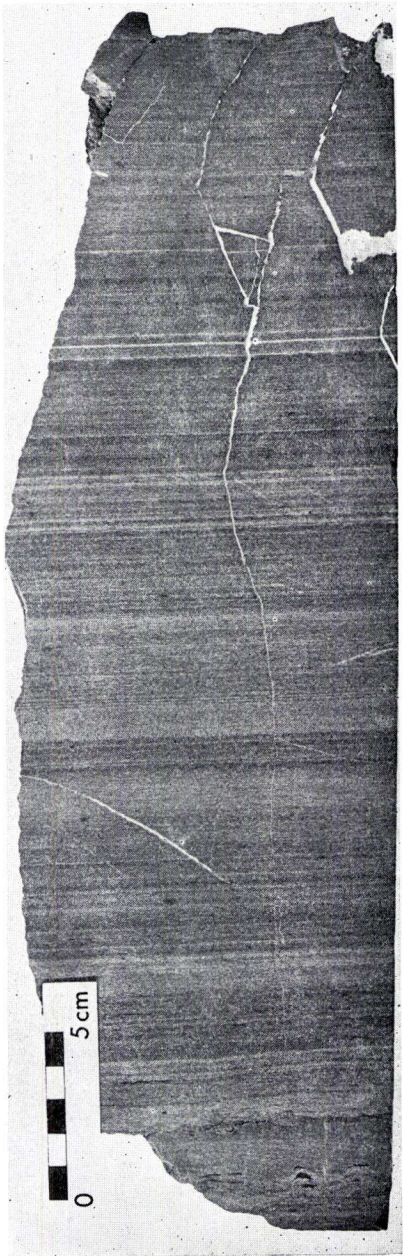
- Fig. 1. Kalkturbidit im Kieselkalk-Horizont mit ausgeprägter Feinschichtung (Bank-Nr. 228/174).
- Fig. 2. Kalkturbidit im Kieselkalk-Horizont mit weitgehend vollständiger Bank-Zonierung (Bank-Nr. 227/108).
- Fig. 3. Kalkturbidit im Lydit-Horizont, oberer Teil („Erbacher Kalk“), mit ausgeprägter Feinschichtung (Bank-Nr. 226/14).



1



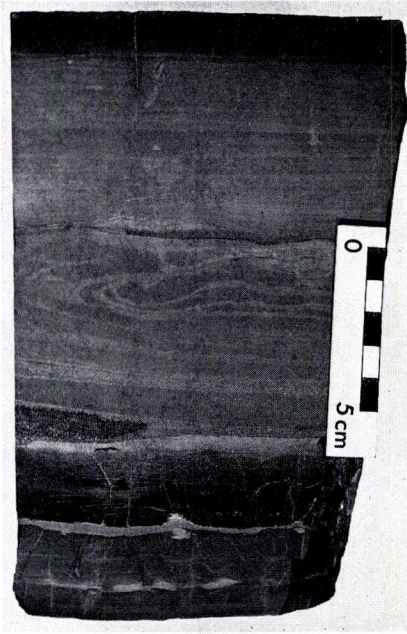
2



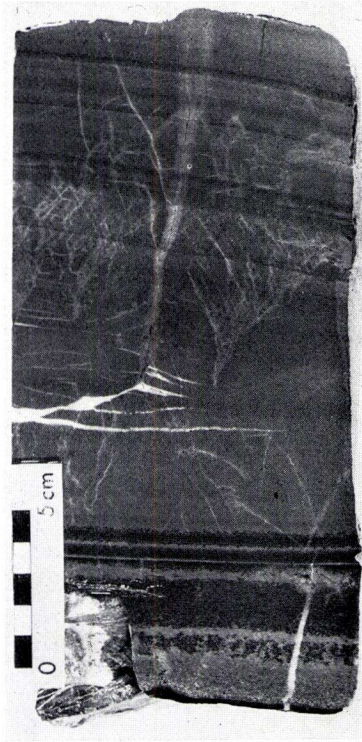
3

Tafel 2

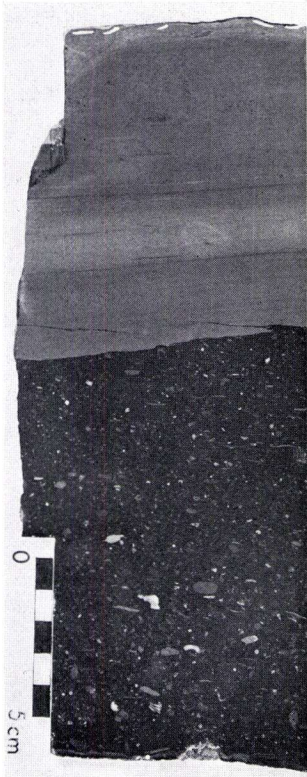
- Fig. 1. Kalk-Tuff-Turbidit im Kieselkalk-Horizont der Waldecker Mulde (Bank-Nr. 211/125).
- Fig. 2. Brachiopoden-Bank im $cd III\alpha_3$ bei Beddelhausen (Bank-Nr. 207/348).
- Fig. 3. Tuff-Turbidit bei Medelon (Kieselkalk-Horizont, Bank-Nr. 232/202 a).
- Fig. 4. Erosives Eingreifen eines grobdetritischen Kalkturbidits (Kieselkalk-Horizont, Bank-Nr. 206/150).



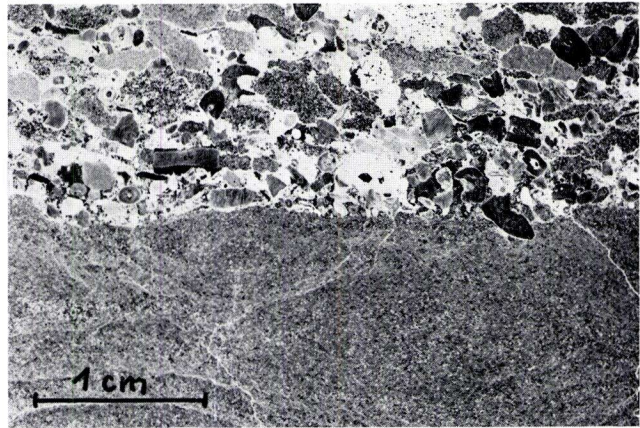
1



3



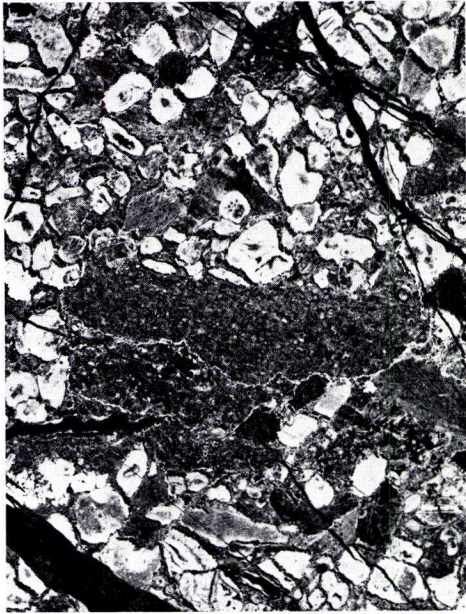
2



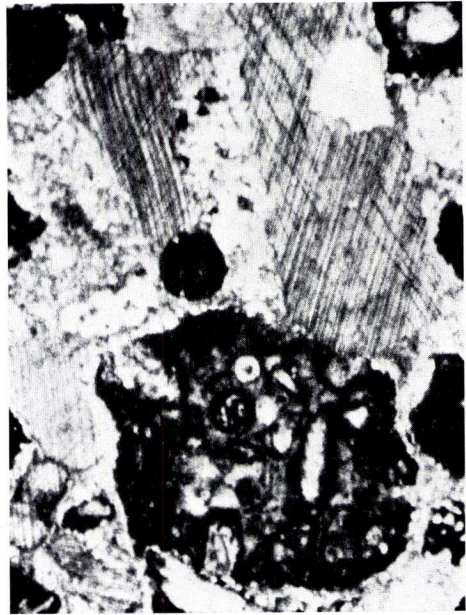
4

Tafel 3

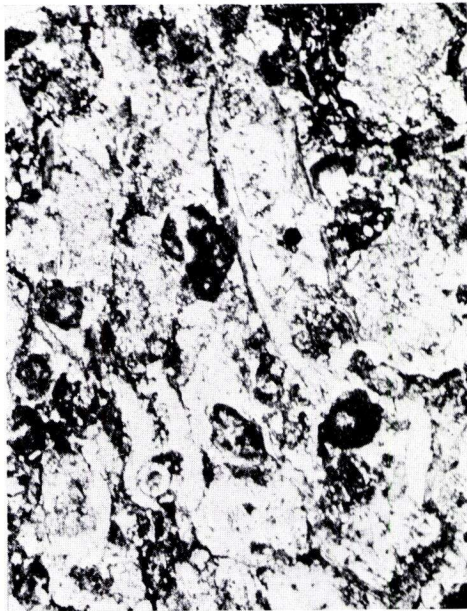
- Fig. 1. Grobdetritus mit polymiktem Resediment-Intraklast (Kieselkalk, Bank-Nr. 227/108). Negativ-Abzug.
- Fig. 2. Echinodermen-Detritus und polymiktes Intraklast (Kieselkalk, Bank-Nr. 214/154).
- Fig. 3. Karbonat-Detritus mit Bryozoen-Rest (Fenestellide) im Kieselkalk (Bank-Nr. 214/154).
- Fig. 4. Karbonat-Detritus mit Crinoiden- und Algen-Rest (Kieselkalk, Bank-Nr. 214/154).



1



2



3



4

Tafel 4

- Fig. 1. Karbonat-Detritus mit algenumkrusteter Foraminifere (Kieselkalk, Bank-Nr. 227/108).
- Fig. 2. Dasycladaceen-Rest (Kieselkalk, Bank-Nr. 214/154).
- Fig. 3. Bankbasis im Cephalopodenkalk bei Wellinghausen mit Karbonat-Detritus, feingeschichtet (Negativ-Abzug, Karbonat dunkel; Bank-Nr. 244/6).
- Fig. 4. Mikritischer bis mikrosparitischer Cephalopodenkalk mit Goniatiten-Querschnitt (Bank-Nr. 244/6), Negativ-Abzug.



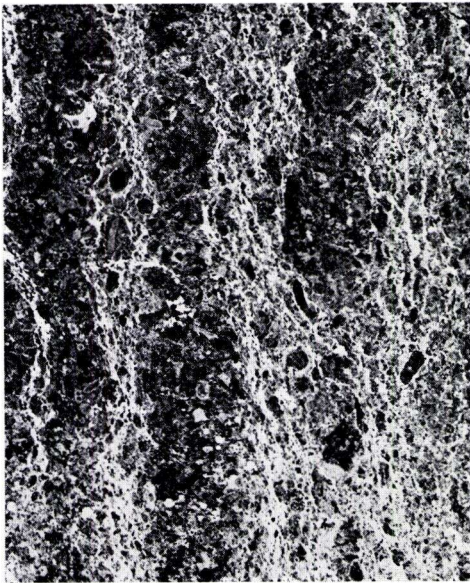
0,5 mm

1



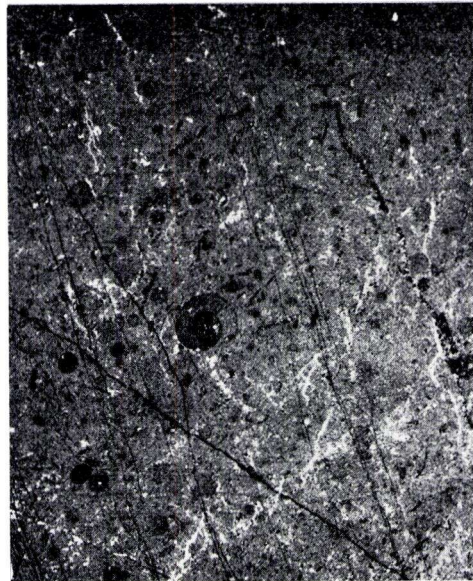
0,5 mm

2



1mm

3



1mm

4

- 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 (Famne). 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 Subfussion des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf., DM 7,60.
- 47: HÖLTING, B. & STENGER-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 Biebirtal 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: MATTHESS, 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: BUGGISCHE, 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 Schleusen-kammer (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 (Rheinessen, 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,-.