

Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des
nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der
Kohlenkalk von Schreufa (Eder)

Von

Klaus-Dieter Meischner

Mit 15 Abbildungen, 2 Tabellen und 7 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9-11

Wiesbaden 1962

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 39

Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des
nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der
Kohlenkalk von Schreufa (Eder)

Von

Klaus-Dieter Meischner

Mit 15 Abbildungen, 2 Tabellen und 7 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9-11

Wiesbaden 1962

Kurzfassung

Aus dem Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges wird eine kalkige Sonderfazies beschrieben, die aus zwei Serien dunkler, bituminöser Kalke mit detritischem Gefüge besteht, die mit dunklen, feinkörnigen Schiefen wechsellagern, dem Posidonienkalk (oberes Dinantium III α bis unteres β spi) und dem Rhenauer Kalk (oberes III β spi bis III γ). Die Kalke sind als Saum den Grauwacken dieser stratigraphischen Horizonte beckenwärts vorgelagert.

Aufgrund lithologischer und sedimentologischer Beobachtungen wird geschlossen, daß die Kalke durch Suspensionsströme in einem ruhigen, tieferen Becken sedimentiert worden sind.

Um diese Verteilung der Sedimente zu deuten, wird ein Modell der Schüttung gegeben. Die detritischen Kalke werden von einem Saum kleiner Kohlenkalkriffe (Kohlenkalk von Schreufa) abgeleitet, die dem Außenrand der Grauwackenschüttung aufgesessen haben (Schelfrandkalk). Ihr Detritus wurde durch episodische Suspensionsströme in die benachbarten Beckenregionen eingebracht.

Die Häufigkeitsverteilung stratigraphisch wichtiger Conodonten der *Goniatites*-Stufe wird in einer Tabelle dargestellt.

Abstract

Posidonienkalk (upper Dinantium III α to lower β spi) and Rhenauer Kalk (upper III β spi to III γ), two series of bituminous limestones interstratified with dark shales and characterised by detritic fabric, have been described from the Culm facies of northeastern Rheinisches Schiefergebirge. Towards the interior of the depositional basin, these limestones occur fringing the greywackes.

From lithological and sedimentological evidences it is concluded, that this detritic limestones have been deposited in a deep basin in a still water milieu from turbidity currents.

In order to explain this spatial distribution of sedimentary units, a model has been set up exhibiting the mode of sedimentary transport. A reef of Kohlenkalk (for instance, the Kohlenkalk of Schreufa) from the shelf area of greywacke deposition is pictured to have yielded the calcareous detritus, which was subsequently transported to the neighbouring areas of the sedimentation basin through episodic density currents.

Frequency distribution data for stratigraphically important conodonts of the *Goniatites* - stage have been presented in a table.

Résumé

Le Posidonienkalk (Dinantium supérieur III α à inférieur β spi) et le Rhenauer Kalk (supérieur III β spi à III γ) situés dans le Culm-faciès du nord-est du Rheinisches Schiefergebirge sont décrits, deux séries de calcaire fétide foncé avec texture détritique alternant avec schistes foncés à grains fins. Ces calcaires s'étendent comme un bord vers l'intérieur du bassin devant les grauwackes de ces horizons stratigraphiques.

A cause des observations lithologiques et sédimentologiques la conclusion est faite que les calcaires ont été sédimentés par des fleuves de suspension dans un bassin tranquille et creux.

Pour expliquer cette répartition des sédiments, un modèle montre la manière du déversement. Des calcaires détritiques provenant d'un bord de petits récifs de Kohlenkalk (p.e. Kohlenkalk de Schreufa) qui étaient assis sur le bord extérieur du déversement des grauwackes (calcaire du bord d'un shelf) furent transportés par des fleuves de suspension épisodiques dans les régions voisines du bassin.

La répartition de la fréquence des conodontes de l'étage des *Goniatites* importants en vue stratigraphique est présentée dans un tableau.

Inhalt

A. Einleitung	6
1. Frühere Arbeiten	6
2. Geologische Einführung	7
B. Beobachtungen (beschreibender Teil)	8
I. Die Profile	8
1. Profile im Posidonienkalk	9
2. Profile im Rhenauer Kalk	13
3. Der Kohlenkalk von Schreufa	20
4. Zusammenfassung der Profile	21
II. Zur Petrographie der Kalke	21
1. Geländebeobachtungen, makroskopische Merkmale	22
2. Mikroskopische Beobachtungen	24
3. Zusammenfassende petrographische Beschreibung	28
III. Die Fossilführung der Kalke	29
1. Rhenauer Kalk und Posidonienkalk	29
2. Fossilien im Kohlenkalk von Schreufa	32
C. Zur Genese der Kalke (Deutungen)	33
I. Die Paläogeographie	33
II. Der Sedimentationsmechanismus der Grauwacken	34
III. Die Genese der detritischen Kalke	34
1. Der Sedimentationsmechanismus	34
2. Ein Modell der Schüttung im Kulm	36
3. Unterschiede zwischen Posidonienkalk und Rhenauer Kalk	41
4. Übertragung auf andere Gebiete	43
IV. Eine Rekonstruktion des unterkarbonischen Sedimentationsbeckens	43
Schriftenverzeichnis	44

A. Einleitung

1. Frühere Arbeiten

Seit langem ist im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges eine kalkige Sonderfazies bekannt. Bereits LEPPLA (1892) wies in seinem Bericht über Aufnahmen im Gebiet des Blattes Waldeck—Cassel der DECHENSchen Karte (1 : 80000) auf diese Kalke hin und betonte ihre geringe Verbreitung und ihr detritisches Gefüge.

HAUBOLD (1933) gibt eine kurze Beschreibung und eine auf falschen Voraussetzungen gegründete Deutung. PAECKELMANN (1936, S. 36—39) erwähnt flinzartige, dunkle Kalkbänke in den „Kulm-Posidonien-schiefer“ und unreine, bituminöse, wechselvoll zusammengesetzte, detritische Kalke an der Grenze gegen die Grauwacken, die meist dünnbankig sind, namentlich in der Nähe der Grauwacken aber zu linsenförmigen Paketen dickerer Bänke anschwellen, die $\frac{1}{2}$ bis 1 m Mächtigkeit besitzen. Auch STAESCHE (1936) gibt kurz vor Beginn der Grauwackenführung dunkle Kalkbänke an, deren oberste schon mit den ersten grauwackenführenden Schiefen wechsellagern.

Der Name Rhenauer Kalk hat sich allmählich für die grauwackennahen Kalke herausgebildet, er wird 1942 von H. SCHMIDT benutzt. Die Kalke in den „Posidonien-schiefern“ werden als Posidonienkalk bezeichnet.

Angaben über Aufschlüsse in den Kalken finden sich außer bei H. SCHMIDT (1942) in der Diplomarbeit NICOLAUS (1957) und bei KULICK (1958, 1960). Hier ist auch eine sehr brauchbare Feinstratigraphie des Kulm III β für das Arbeitsgebiet angegeben, die in der vorliegenden Arbeit verwandt wird (vgl. Tab. 1!).

E. PAPROTH (1953) hat ein Vorkommen von sehr fossilreichem, typischem „Kohlenkalk“ inmitten der Konglomerate und Grauwacken des Kulm III β spi von Schreufa an der Eder beschrieben, das erhebliche Bedeutung für die Genese der detritischen Kalke besitzt und daher in diese Betrachtung einbezogen wird.

Die gründlichen Arbeiten mehrerer Vorgänger haben die Bearbeitung der Kalke und besonders die Schlußfolgerungen, die allein an Hand dieser Untersuchung etwas gewagt erscheinen mögen, wesentlich erleichtert. Besonders ist die inhaltsreiche Dissertation KULICK (1958, 1960) zu nennen, die eine Unzahl zuverlässiger Geländebeobachtungen enthält, ferner für die Sedimentationsverhältnisse die Untersuchungen und die ausführliche Zusammenstellung und Diskussion der umfangreichen Literatur von PLESSMANN (1961) und für den Kohlenkalk der Grauwackenküste die Dissertation PAPROTH (1953).

Die Anregung zu dieser Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. HERMANN SCHMIDT. Für seine ständige Anteilnahme an ihrer Ausführung und seinen mannigfachen Rat bin ich ihm zu tiefem Dank verpflichtet.

Herrn Professor Dr. E. BEDERKE danke ich dafür, daß er die für die Arbeit nötigen technischen Hilfsmittel des Geologisch-Paläontologischen Institutes in Göttingen stets großzügig zur Verfügung gestellt hat.

Herrn Dr. JENS KULICK, Wiesbaden, schulde ich Dank für die Einführung in das Arbeitsgelände und seine Stratigraphie. Herrn Dr. W. PLESSMANN, Göttingen, danke ich für die Überlassung seines Manuskripts über Strömungsmarken in Flyschsedimenten und ihre geologische Auswertung.

Die Geländearbeiten habe ich im Spätsommer und Herbst 1959 und im Februar 1961 ausgeführt.

2. Geologische Einführung

Rhenaer Kalk und Posidonienkalk sind eine kalkige Sonderfazies im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges, die in der Waldecker Hauptmulde zwischen dem Medebach-Goldhausener Sattel und dem Ostsauerländer Hauptsattel verbreitet und im wesentlichen auf dieses Gebiet beschränkt ist.

Das Normalprofil des Kulm in diesem Gebiet zeigt Tabelle 1. Die β -Zone wird nach KULICK in Subzonen des *Goniatites striatus* SOW. unterteilt, und zwar von unten nach oben in die *striatus*-, *falcatus*-, *elegans*- und *mucronatus*-Subzone, die nach den leitenden Unterarten benannt sind, und die Subzone mit *Neoglyphioceras spirale* (PHILL.).

In diese Serie kieseliger und klastischer Sedimente schalten sich in drei stratigraphischen Niveaus detritische Kalke ein:

1. Etwa an der Grenze der Zonen II γ/δ auf dem Übergang von dem Horizont vorwiegender Lydite zu den Kieselkalken ein Vorkommen dunkler, dickbankiger, detritischer Kalke stark wechselnder Mächtigkeit, das von VOGES (1960) untersucht und an seiner Conodontenführung als zeitliches Äquivalent des Erdbacher Kalkes erkannt wurde.
2. In den kieseligen Übergangsschichten und den Posidonien-schiefern des oberen III α bis unteren III β spi die sogenannten Posidonienkalke.

3. An der Grenze zwischen Tonschiefern und Grauwacken, vorwiegend aber in den gebänderten Tonschiefern des oberen III β spi bis γ_1 der Rhenauer Kalk.

Tabelle 1. Normalprofil des Kulm im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.

Stratigr.		Gesteine	Detritische Kalke	Andere Kalke
Visé	III γ_2 III γ_1	Grauwacken	-----	
	III β spi mu el fa str		Rhenauer Kalk	Kohlenk. v. Schreufa
	III α_4	30—100 m Ton- schiefer Kieselige Übergangsschichten 8—12 m	Posidonienkalk	Crinoiden-Kalkbank
	α_1			
Tournai	II δ	Kieselskalk 25—30 m	äquiv. Erdbacher K	
	α	Lydite ca. 20 m Liegende Alaunf. 10—15 m		
	I	Dunkle Tonschiefer		

Oberdevon

Meischner: Rhenauer Kalk

B. Beobachtungen (beschreibender Teil)

1. Die Profile (siehe hierzu Tafel 7!)

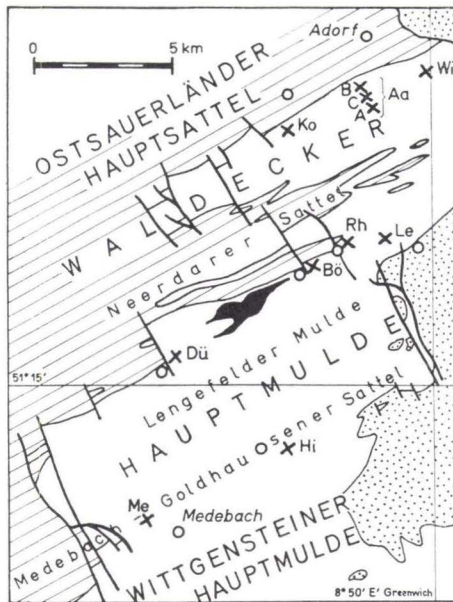


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes nach PÄCKELMANN (1934). Schraffen: Devon, weiß: Kulm, Punkte: Zechstein. Lage der Profile eingezeichnet.

Die Kalke sind lediglich gut aufgeschlossen; der Mangel an Aufschlüssen wird durch die Möglichkeit genauer stratigraphischer Einstufung und die Auswertung genetisch bedingter Eigenheiten der Kalke ausgeglichen.

Folgende Profile wurden untersucht:

Tabelle 2. Aufschlüsse in Posidonienkalk und Rhenaer Kalk.

Lokalität	Abkürzung	Blatt (Nr.)	Koordinaten R ; H
Aartalstraße Adorf-Flechtdorf		Adorf (4618)	
am Stunzenberg	Aa A		86 330 ; 88 860
am Rottenberg	B		85 880 ; 89 660
am Lenkenberg	C		86 280 ; 89 180
Kohlberg S' Sudeck	Ko		83 500 ; 88 380
Wirmighausen	Wi		88 300 ; 90 240
Rhena	Rh	Goddelsheim (4718)	84 050 ; 85 560
Bhf. Lelbach-Rhena	Le		87 000 ; 84 060
Straßenböschung E' Bömighausen	Bö		83 680 ; 83 180
Düdinghausen	Dü		78 920 ; 81 070
Eschenberg E' Hillershausen	Hi		83 770 ; 76 120
Bromberg NW' Medebach	Me		77 000 ; 75 420
Meischner: Rhenaer Kalk . . .			

Die Profile Hillershausen und Medebach sind von KULICK (1960) beschrieben worden, Düdinghausen wird von ihm kurz besprochen. Die Profile Bhf. Lelbach-Rhena, Rhena, Bömighausen, Düdinghausen und Hillershausen erscheinen mit kurzer Beschreibung oder Skizzen bei NICOLAUS (1957). Die Aufschlüsse an der Straße Adorf-Flechtdorf sind von H. SCHMIDT (1942) eingestuft worden.

Die Profile wurden, wenn möglich, mit der leicht kenntlichen *crenistrina*-Kalkbank (Grenze III α 3/4 nach NICOLAUS) als Basis genau petrographisch aufgenommen („Zentimeterprofile“). Da die feinstratigraphische Einstufung meist schon vorlag (KULICK) und für die Profile Rhena und Lelbach-Rhena durch freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Dr. KULICK und an anderen Stellen durch petrographische Parallelen klargestellt wurde, konnte ich auf das Sammeln von Makrofossilien verzichten.

Es hat sich gut bewährt, Banknummern, stratigraphische Grenzen usw. bereits während der Aufnahme mit einem wetterbeständigen Kunstharzlack an den Profilen selbst aufzutragen. Es erleichtert die Übersicht bei der Arbeit (besonders beim Zeichnen), erspart bei einem späteren Besuch längeres Suchen und erweist sich daher auch nützlich für Exkursionen.

Im folgenden werden zur Bezeichnung der einzelnen Bänke die Abkürzung des Profils (s. Tab. 2!) und die Banknummer in dem jeweiligen Aufschluß benutzt.

1. Profile im Posidonienkalk

a. Medebach (Me)

Das Profil ist in der früheren Einfahrt zum Steinbruch an der NW-Ecke des Bromberges aufgeschlossen. Es gehört dank KULICK zu den am besten bekannten feinstrati-

graphischen Profilen und ist deshalb als Standardprofil für den Posidonienkalk anzusehen. Die Schichten liegen ungestört und nur durch Hakenschlagen überkippt am NW-Flügel eines Sattels von Kieselgesteinen.

Über der hier wie weithin sonst dreiteiligen *crenistria*-Kalkbank (Bank 1—3) folgen meist fossilreiche, dunkle Ton- und Mergelschiefer, die im unteren Teil noch stark kieselig sein können oder als Alaunschiefer anzusprechen sind und im Hangenden langsam in normale Kulmtonschiefer übergehen.¹⁾ Diesen Schiefen sind die Bänke des dunklen, bituminösen Posidonienkalkes eingeschaltet, und zwar die erste noch mitten in der hier ca. 2 m mächtigen Subzone III α 4 (Bk. 4).

Die ebenfalls 2 m mächtige Subzone des *Goniatites striatus striatus* (SOW.) (III β str) führt über einem geringmächtigen Tuffit 4 je 12 cm mächtige, teilweise unreine, mergelige, feinspätige Kalkbänke (Bk. 4—7).

Die *falcatus*-Subzone ist wenig über 1 m mächtig und enthält 2 etwa 20 cm mächtige Kalkbänke (Bk. 8,9).

Die Subzone III β el beginnt mit einer 32 cm mächtigen, plattigen Kalkbank (Bk. 10) inmitten besonders posidonienreicher, grünlicher, mergelig-kieselig Schiefer. Ein wichtiger Leithorizont ist der im ganzen östlichen Schiefergebirge verbreitete und sehr charakteristische Tuffit dieser Subzone, ein helles, seifiges bis körniges Gestein mit lagenweise stark angereicherten, großen Muskovitschuppen, dessen mittlere Partien oft fest und stark kalkig sind. Im Profil Medebach ist der Tuffithorizont ausnahmsweise 1 m mächtig, weil hier eine starke synsedimentäre Kalkbeimengung zur Bildung kalkig-tuffitischer Mischgesteine geführt hat. Eine zweite, 11 cm mächtige Kalkbank liegt über einem weiteren Tuffit im oberen Teil der im ganzen 3 m mächtigen *elegans*-Subzone (Bk. 11).

Die Grenze der Subzonen *elegans*/*mucronatus* wird durch einen Tuffithorizont markiert, dem in etwa 30 cm Abstand weitere Tuffitbänder folgen. Der Grenzbereich zwischen oberer *elegans*- und unterer *mucronatus*-Subzone ist arm an Kalk, und erst etwa in der Mitte der *mucronatus*-Subzone beginnt eine neue Kalkserie mit der 58 cm mächtigen Bank 13, einer detritischen, deutlich gradierten, im basalen Teil mittelspätigen und im oberen Teil zunehmend feinspätigen, feinschichtigen und unreinen Kalkbank.

Dieser schlagartige Einsatz einer neuen Kalkserie ist in allen Vergleichsprofilen in genau demselben stratigraphischen Horizont festzustellen und gibt daher eine prägnante Zeitmarke. Die Serie von Kalkbänken hält bis in den unteren Teil der Subzone des *Neoglyphioceras spirale* an und klingt dann erst allmählich aus, indem die Bänke dünner und mergelig werden. Die zwischengeschalteten Schiefer sind nur noch selten kieselig oder alaunschieferartig, meist sind es milde, dunkle, feinkörnige Tonschiefer. Im oberen Teil der *mucronatus*-Subzone liegen noch zwei Tuffitschichten. Diese Subzone ist gut 3 m mächtig.

Über der Kalkserie werden die Tonschiefer der *spirale*-Subzone etwas heller grau und streifig. Es sind noch etwa 11 m fast kalkfreier Schiefer aufgeschlossen, die Grenze zum III γ wird nicht mehr erreicht. Auf den im Hangenden des Profils liegenden

¹⁾ Nähere petrographische Beschreibungen finden sich bei NICOLAUS (1958) und KULICK (1958, 1960).

Äckern sind aber einige Lesesteine zu finden, die wahrscheinlich vom Rhenaer Kalk stammen, der also hier noch vorhanden sein dürfte.

Das Profil Medebach ist das klarste und am besten entwickelte Profil des Posidonienkalkes, es ist repräsentativ für das ganze Arbeitsgebiet. Die größeren Einheiten, nämlich die beiden Kalkbankserien (die erste von der *striatus*- bis in die *elegans*-Subzone, die zweite von der mittleren *mucronatus*- bis zur unteren *spirale*-Subzone reichend und in zwei Unterserien mit den Maxima in der mittleren *mucronatus*- und der untersten *spirale*-Subzone unterteilbar) und die sie trennenden Schieferpakete (die Alaun- und Kieselschiefer der *intermedius*- bis unteren *striatus*- Subzone mit der einzelnen Kalkbank 4, die Tonschiefer der oberen *elegans*- bis mittleren *mucronatus*- Subzone und die mächtigen, kalkarmen Ton- und Bänderschiefer der *spirale*-Subzone) lassen sich in allen Profilen der β -Zone wiederfinden. Sogar einzelne Bänke sind in den bis 16 km Luftlinie entfernten Profilen zu identifizieren. Besonderen Leitwert haben außer der allgegenwärtigen *crenistria*-Kalkbank die Tuffite der Subzonen *striatus*, *elegans* und *mucronatus* und die überall vorhandene tiefste Bank der zweiten Posidonienkalkserie, die *mucronatus*-Leitbank (Me 13, Hi 15, Dü 17, Le 15, Aa A 14).

Die durch petrographischen Vergleich gewonnenen Einstufungen stimmen mit den biostratigraphischen Angaben von KULICK bemerkenswert genau überein. Für die weiteren Profile genügt es, die Abweichungen vom Standardprofil Medebach anzugeben.

b. Hillershausen (Hi, Abb. 3)

Das Profil liegt am Westfuß des Eschenberges, ebenfalls am Medebach- Goldhausener Sattel, etwa 7 km im Streichen nach NE vom Profil Medebach entfernt. Die Lagerungsverhältnisse sind einfach, störend ist allerdings, daß der Aufschluß an der Böschung eines 1957 verbreiterten Weges schon wieder stark verwachsen ist und das Gestein stark verwittert ist. Daher waren einige Schürfe nötig. Besonders wurde die Lücke im Rhenaer Kalk der Profildarstellung KULICKS (1958) weitgehend erschürft. Die Mächtigkeit der Schichten von der *crenistria*-Kalkbank bis zur Basis der *spirale*-Subzone ist mit 9 m um 2 m geringer als in Medebach. Beide Profile stimmen gut überein, in Hillershausen sind die Kalkbänke aber etwas geringer mächtig und weniger rein als in Medebach. Eine Ausnahme macht die *mucronatus*-Leitbank, die hier mit über 1 m ihre größte Mächtigkeit und ihre größte Korngröße erreicht und besonders schön die Gradierung und den Übergang von reinem, grauem Kalk an der Basis zu dunklem, plattigem Mergelkalk an der Oberkante zeigt.

c. Düdinghausen (Dü)

Andere Verhältnisse zeigt das Profil Düdinghausen. Es liegt am NE-Ausgang des Dorfes an der Straße nach Usseln. Eine Straßenschottergrube schließt einförmig nach SE fallende Tonschiefer auf. Durch einen Schurf ist im Liegenden die *crenistria*-Kalkbank nachzuweisen. Die darauf folgenden Posidonien-schiefer werden gebildet von dicken, durch Fugen unterteilten Bänken von schwarzen Mergeln bis kalkfreien Tonschiefern, die auf den ersten Blick den Eindruck von Kalkbänken machen und NICOLAUS veranlaßten, von hier 10 m mächtigem Posidonienkalk zu sprechen. Tatsächlich

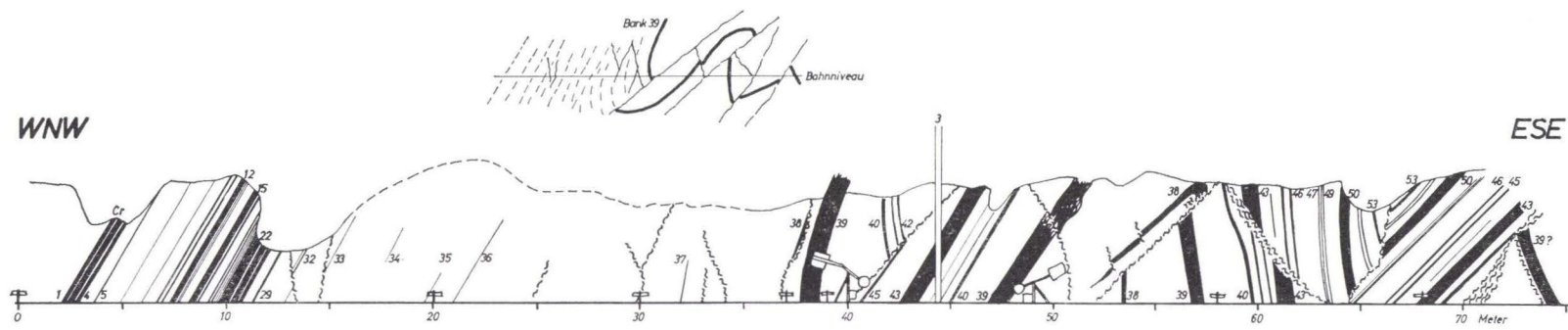


Abb. 2 Profil Bahnhof Leibach-Rhena (Bl. Goddelsheim), Posidonienkalk und Rhenaner Kalk (Dinant III $\alpha_3 - \gamma_1$), Kalkbänke schwarz, Schiefer weiß, Cr. = *crenistria*-Kalkbank.

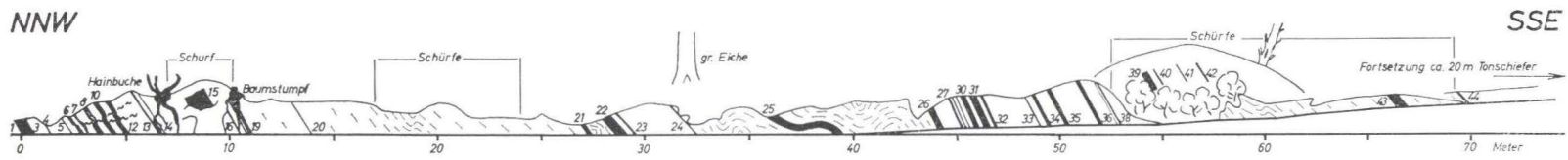


Abb. 3 Profil am Eschenberg bei Hillershausen (Bl. Goddelsheim), Posidonienkalk und Rhenaner Kalk (Dinant III $\alpha_3 - \gamma_1$), 1-3 = *crenistria*-Kalkbank.

ist aber nur die *mucronatus*-Leitbank als feinspätiger Kalk entwickelt, wenn auch nur 12 cm mächtig. Alles andere sind bankige Tonschiefer und Mergel, denen dünne Bänke von Mergelkalk und Toneisenstein eingelagert sind. KULICK macht darauf aufmerksam, daß das Profil fossilarm ist.

Die Mächtigkeiten der β -Zone sind etwas geringer als in Medebach. Immerhin ist auch bei dieser aberranten Ausbildung die Unterteilung der kalkigen Serien noch erkennbar.

d. Lelbach – Rhena (Le, Abb. 2)

Das Profil liegt im Bahneinschnitt am Bahnhof Lelbach—Rhena. Es ist auch wegen seiner tektonischen Verhältnisse interessant. An der SE-Flanke eines Kieselschiefer-Sattels sind die Tonschiefer des III β nach SE überkippt. Da außerdem der Rhenaer Kalk im höheren Teil des Profils eine ausgesprochen SE-vergente Spezialfaltung aufweist, handelt es sich hier um eine echte SE-Vergenz.

Die Mächtigkeit der Subzonen III β str bis β mu einschließlich ist auf etwa 6 m reduziert. Besonders ist die untere Kalkserie des Posidonienkalkes verkümmert. Die *mucronatus*-Leitbank (Le 15) ist noch 23 cm mächtig, aber schon feinspätig und durch Mergelstreifen gebändert. Die darauf folgende obere Kalkserie ist gegenüber Medebach ebenfalls, aber weniger reduziert. Im ganzen ist das Profil Lelbach—Rhena relativ reich an kieseligen Tonschiefern und Mergeln.

e. Aartalstraße, am Stunzenberg (Aa A, Abb. 4)

Am steilen Westhang des Stunzenberges 1 km E' Benkhausen schneidet die Aartalstraße ein Profil durch die Kieselkalke und Posidonien-schiefer an. Die Schichten liegen am NW-Flügel eines Oberdevon-Sattels und sind mit etwa 80° gleichmäßig nach NW überkippt. Die Mächtigkeiten sind etwa die gleichen wie in Medebach.

Der Kalkgehalt des Profils ist weiter zurückgegangen, von der Reduktion ist hier besonders die obere Serie (mittlere *mucronatus* -bis untere *spirale*-Subzone) betroffen. Die Unterteilung des Posidonienkalkes in zwei Serien, deren obere wiederum zweigeteilt ist, läßt sich aber noch nachweisen. Die *mucronatus*-Leitbank ist als 7 cm mächtige Mergelkalkbank in Mergeln immerhin noch erkennbar (Aa A 14), die übrigen Bänke werden z. T. durch geringmächtige Kieselkalk- oder Toneisensteinbänke vertreten. Im oberen Teil des Profils zeigen sich bereits die ersten Bänke des Rhenaer Kalkes.

Eine Besonderheit in diesem Profil stellt Bank 5 dar, eine vorwiegend aus kleinen und zerbrochenen Posidonien-schalen aufgebaute, dunkle Kalkbank von 5 cm Mächtigkeit, die auch Conodonten geliefert hat und nach deren Aussage an die Basis der β -Zone zu stellen ist.

2. Profile im Rhenaer Kalk

Die Profile im Rhenaer Kalk zeigen nicht die weithin gleichmäßige und feine Gliederung der Posidonienkalke. Das dürfte vor allem auf die wegen der Nähe der Grauwackenschüttung wesentlich höhere und unregelmäßigere Sedimentationsgeschwindigkeit zurückzuführen sein. Die Mächtigkeit der Profile wechselt, ebenso variieren

der Fossilinhalt, die Bankmächtigkeiten der Kalke und die Ausbildung der Leithorizonte. Ein Idealprofil, wie es Medebach für den Posidonienkalk darstellt, gibt es für den Rhenaer Kalk nicht.

Ein brauchbarer Leithorizont sind die *Actinopteria*-Bänke, rostig verwitternde, graue Schluffschiefer, die massenhaft *Pteronites lepidus* GOLDF. (= „*Actinopteria*“) und *Streblochondria grandaeva* (GOLDF.) führen und normalerweise etwa 3 bis 5 m über der Basis des Kulm III γ liegen. Obwohl diese Bänke im ganzen nordöstlichen Schiefergebirge und im Harz verbreitet sind, fehlen sie in einigen Profilen des Arbeitsgebietes.

Als weiterer Leithorizont hat sich bei der Auflösung der Kalke in Essigsäure eine Bank herausgestellt, die dicht über den *Actinopteria*-Bänken liegt, und deren Lösungsrückstände massenhaft Rogenpyrit von markanten Formen führen (Taf. 2, Fig. 1,2), der sonst trotz der sehr dichten Probenahme überhaupt nicht nachzuweisen ist. Diese Leitbank ließ sich in allen Profilen außer Hillershausen auffinden.

a. Rhena (Rh, Taf. 1, Fig. 1)

Der namengebende Aufschluß für den Rhenaer Kalk ist der südöstliche der beiden Steinbrüche am nördlichen Dorfrand von Rhena am Goddelsberg. Hier ist auch das beste Profil in der Hauptmasse des Rhenaer Kalkes aufgeschlossen; die hangenden Partien müssen aus anderen Aufschlüssen ergänzt werden. Die Schichten liegen flach.

Die tiefsten Horizonte im Stbr. Rhena sind an der Zufahrt zum Bruch schlecht aufgeschlossen. Es sind etwa 2,5 m mergelige, teilweise alaunschieferartige Tonschiefer mit *Posidonia becheri* BRONN, denen dünne, dichte Karbonatbänkchen eingeschaltet sind. Im Hangenden gehen die Schiefer in flaserige Mergelschiefer über, denen dann die ersten, noch unreinen, feinspätigen Kalke eingelagert sind. Die Kalkbänke werden sehr rasch reiner, gröber im Korn und deutlich detritisch. Sie erreichen etwa 1 m Bankmächtigkeit. Die Zwischenmittel, dunkle, mergelige Ton- und Alaunschiefer, treten sehr zurück. Die Bank 17 ist ein grobes, schlecht sortiertes, kieseliges Kalkkonglomerat. Einzelne Kalkgerölle kommen auch in anderen Bänken, besonders in deren unteren Teilen vor.

Die Mächtigkeiten der Einzelbänke schwanken innerhalb des Bruches etwas, doch lassen sich die Bänke im allgemeinen durch den ganzen Bruch verfolgen. Nur etwa in halber Bruchhöhe verläuft ein Horizont, in dem die Kalkbänke und ihre Zwischenmittel unruhig miteinander wechsellagern und auch geschlossene Querschnitte von Kalklinsen auftreten (Bank 32 bis 38).

Über der Bank 39 folgen 120 cm bläulich bis grünlich graue, milde, fossilreiche Tonschiefer, in deren Mitte ein 3 cm mächtiges Kalkbänkchen (39') liegt. In diesen Schiefen, wenige cm über der Bank 39', setzt *Neoglyphioceras subcirculare* (MILL.) ein (Kulm III γ 1). Auch in den anderen Profilen ist auf der Grenze β/γ dieser fossilreiche Tonschiefer festzustellen.

Über der γ -Grenze nehmen die Kalke stark ab, das Verhältnis Kalk zu Tonschiefer geht auf etwa 1 zu 1 zurück, die Kalkbänke sind ebenförmig begrenzt und zeigen eine feine, völlig ebene Schichtplattung.

Über der Bank 47, 4,5 m über der γ -Basis, bildet die *Actinopteria*-Bank das Zwischenmittel. Bank 48 ist als „*Actinopteria*-Kalk“ zu bezeichnen, denn die Muscheln

treten auch in diesem plattigen Kalk noch sehr zahlreich auf. Die nächste Bank (Rh 49) ist die Leitbank mit Rogenpyrit, darüber sind noch etwa 1 m Tonschiefer aufgeschlossen.

In den verwachsenen Aufschlüssen am Nordhang des Goddelsberges erscheinen die obersten Bänke aus dem Steinbruch Rhena am Gegenflügel eines Sattels wieder. Darüber folgen mehrere Meter Tonschiefer ohne Kalke.

b. Lelbach – Rhena (Le, Abb. 2)

Das Profil liegt nur etwa 1,5 km im Streichen nach NE vom Profil Rhena entfernt. Die Lagerung ist schon bei den Posidonienkalk-Profilen besprochen worden.

Über den Posidonienkalken folgen 20 m schlecht aufgeschlossene und teilweise ruschelige Tonschiefer mit wenigen, dünnen Karbonatbänkchen, die einförmig nach SE überkippt sind, dann setzt der Rhenaer Kalk ein, der in einigen deutlich SE-vergenten, schwach gestörten Spezialfalten ansteht. Die Bänke lassen sich in den einzelnen Falten gut identifizieren, so daß das Profil lückenlos aufzunehmen ist.

Die Kalkbänke, die bis 60 cm Mächtigkeit erreichen, sind allgemein kompakt, ziemlich rein, dunkel, bituminös und spätig. Die zwischenlagernden Tonschiefer sind nur selten kalkig, sie enthalten nur dünne karbonatische Bänkchen, die bei der Verwitterung als braune Bänder erscheinen. Das Verhältnis Kalk zu Schiefer ist etwa 1 zu 2.

Es war zuerst rätselhaft, wie bei der geringen Entfernung im Streichen vom Profil Rhena die sonst einigermaßen gleichmäßige Ausbildung des Kalkes so stark wechseln konnte. Bei der Untersuchung auf Conodonten erwies sich aber die Bank 43 als die Rogenpyrit-Leitbank. Die *Actinopteria*-Bänke fehlen. Die Basis der γ -Zone ist demnach zwischen den Bänken 38 und 39 oder unter Bank 38 anzunehmen. Das heißt, daß die Störung, welche Bank 38 noch teilweise abschneidet, ungefähr auf der Grenze der Zonen β/γ liegt, und daß an ihr die im Stbr. Rhena aufgeschlossene Hauptmasse des Rhenaer Kalkes unterdrückt ist. Die obere Hälfte des Rhenaer Kalkes im Profil Lelbach-Rhena liegt also schon über der höchsten Bank von Rhena.

c. Kohlberg S' Sudeck (Ko, Taf. 1, Fig. 2)

Am SW-Hang des Kohlberges 1500 m S' Sudeck liegt ein schon halb verfallener kleiner Steinbruch im Rhenaer Kalk.

Es sind bis über 1 m mächtige, wohlentwickelte, ziemlich reine, spätige, dunkle, bituminöse, an der Basis oft konglomeratische Kalke und ihnen zwischengelagerte milde, meist fossilreiche, dunkle Tonschiefer und wenig Mergel aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit der Kalke ist etwas größer als die der Schiefer.

Die Grenze β/γ liegt wie in Rhena in fossilreichen Tonschiefern über der dünnen Kalkbank 2. Bank 7 ist ein kieseliges, grobes Kalkkonglomerat ähnlich dem von Rhena (Taf. 3, Fig. 1). Die höchste aufgeschlossene Bank ist die Rogenpyrit-Leitbank (Bk. 11). Die *Actinopteria*-Bänke fehlen.

d. Aartalstraße B und C (Aa B, C, Abb. 4)

Bei H. SCHMIDT (1942, Taf. 3) findet sich eine Skizze der Aufschlüsse an der östlichen Böschung der Aartalstraße zwischen Adorf und Flechtdorf. Zwischen km 28,5

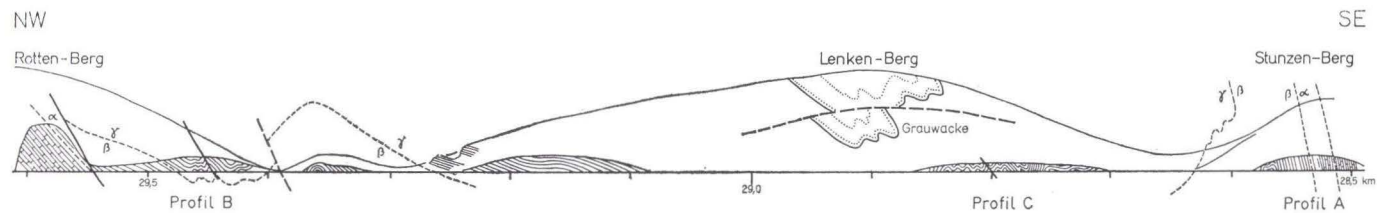


Abb. 4 Profile an der Aartalstraße Adorf-Flehtdorf (Bl. Adorf). Nach H. Schmidt (1942), verändert.

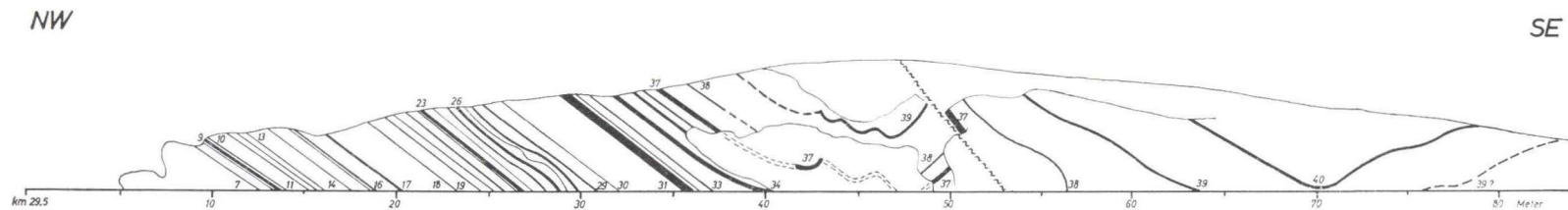


Abb. 5 Aartalstraße Adorf-Flehtdorf, Profil B am Rottenberg. Rhenauer Kalk (Dinant III β spi - γ_1).

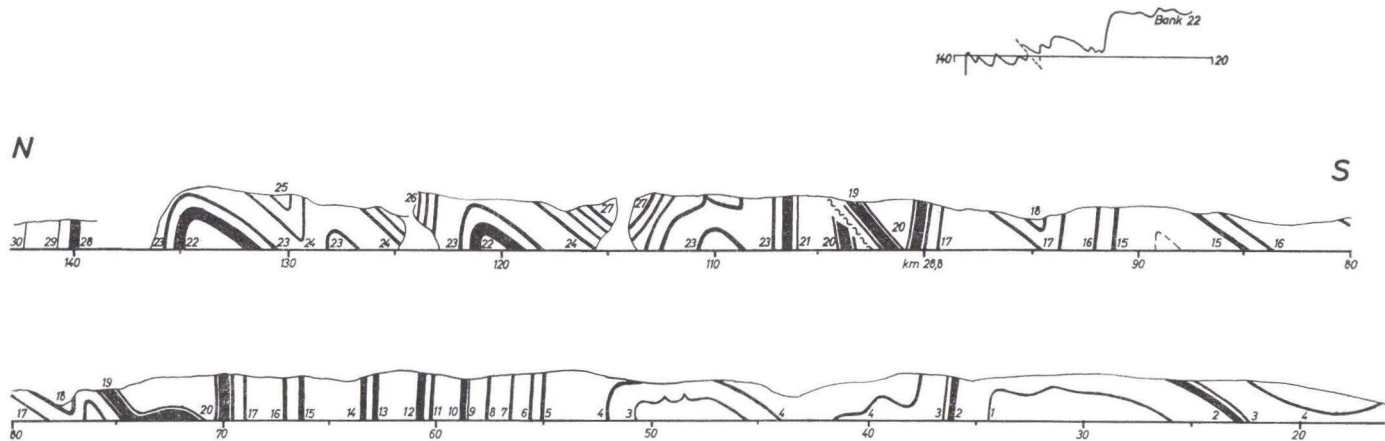


Abb. 6 Aartalstraße Adorf-Flechtendorf, Profil C am Lenkenberg. Rhenauer Kalk (Dinant III γ).

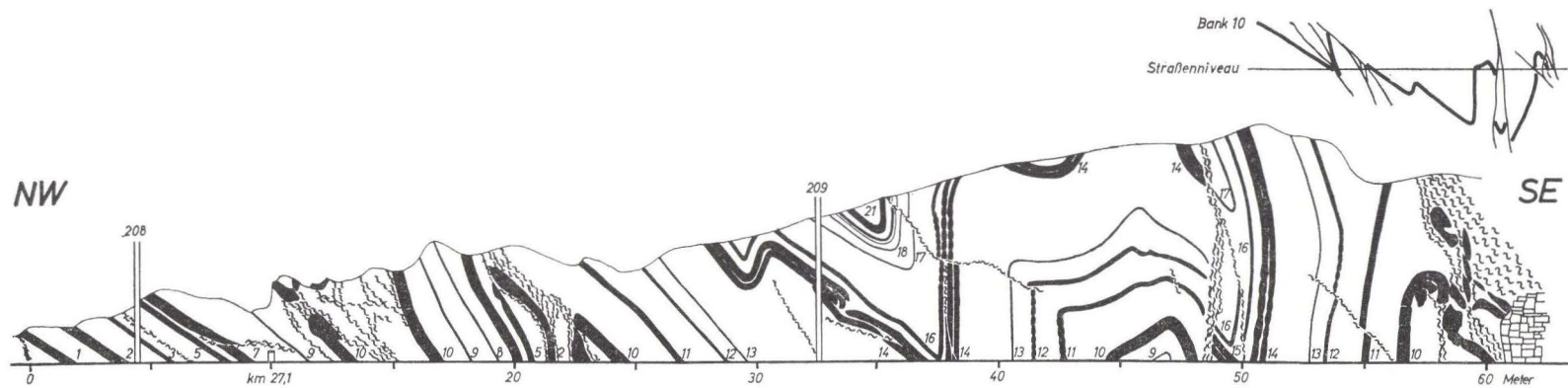


Abb. 7 Profil an der Böschung der Bundesstraße 251 östlich Bömighausen. Rhenauer Kalk (Dinant III γ).

und 29,6, zwischen Stunzenberg und Rottenberg, ist hier eine große Mulde angegeben, deren Tiefstes von den Grauwacken des III γ 2 am Lenkenberg eingenommen wird. An drei Stellen sind auch heute noch Posidonienkalk und Rhenaer Kalk aufgeschlossen, wenn auch die Aufschlüsse an der Straßenböschung schon stark verwachsen sind.

Profil am Rottenberg (Aa B, Abb. 5)

An der Abzweigung nach Benkhausen zwischen km 29,5 und 29,6 ist ein Profil im Rhenaer Kalk aufgeschlossen. Unmittelbar S' der Einfahrt zu dem Kieselkalkbruch am Rottenberg stehen in Tonschiefern des hohen III β die ersten, noch feinkörnigen, kieselligen, dünnen Bänke an, so daß zwischen dem Bruch und dem Profil eine Störung angenommen werden muß. Das nach S anschließende Profil ist relativ einfach gelagert, schwach spezialgefaltet und nur in der Mitte in einem Spezialsattel durch eine Aufschiebung etwas gestört. Die Reihenfolge der Bänke bleibt sicher erkennbar.

Erst ab Bank 14 beginnen reinere Kalke, die aber immer feinkörnig und relativ geringmächtig bleiben. Nur die Bank 31 erreicht mehr als 30 cm Mächtigkeit. Bank 39 ist die Rogenpyrit-Leitbank. Die Schiefer zwischen den Bänken 38 und 40 entsprechen petrographisch genau den *Actinopteria*-Bänken, sie sind aber fossilleer. Die Grenze β/γ ist entsprechend tiefer anzunehmen, also etwa in Höhe der Bank 32.

Bank 40 hat von allen Bänken das größte Korn. Über ihr folgen noch über 2 m Schiefer ohne Kalkbänke. Die Gesamtmächtigkeit der Kalke ist bis zu dieser Profilhöhe deutlich geringer als im Profil Rhena, dagegen besitzen die zwischengelagerten Tonschiefer eine viel größere Mächtigkeit, so daß die Kalkserie auseinandergezogen erscheint. Die Schiefer sind im ganzen von gröberer Korngröße, es sind größtenteils Schluffschiefer und sandige Bänderschiefer. Das gilt besonders für die höchsten Teile des Profils, bankige Schluffschiefer des tiefen III γ 1, die von H. SCHMIDT als III γ 2-Grauwacken angesprochen wurden. Entsprechend ist die Angabe zu berichtigen, daß die Grenze III β/γ bei den ersten Kalkbänken, also hier am Kilometerstein 29,5 läge.

Nimmt man an, daß die höchsten Bänke des Profils A am Stunzenberg mit den tiefsten des Profils B altersgleich sind, was sehr wahrscheinlich ist, so beträgt die Gesamtmächtigkeit der β -Zone 50 bis 60 m.

Profil C am Lenkenberg (Aa C, Abb. 6)

Zwischen km 28,7 und 28,9 am Westfuß des Lenkenberges ist Rhenaer Kalk mit einer lebhaften, aber fast ungestörten, NW-vergenten Spezialfaltung aufgeschlossen. Es handelt sich um bis zu 50 cm mächtige Bänke von sehr konstanter Bankmächtigkeit, die es erlaubt, die Bänke in den einzelnen Falten zu identifizieren. Der Kalk ist im allgemeinen feinspätig, eben feingeschichtet und erscheint im Anbruch dunkler und stumpfer als der tiefere Rhenaer Kalk. Es sind unreine Kalke, die teilweise erhebliche Gehalte an Grauwackenmaterial aufweisen und ganz fließend in kalkige und schließlich kalkfreie Grauwacken übergehen. An frischen Stücken ist es schwer zu entscheiden, wieweit eine Bank noch als Kalk anzusprechen ist, wohl aber zeigt das nach der Auswitterung des Kalkes stehen bleibende Grauwackengerüst die Verunreinigungen an.

Die mit den Kalken wechsellagernden Schiefer sind allgemein kalkarme Schluff-, Bänder- und Grauwackenschiefer, denen auch schon dünne, feinkörnige Grauwackenbänke eingelagert sind.

Diese Kalkserie muß jünger sein als das Profil am Rottenberg, denn dort werden vergleichbare Gesteine noch nicht erreicht. Fossilien habe ich in den Schiefen nicht gefunden.

Die etwa 10 bis 15 m mächtigen Ton- und Schluffschiefer mit dünnen Karbonatlagen und feinkörnigen Grauwackenbänken, die an der Straßböschung und in Klippen zwischen km 29,1 und 29,3 aufgeschlossen sind, gehören nach ihrer Lage im Profil in das γ 1 über dem Profil am Rottenberg.

Das Gesamtprofil an der Aartalstraße ist also folgendes:

Liegendes: Kieselkalk und Kieselige Übergangsschichten z. T.
11 m Tonschiefer mit Posidonienkalk (III α $\frac{3}{4}$ bis unteres β spi)
20 m kalkarme Tonschiefer (mittleres III β spi)
30 m Rhenaer Kalk in Tonschiefern des oberen III β spi bis unteren III γ 1.
15 m kalkarme Tonschiefer und Grauwackenschiefer (III γ).
Lücke
35 m Rhenaer Kalk in Tonschiefern des III γ .
<u>III m</u> Mindestmächtigkeit

c. Wirmighausen (Wi)

Die Aufschlüsse E' Wirmighausen am Feldweg nach Büninghausen sind leider so verwachsen, daß eine genaue Aufnahme nicht mehr möglich ist. Hinter dem letzten Hofe von Wirmighausen finden wir über der Dungstätte die obersten Schichten des Aartalprofils mit den schon sandigen Kalkbänken in Schluffschiefen mit Grauwackenbänken wieder. Die Kalkführung setzt aber darüber nicht aus. Während die Schiefer immer mehr in grobstreifige Bänderschiefer und Grauwackenschiefer übergehen, nehmen die eingeschalteten Kalke den Charakter von Kalkgrauwacken und schließlich nur noch kalkiger Grauwacken an, die mit schon häufigeren kalkarmen, feinkörnigen Grauwacken wechsellagern. Der Rhenaer Kalk geht also durch zunehmende Beimengung von Grauwackenmaterial schließlich in Grauwacken über. Dieser Übergang dürfte schätzungsweise noch mindestens 50 m Profilmächtigkeit über den höchsten Bänken des Profils an der Aartalstraße beanspruchen.

f. Bömighausen (Bö, Abb. 7)

An der Böschung der Bundesstraße 251 E' Bömighausen sind Spezialfalten in Schiefen des III γ aufgeschlossen, denen Bänke des Rhenaer Kalkes eingelagert sind. Die Falten sind schwach nach NW überkippt, die Kalkbänke in den steilen Schenkeln zeigen beginnende Boudinage.

Petrographisch bietet das Profil das gleiche Bild wie die Schichten im Aartalprofil am Lenkenberg, wegen des häufigeren Auftretens von Grauwackenbänken und der Beimengung von Grauwackenmaterial in den Kalken bei größerer Entfernung vom Schüttungszentrum halte ich die Kalke aber für etwas jünger.

g. Hillershausen (Hi, Abb. 3)

Im Hangenden des Posidonienschiefer-Profiles am Eschenberg bei Hillershausen ist der Rhenauer Kalk aufgeschlossen. Die Bänke sind durchschnittlich geringer mächtig als in Rhena, von feinem Korn, oft plattig und unrein und werden durch mächtigere Schieferlagen getrennt, die häufig als Schluff- und Bänderschiefer anzusprechen sind.

Die stratigraphische Einstufung ist unsicher. KULICK nimmt die Grenze III β/γ etwa zwischen den Bänken 24 und 25 an, vermißt dann allerdings die *Actinopteria*-Bänke. Auch die sonst allgegenwärtige Rogenpyrit-Leitbank hat sich bei der Durchmusterung der Kalke nicht finden lassen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß das oberste III β hier, ähnlich wie an der Aartalstraße, größere Mächtigkeiten erreicht und die Grenze III β/γ erst oberhalb des aufgeschlossenen Profils liegt. Die Häufigkeit sandiger Schiefer spricht dafür.

h. Düdinghausen (Dü)

Ein völlig abweichendes Profil ist am NE-Ausgang von Düdinghausen an der Straße nach Usseln aufgeschlossen. Das Profil, das schon im unteren III β aus dem normalen Erscheinungsbild des Posidonienskalkes herausfiel, führt überhaupt keinen Rhenauer Kalk. Die Grenze III β/γ liegt in kalkfreien Schiefen, darüber folgen die *Actinopteria*-Bänke und noch eine schlecht aufgeschlossene, mächtige Schluff- und Bänderschieferserie ohne Kalkbänke.

i. Kleinere Aufschlüsse

Zu diesen gut aufgeschlossenen, vollständigeren Profilen treten einige kleine Aufschlüsse, die sich gut in das aus den Profilen gewonnene Bild einfügen. Man kann aber aus diesen Aufschlüssen nur grobe petrographische Daten entnehmen, stratigraphische Einstufungen oder Mächtigkeitsangaben lassen sich so nicht gewinnen, weil die Wechsellagerung der Kalke meist stark spezialgefaltet und gestört ist und sich nur in guten Aufschlüssen vollständig erfassen läßt. Die kleinen Aufschlüsse erlauben aber eine Kontrolle der Kalke zwischen den größeren Profilen. Eine Neukartierung erschien daher für diese Arbeit trotz einiger offensichtlicher Fehler der älteren Karten wenig sinnvoll.

Kleinere Aufschlüsse im Rhenauer Kalk sind z. B. im eben noch fahrbaren Stollen der Grube Lenscheid, am Feldweg W' Feldtitter (beide Bl. Adorf), auf den Feldwegen bei Büninghausen (Bl. Mengerhausen), am Wege Bömighausen—Wellinghausen N' Höhe 482,9 und E' Bömighausen am Wege von der Bundesstraße 251 in das Neerdartal an der Stelle der ehemaligen Ziegelei zu finden (die letzten beiden auf Bl. Goddelsheim).

3. Der Kohlenkalk von Schreufa

PAPROTH (1953) beschreibt eine typische Kohlenkalkfauna vom Hermannsholz bei Schreufa nahe Frankenberg an der Eder, die in Kalklinsen mitten im Konglomerat des III β spi liegt (KULICK 1960). Hier sind an einem Steilhang auf etwa 20 m Länge Linsen eines hellen, feinkörnigen, mergeligen, fossilreichen Kalkes und noch fossilreichere Mergel angeschnitten, denen teilweise Konglomerat-Material eingedrückt ist,

die aber auch, besonders die Mergel, über noch fossilführende Tonschiefer allmählich in das Konglomerat übergehen können²⁾).

4. Zusammenfassung der Profile (Vgl. Tafel 7!)

Auf die im ganzen Arbeitsgebiet einheitlich ausgebildete *crenistrina*-Kalkbank folgen Alaunschiefer, feinkörnige Tonschiefer und Kieselschiefer des Unterkarbon III α 4 bis unteren III β spi, denen die Posidonienkalke eingelagert sind. Die Mächtigkeit dieser Schichten ist recht konstant, sie beträgt 10 bis 12 m. Von S nach N nehmen Gesamtmächtigkeit, Bankmächtigkeiten und Korngrößen der Kalkbänke allmählich ab, während die Zahl der Bänke annähernd gleich bleibt.

Die im Profil folgenden Tonschiefer des mittleren III β spi sind im Süden des Arbeitsgebietes 10 bis 15 m mächtig (Medebach, Hillershausen), nach N steigt die Mächtigkeit geringfügig an auf 15 bis 20 m (Lelbach—Rhena, Aartalstraße), wobei gleichzeitig etwas mehr Bänderschiefer und Schluffgesteine auftreten.

Der Rhenaer Kalk beginnt im oberen III β spi, seine Hauptmasse liegt in diesem Niveau etwa auf der Linie Rhena/Bömighausen—Sudeck. S' und SW' dieser Linie werden die Bänke ganz allmählich geringer mächtig und feiner, die letzten Ausläufer finden sich bei Münden und Berge (KULICK). Die obersten Bänke führen schon merklich Feinsand. Nach NE (Aartalstraße, Wirmighausen) nehmen Kalkgehalt und Korngröße rascher ab. Die Schiefer werden hierbei schnell mächtiger und nähern sich Grauwackenschiefern.

Durch die Summierung dieser Einzelmächtigkeiten steigt die Gesamtmächtigkeit der Zone III β von etwa 25 bis 30 m im Süden auf gut 50 m am Ostrand des Neerdarer Sattels. Die in der Literatur verbreiteten Angaben von Mächtigkeiten der β -Zone bis unter 2 m sind falsch.

Im unteren III γ tritt Kalk zunächst zurück, im Profil Aartalstraße sind sogar 10 bis 15 m kalkarme Schluffgesteine eingeschaltet, dann setzen aber wieder Kalkbänke ein, die jetzt in ganz langsam und unregelmäßig zunehmendem Maße mit Grauwackenmaterial verunreinigt sind, so daß zwischen fast reinem Kalk und kalkarmen Grauwacken eine vielfältige Reihe von Mischungsgesteinen auftritt, die mit grauen Schluffgesteinen und feinkörnigen, dünnbankigen Grauwacken wechsellagern. Die Kalke leiten so innerhalb von mindestens 50 m Profil langsam zu den Grauwacken über.

II. Zur Petrographie der Kalke

Die hier aufgeführten petrographischen Daten sollen nicht eine systematische Bearbeitung ersetzen, es werden nur Beobachtungen mitgeteilt, die für die Vorstellung über die Genese der Kalke wichtig sind und auf denen entsprechende Schlüsse aufbauen. Zur Ergänzung der Geländebeobachtungen kamen Untersuchungen an Dünnschliffen und die Durchmusterung der Lösungsrückstände in Frage, die bei der Aufbereitung der Kalke auf Conodonten mit Essigsäure anfielen. Die Korngröße dieser Rückstände liegt zwischen 2 und 0,1 mm.

²⁾ Nähere Einzelheiten bei PAPROTH (1953).

1. Geländebeobachtungen, makroskopische Merkmale

Rhenaer Kalk und Posidonienkalk gleichen sich so sehr, daß sie ohne Beachtung ihres stratigraphischen Verbandes nicht zu unterscheiden sind. Für sedimentologische Betrachtungen ist es, wie auch die späteren Untersuchungen gezeigt haben, belanglos, welchem der Horizonte man die Kalke entnimmt. Allerdings hat der Posidonienkalk im ganzen feineres Korn als der Rhenaer Kalk, und dessen oberste Bänke sind in der oben beschriebenen Weise verunreinigt.

a. Verband (Bereich Profil)

Im Gesteinsverband ist für die Kalke charakteristisch, daß sie mit häufigem, schroffem Wechsel andersartigen Gesteinen, nämlich kalkarmen, feinkörnigen, dunklen Tongesteinen oder schluffigen Bänderschiefern und Grauwackenschiefern, seltener Mergeln, zwischengeschaltet sind, ohne daß diese durch die Einschaltung der Kalke irgendeine petrographische oder fazielle Änderung erleiden. Die Bänke besitzen eine ganz ausgezeichnete Horizontbeständigkeit, die es z. B. erlaubt, eine bestimmte Bank des Posidonienkalkes, die *mucronatus*-Leitbank, diagonal zum Streichen der Falten über 16 km Luftlinie und 80 km² Fläche zu verfolgen. Ihre Mächtigkeit nimmt dabei von rund 100 cm auf 10 cm ab (vgl. Abb. 13!). Ein weiteres Beispiel ist die Rogenpyrit-Leitbank im Rhenaer Kalk. Diese Beständigkeit gilt besonders für die feinkörnigen Bänke, die auch in einem längeren, schlecht aufgeschlossenen, spezialgefalteten und gestörten Profil immer wieder zu identifizieren sind. In der grobkörnigen Hauptmasse des Rhenaer Kalkes treten auch geschlossene Linsen und Bänke rasch wechselnder Mächtigkeit auf.

b. Gefüge (Bereich Bank)

Die Untergrenze der Bänke ist fast immer messerscharf, grobe Calcitkörner liegen unmittelbar auf feinschichtigem Tonschiefer und haben sich z. T. geringfügig in die Unterlage eingedrückt (Taf. 3, Fig. 2). Zum Hangenden schließt sich eine massive Kalkbank an, deren Mächtigkeit im allgemeinen der Korngröße proportional ist. Oft sind die Bänke deutlich gradiert.

Im oberen Teil der Bänke treten dann mit allmählich abnehmenden Abständen Tonhäute auf, die der Unterfläche der Bank parallel laufen und so eine zum Hangenden immer feiner werdende parallele Schichtung hervorrufen, die in einem regelmäßigen Wechsel dünner, schwarzer Ton- oder Mergelhäute mit feinkörnigen Kalkbänken mit nach oben abnehmender Korngröße besteht. Die Teilbänken können dabei wiederum gradiert sein. Die Oberkante der Bank wird so unscharf, der Kalk geht allmählich über plattige Mergelkalke, feinplattige Mergel und feinschuppige kalkige Schiefer in kalkfreie Tonschiefer über (vgl. Abb. 8!).

Der Übergang kann aber sehr rasch vonstatten gehen, wobei ein sprunghafter Wechsel der Festigkeit beim Erreichen eines bestimmten Kalkgehaltes eine Rolle spielen dürfte (Übergang von der Kornstruktur zur Flasertextur durch diagenetische Entmischung?). Auch sind die Grenzflächen der Bänke bevorzugte Bewegungsbahnen

schichtparalleler Gleitung bei der Faltung. So kann der Eindruck einer scharfen Oberkante entstehen. Fast immer wird man aber über der Bankoberkante etwas Mergel finden, selten dagegen an der Unterkante.

Die dunklen „Tonhäute“ sind in der Aufsicht durch verschieden gefärbte, helle, seifige, dünne Tonkleckse gescheckt.

Bevorzugt in den plattigen, feinkörnigen Teilen der Bänke treten dunkle, dichte Hornsteinlinsen auf.

Auffällig ist, daß sich Pflanzenreste nur in den obersten cm der Bänke in den dünnplattigen Mergeln, dort allerdings ziemlich häufig finden, während sie sonst im ganzen Profil fehlen.

An grobkörnigen Bänken ist zu erkennen, daß sie fast völlig von Fossildetritus aufgebaut werden, der sich als Schalengrus von Brachiopoden, Korallen, Muscheln, Bryozoen u. a. erweist.

Besonders den mächtigeren Bänken sind häufig Gerölle von verschieden gefärbten, feinkörnigen, kieseligen Kalken und grauen Tongesteinen eingelagert. Im allgemeinen liegen diese Gerölle in einer schichtparallelen Lage nahe der Basis der Bank und sind mit dem größten Durchmesser mehr oder weniger schichtparallel eingeregelt. Dachziegelartige Lagerung (Imbrication) ist nicht sicher zu beobachten.

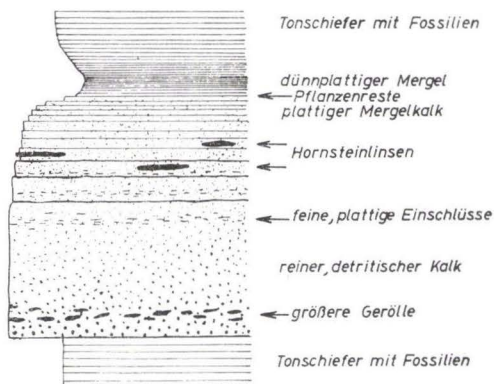


Abb. 8 Aufbau einer idealen Bank in Posidonienkalk und Rhenaer Kalk. Mächtigkeit etwa $\frac{1}{2}$ bis 1 m.

Sehr charakteristisch für die Kalke sind einige Millimeter große, plattige, rundliche, meist helle Einschlüsse von Tonsubstanz, die im feineren, oberen Teil dickerer Bänke oder in ganzen feinkörnigen Bänken massenhaft auftreten. Sie sind parallel zur Schichtung eingeregelt und geben dem Gestein im Querbruch eine feine, schichtparallele Strichelung (Taf. 5, Fig. 2).

Abb. 8 gibt den Aufbau einer typischen Bank wieder. Abweichungen von diesem Idealbild entstehen besonders durch wiederholtes Einsetzen größerer Korngrößen und erneute Gradation innerhalb derselben Bank. Auch kann der tiefere Teil der idealen Bank einfach fehlen. Das Aussehen der Bank entspricht dann nur der plattigen oberen Partie, was auf das Fehlen größerer Körner bei der Sedimentation zurückzuführen ist. Grobe Bänke ändern sich in der Horizontalen, indem sozusagen die Bank von

unten, von der groben Korngröße her, langsam abgebaut wird, bis schließlich nur noch eine geringmächtige, plattige Mergelbank übrig bleibt. Ein gutes Beispiel ist die *mucronatus*-Leitbank, die im S des Arbeitsgebietes etwa das Bild der Abb. 8 bietet und sich nach N allmählich bis zu einem geringmächtigen, dünnplattigen, feinkörnigen Mergelkalk ändert (vgl. Abb. 9!).

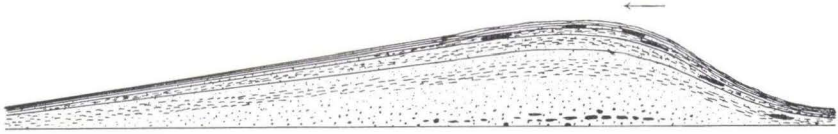


Abb. 9 Schematischer Schnitt durch eine Bank des Rhenaer Kalkes oder Posidonienkalkes in der Schüttungsrichtung (←). Länge des Schnittes etwa 15000 m, maximale Mächtigkeit ca. 1 m. Zeichen wie Abb. 8.

In den Profilen, in denen der Rhenaer Kalk besonders mächtig, rein und grobkörnig ist, sind auch Kalkkonglomerate zu beobachten, in Rhena Bank 17 und am Kohlberg Bank 7. Diese Bänke werden von bis über 5 cm großen, überwiegend plattigen Geröllen aufgebaut, deren Farbe von hellem, gelblichem Grau bis grauschwarz wechselt. Meist bestehen sie aus feinkörnigem, kieseligem Kalk. Außerdem treten in den Konglomeraten ziemlich häufig größere Bruchstücke von Korallen- und Bryozoenstöcken auf. Die Konglomerate sind schlecht sortiert und dicht gepackt, Grundmasse tritt zurück. Häufig haben sich feinere Körner in größere Gerölle eingedrückt, oder die Gerölle sind parallel zur Schichtung plattgedrückt und haben sehr unregelmäßige Umrisse angenommen (Taf. 3, Fig. 1, Taf. 4, Fig. 1). Daraus ist zu schließen, daß wenigstens ein Teil der Gerölle zur Zeit der Einbettung noch weich gewesen ist.³⁾

Als wichtigste petrographische Geländebeobachtung ist festzuhalten, daß in Posidonienkalk und Rhenaer Kalk Bankmächtigkeit, Korngröße, Geröllführung, Kalkgehalt der Einzelbank, Gesamtmächtigkeit des Kalkes im Profil und Häufigkeit von Schichtfugen korreliert sind, dergestalt daß innerhalb einer Bank von unten nach oben und in der Horizontalen in der Schüttungsrichtung mächtigere, grobkörnige, geröllführende, massive, reine Kalkbänke übergehen in geringmächtige, feinkörnige, dünnplattige Mergelkalke und Mergel. Die Bänke bleiben bei diesem Übergang als gegenüber den Tonschiefern scharf abgesetzte Einheiten bestehen.

2. Mikroskopische Beobachtungen

Zur Ergänzung der Geländebeobachtungen, vor allem zur Klärung im Gelände nicht entscheidbarer Fragen wie Kornregelung, Mineralbestand, Kalkgehalt, Fossilinhalt, diagenetische Veränderungen, wurden von ausgewählten Bänken orientierte Proben entnommen und Dünnschliffe hergestellt. Die Orientierung der Schliffe erwies sich als überflüssig, weil das Gestein im Dünnschliff-Bereich nur in einer Dimension, nämlich senkrecht zu den Bankoberflächen inhomogen ist (Gradation, Feinschichtung, Kornregelung) und die Merkmalsänderungen einseitig gerichtet sind.

³⁾ Es handelt sich hier nicht nur um Lösungserscheinungen im Sinne von KUMM (1919). Das interne Gefüge der zerdrückten Gerölle ist häufig gestört.

Für den Zweck der Untersuchungen wurde die Schliffdicke nicht nach der Höhe der Interferenzfarben gewählt, sondern so, daß die Schriffe im durchfallenden Licht einen möglichst einheitlichen Grauton haben, der ungefähr dem eines gut belichteten Photonegativs entspricht. Auf diese Weise sind die organischen Strukturen und das Gefüge der Schriffe besonders deutlich zu beobachten, ohne daß ihre Brauchbarkeit für die Bestimmung von Mineralen beeinträchtigt wird. Außerdem lassen sich einfach durch Einlegen des Schliffes an die Stelle des Negativs in den Vergrößerungsapparat Schlibfbilder herstellen, welche die Struktur des Gesteins und die Fossilien deutlich zeigen. Die Bilder sind zwar negativ, doch das stört nicht weiter. Alle mit dem Vermerk „neg.“ versehenen Bilder dieser Arbeit sind so entstanden.⁴⁾

a. Gefüge

Die mikroskopische Untersuchung bestätigt die Geländebeobachtungen über das Gefüge der Kalke und bringt weitere, feinere Einzelheiten. Einen Eindruck von der Schärfe der Unterkanten der Bänke gibt Taf. 3, Fig. 2. Ein grober Detrituskalk mit Geröllen, der nach der für Sandsteine üblichen Korngrößen-Einteilung als feinkonglomeratisch zu bezeichnen ist, überlagert mit völlig scharfer Grenze einen feinkörnigen Tonschiefer. Es handelt sich hier um die *mucronatus*-Leitbank im Profil Hillershausen.

Nahe der Basis der Bänke ist das Kornspektrum zuerst noch sehr breit. Neben den größeren Körnern sind auch reichlich kleinere vorhanden, die Sortierung ist also in grobkörnigen Teilen der Bank schlecht (Taf. 3, Fig. 1 u. 2; Taf. 4, Fig. 1 u. 2). Je weiter man in das Hangende geht, desto besser wird die Sortierung, das Kornspektrum wird enger (Taf. 4, Fig. 3), in den feinkörnigen Kalken schließlich beobachten wir ein sehr gleichmäßiges, feines Korn (Taf. 2, Fig. 4; Taf. 5, Fig. 1). Hier sitzen bevorzugt die Hornsteinlinsen.

Sinkt im oberen Teil der Bank oder, was das gleiche ist, in der stark ausgedünnten Randpartie einer Bank die Korngröße noch weiter ab, so kommen wir in den Bereich, wo Größe und Menge der Calcitkörner etwa gleich der der silikatischen Tonsubstanz werden. Das heißt, die Kalke werden fließend, aber rasch zu unreinen Mergelkalken und Mergeln. Diese Gesteine neigen zu diagenetischer Entmischung, und daher beobachtet man im Schliff eine engständige, flaserige Feinschichtung (Taf. 5, Fig. 3), die von feinen Ton- und Kalkfasern gebildet wird.

Die Gerölle in den Kalken zeigen teilweise die auch im Großen sichtbaren „zerfressenen“ Umriss, die auf diagenetische Verdrückung von im weichen Zustand eingebetteten Geröllen zurückzuführen sind (Taf. 4, Fig. 1). Solche die Korngröße der Grundmasse wesentlich übersteigenden Körner liegen meist in Bändern parallel zur Schichtung. Die feinen, plattigen Toneinschlüsse, die bei bestimmten Korngrößen auftreten, zeigt Taf. 5, Fig. 2 im Schliff.

Die „Tonhäute“ im oberen Teil der Bänke erweisen sich u. d. M. als schwarze, schlierige Substanz, der zahllose kleine Pyritkörner eingelagert sind. Nur in den höchsten, stark sandigen Bänken des Rhenaer Kalkes sind auf den Häuten auch einige Glimmerplättchen vorhanden. Zum allergrößten Teile dürften also die dunklen Häute auf den Schichtfugen aus organischem Material bestehen.

⁴⁾ Herr WITTORF, Göttingen, hat die Dünnschliffe mit großer Sorgfalt und Geduld hergestellt. Dafür möchte ich ihm auch an dieser Stelle herzlich danken.

b. Stoffbestand

Kalk

Die Kalke setzen sich zum ganz überwiegenden Teil aus Calcitkörnern zusammen, die als Bruchstücke der kalkigen Hartteile von Fossilien zu erkennen sind. Bruchstücke von Brachiopoden- und Molluskenschalen oder Korallen sind nur anzusprechen, wenn sie eine ausreichende Größe besitzen. Dagegen verrät sich der sehr häufige Detritus von Echinodermenskeletten und Bryozoenstöcken durch seinen regelmäßigen Feinbau auch noch bei kleineren Korngrößen. Einen nennenswerten Prozentsatz der Körner stellen Foraminiferenschalen, sie sind in Bänken aller Korngrößen vorhanden, in mittleren aber besonders häufig (vgl. die Schliffbilder!).

Auch Fossilreste, die entweder nur aus einem lockeren Kalkgerüst aufgebaut werden wie die Echinodermenskelette oder aus hohlen Schalen bestehen, unterliegen der gleichen Korngrößen-Sortierung wie die kompakten Körner, nur sind sie im Durchschnitt größer als die Korngröße der umgebenden Bank, weil für den Sortierungsmechanismus nur Dichte und Größe des Gesamtkornes Bedeutung haben.

Grauwackensubstanz

In den jüngsten Bänken des unteren Rhenauer Kalkes, wenig unter den *Actinopteria*-Bänken beginnend, stellt sich zuerst etwas Feinsand ein, der im Profil nach oben zunimmt und schließlich einen erheblichen Teil der Bankmasse ausmacht, so daß der Rhenauer Kalk in der oben beschriebenen Weise ganz allmählich in die Grauwacken übergeht.

Der Sandgehalt nimmt aber nicht gleichmäßig von Bank zu Bank zu, vielmehr erscheinen zwischen den Kalkbänken auch kalkfreie, feinkörnige Grauwacken; Grauwackenkalken können andererseits schon im unteren III γ auftauchen, während dicht unter den Grauwacken noch reinere Kalke eingeschaltet sein können. Der Übergang ist also nur statistisch, nicht regelmäßig. Innerhalb derselben Bank ist der Gehalt an Grauwackensubstanz sehr konstant.

In der β -Zone sind Quarzkörner in den Kalken nur vereinzelt zu finden, ihre Korngröße liegt fast immer deutlich unter der der Kalkkörner. Auch in der unteren γ -Zone bestehen die Verunreinigungen zuerst nur aus einem Feinsand, der nicht immer der Korngröße der Calcitkörner parallel geht. Das ändert sich allmählich im Hangenden, die Grauwackensubstanz der grauwackennahen Kalke ist von gleicher Korngröße wie der Calcit (Taf. 2, Fig. 4).

Mit der starken Zunahme von Quarz erscheinen auch Feldspat und Gesteinsreste, vorwiegend glimmerreiche Schieferfetzen und feinkörnige Quarzite. Es handelt sich also wirklich um eingemengtes Grauwackenmaterial.

Kalk – Ooide (Taf. 2, Fig. 3)

Viele Bänke enthalten Kalk-Ooide. Ihre Beteiligung am Aufbau des Kalkes wird aber nie so stark, daß man von Oolithen sprechen kann, vielmehr treten die Ooide stets in geringer Zahl neben den anderen Körnern gleicher Größe auf.

Neubildungen

An Calcitkörnern ist häufig ein sekundäres Wachstum festzustellen, das sich in der lückenlosen Verzahnung und gegenseitigen Durchdringung der Körner äußert. Korngrößenbestimmungen durch Messung von Einzelkörnern können daher nicht mehr Wert haben als die rohe Abschätzung und Einteilung.

An Quarzkörnern läßt sich ebenso häufig wie eine Korrosion auch ein sekundäres Wachstum nachweisen. Im ersten Falle wird der Quarz in ganz unregelmäßiger Form durch Calcit ersetzt, sekundäres Wachstum führt dagegen zu idiomorphen Quarzen, die häufig zonar verunreinigt sind und einen kataklastischen Kern haben können. Einschlüsse von Calcit im Quarz haben die Tendenz, kleine Rhomboeder zu bilden. Das gilt auch für die Calcit-Rückstände bei der Verkieselung. Die idiomorphen Quarze erscheinen in größeren Mengen in den Lösungsrückständen der Kalke. Aus Klüften können sie nicht stammen, weil diese in allen beobachteten Fällen mit Calcit verfüllt waren.

Eine interessante Neubildung sind die sehr häufigen, völlig idiomorphen, oft glasklaren Barytkristalle, die in den schweren Fraktionen der Lösungsrückstände gehäuft erscheinen. Daß es sich tatsächlich um Neubildungen handelt, geht daraus hervor, daß Baryt als Füllung (Steinkern) von Foraminiferenschalen auftreten kann.

Pyrit ist sehr häufig in den Lösungsrückständen und wird in den Schliffen reichlich angetroffen. Neben feinkörnigen Neubildungen in Bitumenbändern und Hohlraumfüllungen von Fossilien (Rogenpyrit?, Steinkernen) tritt er in Form hochidiomorpher Würfel, viel seltener in Pentagondodekaëdern auf. Eine Ausnahme macht die Rogenpyrit-Leitbank, deren Pyrit außer den Rogenstrukturen überwiegend das Pentagondodekaëder zeigt.

Im geringeren Maße und vorwiegend zwischen Rhena und Schweinsbühl ist Kupferkies in den Lösungsrückständen anzutreffen. Es könnte sich um Infiltrationen aus den schwarzen, tonigen Zwischenmitteln der Bänke handeln, die bei Rhena einen deutlichen Kupfergehalt besitzen.

Nahezu alle Bänke im Posidonienkalk und Rhenaer Kalk sind etwas verkieselt. Die Verkieselungserscheinungen erweisen sich u. d. M. als sehr formenreich und reizvoll, genauere Untersuchungen kommen aber für diese Arbeit nicht in Frage. Immerhin lassen die Verkieselungen eine sinnvolle Bestimmung des Kalkgehaltes der Bänke nicht mehr zu.

Beimengungen

Selbständige Manganminerale habe ich nicht beobachtet. Da besonders die höheren Bänke des unteren Rhenaer Kalkes (tiefes III γ) bei der Verwitterung einen stark färbenden, violettbraunen Mulm zurücklassen, der auch von früheren Bearbeitern auf einen erheblichen Fe- und Mn-Gehalt zurückgeführt wurde, ist anzunehmen, daß diese Ionen im Calcit eingebaut sind.

Rhenaer Kalk und Posidonienkalk besitzen einen erheblichen Bitumengehalt. Das Bitumen ist nicht diffus verteilt, sondern außer in den schwarzen „Tonhäuten“ der Schichtfugen besonders auf den Korngrenzen und in den Organismenschalen angereichert, so daß Bitumenfärbungen zur Verdeutlichung organischer Strukturen in Schliffen beitragen.

Drei Quellen kommen für den Bitumengehalt in Frage:

1. Die den besonderen Sedimentationsbedingungen zuzuschreibenden organischen „Tonhäute“;
2. die bei rascher Sedimentation lebend oder vor Abschluß der Verwesung eingebetteten Mikroorganismen, deren Weichteile bei den herrschenden Stillwasserbedingungen nicht oxydiert werden konnten,
3. die Imprägnierung durch die umgebenden Schiefer.

Daß die letzte Quelle nicht unbedingt die wichtigste sein muß, beweisen die bituminösen Bänke des oberen Rhenar Kalkes, die mit grauen, an organischer Substanz armen Schluffschiefen wechsellagern. Einen Hinweis gibt auch das Schliffbild Taf. 3, Fig. 2. Hier ist das Bitumen entlang der Grenze zum Kalk im Tonschiefer angereichert, so daß man eher an ein Auswandern aus dem Kalk zu denken hat.

3. Zusammenfassende petrographische Beschreibung

Rhenar Kalk und Posidonienkalk bestehen aus horizontbeständigen, dunklen, bituminösen Kalkbänken, die im häufigen, schroffen Wechsel mit Tongesteinen wechsellagern.

Die Kalkbänke werden fast völlig von Fossildetritus aufgebaut, sie besitzen eine sehr scharfe Untergrenze, sie sind gradiert, d. h. ihre maximale Korngröße ist am höchsten an der Basis der Bank und nimmt nach oben kontinuierlich ab⁵⁾. Im gleichen Maße werden die Schichtfugen mit schwarzen, an organischer Substanz reichen „Tonhäuten“ häufiger. Mit abnehmender Korngröße wird der Kalk unrein und geht mit fließender Hangendgrenze rasch über feinplattige Mergel in Tonschiefer über.

Der petrographische Wechsel vom Liegenden zum Hangenden innerhalb einer Bank ist in gleicher Weise auch in der Horizontalen, von Bereichen grober Korngrößen in feinere fortschreitend, zu beobachten.

Die Gesamtmächtigkeit des Kalkes im Profil, die durchschnittliche Bankmächtigkeit, die Korngröße und die Reinheit der Kalke sind einander proportional, der durchschnittliche Abstand der Schichtfugen ist in diesen Größen umgekehrt proportional, die Anzahl der Bänke im Profil ist annähernd konstant.

Gerölle, welche die Korngröße des umgebenden Kalkes wesentlich überschreiten, finden sich in Schichten nahe der Bankbasis angereichert. Kleine, dünne, plattige Einschlüsse von Tonschiefer bevorzugen eine bestimmte Korngröße im Bereich der plattig absondernden Kalke. Das Vorkommen von Pflanzenresten ist auf dünnplattige Mergelkalke an der Obergrenze der Bänke beschränkt.

Die Mikrofossilien der Kalkbänke unterliegen der gleichen gesetzmäßigen Sortierung wie die anderen Körner.

Die obersten Partien des Rhenar Kalkes gehen durch unregelmäßig zunehmende Einmischung von Grauwackenmaterial allmählich in Grauwacken über.

⁵⁾ Die Beschreibung der Gradation als stetige Abnahme der *maximalen* Korngröße dürfte der Natur näher kommen als einfach „Abnahme der Korngröße“. Die durchschnittliche Korngröße muß nicht der maximalen proportional sein, weil ja der Sortierungsgrad von unten nach oben besser wird.

In Bereichen grober, mächtiger Kalke treten untergeordnet grobe Konglomerate aus feinkörnigen, kieseligen Kalken und Tongesteinen auf, deren Gerölle häufig bei der Einbettung noch weich gewesen sind.

III. Die Fossilführung der Kalke

1. Rhenaer Kalk und Posidonienkalk

a. Makrofossilien

Die Kalkbänke selbst enthalten keinerlei Makrofossilien, von den als Schalengruss auftretenden Resten abgesehen. Bei der Zerkleinerung von etwa 130 kg Kalk aus allen Profilen des Arbeitsgebietes auf Haselnußgröße für die Untersuchung auf Conodonten wurde nicht ein größeres Fossil gefunden. Nur in den schwarzen Tonhäuten auf den Schichtfugen kommen ganz vereinzelt schlecht erhaltene Trilobiten- und Brachiopodenreste vor. Die Fossilfreiheit ist bemerkenswert, weil die begleitenden Tonschiefer im allgemeinen fossilreich sind und z. B. die genaue feinstratigraphische Gliederung nach Goniatiten ermöglicht haben.

b. „Mesofauna“

Rhenaer Kalk und Posidonienkalk werden, wie schon betont, ganz überwiegend aus Fossildetritus aufgebaut, dessen Herkunft in grobkörnigen Bänken noch erkennbar ist. Darüber hinaus fallen bei der Lösung des Kalkes in Essigsäure und bei den Dünnschliff-Untersuchungen Jugendformen und Einzelorgane der Makrofossilien an, soweit sie innerhalb des Kornspektrums einer Bank liegen. Das sind vor allem juvenile Goniatiten, Brachiopoden und Gastropoden, weniger Muscheln, Fischzähne und Fischschuppen. Von den Fischresten abgesehen, die in Apatit erhalten sind, handelt es sich meist um Steinkerne von Pyrit, weniger häufig um verkieseltes Material. Irgendein stratigraphischer Wert kommt diesen Fossilien vorläufig nicht zu.

c. Mikrofossilien

Rhenaer Kalk und Posidonienkalk enthalten eine reiche Mikrofauna. Die Mikrofossilien sind ebenso wie die anderen Körner der Bänke ausgeprägt sortiert und fügen sich dem Kornspektrum ein. Hohle Schalen haben meist einen größeren Durchmesser als die umgebenden kompakten Körner. Durch die Trennung des Kalkdetritus nach Korngrößen wird auch eine spürbare Trennung der Fossilien in Taxa verursacht, die bei Foraminiferen in Schliffen deutlich wird, besonders aber für die Untersuchung auf Conodonten Bedeutung hat.

Conodonten finden sich im Rhenaer Kalk und im Posidonienkalk ganz überwiegend in reinen Bänken mittlerer Korngrößen. Die grobspätige basale Partie der *mucronatus*-Leitbank z. B. ist sehr arm an Conodonten. Ebenso ist die Aufbereitung der feinkörnigen, dünnplattigen Kalke nach mehrfachen Versuchen fast aussichtslos. Innerhalb der Conodonten führenden Bankteile ist eine relative Anreicherung adulter Exemplare in größeren und oft zahlreicher juveniler in feineren Korngrößen und eine Trennung nach Formgruppen festzustellen.

Im ganzen sind sperrige Formen stark angereichert. Das sind besonders die *Gnathodus*-Elemente und verzweigte Formen wie z. B. *Ligonodina*, während flache Formen wie *Ozarkodina*, *Hindeodella* auffällig viel seltener sind. Das Verhältnis von *Gnathodus*-Elementen zu Hindeodellen ist in natürlichen unterkarbonischen Arten etwa 1 : 5, im Rhenauer Kalk aber mindestens 10 : 1. Das bedeutet eine Anreicherung der *Gnathodus*-Elemente auf mindestens das fünfzigfache.

Die Conodonten sind ausgezeichnet erhalten, sie besitzen eine glatte Oberfläche, die oft noch ursprüngliche Unterschiede an Glanz und Farbe erhalten hat. Neben vollständigen Exemplaren finden sich auch viele zerbrochene, aber nur selten stärker korrodierte.

Für stratigraphische Zwecke sind vor allem die *Gnathodus*-Elemente geeignet. Der Vorteil der untersuchten Kalke ist, daß sie durch plötzliche, schlagartige Schüttungen abgelagert sind und horizontbeständige Bänke bilden, die in weiteren Beckenteilen aufgelesenes Material führen und sozusagen Musterkollektionen der jeweiligen Population enthalten⁶⁾. So sind die Ergebnisse durch gleiche Probenahme reproduzierbar. Außerdem ist eine genaue Beziehung auf die Goniatiten-Stratigraphie möglich.

Bei der Aufbereitung wurden etwa 15000 *Gnathodus*-Elemente isoliert. Dieses Material ermöglicht eine bedeutende Verfeinerung der bisher z. T. nur auf wenigen Exemplaren beruhenden Kenntnis, es sprengt aber auch teilweise die bisherigen Artdefinitionen. Die starke Variabilität der Conodonten äußert sich in zahlreichen Nebenformen und Konvergenzen mit vorgreifenden oder rückschrittlichen Tendenzen.

So wird die Form *Gnathodus girtyi* HASS an der Wende Kulm III α/β wahrscheinlich wiederholt aus *Gnathodus texanus* ROUNDY entwickelt. Die ausgeprägte Form *Gn. girtyi* A erscheint nur kurz im III $\alpha 4$. Form B wird erst von der Subzone III $\beta 1$ an häufig und hat zuerst noch stärkere Anklänge an *Gn. texanus*. Besonders variable Formenreihen gibt es bei der Gruppe des *Gnathodus commutatus* (BRANSON & MEHL).

In der Abbildung 10 sind die Ergebnisse der Untersuchung von 3500 *Gnathodus*-Elementen zusammengestellt. Mit Rücksicht auf die stratigraphische Brauchbarkeit sind die Formen vorerst den bisher bekannten Taxa eingeordnet. Die Beschreibungen können der Literatur entnommen werden (BISCHOFF 1957, VOGES 1960)⁷⁾.

Unter der Kolonne „nicht bestimmt“ verbirgt sich außer *Spathognathodus* und der seltenen Gattung *Cavusgnathus* eine individuenarme, aber formenreiche Gruppe aus dem Kreise der Gattungen *Polygnathus* und *Pseudopolygnathus*. Ein Teil dieser Arten hat sicher zur Zeit der Ablagerung der Kalke gelebt. Das Material ist aber noch zu klein, um eine sichere Abtrennung von aufgearbeiteten älteren Formen zu gestatten.

Sehr häufig und formenreich sind Foraminiferen, die in vielen Bänken einen merklichen Prozentsatz der Körner stellen (vgl. die Schliffbilder!). Neben den Anschnitten in den Dünnschliffen können aus einigen Bänken auch Pyritsteinkerne und verkieselte Exemplare isoliert werden. Ihre Zahl ist aber im ganzen gering, der Erhaltungszustand durchweg schlecht.

⁶⁾ Näheres hierzu im Kapitel: Zur Genese der Kalke.

⁷⁾ Eine eingehende paläontologische Bearbeitung der Conodonten des oberen Kulm soll auch andere Vorkommen einbeziehen. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb nur eine vorläufige Zusammenfassung der stratigraphischen Ergebnisse gegeben.

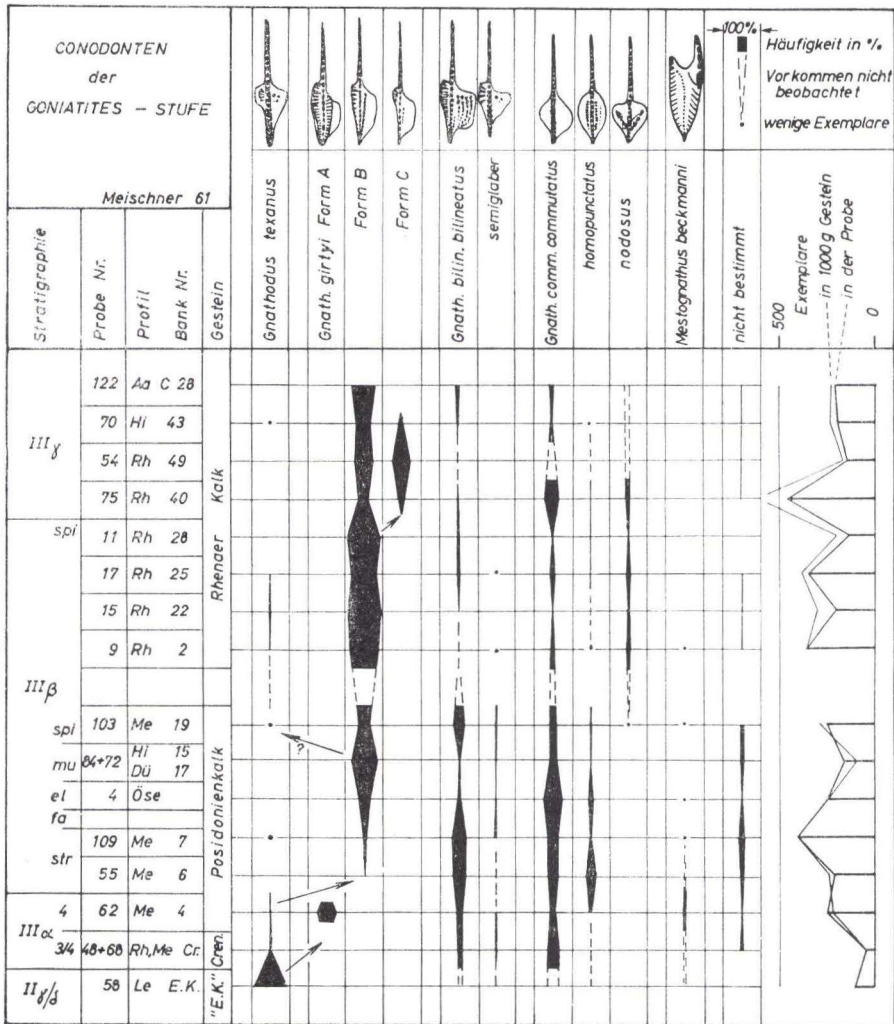


Abb. 10 Tabelle der Conodonten aus dem Posidonienskalk und Rhenaer Kalk. Bezeichnungen der Bänke siehe Kapitel: Die Profile! „E. K.“ = zeitl. äquivalent dem Erdbacher Kalk. Cren. = crenistria-Kalkbank. Öse = Probe aus der elegans-Subzone des Kulm-Plattenkalkes vom Stbr. Öse bei Menden, entnommen von KULICK 1959.

Foraminiferen aus dem Rhenaer Kalk hat LIEBUS (1932) beschrieben. Eine neuere Bearbeitung, bei der es wichtig wäre, die Formen aus dem Kohlenkalk von Schreufa zu berücksichtigen, steht noch aus.

Auch Bryozoenreste sind sehr häufig, sie können aber mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht bestimmt werden.

Weit seltener als Foraminiferen sind Ostracoden. Auch diese wurden nicht bearbeitet.

Eine bestimmte Bank des Rhenauer Kalkes nahe der Basis der γ -Zone führt erhebliche Mengen von Rogenpyrit. Es handelt sich um alle Übergänge von fast vollen Kugeln über Halbkugeln und eingedellte Halbkugeln zu runden, konkav-konvexen Linsenformen. Vor allem die vollen Kugelformen setzen sich aus zahlreichen kleinen, eng gepackten Pyritkugeln zusammen. Bei guter Erhaltung sind die Kugeln von einer dünnen Außenhaut eingehüllt, die konzentrische Runzeln zeigen kann. Die stark abgeplatteten Exemplare bestehen dagegen vorwiegend aus feinkörnigem Pyrit und zeigen fast immer die konzentrische Runzelung. Die Größe der Formen liegt bei 1 mm, maximal bis 2 mm. Häufig setzen sich kleinere Teilkugeln zu etwa 2 bis 8 Stück zu einer größeren zusammen. Im Dünnschliff sind auch unvollständig pyritisierte und radialfaserig mit Chalcedon verkieselte Exemplare zu beobachten. (Vgl. Taf. 2, Fig. 1 u. 2!).

Am besten lassen sich diese Fossilien als Steinkerne von Radiolarien deuten, wenn man annimmt, daß kugelförmige Hohlräume des Körpers mit Pyrit verfüllt wurden.

Im Verbreitungsgebiet des Rhenauer Kalkes besitzt der Rogenpyrit einen ausgezeichneten Leitwert. Er findet sich stets in derselben Bank in der Höhe *Actinopteria*-Bänke und kommt schon eine Bank tiefer oder höher nicht mehr vor. Er kann daher die in diesem Gebiet unsteten *Actinopteria*-Bänke ersetzen. Mit Hilfe des Rogenpyrits ist es z. B. möglich gewesen, das Profil Lelbach-Rhena zu deuten, in dem die Hauptmasse des Rhenauer Kalkes an einer im Gelände unscheinbaren Störung ausfällt.

Neben dem als Radiolarien gedeuteten Rogenpyrit kommen hin und wieder auch kleine ideale Hohlkugeln aus einer hellgrauen Glassubstanz vor, die wohl sicher eingekieselte Radiolarien sind.

2. Fossilien im Kohlenkalk von Schreufa

In einem krassen Gegensatz zu der Fossilführung der detritischen Kalke steht die des Kohlenkalkes und Mergels von Schreufa. Das Gestein ist außerordentlich reich an gut erhaltenen Makrofossilien, die nach PAPROTH (1953) als Biocoenose anzusprechen sind. Es ist ein Brachiopoden-Korallenkalk stationär-organogener Entstehung, also ein echter Kohlenkalk im Sinne von PAUL (1939). PAPROTH führt von diesem kleinen Aufschluß 130 Arten bzw. Unterarten auf, davon 5 Korallen und 55 Brachiopoden, jedoch keine Goniatiten. Die Fossilien sind mitunter in Schichten angereichert, aber offenbar wenig transportiert, weil z. B. längere Crinoidenstiele im Zusammenhang erhalten sind. Sie schwimmen in einer sehr feinkörnigen, tonigen Kalk- oder Mergelgrundmasse (Taf. 6, Fig. 1).

Auch Foraminiferen und Ostracoden sind reichlich vorhanden und können durch Kochen mit H_2O_2 aus dem Gestein isoliert werden. Mit Essigsäure lassen sich aus den reineren Kalken verkieselte Foraminiferen gewinnen. Dagegen sind trotz mehrfacher Versuche keine Conodonten nachzuweisen, eine Beobachtung, die gut mit der BÖGERS übereinstimmt, daß die Conodontenführung im Kohlenkalk des Velberter Sattels gegenüber z. B. dem Erdbacher Kalk stark abfällt. Auch HUCKRIEDE (1958, S. 145) gibt an, daß in den Flachwasserkalken der mediterranen Trias Conodonten fehlen.

C. Zur Genese der Kalke (Deutungen)

Eines der Hauptziele dieser Arbeit war es, Hinweise dafür zu finden, welchen Umständen die beschriebenen Kalke ihre Entstehung verdanken. Die Deutung muß sowohl den paläogeographischen und faziellen Daten, d. h. der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Sedimentationsbedingungen des Unterkarbons im weiteren Rahmen wie den an den Gesteinen selbst ablesbaren Wirkungen des Sedimentationsmechanismus genügen.

Daß dies nicht selbstverständlich ist, zeigt der erste Deutungsversuch für die Kalke, der von HAUBOLD (1933) stammt. HAUBOLD weist auf das Zusammentreffen der Kalke mit dem heutigen Neerदारer Sattel und stark reduzierten Mächtigkeiten der Zone III β hin. Er vermutet deshalb eine synsedimentäre Anlage des Sattels als Schwelle. Die Kalke sollen in vor Strömungen geschützten Buchten ohne Detrituslieferung gebildet und daher bituminös sein.

Von dem Widerspruch abgesehen, der in dieser Deutung an sich schon liegt, berücksichtigt HAUBOLD nicht, daß es zwei verschieden alte Kalkhorizonte gibt, daß die lithologische Ausbildung der beiden Kalke räumlich nicht übereinstimmt und, was das Wichtigste ist, daß die Kalke selbst fast völlig aus Detritus bestehen und niemals die allgemeine Korngröße wesentlich überschreitende Organismenreste enthalten. Es kommt noch hinzu, daß die angegebenen Mächtigkeiten des III β am Neerदारer Sattel auf Irrtümern beruhen. Der Bitumengehalt als einziges noch verbleibendes Argument für die Ablagerung in geschlossenen Buchten läßt sich zwanglos auch anders erklären.

I. Die Paläogeographie

Die Paläogeographie im Unterkarbon des weiteren Arbeitsgebietes ist dank zahlreicher früherer Arbeiten gut bekannt. Wir haben es mit einem offenen, geosynklinalen Meeresgebiet zu tun, dessen Südküste der Nordrand einer etwa vom Taunus nach NE in den Unterharz ziehende Schwelle bildet, die Mitteldeutsche Kristallinschwelle. Der Nordrand dieser Schwelle verlagert sich durch die von Snach N fortschreitende Ausfaltung der varistischen Geosynklinale allmählich nach NW, wobei ein Teilstück der Schwelle zwischen dem Harz und dem Schiefergebirge zeitweilig voreilt (Oberhessischer Vorsprung H. SCHMIDTS), ein Verhalten, das an sich durch eine hier besonders starke Auffüllung mit synorogenen Sedimenten (Schüttungskegel) ebenso gut zu deuten ist wie durch die Annahme einer Queraufwölbung. Die zweite Deutung hat aber eine bessere Stütze in geophysikalischen Daten (BEDERKE 1957).

Der wandernden Faltung geht eine mächtige Schüttung grobklastischer synorogener Sedimente voraus, der Grauwacken, die als „faziesfremde“^{*)} Gesteine den Stillwassersedimenten der noch ruhigen Meeresteile eingeschichtet sein sollen. Und zwar verlagert sich, wie das aus dem geschilderten Bewegungsablauf ohne weiteres folgt, die Untergrenze der Grauwackenschüttung von S nach N in immer jüngere Horizonte, der stratigraphischen Abfolge von der oberdevonischen Tanner Grauwacke (\triangleq Hundshäuser Grauwacke) über die Kulmgrauwacken zu den Namurgrauwacken entspricht eine räumliche Anordnung. Die ältesten Grauwacken liegen am weitesten im SE. Die Hundshäuser Grauwacke (höheres Oberdevon) ist auf den südlichen Keller-

*) Über den Ausdruck „faziesfremde Gesteine“ vgl. Kapitel: Sedimentationsmechanismus der detritischen Kalke!

wald beschränkt, die Kulmgrauwacken, deren Stratigraphie und Verbreitung durch KULICK sehr gut bekannt sind, überlappen sich regelmäßig. Die ältesten (III α 4) enden etwa an der Eder, die Grauwacken der β -Zone erreichen den Medebach-Goldhausener Sattel, die Grauwacken der Zone III γ keilen im Ostsauerländer Hauptsattel aus, nur die Namurgrauwacken gehen darüber hinaus. Die Schüttungsrichtung ist (nach PICKEL 1937, KULICK 1958, 1960, PLESSMANN 1961) für die Grauwacken der β -Zone von SE nach NW, die Grauwacken der Zone III γ sind von E bis ENE geschüttet worden, worin sich die Wirkung des Oberhessischen Vorsprungs der Mitteldeutschen Kristallinschwelle äußert.

Die Grauwacken der β -Zone sind also im Sinne KUENENS (1957) laterale, die der γ -Zone annähernd longitudinale Trogfüllungen.

Genau spiegelbildlich zum Oberhessischen Vorsprung verhalten sich die gleichaltrigen Schichten im Harz (PLESSMANN 1961).

Dem Außenrand der Grauwacken ist im Unterkarbon ein ruhiger, vermutlich wenig gegliederter, offener Meeresboden vorgelagert, auf dem hauptsächlich Tongesteine sedimentiert werden, die mit den Grauwacken und Kieselgesteinen zur Kulmfazies zusammengefaßt werden.

Die nördliche und westliche Küste des Beckens werden vom Old Red-Kontinent und dem Massiv von Brabant gebildet und von einem breiten Saum von Kohlenkalk umgeben, der nach E bis in den Velberter Sattel vorgreift. Der Kohlenkalk ist ein Brachiopoden-Korallen-Kalk, eine Bildung gut durchlüfteter und durchlichteter, flacher Meeresteile mit bewegtem Wasser. Eine Grenzbildung zwischen Kohlenkalk- und Kulmfazies ist der Kulm-Plattenkalk, eine mächtige Wechsellagerung bankiger, dunkler Detrituskalke mit Tonschiefern.

II. Der Sedimentationsmechanismus der Grauwacken

Die Ansichten über die Sedimentation der Grauwacken sind neuerdings von PLESSMANN an Hand eines umfangreichen Literaturstudiums und neuer Geländebeobachtungen zusammengefaßt worden, so daß sich eine neuerliche Diskussion erübrigt. Die Grauwacken sollen durch Suspensionsströme hoher Geschwindigkeit und Dichte innerhalb kurzer Zeit in normalerweise ruhige Meeresteile eingebracht und sedimentiert worden sein. Man denkt dabei an den rezenten „turbidity currents“ der nordamerikanischen Atlantikküste vergleichbare plötzliche Abbrüche von instabilen Lockermassen an der Küste oder vorgeschobenen Deltas, die bei ihrem Absturz von dem steilen Rand eine hohe Geschwindigkeit und starke Turbulenz erreichen können. Mit dem Verflachen des Gefälles fallen dann die suspendierten Massen wieder aus. Kennzeichen so entstandener Sedimente sind Gradation, große Einschlüsse von Fremdgesteinen, charakteristische, weithin richtungsconstante Erosionsformen an der Unterseite der Bänke und, nach SELACHER, typische Lebensspuren.

III. Die Genese der detritischen Kalke

1. Der Sedimentationsmechanismus

Die lithologischen Merkmale der detritischen Kalke sind nun ganz unverkennbar die gleichen, wie sie wiederholt für die Ablagerungen von Suspensionsströmen

beschrieben wurden. Sie seien hier noch einmal unter diesem Gesichtspunkt zusammengefaßt.

1. Im Gesteinsverband

Häufig wiederholte Wechsellagerung ausgesprochen pelagischer Stillwassersedimente mit reichem Nekton und Plankton (Posidonien-schiefer, Kulmtonschiefer) und grobklastischer, völlig konkordant eingeschichteter, praktisch fossilfreier, meist mit nur wenig wechselnder Mächtigkeit weithin aushaltender Bänke. Gerichtete und gleichsinnige Abnahme der Gesamtmächtigkeit, Korngröße und Bankmächtigkeit innerhalb eines stratigraphischen Horizontes nach Art der Abb. 9.

2. Innerhalb der Bank

Scharfe Unterfläche. Gradierte Schichtung (Abnahme der maximalen Korngröße von unten nach oben), daher verwischte Bankoberkante im Idealfall. Große Einschlüsse von Fremdgestein vorwiegend nahe, aber nicht unmittelbar an der Bankbasis. Nach oben feiner werdende plattige Paralleltexur im oberen Teil der Bank. Pflanzenlagen gehäuft in den obersten, feinplattigen Bankteilen.

3. Einzelkörner

Schlechte Sortierung bei grobem Korn, bei feinerem besser werdend. Sehr geringer Zuordnungsggrad (sehr zerbrechliche, sperrige Conodontenformen sind tadellos erhalten). Sortierung auch der Mikrofossilien nach der Korngröße der Bänke (Foraminiferen u. a.), wobei hohle Körner allgemein größer sind als die sie umgebenden kompakten. Vorkommen von Flachwasser-Indikatoren im Bereich tiefen Wassers (Ooide).

Aus allen diesen Merkmalen ist zu folgern, daß Posidonienkalk und Rhenaer Kalk Ergebnisse einer raschen Sedimentation durch episodische Suspensionsströme in normalerweise ruhigen Meeresteilen sind. Wir haben sozusagen „Sandsteine“ vor uns, deren „Sand“ fast ausschließlich aus Fossildetritus, Calcitkörnern und Mikroorganismen besteht. Erst die hangendsten Bänke gehen in normale Grauwacken („Mengwacken“ nach FISCHER 1933) über.

Eine heikle Frage ist es, wie man diese Gesteine nennen soll. Der Name soll ausdrücken, daß es sich um aus Kalkkörnern aufgebaute, aus Gebieten anderer Fazies herantransportierte, klastische Gesteine handelt. „Kalkgrauwacke“ ist in der Literatur eine kalkige Grauwacke, dem Wort kann nicht einfach eine andere Bedeutung unterlegt werden. „Grauwackenkalk“ läßt ein Mischgestein aus Kalk und Grauwacke vermuten. Die Bezeichnung „Driftkalk“, von H. SCHMIDT gebraucht, enthält die wesentliche Eigenart der Kalke, nämlich ihren Transport aus ferneren Gebieten, ist aber mit der Vorstellung einer ständigen oder wenigstens länger anhaltenden Strömung („Bodendrift“) als Transportmedium verbunden.

Ein Ausweg bestünde in der Bezeichnung „alldapische“⁹⁾ Kalke, ein Name, der den unglücklichen Ausdruck „faziesfremde Gesteine“ ersetzen könnte. Denn die Fazies der Posidonienkalke z. B. ist die der häufigen Wechsellagerung von anderswoher stammender, schnell sedimentierter Kalke mit oft fossilreichen Stillwassertonen. Der Begriff der Fazies kann nicht auf nur eine Komponente der Wechsellagerung angewandt werden, sondern meint die Summe aller Merkmale des Gesteinsverbandes.

Posidonienkalk und Rhenaer Kalk sind demnach Wechsellagerungen alldapischer Kalke mit Tongesteinen. Sie sind Sedimente der Stillwasserfazies tieferer, schelfnaher Beckenregionen.

⁹⁾ Von grch. *ἀλλοδαπός* = anderswoher stammend.

2. Ein Modell der Schüttung im Kulm

Die allodapischen Kalke bilden den Außenrand der Grauwackenschüttung, die Positionenkalke den der β -Grauwacken, der Rhenauer Kalk den der γ -Grauwacke. Die korrelierten Merkmale der Mächtigkeit und Korngröße sind am größten in der Nähe der Grauwacken und nehmen in Richtung der Grauwackenschüttung ab, also im Positionenkalk etwa von S nach N, im Rhenauer Kalk von E nach W. Der Umschwung liegt in den Tonschiefern der mittleren β spi-Subzone. Leider sind an den Kalkbänken selbst keine Strömungsmerkmale festzustellen, die diese Richtung belegen könnten. Aus allen anderen Beobachtungen geht aber der genetische Zusammenhang der Kalke mit den Grauwacken hervor (vgl. Abb. 13 u. 14!).

Es macht aber Schwierigkeiten, die beschriebene Verteilung von Grauwacken und Kalken, aus der ein genetischer Zusammenhang abzuleiten ist, mit dem Sedimentationsmechanismus der Grauwacken zu vereinbaren, wie er oben beschrieben wurde. Die Kalke können nicht letzte Ausläufer von turbidity currents sein, wie man vielleicht vermuten könnte, denn die Dichte von Calcit ist fast gleich der von Quarz (2,7 und 2,65), eine saubere Trennung in praktisch kalkfreie Grauwacken und reine Kalke auf dem Transportweg ist daher ausgeschlossen¹⁰). Der Übergang zwischen Grauwacken und allodapischen Kalken gleichen Alters ist auch nicht etwa breit, sondern die Gesteine verzahnen sich gerade eben noch.

Es ist also ein Schüttungsmodell mit folgenden Eigenschaften zu suchen.

1. Es muß einen genetischen Zusammenhang zwischen Grauwacken und allodapischen Kalken herstellen, zugleich aber
2. ihre räumliche Trennung erklären.
3. Es muß eine große Stabilität besitzen, denn die Kalkschüttung hat sich zweimal unabhängig voneinander in gleicher Weise und über einen längeren Zeitraum ereignet, zugleich aber muß es
4. die allmähliche Verdrängung des Kalkes durch Grauwackensubstanz erklären.
5. Auch die übrigen Geländebeobachtungen müssen sich widerspruchsfrei einfügen (Mächtigkeit und Petrographie der Tonschiefer z. B.).

Die Lösung erfordert zuerst eine nähere Betrachtung der Grauwackenschüttung. Das oben beschriebene Schema der synorogenen Sedimentation hat einige Konsequenzen für die Fazies des Arbeitsgebietes, die bisher nicht ausgesprochen wurden. Der Nordrand der aufsteigenden Mitteldeutschen Kristallinschwelle kann, da ja der Heraushebung und Ausfaltung die Grauwackenschüttung räumlich vorhergeht, nur aus junger, unverfestigter Grauwacke bestanden haben. Eine derartige Küste wird aber durch Küstenerosion zu einer Steilküste mit einer breiten Schüttungsplattform aus Lockermaterial mit steiler Außenkante geformt, wobei die größten Komponenten nach der Auswaschung liegen bleiben und in der Brandung weiter zerkleinert werden. Als Beispiel kann etwa die Geschiebemergel-Küste der Ostsee dienen. Eine langsame Hebung der Küste muß nicht ihre Verlagerung seewärts bedeuten, solange das durch

¹⁰) Die Annahme, daß die Calcitkörner als locker gebaute organische Gerüste eine geringere Dichte besitzen, kann hier nicht helfen, weil ihre Mehrzahl durchaus massiv ist und Hohlformen tatsächlich größer sind als die massiven Calcitkörner.

verstärkte Erosion anfallende Lockermaterial entfernt werden kann. Die Lockermassen werden umso leichter abzutransportieren sein, als mit der Hebung der Küste aller Erfahrung nach die gleichzeitige Absenkung einer der Faltung vorgelagerten Saumtiefe einhergeht. Für die Schüttungsplattform kommt das auf eine langsame seewärtige Kippung heraus. Dadurch kann die Stabilitätsgrenze der Ablagerungen immer wieder überschritten werden, die lockeren Sedimente könnten in Form „submariner Grauwackengletscher“ langsam abfließen.

Dieser Vorgang ist von submariner Rutschung im Sinne einer Freigleitung einzelner Bänke oder Schichtpakete zu unterscheiden (vgl. RABIEN 1956, S. 45/46!). Während sich hier mehr oder weniger verfestigte Sedimente nach der Überschreitung eines erheblichen Schwellenwertes der Instabilität in größeren, geschlossenen Einheiten rasch bewegen und schnell wieder zur Ruhe kommen, wäre ein „submariner Grauwackengletscher“ eine weiche, unverfestigte Masse, deren Bewegung durch den natürlich viel kleineren Schwellenwert der Auslösung ein nahezu kontinuierliches Fließen sein könnte.

Es erscheint mir durchaus denkbar, daß in dieser Weise ein Zwischenstadium der Entwicklungsreihe vom „creep“ zum „turbidity current“ im Sinne von BOUMA (1962, S. 96) stabil werden kann. Voraussetzung ist, daß die Differenzierung des Beckenrandes in einen zunächst stabil abgelagerten Sedimentkörper (Delta) und einen ihm vorgelagerten Gleithang unterbleibt. An einem so differenzierten Hang wird nämlich potentielle Energie gespeichert und das Gleichgewicht durch in größeren Zeitabständen und heftig auftretende Schüttungen (spasmodic turbidity currents) angestrebt. Eine undifferenzierte Schüttungsplattform könnte dagegen durch winzige, nahezu kontinuierliche Bewegungsphasen immer in der Nähe des Gleichgewichtes bleiben.

Die Absenkung am Außenrand der flachen Plattform wird durch die Erosion strandnaher, sich hebender Teile und den ablandigen Transport ihres Detritus ausgeglichen. Der Außenrand der Schüttung verlagert sich dadurch seewärts. Die äußere Gestalt der Plattform kann die eines Deltas sein, genetisch ist ein Delta im Sinne heutiger Flußmündungen aber etwas ganz anderes. Hier wird nur an den wenigsten Stellen von einem dauernd fließenden Strom rasch und mit steilem Böschungswinkel, grob gesagt, linear vorgeschüttet, während gleichzeitig weite Teile des Deltas vom Meere erodiert und eingeebnet werden. Erst durch die Integration zahlloser, ziemlich regelloser Einzelschüttungen (auch rückläufiger!) und Erosionen kommt das Delta zustande. Dagegen wären die Bewegungen bei einer vorspringenden Schüttungsplattform flächenhaft, einseitig mit dem Gefälle gerichtet und ohne tiefgreifende Erosionen. Das Fehlen deutlicher Deltastrukturen spricht also nicht gegen Schüttungskegel im Sinne von PICKEL oder KULICK (vgl. hierzu PLESSMANN 1961!).

In langen Zeiträumen kommen wir zu einer kontinuierlichen Umwälzung des Grauwackenmaterials durch Abbau an der Küste und Ablagerung am Außenrand des Schelfes. Dabei muß sich die Korngröße ständig verringern, instabile Minerale werden ausgemerzt. Wie im kleinen Bereich gilt dieser Mechanismus auch im großen. Im ganzen nimmt die Korngröße der Grauwacken vom Liegenden zum Hangenden ab, was auch in den Konglomeraten deutlich wird; im Namur gibt es nur noch kleinkörnige Quarzkonglomerate.

Gleichermaßen geht der Feldspatgehalt von den älteren zu den jüngeren Grauwacken zurück. Das durchschnittliche Verhältnis von Quarz zu Feldspat liegt in der Tan-ner Grauwacke noch bei 1 : 1 bis 2 (HELMBOLD 1952), in der Gießener Grauwacke

(Kulm III α/β oder älter?) bei 3 : 1 (HENNINGSEN)¹¹⁾, in den Kulmgrauwacken bei 5 bis 10 : 1 (geschätzt nach Dünnschliffen der Diss. PICKEL u. a.), die Namurgrauwacken schließlich sind feldspatarms (WACHENDORF 1962).

Diese Umwälzung der Grauwackenmasse kann die bei früheren Autoren anklingenden Bedenken zerstreuen, daß die Mitteldeutsche Kristallinschwelle, eine nur etwa 100 km breite Landzunge, nicht solche Sedimentmassen geliefert haben könnte. Vom Lande braucht frisches Material nur in demselben Maße hinzugekommen zu sein, wie es in den bei der Faltung angelegten Mulden vor der weiteren Aufarbeitung bewahrt blieb, um eine gleichbleibende bewegliche Grauwackenmasse zu erhalten.

Eine wesentliche Stütze finden diese Vorstellungen durch das Vorkommen eines ausgesprochenen Kohlenkalkes inmitten grober Konglomerate und Grauwacken bei Schreufa. Der Einwand, es könnte sich um Einschlüsse in Grauwackenbänken handeln, die mit turbidity currents von weither transportiert seien, ist nicht zu halten, denn es handelt sich um einen auf 20 m Länge aufgeschlossenen Gesteinsverband, der weit größer ist als jede hier vorkommende Bankmächtigkeit. Außerdem steht das Vorkommen von Schreufa nicht allein, es gehört nach PAPROTH zu einer ganzen Kette ähnlicher Kohlenkalkfaunen in grobklastischen Gesteinen, die sich quer durch Mitteleuropa verfolgen lassen.

Wir müssen annehmen, daß der Kohlenkalk von Schreufa eine autochthone Bildung inmitten der groben Schüttung ist, und zwar nicht nur eine zufällige, sondern nach der Häufigkeit solcher Vorkommen eine den bionomischen Verhältnissen entsprechende Ablagerung, ein Schluß, den schon PAPROTH gezogen und ausführlicher begründet hat. Der Kohlenkalk ist aber, wie der Vergleich mit dem belgischen und westdeutschen Kohlenkalkmeer lehrt, eine Bildung flachen, bewegten, nährstoffreichen Frischwassers. Es ist daher anzunehmen, daß die gleichaltrigen Konglomerate und Grauwacken, denen er eingelagert ist, Flachwassersedimente sind.

Der Kohlenkalk liegt wenige Kilometer innerhalb des Außenrandes der Grauwackenschüttung. Die beckenwärts außerhalb des Randes liegenden, gleichaltrigen Posidonienkalle sind aber schon Sedimenten der pelagischen Stillwasserfazies eingeschaltet, also vermutlich in größerer Tiefe abgelagert. Wir können daraus schließen, daß wir den steilen Außenrand der Grauwackenschüttung von uns haben, wie er zu Beginn dieses Kapitels gefordert wurde, und daß der Kohlenkalk dem oberen Rand dieser Steilkante aufsitzt als eine Kette kleiner „Riffe“ von Kalkalgen, Korallen und Bryozoen mit einer reichen Besiedlung von Brachiopoden und Mollusken. Der Posidonienkalk dagegen beginnt am unteren Hangknick (am letzten Außenrand der Grauwacken in den heutigen Profilen). Der Posidonienkalk ist demnach der durch Suspensionsströme vom Steilhang in das Stillwasserbecken geglittene und gleichmäßig verteilte Riffschutt des Kohlenkalkes.

Der hier beschriebene Mechanismus besitzt eine hohe gesetzmäßige Stabilität. Der Schelfrand ist nämlich die einzige Stelle, an der sich die Organismen des Kohlenkalkes ansiedeln können, nicht der einer starken Küstenerosion unterworfenen Strand aus Lockermaterial und auch nicht das anschließende Flachwasser, weil hier kein festes

¹¹⁾ Vortrag auf der Jahresversammlung der Geologischen Vereinigung in Wetzlar, 1961.

Substrat vorhanden ist und mit starker Wassertrübung durch Wellenschlag und dauernden Rutschungen gerechnet werden muß. Andererseits kann ein häufiger Temperatur- und Salzgehaltswechsel (durch einströmende Landwässer) in den flachen, küstennahen Gebieten die Ansiedlung einer Kohlenkalkfauna vereiteln. Das Becken selbst ist für diese Lebensgemeinschaft zu tief, es herrschen darüber hinaus Stillwasserbedingungen. Das bionomische Optimum ist tatsächlich am Außenrand der Schüttungsplattform gegeben, weil hier das klare, gleichbleibende Frischwasser der offenen See zur Verfügung steht und die Wassertrübung der Plattform und ihre Rutschungen nur noch selten bis an den Außenrand heranreichen. Der Wellenschlag dürfte bei der schon größeren Tiefe nicht mehr stören. Dagegen kann man an der Grenze zwischen den Wasserkörpern der Flachsee und des Beckens mit einem ständigen Wasseraustausch rechnen.

Die Besiedelung des Schelfrandes mit Kalk produzierenden Organismen ist offenbar häufig. Ähnliche Verhältnisse findet man nach LECOMPTE (1958) im Devon der Ardennen, wo langgestreckte Riffkörper parallel zu den Rändern des absinkenden Beckens liegen. H. SCHMIDT (1939, S. 247) stellt fest, daß im süddeutschen Lias ϵ „eine Kalkzone zwischen die Zone der Küstensande und die Beckentone eingeschaltet ist“ und deutet sie als „Bildungen des Vegetationsstreifens“.

Ist aber der Schelfrand erst einmal besiedelt und hat die Kalkproduktion von Algen und Tieren begonnen, so wird diese Kante konsolidiert, bei weiterem Absinken des Außenrandes wächst das „Riff“ mit. Die von der Küste herankommenden Grauwacken überschreiten den Wall im allgemeinen nicht mehr.

Da jetzt aber der Abtransport des an der aufsteigenden Küste erodierten Materials behindert ist, rückt die Strandlinie vor, die Fläche hinter dem „Riff“ wird eingengt. Das „Riff“ wird von der Grauwackenschüttung allmählich zugesandet (Rhenaer Kalk) oder überrollt (Schreufa).

Im Rhenaer Kalk muß die Riffzone wenig außerhalb des Schiefergebirges am Westrand des Oberhessischen Vorsprunges der Mitteldeutschen Kristallinschwelle gelegen haben. Dafür ist hier aber die Übergangzone von der mächtigsten Partie der allopathischen Kalke in Richtung auf die Grauwacken, d. h. der untere Hangknick des Schuttkegels, gut zu erkennen. In Richtung auf die Grauwacken nach E nehmen die Tonschiefer mit den ersten Grauwackenbänkechen an Mächtigkeit stark zu, während zugleich der Rhenaer Kalk feinkörniger, dünnbankiger und geringer mächtig wird (Aartal). Das bedeutet, daß wir die größte Mächtigkeit und Korngröße im Rhenaer Kalk nahe dem unteren Hangknick beobachten, während hangauf der Kalk rasch ausklingt. Diese Beobachtung paßt gut zu der Vorstellung einer Sedimentation durch Suspensionsströme, die ja erst am unteren Hangknick gebremst werden und auf dem Hang nur das der eigentlichen Suspensionswalze nachschleifende Feinmaterial sedimentieren können (vgl. auch Abb. 9!).

Dieser Sedimentationsmechanismus erklärt auch, warum in den Tonschiefern zwischen den Grauwacken so selten Goniatiten und Posidonien zu finden sind. Bei einer einfachen Einschichtung der Grauwacken in die Beckensedimente ist das nicht zu verstehen, wohl aber wenn wir annehmen können, daß die Schiefer in ruhigeren Zeiten im flachen Stillwasser hinter dem Kalkwall abgelagert wurden, wohin diese Tiere als Bewohner des offenen Meeres selten gelangten.

Ferner muß erklärt werden, wie die doch immerhin häufigen Conodonten in die detritischen Kalke gelangt sind und warum sie so stark sortiert sind, denn der Kohlenkalk führt keine Conodonten. Wir können annehmen, daß die Conodonten durch die Suspensionswalze von der tonigen Sedimentoberfläche des Beckens aufgenommen und einmal bei der Aufnahme in die Suspension, dann wieder bei der fraktionierten Sedimentation einer Sortierung unterlegen sind. Einen Hinweis für die Sortierung beim Auflesen vom Meeresboden durch die Strömung gibt Abb. 11.

Nach diesem Schema werden sperrige Conodontenformen von der Strömung bevorzugt aufgenommen, während dem Boden flach aufliegende viel schwerer bewegt werden können.

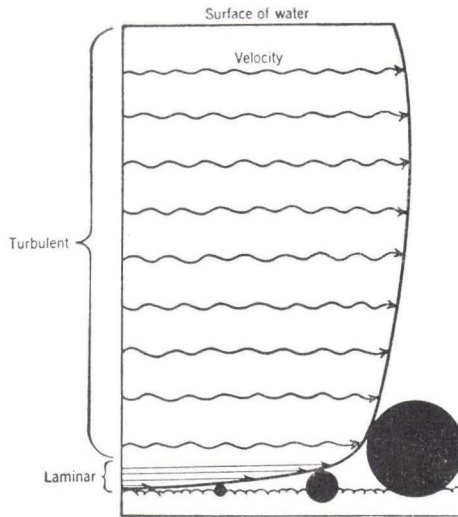


Abb. 11 Turbulente Strömung mit laminarer Grenzschicht. Größere Partikel am Boden sind einer Strömung höherer Geschwindigkeit ausgesetzt als kleine. Sperrige, d. h. vom Boden aufragende Conodonten können daher eher bewegt werden als dem Boden flach anliegende. Aus KUENEN, Ph. H.: Marine Geology (1950).

Auch innerhalb des Verbreitungsgebietes der Grauwacken gibt es Kalke. KULICK nennt die „Kalkgeröllbank“ (III β mu) und die Crinoidenkalkbank (III β spi). Hier handelt es sich um weithin verbreitete, lokal an- und abschwellige Horizonte, in denen in toniger Grundmasse Kalkgerölle und Fossildetritus verstreut liegen, aber auch konkretionäre Kalke vorkommen. KULICK bemerkt ganz recht, daß Elemente küstennaher Besiedlung neben Goniatiten und Orthoceren vorhanden sind. Er schließt einen weiteren Transport der Fossilien aus. Sedimentation durch turbidity currents ist wegen des ganz abweichenden Gefüges (viel Grundmasse, keine merkliche Sortierung) nicht möglich (vgl. Taf. 6, Fig. 2!).

Aus Abb. 4 bei KULICK (1960) wird deutlich, daß diese Kalke nur zwischen den Grauwacken vorhanden sind und nicht in das Beckeninnere vorstoßen. Auch so erweist sich der Außenrand der Grauwacken wieder als eine Faziesgrenze, die er bei der Annahme einer bloßen Einschichtung der Grauwacken in das ungestörte Becken nicht sein könnte.



Abb. 12 Bildliche Darstellung des Schüttungsverlaufs an der Grauwackenküste. 1. An der Küste werden ältere Grauwacken erodiert und mit steilem Außenrand vorgeschüttet. 2. Beginn des Aufwuchses am Außenrand der Schüttung. 3. Das Wachstum des „Riffes“ hält mit der Absenkung schritt, die Grauwacke überschreitet es nur noch selten. Der Detritus des äußeren Riffes wird durch episodische Suspensionsströme beckenwärts transportiert und als Posidonienkalk oder Rhenaer Kalk abgelagert. Das Flachmeer hinter dem „Riff“ ist gerade dünn besiedelt (Kalkgeröllbank, Crinoiden-Kalkbank). 4. Voll entwickelter Schüttungsmechanismus, die Küste rückt schon vor, weil das erodierte Material nicht abwandern kann. 5. Das „Riff“ wird von der Grauwacke zugesandet. Grauwackenmaterial und Kalk können sich mischen. Stadium des höchsten Rhenaer Kalkes. Die Kopfleiste gibt die ungefähre Lage der Profile im Schüttungsmodell für beide allodapischen Kalke getrennt an.

Aus KULICKS Profiltafel (Taf. 1) geht hervor, daß die Bänke im obersten, tonigen Teil größerer Grauwackenzyklen wenig unter den nächst jüngeren Konglomeraten verbreitet sind. Ich möchte daher diese Kalke für Zeugen einer weitflächigen, aber kümmerlichen Besiedlung der Schelfe während längerer Ruhezeiten halten.

Auf Abb. 12 ist dieses Modell der Grauwackenschüttung dargestellt. Rekonstruktionen dieser Art krankten grundsätzlich daran, daß zwei Dimensionen verloren gehen, die Ausdehnung quer zur Schüttungsrichtung und die Zeit. Gerade bei so schnell ablaufenden Vorgängen ist es problematisch, von *den* β -Grauwacken oder *dem* Rhenaer Kalk zu sprechen, weil bedeutende Verlagerungen der Räume gleicher Bedingungen innerhalb der Bildungszeit dieser Einheiten anzunehmen sind. Die Darstellung nach Art der „comic strips“ ist nur ein Notbehelf, in Wirklichkeit handelt es sich natürlich um fast kontinuierliche Vorgänge, die in wesentlich kleineren Raum- und Zeiteinheiten wirken.

3. Unterschiede zwischen Posidonienkalk und Rhenaer Kalk

Bei aller Gleichartigkeit, die es gestattet, Beobachtungen von einem auf den anderen der beiden allodapischen Kalke zu übertragen, bestehen noch graduelle Unterschiede.

Der Posidonienkalk ist über eine größere Fläche gleichmäßig verbreitet, während der Rhenauer Kalk einen viel schnelleren petrographischen und Mächtigkeitswechsel in der Horizontalen erleidet. Das läßt sich zwanglos damit erklären, daß der Posidonienkalk in einem tieferen Becken mit gleichmäßig landab geneigtem Boden geschüttet wurde, während zur Zeit des Rhenauer Kalkes das Becken bereits verflacht und stärker differenziert war, eine Annahme, die mit dem Verlauf der tektonischen Bewegungen (Ausfaltung, Hebung der Querschwelle) gut vereinbar ist.

Es spricht auch dafür, daß der Posidonienkalk auch im Harz zu finden ist, wenn auch verkümmert, während dem Rhenauer Kalk entsprechende Bildungen hier fehlen.

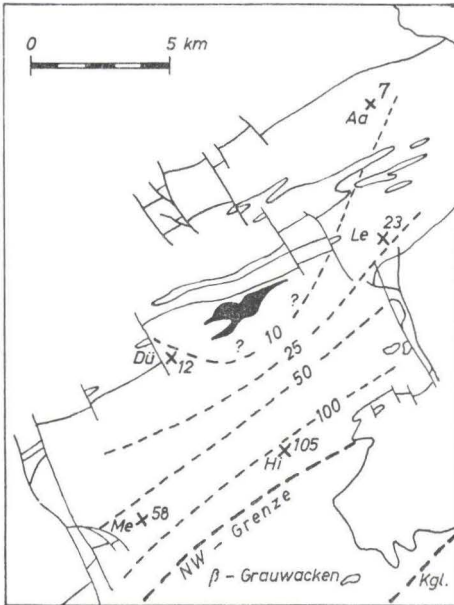


Abb. 13 Mächtigkeitsverteilung im Posidonienkalk, dargestellt an der *mucronatus*-Leitbank. Isopachen in cm. Signatur: maximale Zone, feine Signatur: Kalk geringer mächtig und feiner. Schwarz: Diabas von Wellinghausen.

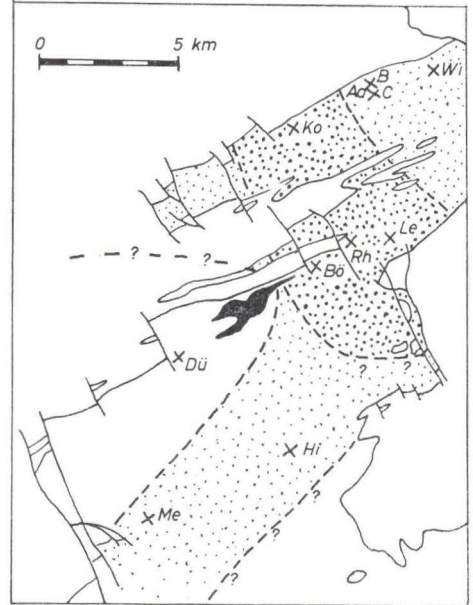


Abb. 14 Mächtigkeitsverteilung im Rhenauer Kalk. Dichte Signatur: maximale Zone, feine Signatur: Kalk geringer mächtig und feiner. Schwarz: Diabas von Wellinghausen.

Interessant ist in diesem Zusammenhang das abnorme Profil Düdinghausen. Der Posidonienkalk ist verkümmert, aber deutlich vorhanden, der Rhenauer Kalk ist völlig verschwunden, obwohl er sich von Bömighausen nach SW in Richtung Wellinghausen noch ein Stück in unverminderter Mächtigkeit verfolgen läßt und sogar noch bei Medebach, Münden und Berge, also viel weiter südlich, nachzuweisen ist.

Die Erklärung für dieses Verhalten liegt darin, daß der Diabas des Grotenberges einen sanften submarinen Buckel von etwa 2 km Durchmesser und bis 40 m Höhe gebildet haben muß, an dessen SW-Flanke das Profil Düdinghausen liegt. Das geht auch aus Beobachtungen von HAUBOLD (1936) und NICOLAUS (1957) hervor. Der Posidonienkalk könnte den sanften, bei Düdinghausen auslaufenden unteren Teil des Hanges noch halbwegs überwunden haben, für den von E kommenden Rhenauer Kalk aber liegt Düdinghausen im Strömungsschatten des Diabasberges. Die Suspensionsströme wurden abgelenkt, das Profil Düdinghausen blieb frei von Rhenauer Kalk.

4. Übertragung auf andere Gebiete

Einlagerungen von „Kohlenkalk“ in grobklastischen Sedimenten sind auch aus anderen Gebieten mehrfach beschrieben worden, z. B. vom Südrand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, aus Schlesien und Frankreich, so daß man vermuten kann, daß die Verhältnisse am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges das normale Bild der Grauwackenküste im Unterkarbon darstellen. Der Grund, warum nicht häufiger ein klarer Zusammenhang zu sehen ist, liegt einmal darin, daß, wie beschrieben, bei der weiteren Ausfaltung die einmal geschaffenen Strukturen wieder zerstört werden, indem sie über das Meeresniveau angehoben werden, so daß sie der Erosion erliegen und „die Faltung ihre eigene Geschichte auffrißt“ (SONDER 1956).

Im Falle unserer Kalke haben wir besonders günstige Erhaltungsbedingungen, die vermutlich darauf zurückzuführen sind, daß die Aufwölbung der kristallinen Querschwellen eine Versteifung des Beckens bewirkt hat, die den späteren Faltungsdruck abgefangen und zur Bildung einer flachen Großmulde (Waldecker und Wittgensteiner Hauptmulde) mit schmalen Aufsattelungen geführt hat.

Zum anderen sind die Beobachtungen an den genannten „Kohlenkalk“-Vorkommen sehr dürftig. Sie krankten an natürlichen Ursachen, an der Fossilarmut und der daher unzulänglichen stratigraphischen Einstufung und an schwierigen tektonischen Verhältnissen, aber auch an einer sehr summarischen Beobachtung. Es genügt nicht, daß ein Gestein aus Calciumkarbonat besteht, um daraus paläogeographische Schlüsse zu ziehen. Deshalb ist eine ausführliche Diskussion der genannten Vorkommen vorläufig wertlos.

Wichtig ist, daß der Kulm-Plattenkalk bis in feinste Einzelheiten ganz gleiche Strukturen aufweist wie Posidonienkalk und Rhenaer Kalk, nur handelt es sich hier um wesentlich größere Ausmaße. Ich möchte daher annehmen, daß der Plattenkalk eine analoge Bildung am Außenrand der Kohlenkalkküste ist. Hier sind noch weitere Beobachtungen nötig.

Die für Posidonienkalk und Rhenaer Kalk gegebene Deutung soll aber nicht grundsätzlich alle Grauwacken zu Flachwassersedimenten erklären, es soll nur für den Fall des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges gezeigt werden, daß die Hypothese der turbidity currents für die Grauwackenschüttung bei näherer Betrachtung der Sedimente in erhebliche Widersprüche zu Geländebeobachtungen gerät und daß sich die als typisch angesehenen Strukturen auch anders deuten lassen. Das neue Schüttungsmodell ist sicher noch verbesserungsfähig. Vor allem müßte es eine breitere Beobachtungsbasis erhalten. Ein rezent Analogon dürfte man wegen der vielfältigen Bedingungen, die erfüllt sein müßten, kaum erwarten.

Daß Suspensionsströme bei der Sedimentation eine erhebliche Rolle spielen können, wird nicht bestritten. Es wird im Gegenteil mit den allodapischen Kalken ein weiteres Beispiel gegeben.

IV. Eine Rekonstruktion des unterkarbonischen Sedimentations-Beckens

Wir können jetzt den Überblick über das Becken im Unterkarbon III β des Rheinischen Schiefergebirges an einem Profil wesentlich verfeinern und kommen zu folgendem Bild (Abb. 15).

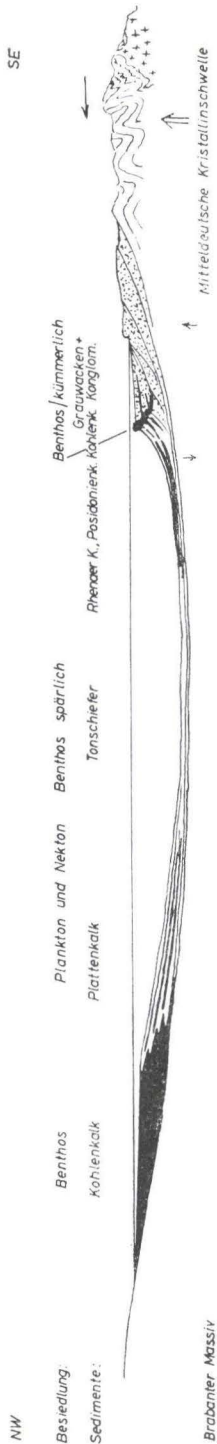


Abb. 15 Schematischer Querschnitt durch das Sedimentationsbecken zur Zeit des Posidonienskaltes (Kulm III β).

Im NW und N haben wir einen breiten, flachen, relativ stabilen Schelf, auf dem Kohlenkalk sedimentiert wird. Ihm schließt sich ein Saum von Detrituskalk an, der Kulm-Plattenkalk, dessen Hauptmenge allerdings jünger ist als die Masse des Kohlenkalkes und der deshalb vielleicht größtenteils ein sekundäres Abbauprodukt des Kohlenkalkes darstellt.

Die Beckenmitte ist fast frei von Kalken und wird von dunklen, feinkörnigen Tongesteinen eingenommen. Von SE schieben sich die Posidonienskalke ein, darauf folgt der steile Anstieg des Außenrandes der Grauwacken, der von einem Kohlenkalksaum gekrönt wird. Dahinter liegt der breite Sedimentationsraum der Grauwacken, dessen SE-Grenze die aufsteigende Steilküste aus unverfestigter Grauwacke bildet.

Das Becken ist also stark asymmetrisch mit einer vorwiegend kalkigen und einer überwiegend klastischen Küstenregion. Trotzdem findet man an dem Kohlenkalk bionomisch entsprechenden Stellen der Grauwackenküste die gleichen Sedimente. Die Asymmetrie besteht also darin, daß an der SE-Küste der Geosynklinalen die Grauwackenschüttung als Auswirkung der voranschreitenden varistischen Orogenese den „normalen“ Sedimenten fast bis zu deren völliger Verdrängung überlagert ist.

Schriftenverzeichnis

- BEDERKE, E.: Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. — Geol. Rundschau, **46**, S. 229—245, Stuttgart 1957.
- BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des reno-herzynischen Unterkarbons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **19**, 64 S., Wiesbaden 1957.
- BÖGER, H.: Zur Stratigraphie des Unterkarbons im Velberter Sattel. — Diss., Göttingen 1961.
- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. — 168 S., Amsterdam, New York 1962.
- BRINKMANN, R.: Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rundschau, **36**, S. 56—66, Stuttgart 1948.
- CLAUS, R.: Die Elsoffer Kulm-Mulde. — Z. deutsch. geol. Ges., für 1927, **29**, S. 235—279, Berlin 1928.
- CORRENS, C. W.: Einführung in die Mineralogie. — 414 S., Berlin — Göttingen — Heidelberg 1949.
- v. DECHEN, H.: Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Section Berleburg, **1** : 80000, 2. Aufl. 1879.
- DUNBAR, C. O. & RODGERS, I.: Principles of Stratigraphy. — 356 S., New York—London 1957.
- FIEGE, K.: Stratonomische Beobachtungen in der Grauwackenfazies des Harzer Kulms. — Stille-Festschrift, S. 44—64, Stuttgart 1936.
- Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler Räume. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **177**, S. 1—218, Berlin 1937.

- FIGE, K.: Der Sedimentationstypus der Grauwackenfazies des Kulms am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., für 1936, 88, S. 687—689, Berlin 1937.
- FISCHER, G.: Die Petrographie der Grauwacken. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., für 1933, 54, S. 320—343, Berlin 1934.
- HAUBOLD, W.: Über das Unterkarbon auf Blatt Goddelsheim am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., für 1932, 53, S. 208—246, Berlin 1933.
- HELBOLD, R.: Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken. — Heidelberger Beitr. Miner. Petr., 3, S. 253—288, Heidelberg 1952.
- HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. — Paläont. Z., 32, S. 141—175, Stuttgart 1958.
- HÜFFNER, E.: Beiträge zur Kenntnis des deutschen Kulms. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., für 1914, 35, 1, S. 448—548, Berlin 1915.
- JOCHMUS-STÖCKE, K.: Die Kulmkonglomerate am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., für 1928, 49, S. 1003—1036, Berlin 1929.
- KORN, H.: Schichtung und absolute Zeit. Bewegungen, Schichtenaufbau und Sedimentationsgeschwindigkeiten in einer varistischen Mulde nach Studien im thüringisch-fränkischen Unterkarbon und Oberdevon. — N. Jb. Miner. etc., 74, Beil.-Bd. A, S. 50 bis 188, Berlin 1938.
- KÜHNE, F. & PAECKELMANN, W.: Die stratigraphische und facielle Entwicklung des Carbon im nordöstlichen Sauerland und ein Vergleich mit Nachbargebieten. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., für 1928, 49, S. 1229—1254, Berlin 1929.
- KUENEN, PH. H.: Marine Geology. — 551 S., New York—London 1950.
- Significant features of graded bedding. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 37, S. 1044—1066, Tulsa 1953.
- Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. — Verh. Koninkl. Nederl. Geol. Mijnbouw. Gen. Geol. Ser., 18, Gravenhage 1957.
- No geology without marine geology. — Geol. Rundschau, 47, S. 1—10, Stuttgart 1958.
- & MENARD, H. W.: Turbidity currents, graded and non-graded deposits. — Journ. Sed. Petrol., 32, S. 83—96, Tulsa 1952.
- & MIGLIORINI, C. I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — Journ. Geol., 58, S. 91—127, Chicago 1950.
- & SANDERS, J. E.: Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres greywackes, Sauerland and Oberharz, Germany. — Amer. Journ. Science, 254, S. 649—671, New Haven 1956
- & TEN HAAF, E.: Graded bedding in limestones. — Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Proc., Ser. B, 59, S. 314—317, 1956.
- KULICK, J.: Geologische Aufnahme des Kulmgebietes zwischen Medebach (Westfalen) und Ederbringhausen (Nordhessen). — Dipl.-Arb., Göttingen 1957.
- Zur Stratigraphie der Kulmgrauwacken im Edergebiet. — Diss., Göttingen 1957.
- Zur Stratigraphie und Palaeogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 3, 1, S. 243—288, Krefeld 1960.
- KUMM, A.: Die Entstehung der Eindrücke in Geröllen. — Geol. Rundschau, 10, S. 183—233, Leipzig 1919.
- LECOMPTE, M.: Les récifs paléozoïques en Belgique. — Geol. Rundschau, 47, S. 384—401, Stuttgart 1958. (Frühere Arbeiten des Verfassers zu diesem Thema siehe dort!).
- LEPPLA, A.: Über Aufnahmen im Gebiet des Blattes Waldeck-Cassel (1 : 80 000) — Jb. preuß. geol. L.-Anst., für 1889, S. LXV—LXX, Berlin 1892.
- LIEBUS, A.: Die Fauna des deutschen Unterkarbons, 3. Teil: Die Foraminiferen. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., 141, S. 133—173, Berlin 1932.
- MÜLLER, K. J.: Über den sog. Kohlenkalk in Ostthüringen und Franken und die Devon-Karbonschicht am Bergaer Sattel. — Geologica, 11, S. 65—70, Berlin 1952.
- NICOLAUS, H. J.: Die Geologie der Lengfelder Mulde. Das Unterkarbon auf den Blättern Goddelsheim und Niedersfeld am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Dipl.-Arb., Göttingen 1957.

- NICOLAUS, H. J.: Zur Stratigraphie und Fauna der Crenistria-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss., Göttingen 1958.
- PAECKELMANN, W.: Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., für 1931, **52**, S. 472—519, Berlin 1932.
- Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., für 1933, **54**, S. 217—260, Berlin 1934.
- Erl. Geol. Kte. Preußen, Lfg. 341, Bl. Adorf, Berlin 1936.
- PAPROTH, E.: Zur Stratigraphie und Fazies des Kulms im Edergebiet. — Diss., Göttingen 1953.
- Eine Kohlenkalkfauna aus dem Kulmkonglomerat von Frankenberg an der Eder. — Paläont. Z., **27**, S. 169—207, Stuttgart 1953.
- Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 385—422, Krefeld 1960.
- & GRAULICH, J. M.: Compte Rendu de la session extraordinaire, Sauerland (27.—29. sept. 1958). — Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol., **67**, S. 329—357, Bruxelles 1958.
- PAUL, H.: Grundsätzliches zur Paläogeographie des europäischen Unterkarbon und über die Begriffe Kohlenkalk und Kulm. — Geol. Rundschau, **30**, S. 641—649, Stuttgart 1939.
- Das Unterkarbon in Deutschland. — Geol. Rundschau, **31**, 5/6, S. 374—394, Stuttgart 1940.
- PICKEL, W.: Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Edertalsperre. — Z. deutsch. geol. Ges., **89**, S. 233—280, Berlin 1937.
- PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geol. Jb., **78**, S. 503—566, Hannover 1961.
- RABEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **16**, 81 S., Wiesbaden 1956.
- SCHMIDT, HERM.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. deutsch. geol. Ges., M. Ber., **77**, S. 226—234, Berlin 1926.
- Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. Geol. Paläontol. (38), **12**, 154 S., Berlin 1935.
- Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 680—686, Berlin 1936.
- Bionomische Probleme des deutschen Lias-Meeres. — Geologie der Meere und Binnengewässer, **3**, 2, S. 238—256, 1939.
- Nach Goniatiten gegliederte Profile im sauerländischen Kulm. — Decheniana, **101**, AB, S. 49—63, Bonn 1942.
- SCHWARZBACH, M.: Oberlausitzer Schiefergebirge und Boberkatzbachgebirge — ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. — Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz, **32**, 3, S. 31—63, Görlitz 1936.
- SEILACHER, A.: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 214—227, Hannover 1953.
- SHEPARD, F. P.: Submarine Geology. — 348 S., New York 1948.
- SHEROCK, R. R.: Sequence in layered rocks. — 507 S., New York—Toronto—London 1948.
- SONDER, R. A.: Gedanken zur theoretischen Geotektonik. — Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, S. 381—395, Stuttgart 1956.
- STAESCHE, K.: Erl. Geol. Kte. Preußen, Lfg. 341, Bl. Mengerlinghausen, Berlin 1936.
- VOGES, A.: Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes. — Paläont. Z., **33**, 4, S. 266—314, Stuttgart 1959.
- Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) im Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 197—228, Krefeld 1960.
- WACHENDORF, H.: Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. — Diss., Göttingen 1962.
- WURM, A.: Geologie von Bayern (Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald). Erster Teil. (Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands, II. Abt., E. Krenkel Hrsg.) 1925.

Manuskript eingegangen am 12. 9. 1961

Anmerkung während des Druckes:

Bei Begehungen mit den Herren Dr. PLESSMANN und Professor SELACHER haben sich im Rhenar Kalk doch einige Strömungsmarken finden lassen, die allerdings nicht sehr deutlich sind. Sie zeigen keine einheitliche Strömungsrichtung, sondern pendeln von W über N bis SE.

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. Dr. KLAUS-DIETER MEISCHNER,
Geologisch-Palaeontologisches Institut der Georg-August-Universität,
Göttingen, Berliner Straße 28.

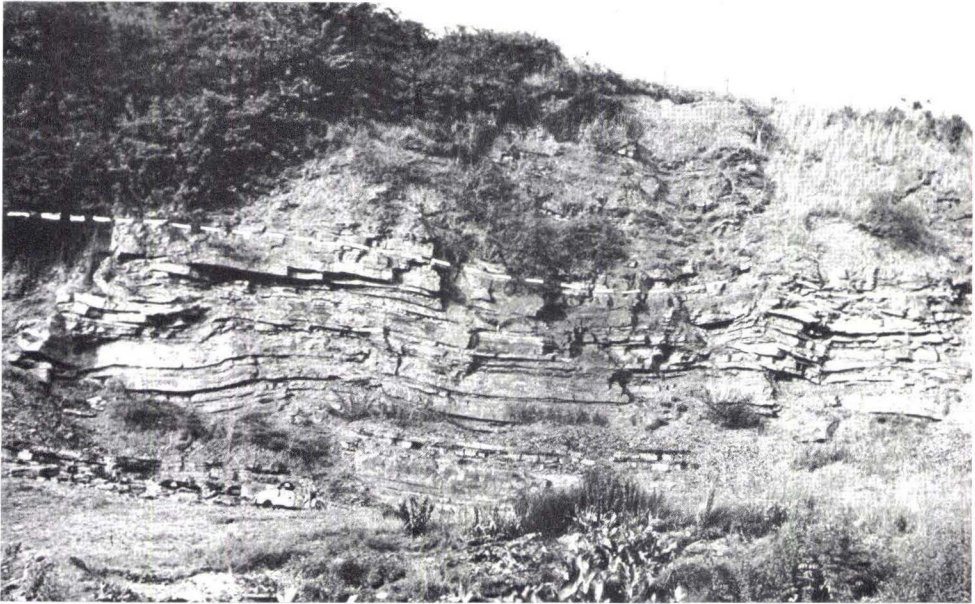
Für die Redaktion verantwortlich:

Privatdozent Dipl.-Geol. Dr. FRITZ KUTSCHER, Oberregierungsgeologe beim
Hessischen Landesamt für Bodenforschung,
Wiesbaden, Leberberg 9—11

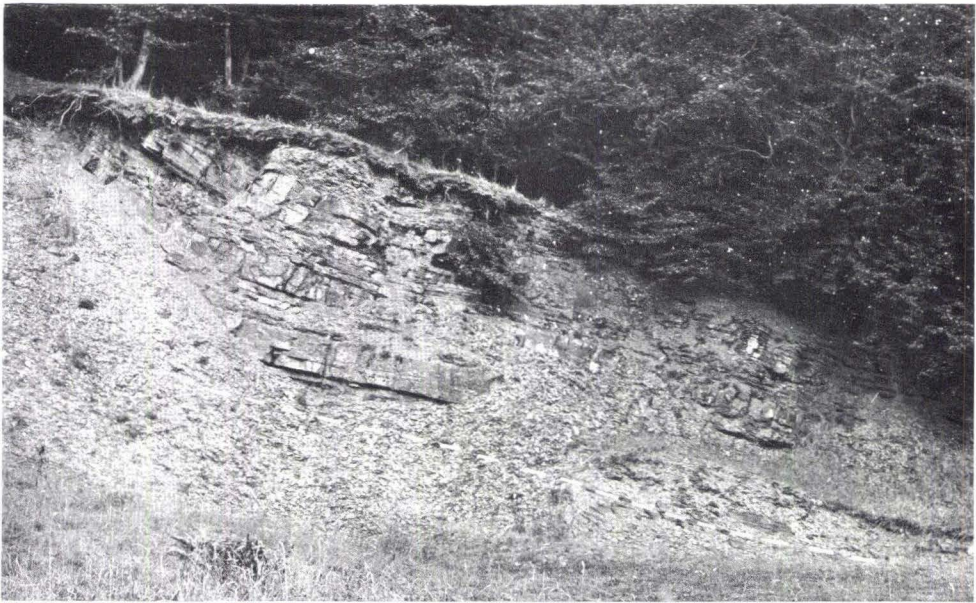
Tafel 1

Tafel 1

- Fig. 1 Der Steinbruch Rhena, Typlokalität des Rhenaer Kalkes. Grenze Unterkarbon III β/γ eingezeichnet. Bl. Goddelsheim (4718), R 84 050; H 85 560.
- Fig. 2 Steinbruch im Rhenaer Kalk am Südhang des Kohlberges S' Sudeck. Grenze Unterkarbon III β/γ eingezeichnet. Bl. Adorf (4618), R 83 500; H 88 380.



1

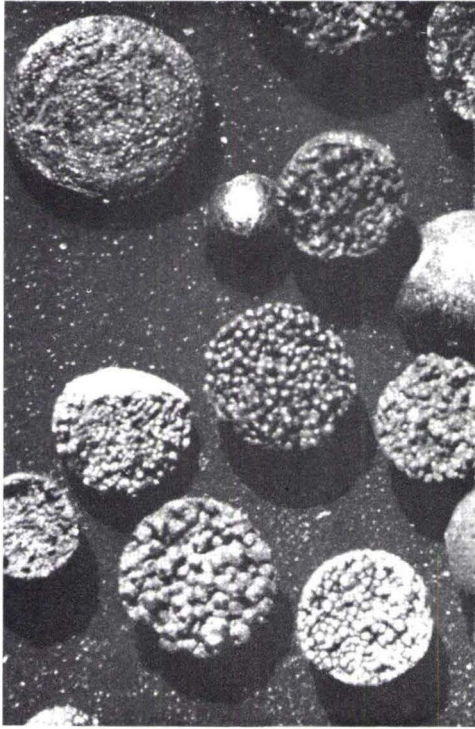


2

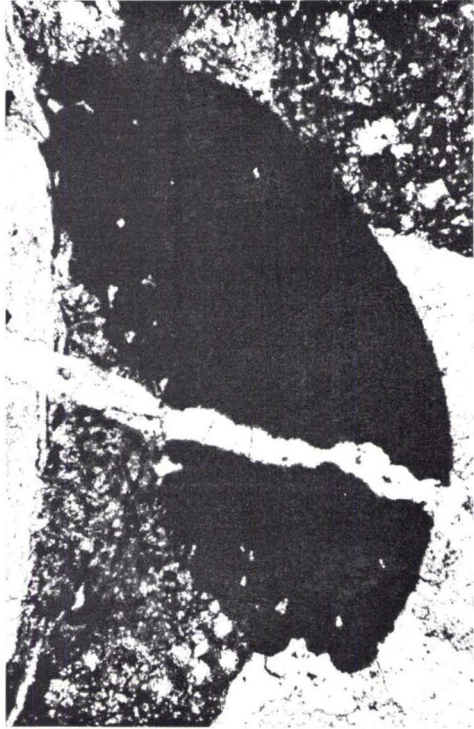
Tafel 2

Tafel 2

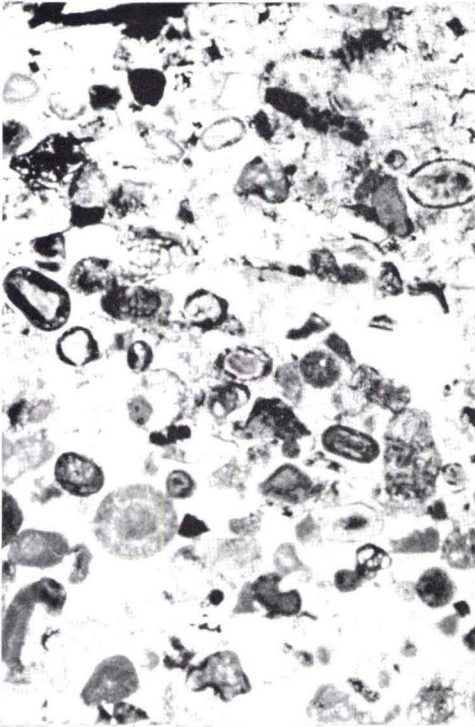
- Fig. 1 Rogenpyrit aus der Rogenpyrit-Leitbank des Rhenauer Kalkes vom Kohlberg (Ko 11). Etwa X 15.
- Fig. 2 Rogenpyrit im Dünnschliff. Fundort wie Fig. 1. X 50.
- Fig. 3 Kalkooide im Rhenauer Kalk. Bank Rh 35, Dünnschliff, X 25.
- Fig. 4 Starke Beimengung von Grauwacken-Substanz im obersten Rhenauer Kalk (Quarzkörner schwarz!). Bank Aa C 18, Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.



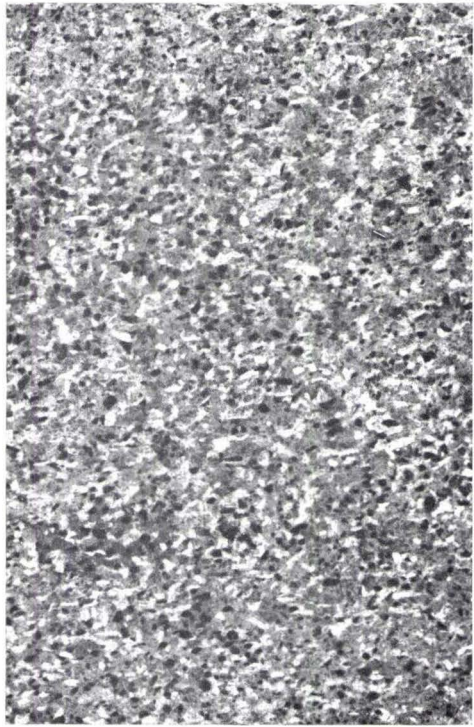
1



2



3

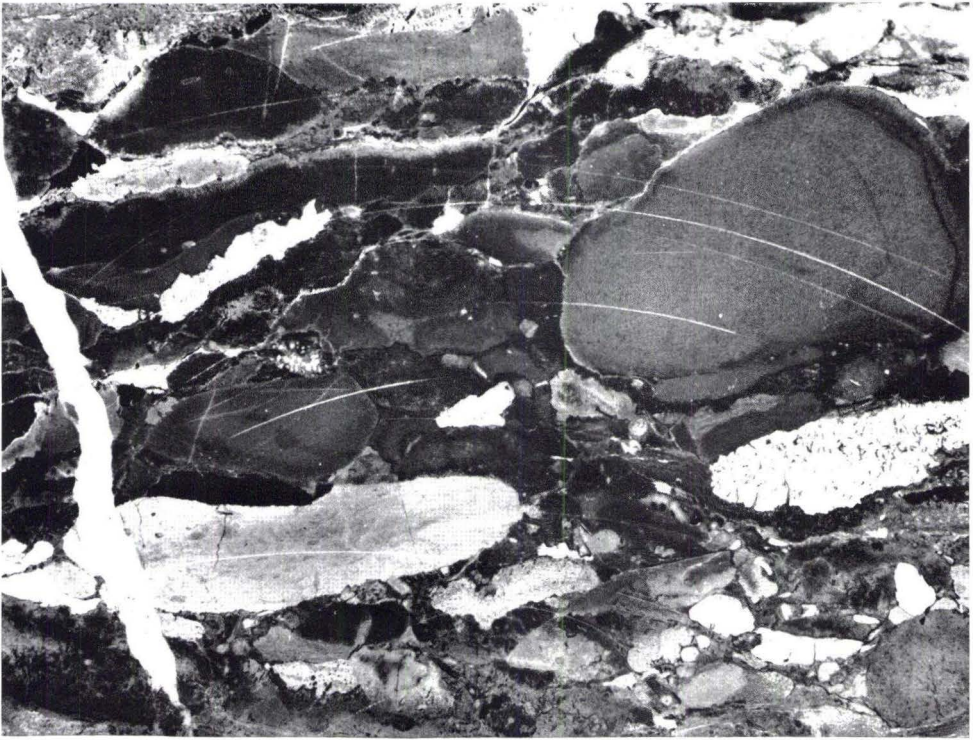


4

Tafel 3

Tafel 3

- Fig. 1 Kalkkonglomerat aus dem Rhenauer Kalk vom Kohlberg bei Sudeck (Bank Ko 7). Anschliff, X 2. Die Schräglage der Gerölle ist zufällig und läßt keinen Schluß auf die Stömungsrichtung zu.
- Fig. 2 Unterkante der *mucronatus*-Leitbank im Profil Hillershausen (Bank Hi 15). Feinkonglomeratischer Posidonienkalk überlagert mit scharfer Grenze feinkörnigen Tonschiefers. Im Schiefer an der Grenze zum Kalk Anreicherung von Bitumen. Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.



1

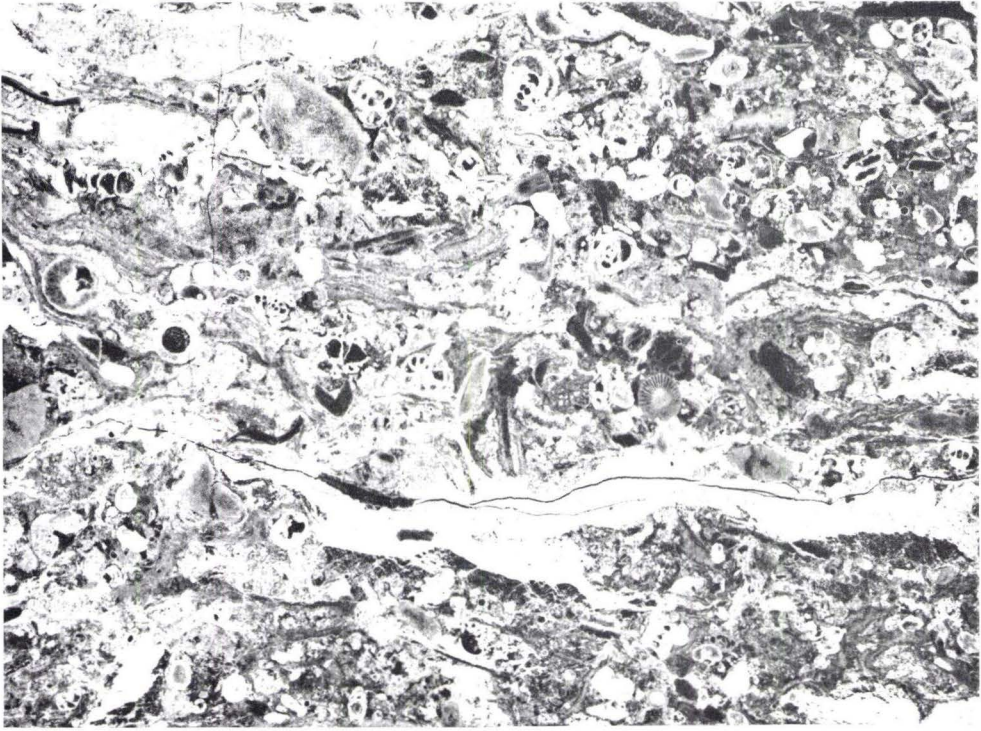


2

Tafel 4

Tafel 4

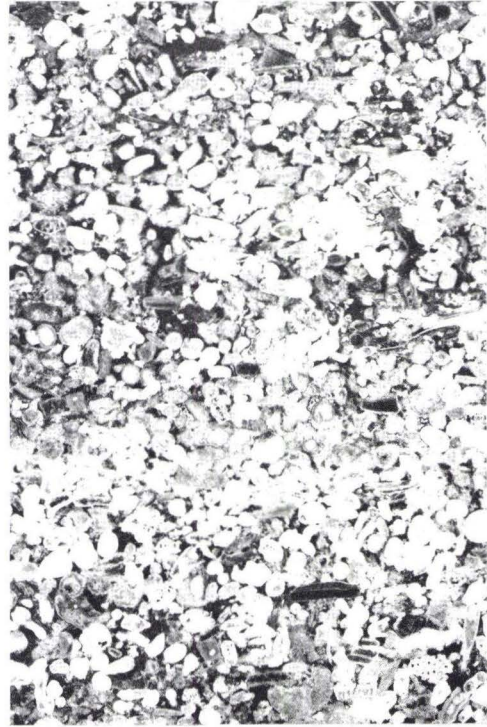
- Fig. 1 Grobkörniger Rhenauer Kalk mit Geröllen, die z. T. zerquetscht sind. Bank Ko5, Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.
- Fig. 2 Grobkörniger Rhenauer Kalk mit noch ziemlich weitem Kornspektrum, zahlreiche Organismenreste, Bitumen bevorzugt in Fossilschalen und auf Korngrenzen (hell!). Bank Rh 39, Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.
- Fig. 3 Mittelkörniger Rhenauer Kalk. Sortierung gut, aber noch nicht so stark wie bei Taf. 5, Fig. 1. Besonders viele Mikrofossilien und Kalkoide, starke Anreicherung von Bitumen in Organismenschalen (hell!). Bank Rh 35, Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.



1



2



3

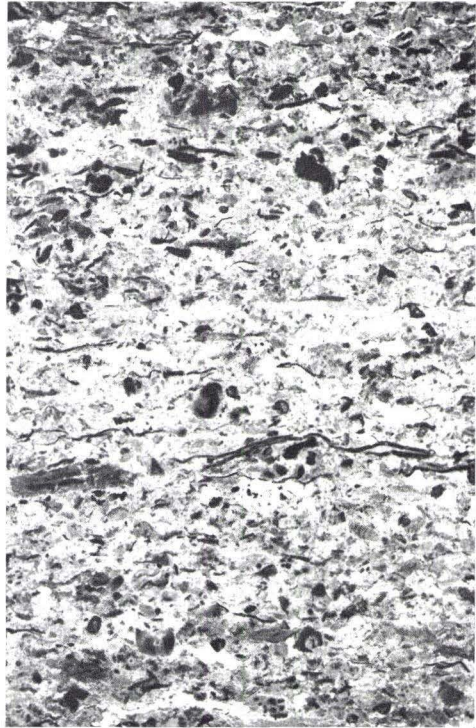
Tafel 5

Tafel 5

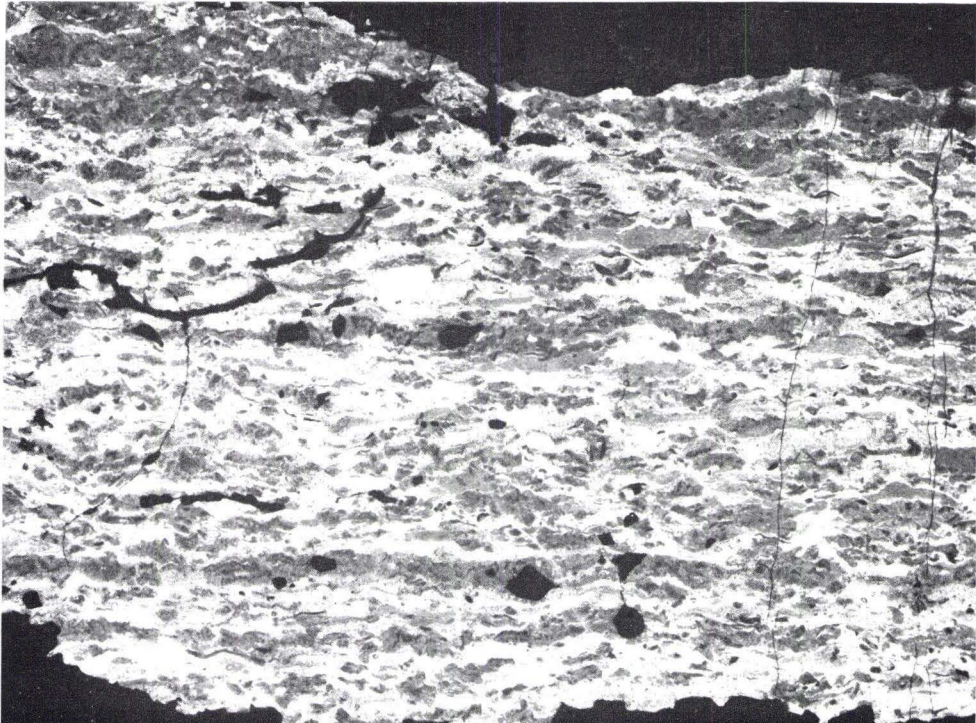
- Fig. 1 Feinkörniger Posidonienkalk mit engem Kornspektrum. Im oberen Drittel „Tonhäute“ aus organischem Material. Bank Me 14, Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.
- Fig. 2 Querschnitt durch eine Kalkbank mit schichtparallel eingeregelt Schiefer-schmitzen. Bank Bö 1, Dünnschliff, neg., X 10.
- Fig. 3 Flaserig entmischter Mergel im oberen Teil der *mucronatus*-Leitbank im Profil Düdinghausen (Dü 17). Dunkel: Calcit, hell: Tonsubstanz. Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.



1



2

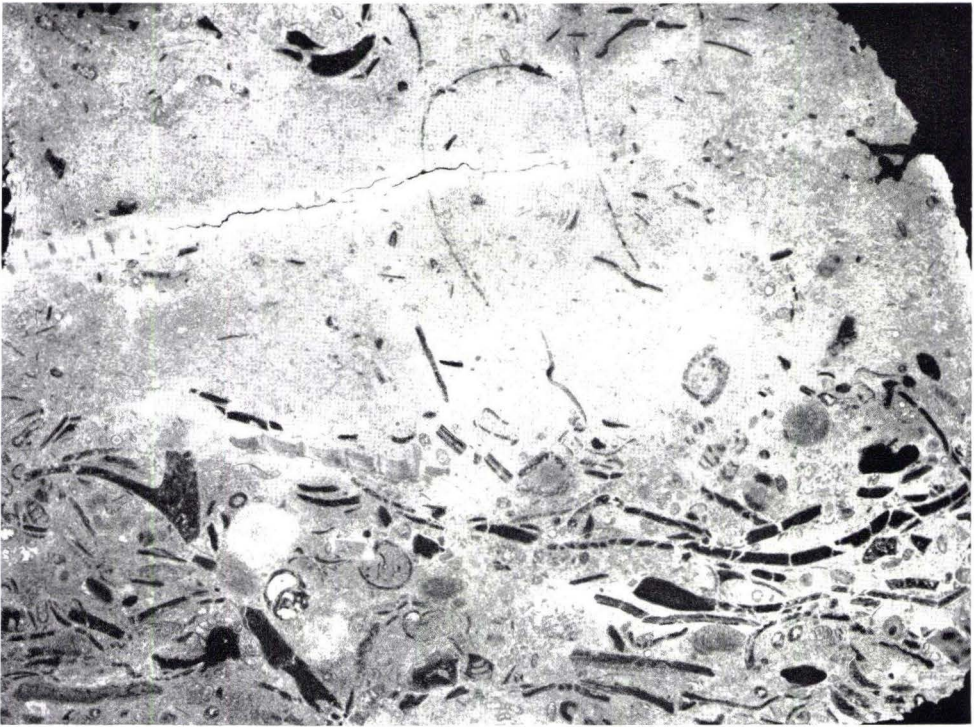


3

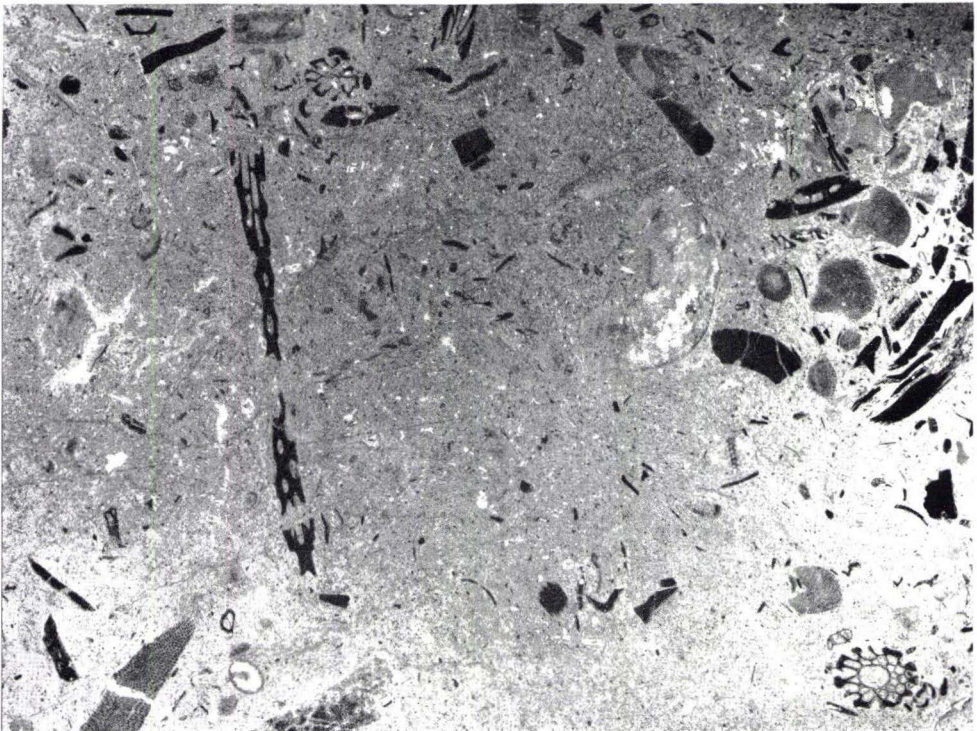
Tafel 6

Tafel 6

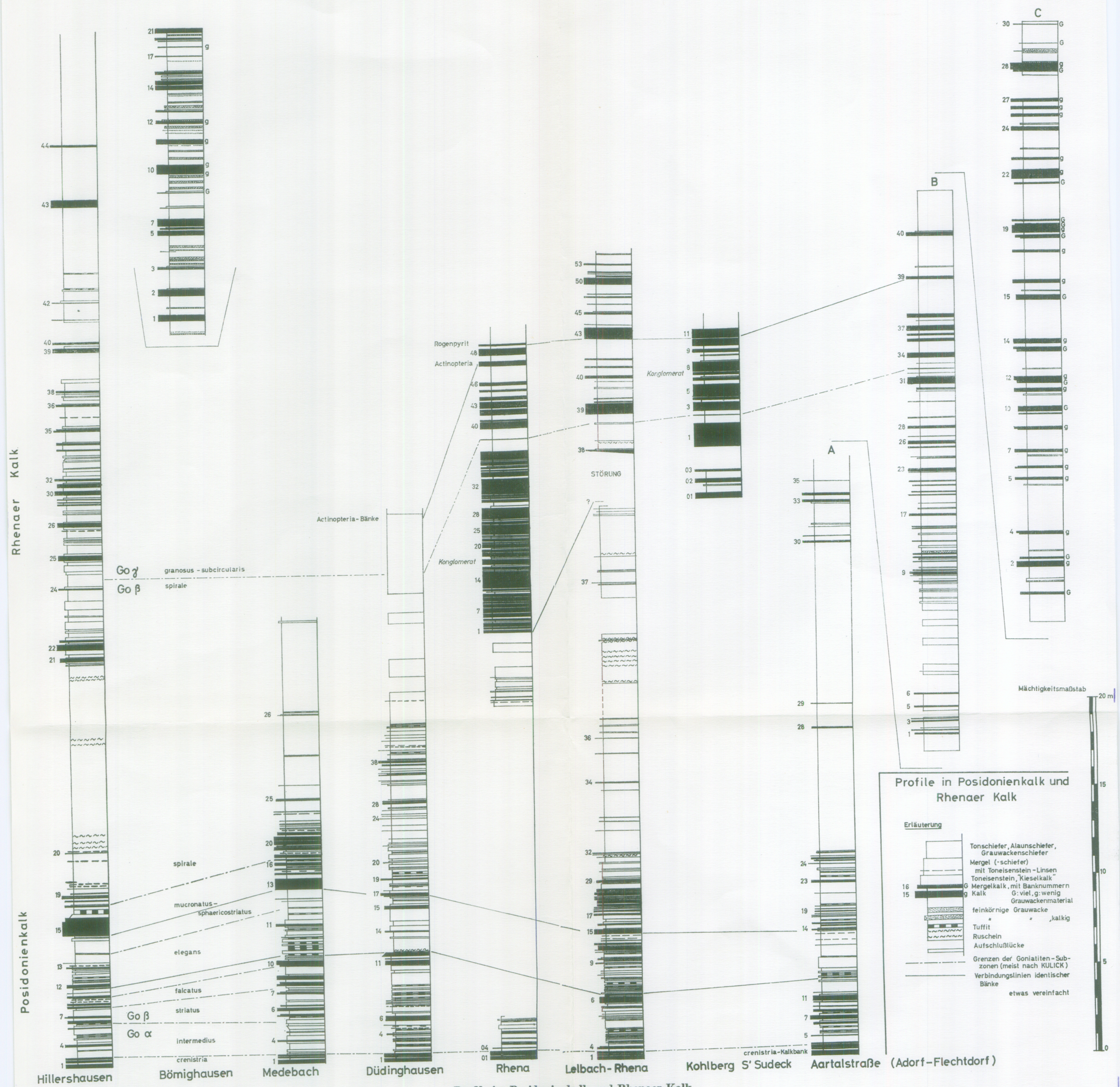
- Fig. 1 Der Kohlenkalk von Schreufa. Große Fossilshalen in feinkörnigem Mergelkalk. Keine Sortierung. Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.
- Fig. 2 Die Crinoidenkalkbank der *mucronatus*-Subzone. Zierliche Organismenreste in toniger Grundmasse. Material der Diss. KULICK von Niederorke. Dünnschliff \perp Schichtung, neg., X 10.



1



2



Heft 22:	BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 135 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.	20,— DM
Heft 23:	ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb.	8,— DM
Heft 24:	GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab.	14,— DM
Heft 25:	PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf.	20,— DM
Heft 26:	SPEERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf.	10,— DM
Heft 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.	5,60 DM
Heft 28:	SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf.	15,— DM
Heft 29:	Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. Mit 9 Beiträgen von BAUER, FENCHEL, MÜLLER, PAHL, PAPROTH, PILGER, REICHENBACH, SCHMELCHER, WENZLAU. 1960. 363 S., 85 Abb., 22 Taf., 10 Tab.	36,— DM
Heft 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.	8,60 DM
Heft 31:	RÖDER, D. H.: Ulmengruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf.	8,— DM
Heft 32:	ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 2 Taf., 1 Tab.	11,— DM
Heft 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.	14,80 DM
Heft 34:	STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf.	—
Heft 35:	MATHESS, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab.	7,60 DM
Heft 36:	STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4. Tab., 3 Taf.	9,— DM
Heft 37:	ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab.	—
Heft 38:	ZIEGLER, W.: Taxionomie und Phylogomie Oberdromischen Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. Im Druck.	—

In dieser Reihe bisher erschienen

Heft 1:	JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 10 Taf., 8 Abb.	8,— DM
Heft 2:	SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. 1954. 288 S., 15 Taf., 25 Abb., 60 Tab.	15,— DM
Heft 3:	KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 2 Taf., 14 Abb.	5,— DM
Heft 4:	GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf.	7,50 DM
Heft 5:	SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe <i>arduennensis-intermedius</i> im rheinischen Devon. 1953. 156 S., 18 Taf., 45 Abb., 7 Tab.	20,— DM
Heft 6:	SIMON, K.: Schrittweises Kernern und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 3 Taf., 19 Abb.	7,—DM
Heft 7:	KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Taf., 3 Abb.	6,— DM
Heft 8:	MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab.	12,50 DM
Heft 9:	RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 269 S., 7 Abb., 5 Taf., 4 Tab.	17,— DM
Heft 10:	SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 4 Taf., 8 Abb.	8,— DM
Heft 11:	STREMME, H.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlern der Rheinebene. 1955. 79 S., 3 Taf., 35 Abb., 28 Tab.	7,— DM
Heft 12:	v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 1 Taf., 4 Abb., 2 Tab.	5,50 DM
Heft 13:	SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf.	12,— DM
Heft 14:	ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen a. Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagramme, 5 Taf.	12,60 DM
Heft 15:	WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf.	18,60 DM
Heft 16:	RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.	7,— DM
Heft 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.	5,— DM
Heft 18:	Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. Mit 6 Beiträgen von BEDERKE, BRAITSCHE, GABERT, MURAWSKI, PLESSMANN. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab.	13,— DM
Heft 19:	BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rhenoheryznischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der <i>Wocklumeria</i> -Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf.	8,— DM
Heft 20:	PILGER, A. & SCHMIDT, Wo.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 8 Taf.	9,80 DM
Heft 21:	LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf.	30,— DM