

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und
Westfalens

Zur Geologie des Massenkalkes an der Hönne (Westf.) unter besonderer
Berücksichtigung der Faziesbilder - mit 10 Abbildungen und 6 Tabellen

Schürger, Karl

1964

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im
Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen

Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:

Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten
Identifikator:

[urn:nbn:de:hebis:30:4-169929](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-169929)

Zur Geologie des Massenkalkes an der Hönne (Westf.) unter besonderer Berücksichtigung der Faziesbilder

Von Karl Schürger, Bottenbroich

Mit 10 Abbildungen und 6 Tabellen

(Manuskript eingereicht am 29. 8. 1963)

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet des Massenkalkes an der Hönne liegt im Sauerland (Westfalen) etwa 12 km östlich von Iserlohn. Klastische Gesteine des Mitteldevons (Lenneschieferfazies) bilden den Kern des abtauchenden Remscheid-Altenaer Sattels. Sie werden ummantelt von den mächtigen Serien des Massenkalkes (oberes Mitteldevon). An den Flanken stehen in wechselnder Ausbildung Schichten des Oberdevons und nur in Kulmfazies Schichten des Unterkarbons an.

Das tektonische Bewegungsbild wird durch den starren Schwellenbereich des Remscheid-Altenaer Sattels mit seinen ruhig gefalteten, kompetenten Serien geprägt, während in den inkompetenten Serien der Muldenzonen (vor allem im südlichen Bereich) starke Durchbewegungen und intensive, disharmonische Biegefaltungen auftreten.

Als Faziesgrenze macht sich der Remscheid-Altenaer Sattel deutlich bemerkbar. Am NW-Flügel sind mächtige Massenkalke verbreitet, die am SE-Flügel durch geringmächtigere Plattenkalke, Flinze und Schalsteine vertreten werden.

Es wurden sedimentpetrographische und geochemische Analysen aus drei verschiedenen Profilvereichen des paläogeographisch stark differenzierten Untersuchungsgebietes ausgewertet, um die faziellen Änderungen deutlicher zu erfassen.

Die drei Bereiche unterscheiden sich durch voneinander abweichende Mineralassoziationen (Faziesminerale). Es sind allmähliche Faziesübergänge zwischen einem vulkanisch stark beeinflussten Gebiet und einem Riffbereich zu beobachten.

Mit Hilfe der Mittelwerte von Ba und Sr und von SO_4^- und Cl-Anionen wurde versucht, die Faziesbilder der oben erwähnten Profilvereiche zu charakterisieren und voneinander zu unterscheiden. Aber auch hier sind scharfe Grenzlinien, genauso wie bei den Mineralprovinzen, nicht gegeben.

Die Elemente Ti, Cr, V und auch Cu sind im Bereich der Vulkanite angereichert. Derartige vulkanogene Spurenelemente wurden nordwestlich nur in einem Abschnitt

des Massenkalkprofils (Südteil Steinbruch Emil) in stark verkieselten Gesteinen nachgewiesen. Hier deuten sich die 10 km südlich auftretenden vulkanischen Entwicklungen im Riffbereich derartig an. Dies könnte ein Beispiel für mögliche Schichtenkorrelation auf geochemischer Grundlage sein.

Zur stratigraphischen Gliederung des Hönnetal-Massenkalkes wurde also dessen Beeinflussung durch den zeitlich gut einstuftbaren Diabasvulkanismus in Balve herangezogen; denn auch aus dem mittleren und oberen Teil des Massenkalkes stammen Proben mit einem hohen Gehalt an opaken Körnern, die eine vulkanische Beeinflussung anzeigen.

INHALT

	Seite
A. Einleitung	2
B. Regionalgeologische Übersicht	4
C. Stratigraphischer Aufbau des Massenkalkbereiches an der Hönne	5
I. Fazies der devonischen Gesteine und deren gegenseitige Beziehung	7
a) Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse	8
b) Chemismus	14
1. Geochemie der Gesteine im Untersuchungsgebiet	16
2. Untersuchungsergebnisse an Gesteinsproben aus der Kalkregion, der Diabasregion und der Kalk-Diabas-Grenzregion	16
c) Herkunft und Ablagerungsbereich	21
d) Beziehungen zum Massenkalk	21
II. Stratigraphische Gliederung des Massenkalkes	23
D. Tektonischer Aufbau des Massenkalkgebietes	24
I. Sattelzone	25
II. Muldenzone	28
E. Beziehung Tektonik — Fazies — Paläogeographie	28
Schrifttum	31

A. EINLEITUNG

Die Massenkalke an der Hönne haben seit langem zu Forschungen verschiedenster Art Anlaß gegeben. Zoologen, Botaniker, Prähistoriker und Geologen fanden hier in gleicher Weise eine Fülle von Problemen vor.

Eine der großen Sattelstrukturen, die das Rheinische Schiefergebirge kennzeichnen — der Remscheid-Altener Sattel — findet hier seine nordöstliche Begrenzung und prägt das strukturelle Bild. Die mächtigen obermitteldevonischen und oberdevonischen Massenkalke, die ihn an seiner Nordwestflanke begleiten, zeigen im Hönnetal¹⁾ umlaufendes Streichen, ziehen aber nur noch in geringem Maße in die südlich anschließende Lüdenscheider Mulde. Dort ist das obere Mitteldevon durch

¹⁾ Auf Abb. 1 ist in Form einer Aufschlußkarte das bearbeitete Gebiet an der Hönne dargestellt.

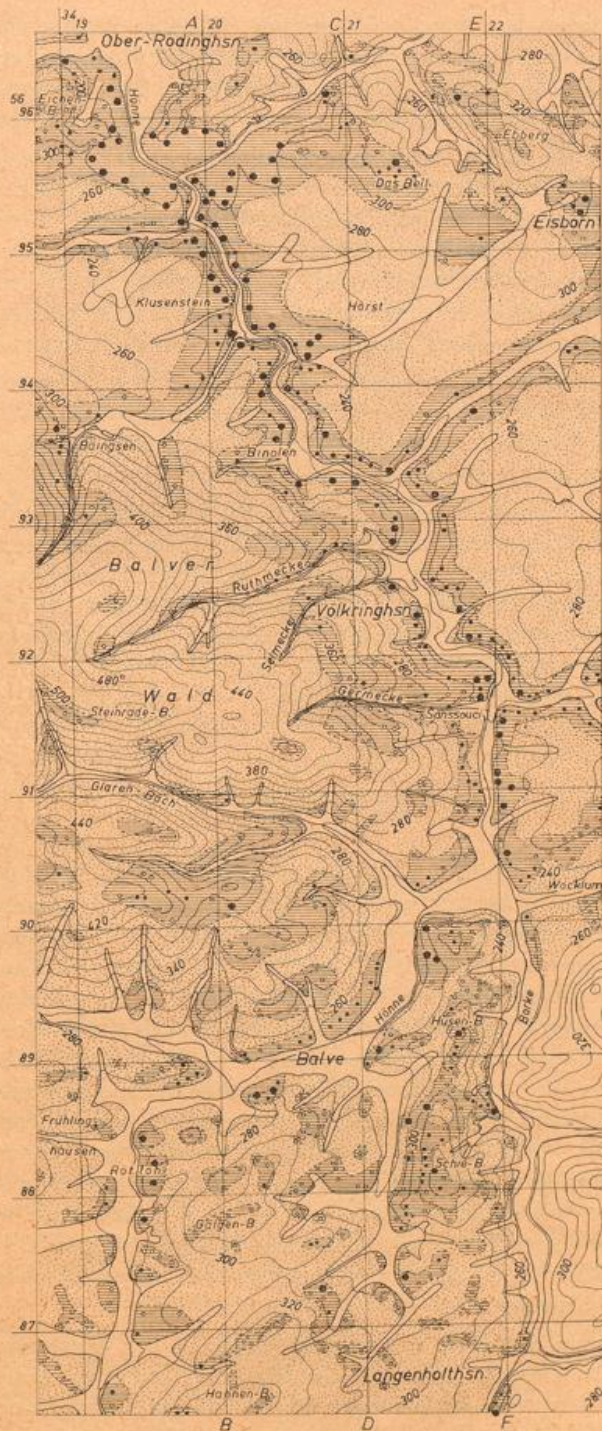


Abb. 1 Aufschlußkarte

LEGENDE

▬ Gebiete mit Aufschlüssen

▫ Gebiete ohne Aufschlüsse

○ schlechte Aufschlüsse

● mittel-gute Aufschlüsse

● sehr gute Aufschlüsse

0 1 2 km

die Fazies der Lenneschiefer beherrscht. Fazielle Gegensätze zwischen Sattel- und Muldenregionen sind in den gesamten Mittel- und Oberdevonprofilen zu beobachten. Sie zeigen Gegensätze zwischen Becken- und Schwellengebieten im Geosynklinalraum und zeichnen dem tektonisch-varistischen Bauplan die konservative Linie vor.

In diesem Gebiet sind durch die Rheinisch-Westfälischen-Kalkwerke gewaltige Aufschlüsse geschaffen worden, die zu einer weiteren Verfeinerung und kritischen Durchmusterung stratigraphischer und tektonischer Gegebenheiten führten. Wenn sich dabei neue Ansichten über Fragen der Massenkalkstratigraphie und des tektonischen Baues in dem an den Remscheider Sattel südlich angrenzenden Gebiet herausstellten, so kann das in keiner Weise die verdienstvollen Arbeiten W. PAECKELMANNNS schmälern; neue Erkenntnisse bauen auf seinen grundlegenden Arbeiten auf.

Die notwendige geologische Neubearbeitung des Hönnetal-Raumes im Verbreitungsgebiet der Massenkalk wurde auf Anregung der Rheinisch-Westfälischen-Kalkwerke vorgenommen, denen der Verfasser an dieser Stelle für zahlreiche Hinweise und tatkräftige Unterstützung noch einmal herzlich danken möchte.

Allen Herren der Rheinisch-Westfälischen-Kalkwerke, Abt. Hönnetal, die mir bei der Ausführung und Finanzierung meiner Arbeit behilflich waren, schulde ich aufrichtigen Dank, insbesondere den Herren Betriebsdirektor W. SCHULTE und Dipl.-Ing. A. HETTER, die mir immer mit Rat und Tat zur Seite standen. Für wertvolle Ratschläge und belehrende Diskussionen, die das Zustandekommen der Arbeit wesentlich förderten, sei den Herren Prof. Dr. M. SCHWARZBACH, Prof. Dr. U. JUX und Dr. A. PRASHNOWSKY gedankt.

B. REGIONALGEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Die devonischen und karbonischen Schichten, die das Rheinische Schiefergebirge aufbauen, sind in der bretonischen und asturischen Phase der varistischen Orogenese (PILGER 1953) zu einem weitgespannten System von großen Sattel- und Muldenzonen mit vorwiegend NW-Vergenz aus dem durch Schwellen und Becken reich gegliederten Geosynklinalraum herausgehoben worden. Das nördliche Sauerland und das Bergische Land sind als Mittelgebirgslandschaften auch heute noch durch diese großen strukturellen Züge wesentlich orographisch geprägt. So wird das Antiklinorium des Ebbesattels, das in seinen Kernschichten ordovizische Faunen liefert, von NE—SW streichenden, in sich weiter orographisch gegliederten Senkungsräumen umrahmt, die weitgespannte Synklinorien erkennen lassen. Weiter nördlich erhebt sich über das Bergische Land und das nördliche Sauerland ein langgestreckter, breiter Höhenzug — wieder mit sehr alten Schichten in seinem Kern — der Remscheid-Altener Sattel, der zusammen mit dem kleinen Velberter Sattel das devonische Rheinische Schiefergebirge von der subvaristischen Saamtiefe — dem Ruhrbecken — abgrenzt.

In diesem Gebiet, das quer zum Streichen des alten Gebirges in der Mitte von der Lenne durchschnitten wird, beherrschen klastische Gesteine die Profile. Sie sind, unabhängig vom geologischen Alter, vom Ordovizium bis hinauf zum Oberdevon unter dem Begriff „Lenneschieferfazies“ gekennzeichnet. Nur am Velberter Sattel, an der Nordflanke des Remscheider Sattels und an der Südflanke des Ebbesattels

(Attendorn-Paffrather Mulde) sind mächtige Kalkablagerungen — Massenkalk — verbreitet, die dort im Givet und Frasn die Lenneschiefer vertreten. Es sind schwelengebundene Gesteine — ehemalige Riffe —, die über bathymetrische und physiographische Zustände in der paläogeographischen Entwicklung der rheinischen Geosynklinale Kenntnis vermitteln. Sie geben Kunde von den epirogenetischen Bewegungen, die zur Wende Unterdevon-Mitteldevon tiefgreifende Umbildungen im rheinischen Sedimentationsbecken hervorriefen. Begleitet von lebhaftem submarinem Vulkanismus wurde die Siegerländer-Manderscheider Schwelle herausgehoben und aus dem zuvor einheitlichen Geosynklinalraum entstand ein nördlicher Trog, der bergisch-sauerländische, und ein südlicher Trog, das Hessische Synklinorium.

Diese Schwellen-Beckengliederung im Lenneschiefer-Sedimentationsbecken zeigt sich als bestimmend für die Sedimentationsverhältnisse im Mitteldevon und Oberdevon und reicht in ihren Auswirkungen bis ins Karbon.

Das Arbeitsgebiet umfaßt den Bereich des abtauchenden nordöstlichen Remscheider Sattels. Es ist das Gebiet, in dem, nur durch das enge devonisch-karbonische Faltenystem der Lüdenscheid-Affelner Mulde getrennt, zwei große Struktureinheiten — der Remscheider Sattel und der Ebbesattel — nahe aneinanderrücken. Tiefe Feldergrenzen des Untergrundes bestimmen hier den epirogenetischen und orogenetischen Werdegang sowie das sedimentologische Geschehen in der Geosynklinale. In diesem Raum löst sich der an die tausend Meter mächtige Massenkalk in die Flinzfazies der Lüdenscheider Mulde auf. Ähnliche Änderungen vollziehen sich im gesamten Oberdevon. Es ist das Gebiet, in dem für das Sauerland erstmalig der Diabasvulkanismus in den Profilen deutlich wird. Er leitet zu Entwicklungen über, die im östlichen Sauerlande oder im Hessischen Synklinorium größte regionalgeologische Bedeutung gewinnen.

C. STRATIGRAPHISCHER AUFBAU DES MASSENKALKBEREICHES AN DER HÖNNE

Das engere Untersuchungsgebiet ist beherrscht durch die mächtigen Serien der Massenkalken, die den Komplex klastischer Sedimente im Kern des abtauchenden Remscheid-Altenaer Sattels ummanteln. Dies sind die Schiefer, Grauwacken und Sandsteine des unteren und oberen Mitteldevons in Lenneschieferfazies. Sie werden als Brandenburg-Schichten und Honseler Schichten unterschieden. Die höheren stratigraphischen Abfolgen sind aufs innigste mit der Massenkalkfazies im Hangenden verknüpft, in die sie besonders im südlichen Untersuchungsraum übergehen. Dort hebt sich das Oberdevon im Gegensatz zum nördlichen Bereich lithologisch weniger deutlich ab. Oberdevon und Karbon kennzeichnen in wechselnder Ausbildung die Sattelflanken und nehmen vor allem die langgestreckten Mulden des südlichen Untersuchungsraumes in sandig-schiefriger Entwicklung ein, während die nördlich und nordöstlich des Remscheider Sattels angelagerten Oberdevonserien vor allem kalkig-schiefrig ausgebildet sind. Höhere Gesteinsfolgen gehören ins Unterkarbon und vertreten die Kulmfazies; sie sind im Kartierungsgebiet weniger verbreitet.

Im Untersuchungsgebiet stehen folgende varistisch gefaltete Devon- und Karbonschichten (s. Abb. 2) an:

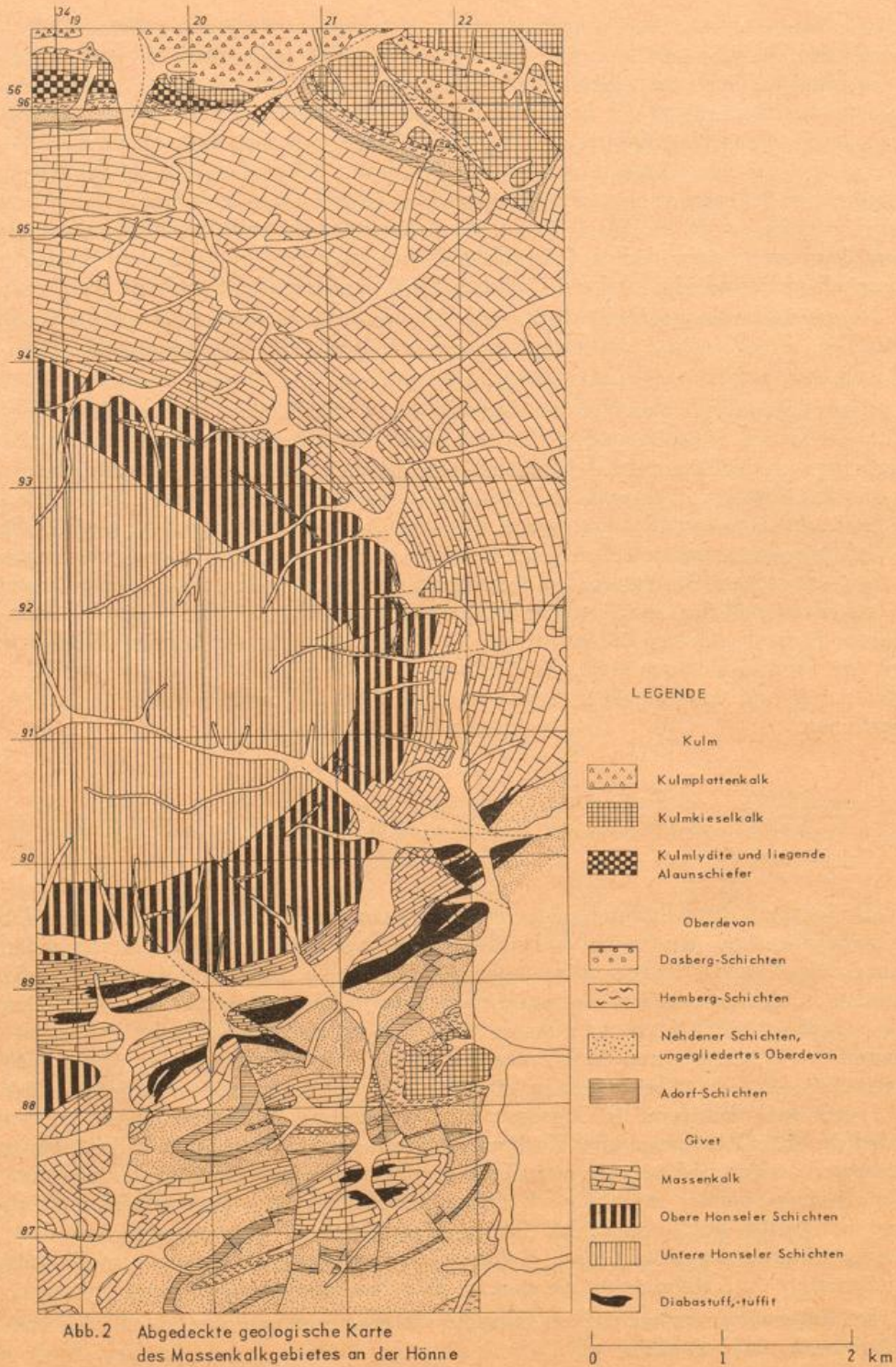


Abb. 2 Abgedeckte geologische Karte
des Massenkalkgebietes an der Hönne

Kulmplattenkalk Kulmkieselkalk		Visé	Unter- karbon	
Kulmlydite Hangenberg-Kalk		Tournai		Die Schichten der Sattelflanken
Wocklumer Schichten Dasberg-Schichten Hemberg-Schichten Nehdener Schichten		Famenne	Ober- devon	
Adorf-Schichten		Frasne		
Massenkalk (Plattenkalk, Flinzschiefer, Vulkanite) Honselers Schichten		Givet (u. T. u. Frasne)	Mittel- devon	
Brandenberg-Schichten		Couvin		

I. Fazies der devonischen Gesteine und deren gegenseitige Beziehung

Als Faziesgrenze macht sich immer wieder der Remscheider Sattel deutlich bemerkbar. So sind an seinem Nordwestflügel mächtige Massenkalke verbreitet, die an seinem Südostflügel durch Plattenkalke und Flinze in viel geringerer Mächtigkeit vertreten sind und sich dort mit einer besonderen vulkanischen Fazies verzahnen können. Aus der Profilentwicklung ließ sich deutlich ersehen, daß der heutige Remscheider Sattel schon damals im Geosynkinal-Stadium deutlich vorgezeichnet war und wesentlichen Einfluß auf die sedimentologische Beschaffenheit der in seiner Nachbarschaft zur Ablagerung gebrachten Gesteine ausübte. Der Remscheider Sattel läßt sich daher schon im Mitteldevon als Schwellengebiet erkennen. Hier sei an die Untersuchungsergebnisse von Lux (1960) u. a. erinnert, aus denen sich ergab, daß an der Grenze Mitteldevon-Unterdevon, von starkem Keratophyrvulkanismus begleitet, der bis dahin einheitliche rheinische Trog durch Heraushebung eines Siegerländer Blockes in ein nördliches und südliches Teilbecken gegliedert wurde. Diese große Siegerländer Schwelle wurde schon im Couvin von der Eifel bis ins Oberbergische von Biohermata umrahmt. Im Couvin sinken die herausgehobenen Schwellengebiete (zu ihnen gehören im Nordbecken die Remscheider Schwelle und die Ebbschwelle) allmählich ab, und es können auf ihnen mächtige Biostromata, die Massenkalke, wachsen. Diese wahrscheinlich epirogenen Vertikalbewegungen gliedern die Geosynklinale in viele Teilbecken und Schwellen auf, in denen vielfältige fazielle Wechsel der zur Ablagerung kommenden Gesteine auftreten. Die Bewegungen sind im Osten des Schiefergebirges mit Diabasvulkanismus verknüpft.

Derartige Faziesgegensätze sind schon früh in der Literatur diskutiert worden. erste Deutungen wurden durch PAECKELMANN und H. SCHMIDT in unserem Raum versucht. Eine besondere Beachtung fanden die im Osten des Rheinischen Schiefergebirges besonders häufigen Cephalopodenkalke. Sie treten nämlich oft in der achsialen Verlängerung der großen Sättel auf. H. SCHMIDT sieht in ihnen charakter-

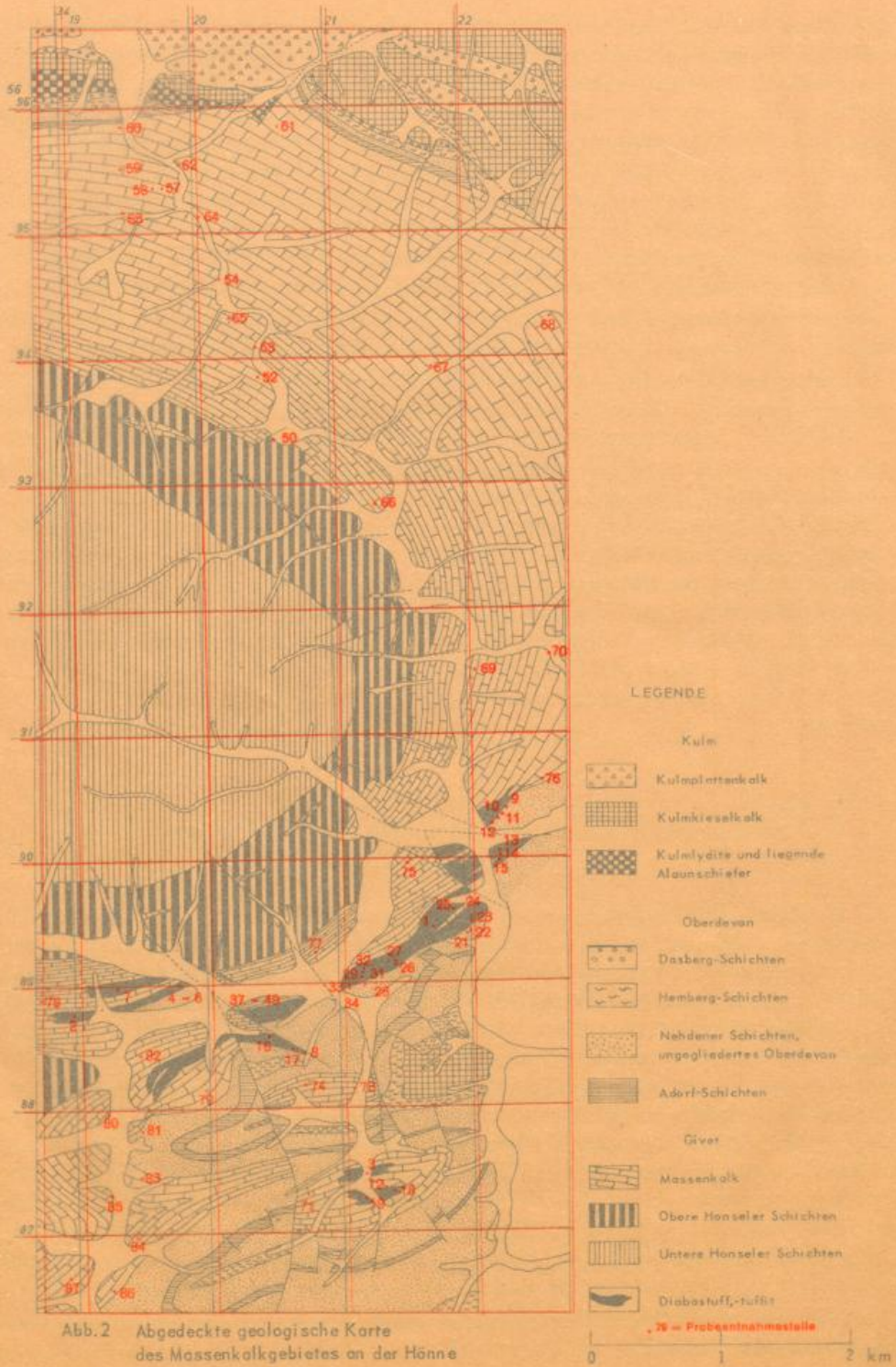


Abb. 2 Abgedeckte geologische Karte
des Massenkalkgebietes an der Hönne

Kulmplattenkalk	Visé	Unter-	} Die Schichten der Sattelflanken
Kulmkieselkalk		karbon	
Kulmlydite	Tournai		} Die Schichten des Sattelkerns
Hangenberg-Kalk			
Wocklumer Schichten	Famenne	Ober-	
Dasberg-Schichten		devon	
Hemberg-Schichten			} Die Schichten des Sattelkerns
Nehdener Schichten			
Adorf-Schichten	Frasne		} Die Schichten des Sattelkerns
Massenkalk	Givet	Mittel-	
(Plattenkalk, Flinzschiefer, Vulkanite)	(z. T. U.-	devon	
Honseler Schichten	Frasne)		
Brandenberg-Schichten	Couvin		

I. Fazies der devonischen Gesteine und deren gegenseitige Beziehung

Als Faziesgrenze macht sich immer wieder der Remscheider Sattel deutlich bemerkbar. So sind an seinem Nordwestflügel mächtige Massenkalke verbreitet, die an seinem Südostflügel durch Plattenkalke und Flinze in viel geringerer Mächtigkeit vertreten sind und sich dort mit einer besonderen vulkanischen Fazies verzahnen können. Aus der Profilentwicklung ließ sich deutlich ersehen, daß der heutige Remscheider Sattel schon damals im Geosynklinal-Stadium deutlich vorgezeichnet war und wesentlichen Einfluß auf die sedimentologische Beschaffenheit der in seiner Nachbarschaft zur Ablagerung gebrachten Gesteine ausübte. Der Remscheider Sattel läßt sich daher schon im Mitteldevon als Schwellengebiet erkennen. Hier sei an die Untersuchungsergebnisse von Jux (1960) u. a. erinnert, aus denen sich ergab, daß an der Grenze Mitteldevon-Unterdevon, von starkem Keratophyrvulkanismus begleitet, der bis dahin einheitliche rheinische Trog durch Heraushebung eines Siegerländer Blockes in ein nördliches und südliches Teilbecken gegliedert wurde. Diese große Siegerländer Schwelle wurde schon im Couvin von der Eifel bis ins Oberbergische von Biohermata umrahmt. Im Couvin sinken die herausgehobenen Schwellengebiete (zu ihnen gehören im Nordbecken die Remscheider Schwelle und die Ebbeschwelle) allmählich ab, und es können auf ihnen mächtige Biostromata, die Massenkalken, wachsen. Diese wahrscheinlich epirogenen Vertikalbewegungen gliedern die Geosynklinale in viele Teilbecken und Schwellen auf, in denen vielfältige fazielle Wechsel der zur Ablagerung kommenden Gesteine auftreten. Die Bewegungen sind im Osten des Schiefergebirges mit Diabasvulkanismus verknüpft.

Derartige Faziesgegensätze sind schon früh in der Literatur diskutiert worden, erste Deutungen wurden durch PAECKELMANN und H. SCHMIDT in unserem Raum versucht. Eine besondere Beachtung fanden die im Osten des Rheinischen Schiefergebirges besonders häufigen Cephalopodenkalke. Sie treten nämlich oft in der achsialen Verlängerung der großen Sättel auf. H. SCHMIDT sieht in ihnen charakteri-

stische Schwellenindikatoren. SCHINDEWOLF dagegen vermutete genau das Gegenteil — ehemalige Tiefwasserablagerungen —, da Goniatiten wahrscheinlich im allgemeinen Hochseeformen darstellen.

Über die Verbreitung der Riffe am Strömungsluv der Schwellen unterrichtet die Arbeit von Jux (1960). Die Plattenkalke und Flinzschiefer sind entsprechende rifffernere Sedimente, die zu den lagunären Becken hin vermitteln.

a) Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse

Da die althergebrachten Methoden strukturell-tektonischer und feinstratigraphischer Art heute nicht mehr ausreichen, lithofazielle und damit auch paläogeographische Untersuchungen durchzuführen, wurden als Ergänzung dieser Methoden sedimentpetrographische und geochemische Analysen ausgewertet. Diese Untersuchungen wurden in der Hoffnung unternommen, fazielle Wechsel deutlicher zu erfassen. Vor allem wurden sie im Hinblick auf die Frage der Horizontbeständigkeit einzelner Spurenelemente oder Schwerminerale bzw. Assoziationen der Schwerminerale oder einer zusammengehörigen Elementgruppe bei Berücksichtigung der maximalen Änderungsgröße durchgeführt. Drei Profile ließen sich entsprechend den Gegebenheiten im Gelände heranziehen. Dabei wurde der Untersuchungsraum in folgende Abschnitte untergliedert:

1. Die Diabasregion
Die in diesem südlichen Gebiet auftretenden Diabastuffite wurden gesondert analysiert und verglichen.
2. Die Diabas-Kalk-Grenzregion
In Wechsellagerung auftretende Diabase und Kalke wurden gesondert analysiert und miteinander verglichen.
3. Die Kalkregion
Die Massenkalken, als diagenetisch veränderte Riffbildungen, wurden gesondert analysiert und miteinander verglichen.

Für diese Zwecke wurden einzelne Schwerminerale oder Spurenelemente versuchsweise als Indikatoren herangezogen, um evtl. Gesteinsarten mit ihrer Hilfe voneinander zu unterscheiden.

Bei den Analysen konnte sich der Verfasser nicht auf bereits vorliegende entsprechende Arbeiten beziehen, und die Untersuchungen im Hönnetal stellen somit einen Modellfall für die Anwendung derartiger Methoden in einem paläogeographisch stark differenzierten Geosynklinalbereich dar. Dementsprechend wurden die Einzelproben aus petrographisch charakteristischen Schichten entnommen und untersucht, um mit ihrer Hilfe Schichtenpakete bei profilmäßigen Serienentnahmen zu unterscheiden bzw. gleichzuordnen.

Es wurden folgende Methoden angewandt ²⁾:

An den Probeentnahmestellen (s. Deckblatt zu Abb. 2 und Abb. 3) wurden frische Proben, meist in mehreren Stücken, schichtweise von den oben erwähnten Gesteinsarten entnommen; im Labor wurden sie durchgemustert, Proben von ca. 250–300 g

²⁾ Für die mir bei der Bestimmung der Schwerminerale geleistete Hilfe und zahlreiche wertvolle Hinweise bin ich Herrn Dr. A. PRASHNOWSKY, Würzburg, zu großem Dank verpflichtet.

Tabelle I
Diabasregion
Schwermineralverteilung
in %

Probe Nr.	Gestein	Zirkon	Turmalin	Granat	Rutil	Disthen	Sillimanit	Andalusit	Epidot	(Chlorit)	Topas	Hornblende	Tremolit	Zoisit	Augit	Pikotit	Titanit	Korund	Anatas	Saunssurit	Opak
18	Diabas											2,6					1,7			78,2	
34	"	13,1		4,4								1,7					3,3			37,6	33,6
28	"	8,6		5,1													1,0		1,2	23,9	60,2
29	"			5,2												2,6	3,3		4,7		84,2
30	"			9,0					2,9								1,4			45,0	41,7
31	"	4,8		14,5	1,9				12,2				0,5	2,9	1,9		3,9			26,6	28,9
32	"	11,6		0,8													1,5				86,1
27	"			3,9													1,5			27,4	58,6
22	"	9,8		5,2								2,2				2,2					80,6
23	"	0,8							26,1						0,6		18,2	0,6	8,0	41,6	4,1
24	"	0,6							1,7								1,9	0,8	8,2		85,0
25	"			3,6					1,3	(2,7)							1,8			89,7	
12	"	1,6		7,8					0,9	(3,9)		4,7		1,2		0,8	2,3			46,6	31,1
11	"			1,8																70,0	28,2
14	"	26,1																		4,2	69,7

Die Nummern der Proben entsprechen den Nummern in den Abbildungen.

Tabelle II
Kalk-Diabas-Grenzregion
Schwermineralverteilung
in %

Probe Nr.	Gestein	Zirkon	Turmalin	Granat	Rutil	Dischen	Sillimanit	Andalusit	Epidot	(Chlorit)	Topas	Hornblende	Tremolit	Zoisit	Augit	Pikotit	Titanit	Korund	Anatas	Saursurit	Opak
37	Diabas		1,9	1,5	0,2															1,3	94,7
38	Kalk		2,0	1,7			0,3													7,0	88,3
39	Diabas u. Kalk		1,0	16,5								3,0								6,6	72,9
40	Diabas			2,7					1,2								2,3			55,0	38,8
43	Kalk		8,7	2,2													1,8			23,4	87,3
44	"		4,0	0,3								0,3	0,7				1,7			43,8	69,6
45	Diabas		8,3	3,3								1,1		1,1			6,6			3,5	35,8
46	Kalk		12,8																	44,4	83,7
47	"	0,2	4,0	1,5					0,2			0,8					3,1			44,4	45,8
48	"		10,5	0,8													4,8			25,8	56,4
49	Diabas		25,9	16,6	14,9							1,1					0,6		2,2	2,8	35,9

Die Nummern der Proben entsprechen den Nummern in den Abbildungen.

Tabelle III

Kalkregion

Schwermineralverteilung
in %

Probe Nr.	Gestein	Zirkon	Turmalin	Granat	Rutil	Disthen	Sillimanit	Andalusit	Epidot	(Chlorit)	Topas	Hornblende	Tremolit	Zoisit	Augit	Pikotit	Titanit	Korund	Anatas	Saussurit	Opak
50	Kalk		1,2	0,6			2,1			(1,8)		0,6					23,5			40,0	30,2
51	"		1,0	1,5					1,0					1,0			2,0			4,1	89,4
52	"		0,6	0,6			0,5					0,8		0,3			27,2			40,2	29,8
53	"		2,5							(13,5)				0,8			35,2		0,6		47,4
54	"		8,1	1,0			0,3	0,3				1,0					6,9			41,5	40,9
55	"										24,4	4,1				1,0	10,2			7,9	57,8
56	"		15,1	1,8			0,5					0,7					0,4			39,9	73,6
57	"		4,2	1,6								0,4					43,5		0,1	39,9	10,2
58	"		3,1	0,4						(3,3)							19,0			32,1	45,4
60	"						0,8										47,1			45,0	

Die Nummern der Proben entsprechen den Nummern in den Abbildungen.

ausgewählt und vorsichtig unter der Spindelpresse zertrümmert. Nach der Zertrümmerung wurde für die Schwermineraluntersuchung eine Fraktion von 0,3–0,06 mm abgeseibt. Hieraus wurden nach mehrmaliger Teilung 50 g entnommen, in ein Becherglas verfüllt und mit 10–15%iger HCl versetzt. Dann wurde die Substanz auf einem Sandbad 1,5–2 Stunden gekocht, wiederholt umgerührt, bis alle ferritischen Kornüberzüge und alle Karbonate herausgelöst waren. Nach dem Kochen wurde der Rückstand ausgewaschen und in gleicher Weise mit HNO₃ behandelt, um die Eisensulfide (Pyrite, Markasite) zu zerstören. Anschließend mußten die Rückstände sorgfältig mit destilliertem Wasser ausgewaschen und dann im Trockenschrank bei 100° getrocknet werden. Dann erfolgte die Abscheidung der Schwerminerale im Scheidetrichter mit Azetylentetrbromid. Nach der Abtrennung wurden Streupräparate hergestellt. Die Auszählung unter dem Polarisationsmikroskop ließ sich mit Hilfe des Kreuzschlittens gesichtsfeldweise durchführen. Gezählt wurden die durchsichtigen und opaken Körner (ca. 200 Körner/Probe).

Als charakteristisch erschienen für das gesamte Untersuchungsgebiet die drei vorher erwähnten, gut erschlossenen Profilabschnitte des oberen Givet, die in wechselseitigen Beziehungen zueinander stehen. Sie dürften geeignet sein, über die Verteilung der Schwerminerale im gesamten Untersuchungsgebiet wesentliche Hinweise zu liefern. Die Ergebnisse sind in den Tabellen I, II und III (Es sei darauf verwiesen, daß die Nummern der Proben in den Tabellen mit den Nummern der Proben in den Abb. übereinstimmen.) zusammengestellt und in einem Blockbild (s. Abb. 3) in ihrer räumlichen Verteilung zur Darstellung gebracht worden. Aus dem Blockbild sind die Entnahmepunkte der einzelnen Proben sowie die Gesteinsarten ersichtlich. Über dem Blockdiagramm ist in Säulendarstellung die Verteilung der Schwerminerale in Prozentwerten dargestellt.

Zuerst soll auf die Verteilung der Schwerminerale in den Massenkalken des Hönnetales zwischen Binolen und Oberrödinghausen (Kalkregion) eingegangen werden. In diesen Kalken fällt besonders der hohe Gehalt an Titanit auf, der in idiomorpher bis unregelmäßiger Körnerform auftritt. Manchmal zeigen die Titanitkörner Pleochroismus. Einige weisen Einschlüsse auf, die im Kristall nach verschiedenen Richtungen orientiert sind. Außerdem zeigen die Körner verschiedene Färbungen (olivgrün — gelblichgrün). Körner mit starker Rundung treten nicht auf.

Eine weitere Schwermineralgruppe stellen die Saussurite dar. Die Körner haben gut ausgebildete bis unregelmäßige Umrisse mit meist rauher und trüber Oberfläche.

Zeichenerklärung zu Abb. 3

- Probeentnahmestelle
- ⑩ Nr. der Probe
- ⑩ Bei mehreren nahe beieinanderliegenden Proben wurde der Mittelwert angegeben
- ⑨
- ▭ Jetzige Landoberfläche
- K Kalk
- D Diabas

Im Blockbild sollen die gestrichelten Linien Luftsättel andeuten. Die punktierten Schichten zeigen die Lagerung der Diabastuffite.

Links ist Norden.

Abb. 3

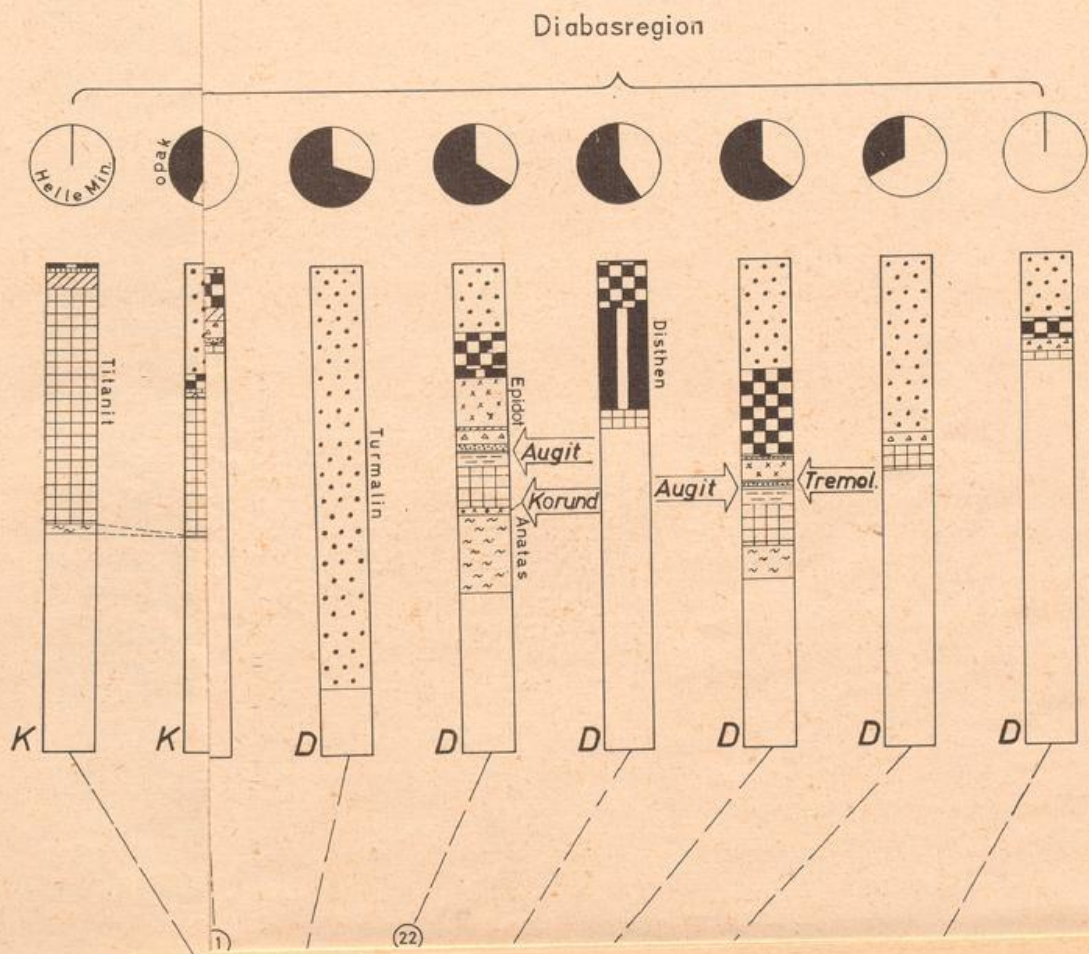
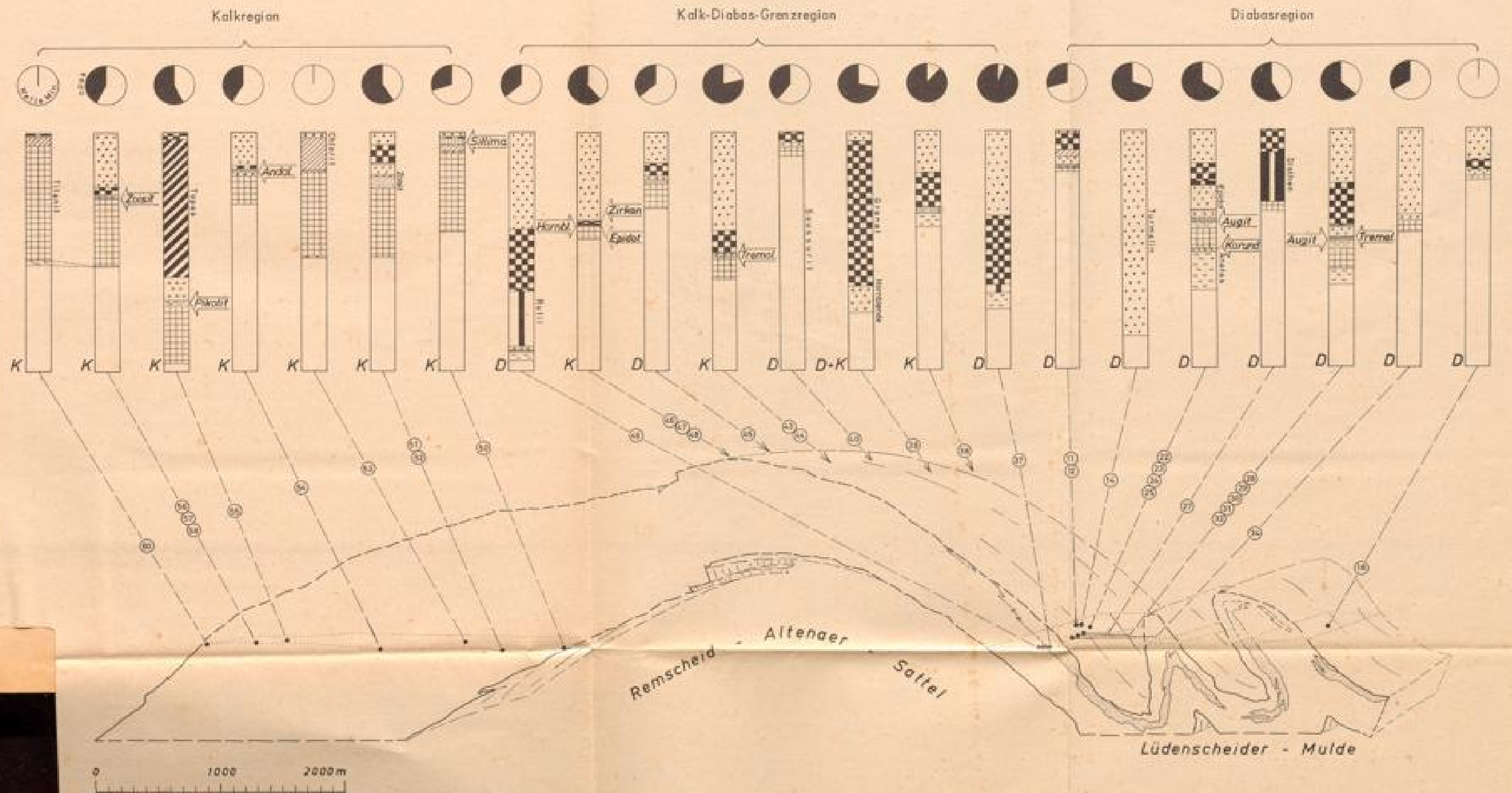


Abb. 3

Schwermineralverteilung im oberen Givet am Hönnetal



In Probe 55 (in der Mitte des Kalkprofils) findet sich eine auffallende Häufung von Topasen. Nur wenige Körner sind idiomorph ausgebildet. Einige haben unregelmäßige Umrisse, gelegentlich werden Einschlüsse beobachtet. Sehr selten tritt schwacher Pleochroismus in den dickeren Körnern auf; manchmal zeigen einige Topase muscheligen Bruch; meistens sind sie farblos, einzelne weingelb und schwachrosa.

Als weiteres stabiles Mineral ist der Turmalin zu erwähnen, der in vielen Farbvarietäten (farblos, grün, gelb, braun bis schwarz) und auch mehrfarbig auftritt. Nicht selten finden sich auch idiomorphe Ausbildungen. Basisschnitte werden beobachtet. Einige Körner weisen unregelmäßige Umgrenzungen auf. Stark abgerundete Körner sind meist farblos.

Häufig erscheinen die Turmaline unabhängig von ihrer Farbe mit einer rauhen und trüben Oberfläche. Möglicherweise ist dies durch Einwirkung radioaktiver Strahlen oder durch Umsetzungen — vielleicht Verwitterung — hervorgerufen worden.

Granate kommen meist farblos, nur selten in braunen Varietäten vor. Sie zeigen eine unregelmäßige Oberfläche mit Ätzungserscheinungen. Nicht selten haben die Körner unregelmäßige Umgrenzungen und zeigen ebenfalls Einschlüsse.

Vereinzelt treten metamorphe Schwerminerale auf. Es handelt sich dabei um Sillimanit, Zoisit, Chlorit und Disthen. Außerdem kommen noch seltener vor: basaltische Hornblende, Pikotit, Andalusit, Epidot. Sehr auffallend ist das Fehlen der stabilen Minerale wie Zirkon, Rutil.

In der *Diabas-Kalk-Grenzregion*, wo Kalke den Diabastuffiten eingeschichtet sind, fallen besonders saussuritische Körner auf³⁾, sowie gewisse Anreicherungen von farblosen bis braunen Granaten.

Ebenfalls zeigen sich dort farblose Turmaline, die nicht selten nach verschiedenen Richtungen orientierte Spaltrisse aufweisen.

Eine gewisse Anreicherung von Hornblende ist festzustellen. Besonders sei auf das starke Zurücktreten der Titanite hingewiesen.

In geringer Menge erscheinen Anatas, Rutil, Epidot, Tremolit, Andalusit und Zoisit.

Unabhängig von der Art der Schwerminerale beobachten wir bei den Körnern unregelmäßige Umgrenzungen und nicht selten idiomorphe Ausbildungen; ebenfalls unabhängig von der Mineralart zeigen sich sehr häufig rauhe und trübe Oberflächen.

In Proben aus der *Diabasregion* ist besonders die Anreicherung von Turmalinen verschiedener Farbvarietäten (farblos, grün, braun, gelb und schwarz) augenfällig. Meist weisen sie unregelmäßige Umgrenzungen auf. Weiterhin erkennt man wieder in großer Häufigkeit saussuritische Minerale, aber auch Granate und Titanite. In einzelnen Proben werden außerdem Anatas, Epidot, Augit, Tremolit, Korund und Disthen nachgewiesen.

Sedimentpetrographische Beziehungen der ausgeschiedenen Regionen zueinander

Vergleicht man die Schwerminerale der drei aufgeführten Regionen untereinander, so fällt auf, daß in den diagenetisch veränderten Kalken (Kalkregion) neben Saussuriten die Titanite als bezeichnende Leitminerale angesehen werden können.

³⁾ In diesem Profil ist der Verwitterungseinfluß besonders augenfällig; Minerale mit trüber, rauher Oberfläche kommen häufig vor.

Von der Diabas-Kalk-Grenzregion unterscheiden sich die Proben aus der Kalkregion hauptsächlich dadurch, daß in ihr Saussurite, Granate und Turmaline die größte Häufigkeit aufweisen, die Titanite aber stark zurücktreten.

Die aus der Diabasregion gewonnenen Werte weichen von dem oben erwähnten Bereich dadurch ab, daß hier sowohl Turmaline und Saussurite wie auch Granate und Titanite als Leitminerale angesehen werden können.

Wenn hier das Gegensätzliche zwischen den sedimentpetrographischen Befunden der ausgeschiedenen drei Regionen besonders betont wurde, so entspricht das natürlich nur bedingt den natürlichen Gegebenheiten. Man greift ja nur besonders charakteristische Werte heraus — bzw. man vergleicht Extremwerte. Tatsächlich sind aber die Übergänge fließend; denn wir haben es ja mit allmählichen Faziesverschiebungen zu tun. Infolgedessen kann man durchaus die hier betrachteten Regionen miteinander korrelieren — auch wenn sie sich durch ihre erwähnten Schwerminerale voneinander abheben. Neben diesen Faziesmineralen gibt es ja auch bezeichnende „Ubiquisten“, und man kann mit ihnen Proben aus der vulkanisch geprägten Region mit solchen der Riffbereiche vergleichen.

b) Chemismus

Die „Schalsteine“ sind als submarine, vulkanogene Bildung auch bei stärkerer Verwitterung unter dem Mikroskop und im Gelände gut kenntlich. Ihre Kartierung bereitet daher, wenn man von allgemeinen Aufschlußschwierigkeiten absieht, keine besonderen Probleme. Da sie aber im oberen Givet in einer marinen Fazies der

Tabelle IV
Diabasregion
Spurenelemente
in ‰

Ge-stein	Probe	Sr	Mn	Ti	B	Cu	Ni	Ba	Cr	V	K	Na	Si
Diabas	1	0,03	0,3	0,95		0,009		0,02	0,006	0,03	0,50		
„	2	0,02	0,4	0,7	0,009	0,007	0,003	0,09	0,07	0,04			
„	5	0,07	0,06	0,08		0,02		0,03	0,007	0,005			
„	7	0,008	0,5	0,99	Spuren	0,02		0,05	0,007	0,01	0,25		
„	8	0,028	0,08	0,3	Spuren	0,04		0,3	0,007	0,02			
„	11	0,045	0,3	0,09	0,07	0,05		0,009	0,008	0,03			
„	16	0,05	0,09	0,2		0,04		0,008	0,005	0,003	0,7		
„	22	0,07	0,5	0,09		0,05		0,04	0,009	0,02	0,9		
„	26	0,06	0,07	0,45		0,02		0,006	0,009	0,004	0,9		
„	30	0,09	0,04	0,3	Spuren	0,03		0,003	0,002	0,01	0,5		
„	33	0,038	0,6	0,6		0,008		Spuren	0,003	0,005	0,9		

Die Nummern der Proben entsprechen den Nummern in den Abbildungen.

Tabelle V
Kalk-Diabas-Grenzregion
Spurenelemente
in ‰

Ge-stein	Probe	Sr	Mn	Ti	B	Cu	Ni	Ba	Cr	V	K	Na	Si
Diabas	37	0,003	0,5	0,6	Spuren	0,01		0,08	0,002	0,04			
Kalk u. Diabas	39	0,08	0,09	0,5	0,007	0,018		0,028	0,004	0,02			
Diabas	40	0,002	0,2	0,09	0,08	0,04		0,05	0,003	0,01			
Kalk	42	0,068	0,07	0,2	0,02	Spuren		0,012	0,006	0,037	0,39		
"	44	0,28	0,045	0,09	0,05	Spuren							
Diabas	45	0,076	0,48		Spuren	0,04		0,005	0,02	0,03			
Kalk	46	0,088	0,38	0,52	Spuren			Spuren					

Die Nummern der Proben entsprechen den Nummern in den Abbildungen.

Tabelle VI
Kalkregion
Spurenelemente
in ‰

Ge-stein	Probe	Sr	Mn	Ti	B	Cu	Ni	Ba	Cr	V	K	Na	Si
Kalk	50	0,096	0,5	0,06	0,02	Spuren		Spuren	Spuren				
"	53	0,25	0,08	Spuren		0,03		"	"			0,7	
"	54	0,38	0,09	"		Spuren		"					
"	57	0,082	0,4	"		"		"	Spuren	Spuren		0,5	0,9
"	58	0,038	0,09	0,3		"			0,03	"		0,08	0,5
"	60	0,04	0,22		Spuren							0,7	

Die Nummern der Proben entsprechen den Nummern in den Abbildungen.

Beckensedimente am südlichen Flügel des Remscheider Sattels erscheinen, sollte man auch eine zumindest geochemische Beeinflußung der gleichaltrigen Folgen im Nachbarbereich erwarten, in denen der Diabastuffit selbst nicht mehr angetroffen werden konnte. Um dies zu überprüfen, wurden zunächst Proben aus dem Verbreitungsgebiet der Diabastuffite (Diabasregion), die dann mit den Proben aus der Kalk-Diabas-Grenzregion und der Kalkregion verglichen wurden, auf Spurenelemente untersucht. Auf den vorstehenden Tabellen sind die geochemischen Untersuchungsergebnisse angeführt (s. Tabellen IV, V, VI und Abb. 4, 5, 6, 6a)⁴⁾.

⁴⁾ Das Probenmaterial wurde von Herrn Dr. A. PRASHNOWSKY auf Spurenelemente untersucht.

1. Geochemie der Gesteine im Untersuchungsgebiet

Wie erwartet, wurden in den Analysenergebnissen der Proben aus den verschiedenen Entnahmepunkten der Kalkregion, der Diabasregion und der Kalk-Diabas-Grenzregion, große qualitative und quantitative Schwankungen festgestellt. Das betraf Proben verschiedener Fazies, die im Profil nahe beieinander lagen, und auch solche die räumlich weiter voneinander entfernt genommen wurden. Es wurde der Verteilung von Ba und Sr sowie den Elementen der Eisengruppe (Fe, Co, Ni) und Cu, V, Cr usw. das Hauptaugenmerk gewidmet (s. Tabelle IV, V, VI). Angenommen wurde, daß man die Verteilung einzelner Elemente oder Elementgruppen als Indikatoren heranziehen könnte, um die faziellen Veränderungen innerhalb der einzelnen stratigraphischen Bezugshorizonte zu kennzeichnen oder um den Chemismus der einzelnen Sedimentgesteine zu charakterisieren. Leider konnte dieser Versuch aus technischen Gründen nicht großräumig genug durchgeführt werden, und die Methode konnte daher nur im eng begrenzten Untersuchungsgebiet an Proben aus den schon erwähnten Regionen angewendet werden. Um repräsentativ für ein größeres Gebiet sichere Aussagen machen zu können, reicht die Anzahl der vorliegenden Analysen nicht aus.

2. Untersuchungsergebnisse an Gesteinsproben aus der Kalkregion, der Diabasregion und der Kalk-Diabas-Grenzregion

Im Hinblick auf die Deutung der Spurenelementverteilung im Hönnegebiet erscheint es angebracht, auf einige wichtige geochemische Forschungsergebnisse hinzuweisen. Es wird dabei insbesondere auf Arbeiten von CLARKE, ENGELHARDT, GOLDSCHMIDT, NOLL, PRASHNOWSKY, STRACHOW und VINOGRADOV verwiesen.

Bei der spektralanalytischen Untersuchung der Diabase wurden folgende Elemente nachgewiesen: Ba, Sr, Mn, Ti, Cu, Cr, V, K, Ni, B. Es soll hier zuerst auf die Verteilung von Ba und Sr in der Diabasregion eingegangen werden. Dann wird ein Vergleich mit den Ergebnissen aus Proben der Kalkregion und der Kalk-Diabas-Grenzregion durchgeführt werden.

Barium, Calcium, Strontium: Bei Tiefengesteinen ist die Anreicherung von Sr und Ba in Syeniten größer als in Graniten. Wegen verwandter physikalisch-chemischer Eigenschaften und ähnlicher Ionenradien können bei der Bildung von Cölestin (SrSO_4) und Baryt (BaSO_4) durch Austausch von Sr- und Ba-Ionen im Kristallgitter sogenannte Mischtypen gebildet werden. Die Löslichkeit von Sr ist größer als die von Ca. Daher ist das Sr-Ion in Lösung viel beweglicher. Die Gehalte an Sr und Ca können für Prozesse, welche bei der gemeinsamen Migration dieser Elemente in Lösung zu bestimmten Mengenverhältnissen führen, charakteristisch sein. Im Meerwasser befinden sich Sr und Ca teilweise als Karbonate, teilweise als Sulfate. Bei der Ausfällung aus dem Meerwasser werden Ca und Sr im Verhältnis 100 : 1 niedergeschlagen. Sr scheidet sich in Form von Cölestin besonders bei Beginn der Meereshalogenese aus und konzentriert sich bei weiterer Verdunstung in Anhydriten und Aragoniten. In den Tiefengesteinen sind Ba und Sr im Verhältnis 1 : 1 vorhanden, wobei Ba in einzelnen Fällen etwas überwiegen kann. Dagegen ist Sr im Meerwasser 4000 mal stärker angereichert als Ba, da Ba hauptsächlich als BaSO_4 ausfällt. Die Beweglichkeit des Ba im Meerwasser ist wegen der schweren Löslichkeit seines Sulfates begrenzt.

nionen

Cl

Kalk-Region

600 m Mächtigkeit

Kalk- Diabas-
Grenzregion

36 m Mächtigkeit

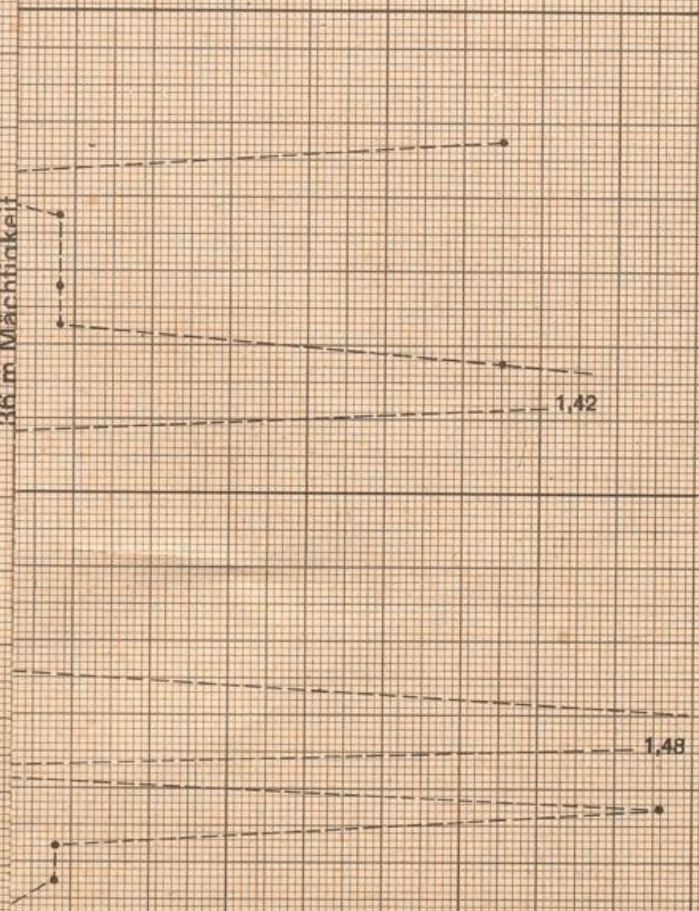
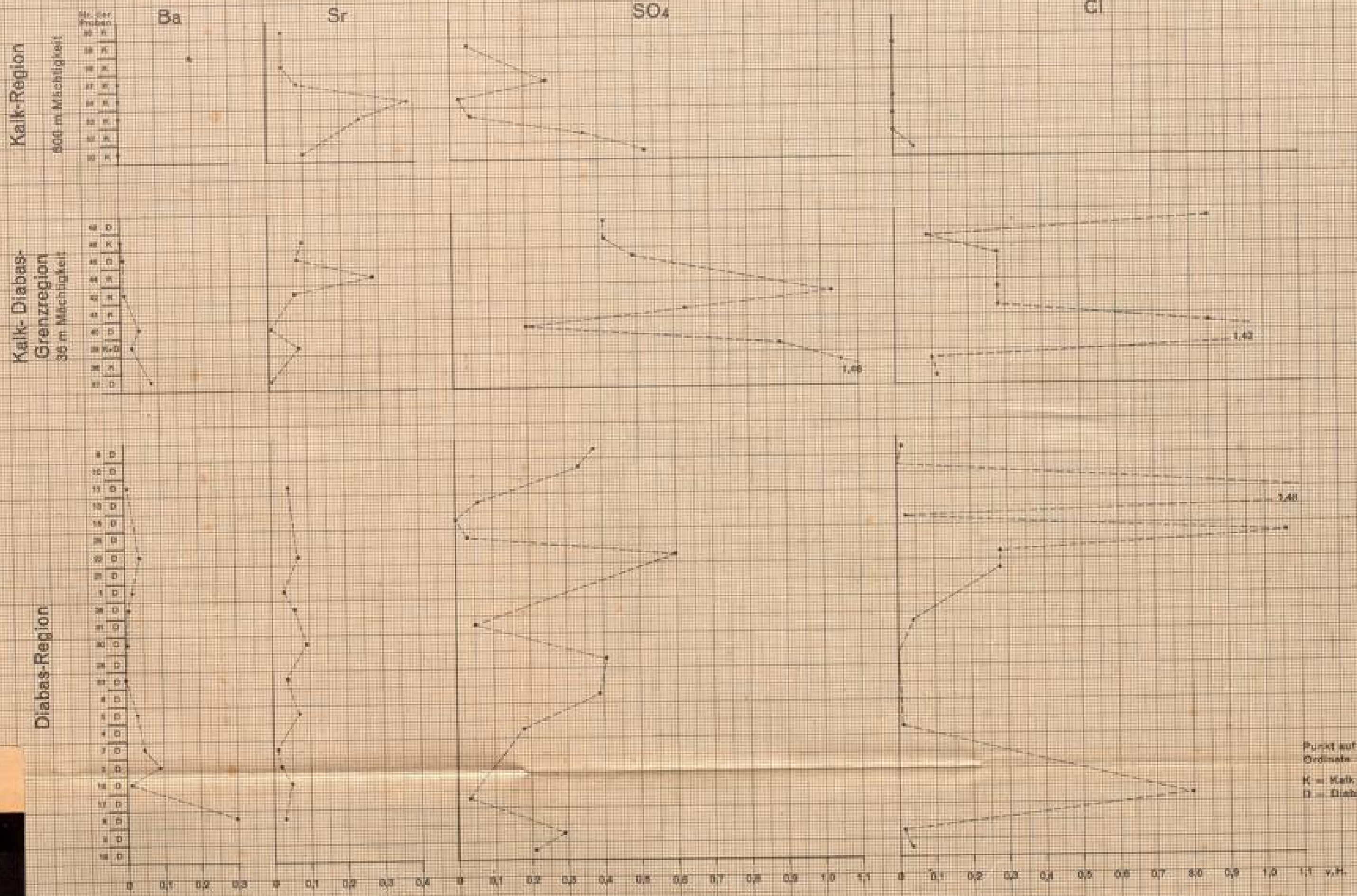
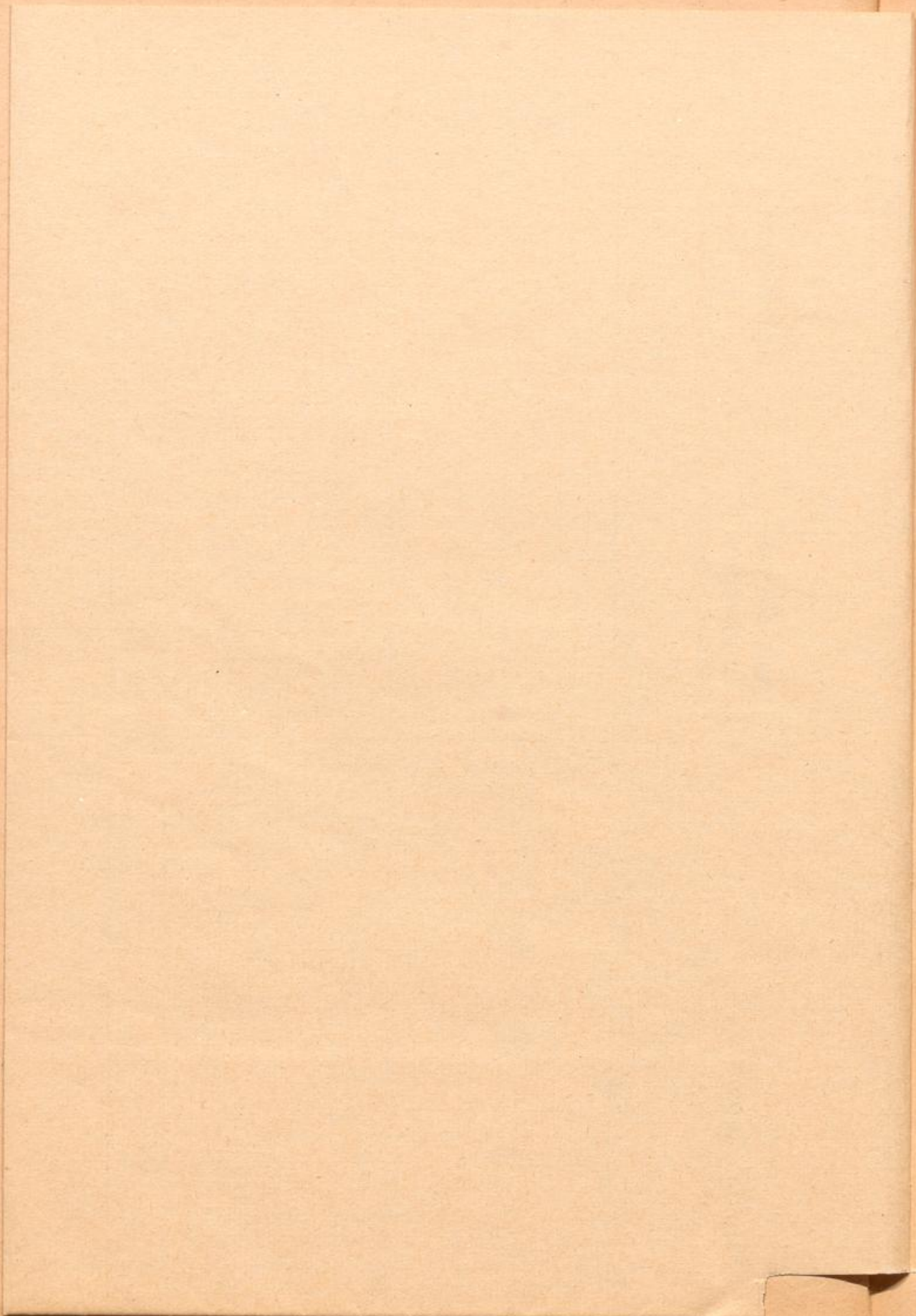


Abb. 4 Ba und Sr Gehalt

Abb. 5 Gehalt an SO₄- und Cl-Anionen



Punkt auf der Ordinate = Spuren
K = Kalk
D = Diabas



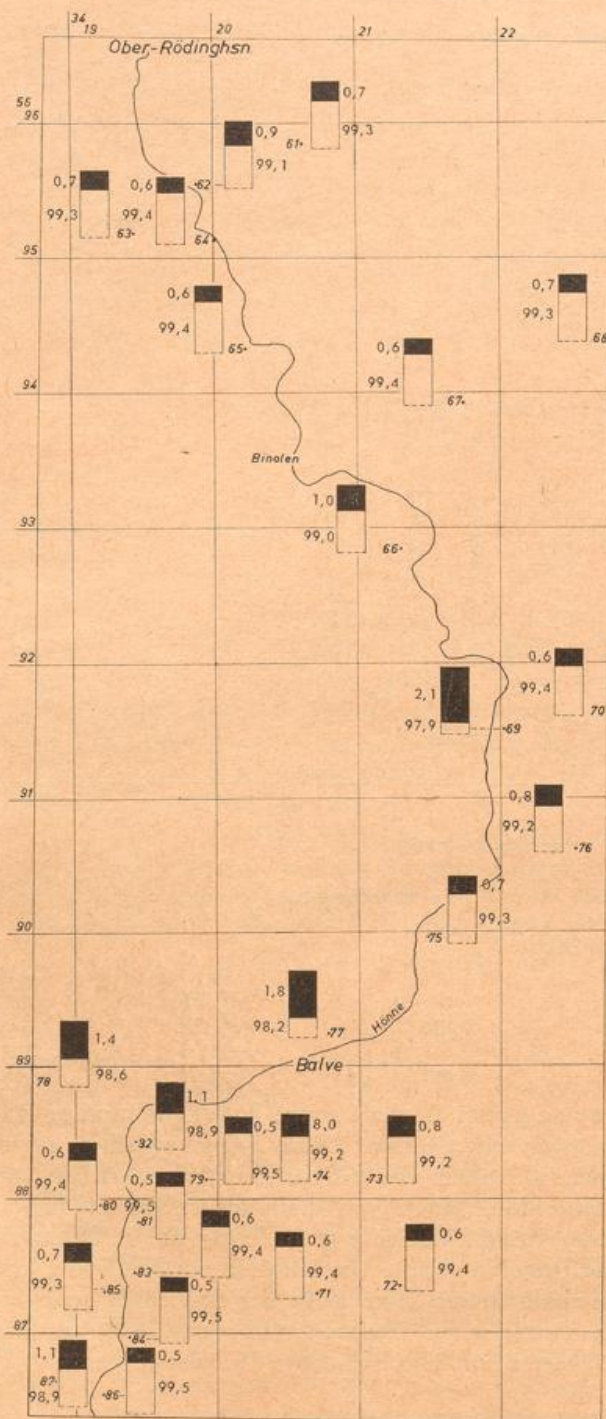


Abb. 6 Maßanalytische Ergebnisse des Gehaltes an CaO und MgO

LEGENDE

79 = Probenentnahmestelle

CaO = weiß

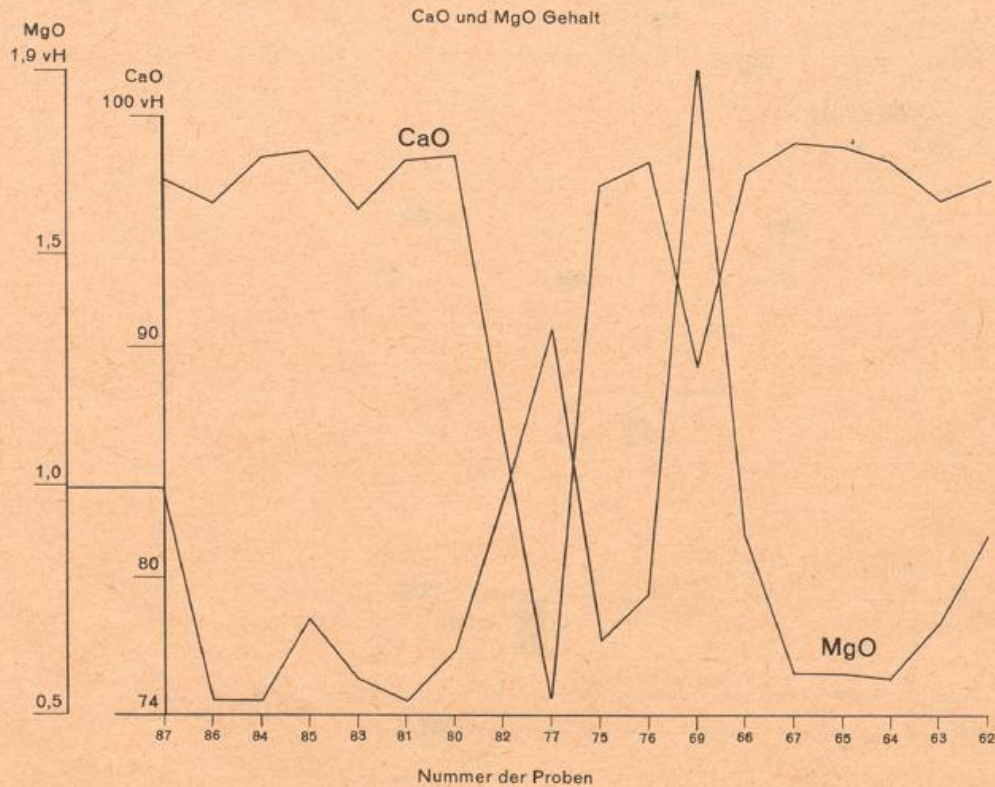
MgO = schwarz

Dargestellt ist die Prozentverteilung von 97,5 - 100%.



Massenkalk an der Hönne

Abb. 6a



ENGELHARDT (1936) bringt folgende Werte für Ba in Sedimenten: Tone $4,5 \times 10^{-3}$ ‰, Sande 18×10^{-3} ‰, Kalke 9×10^{-3} ‰. Nach VINOGRADOV (1950) haben die Gehalte von Ca, Sr und Ba in verschiedenen Gesteinen folgende Werte:

	Ca	Sr	Ba	Ca : Sr
Granit	1,5 ‰	0,008 ‰	0,05 ‰	188
Nephelin-Syenit	2,0 ‰	0,120 ‰	0,16 ‰	16
Basische Gest. (Basalt)	4,5 ‰	0,017 ‰	0,05 ‰	265
Tone	2,5 ‰	0,017 ‰	0,05 ‰	144

Ba ist innerhalb der Diabasregion (s. Abb. 4 und Tabelle IV) in den einzelnen Proben großen Schwankungen unterworfen. Diese liegen zwischen einem Minimum von „Spuren“ und einem Maximum von 0,3 ‰. Der Mittelwert liegt mit 0,055 ‰ wesentlich unter der Clarke-Zahl⁵⁾ (0,45 ‰). Vielleicht ist hier und im folgenden die Verwendung des Mittelwertes nicht unbedingt eindeutig, da die Werte der Proben stark schwanken und auch petrographische Unterschiede zur Erklärung herangezogen werden können. Innerhalb dieser Zone zeigt der Sr-Gehalt geringere Schwankungen. Er liegt in den Einzelproben zwischen 0,008 und 0,09 ‰. Sein Mittelwert in den gesamten Diabasproben liegt bei 0,046 ‰, also höher als die Clarke-Zahl (0,01 ‰).

⁵⁾ Die Clarke-Zahl gibt Durchschnittszusammensetzungen der magmatischen Gesteine und der Sedimente in der Lithosphäre an.

Auch in der Kalk-Diabas-Grenzregion (s. Abb. 4 und Tabelle V) zeigen Ba und Sr in den Einzelproben nicht unbedeutende Schwankungen. Die Ba-Werte liegen zwischen „Spuren“ und 0,08 ‰. Jedoch weist der Sr-Gehalt wesentlich höhere Werte gegenüber Ba auf und schwankt zwischen 0,002 und 0,28 ‰. Der Mittelwert des Ba (0,029 ‰) ist niedriger als der des Sr (0,085 ‰).

Der Gehalt von Ba und Sr ist auch in der Kalkregion (s. Abb. 4 und Tabelle VI) in den einzelnen Proben unterschiedlich. Ba liegt in den Proben dieser Region meist an der Nachweisgrenze der angewandten Methodik (Spuren). Im Gegensatz dazu liegt der Sr-Gehalt wesentlich höher und schwankt von 0,038 ‰ bis 0,38 ‰. Der Mittelwert des Sr liegt bei 0,148 ‰. Er ist bedeutend höher als die entsprechende Clarke-Zahl.

Mittelwerte von Ba und Sr und ihre Verhältniszahlen

	Ba	Sr	Verh.-Zahl	
			Ba : Sr	
Diabasregion	0,055	0,046	0,625	s. Abb. 4
Kalk-Diabas-Grenzregion	0,029	0,085	0,341	s. Abb. 4
Kalkregion	—	0,148	—	s. Abb. 4

Auf Grund dieser Untersuchungen ergaben sich in den drei Regionen (Diabas-, Kalk-, Kalk-Diabas-Grenzregion) unterschiedliche Mittelwerte von Ba und Sr.

Es mag deshalb möglich sein, daß man sie im Untersuchungsgebiet als Hilfsmittel für die Unterscheidung der faziell verschiedenartig ausgebildeten Gesteinsarten heranziehen könnte. Bei der Gegenüberstellung der Kurven (s. Abb. 4) scheinen die Sr-Werte zur weniger festländisch beeinflussten Riffzone hin anzusteigen und dort ihr Maximum zu erreichen.

Weiterhin sind noch die Gehalte von SO_4^- - und Cl-Anionen in den drei genannten Regionen bestimmt worden. Die Einzelwerte sind aus Abb. 5 zu ersehen, die Mittelwerte im folgenden angeführt.

Mittelwerte der SO_4^- - und Cl-Anionen

	SO_4	Cl	Verh.-Zahl	
			$\text{SO}_4 : \text{Cl}$	
Diabasregion	0,182	0,287	0,634	s. Abb. 5
Kalk-Diabas-Grenzregion	0,73	0,472	1,55	s. Abb. 5
Kalkregion	0,211	0,016	13,2	s. Abb. 5

Weitere Abgrenzungen scheint der Gehalt von SO_4^- - und Cl-Anionen in den drei genannten Regionen anzuzeigen. Es ergab sich beim Vergleich der Untersuchungsergebnisse in den einzelnen Proben, daß sich die angeführten Faziesräume mit ihrer Hilfe unterscheiden lassen (s. Abb. 5). Die angeführten Mittelwerte deuten auch in diese Richtung. Es läßt sich also ersehen, daß mit diesen geochemischen Methoden unter Umständen Faziesbilder charakterisiert werden können. Man kann den Bereich der Riffe von dem der Schalsteine und dem Verzahnungsbereich abgrenzen. Aber der Stoffaustausch im Meerwasser hält sich noch viel weniger an scharfe Grenzlinien als es Mineralprovinzen tun. Wenn zuvor geochemische Faziestypen herausgestellt wurden, so ließ sich das nur über bestimmte Elementgruppen durchführen.

Die Elemente der siderophilen Gruppe: Die Elemente der siderophilen Gruppe Fe, Mn, Co, Ni, Cu, V, Cr usw. können verhältnismäßig leicht aus einer Wertigkeitsstufe in die andere übergehen, eine Eigenschaft von großer geochemischer Bedeutung. Außerdem sind die Ionenradien dieser Gruppe sehr ähnlich und damit auch viele ihrer physikalisch-chemischen Eigenschaften.

Mangan: In Gesteinen befindet sich Mangan oft als Mn^{++} in Paragenese mit Fe^{+++} . Mn^{+++} ist wenig beweglich. In Kalken und Dolomiten wird Mn^{++} isomorph in die Kristallgitter eingebaut. Daher enthalten diese Gesteine manchmal erhebliche Mengen Mangan.

Vanadium: In allen Eruptivgesteinen tritt das V^{+++} isomorph mit Fe auf. Die Geochemie des V in der Biosphäre hängt eng mit organischen Substanzen (Bitumina, Erdöl) zusammen, in denen es häufig angereichert ist. Vanadium ist ein charakteristisches Element für basische Magmen. Oft konzentriert es sich in Titanomagnetiten und anderen Mineralien.

Chrom: Chrom kommt in den Gesteinen als Cr^{+++} vor und ist hauptsächlich in den ultrabasischen Gesteinen (Dunit, Peridotit) und deren metamorphen Abkömmlingen (Serpentin) angereichert.

Kobalt und Nickel: Für ultrabasische Magmen sind die Co- und Ni-Gehalte bezeichnend. In Duniten, Peridotiten und Serpentin beträgt der Gehalt an Ni bis 0,5 % und das Verhältnis Ni : Co ist annähernd 20 : 1. In sauren Gesteinen sind die Gehalte an Ni und Co kleiner. In Sedimenten sind Ni und Co bis zu 10^{-5} % enthalten, bei einem Ni : Co-Verhältnis von etwa 4 : 1. Ni assoziiert sich in den Sedimenten mit Fe und wird in Silikaten durch Austausch absorbiert. Flußwässer enthalten Ni bis zu 1×10^{-6} % und Co bis zu 1×10^{-7} %.

Kupfer: Granite, Gneise und andere saure Gesteine ebenso wie Schiefer und Sandsteine enthalten im Durchschnitt 10^{-2} bis 10^{-3} % Cu, Kalke 1×10^{-4} %. In Bodenlösungen und Flußwasser befindet sich 10^{-6} % gelöstes Cu.

Titan: Der Gehalt an Titan beträgt im Granit 0,23 %, im Basalt 0,82 % und im Nephelinsyenit 0,80 %. In magmatischen Gesteinen finden wir einen Durchschnittsgehalt von 0,64 %, in tonigen und sandigen Sedimenten von 0,45 %. Die Hauptmenge des Titans ist an basische Gesteine gebunden. Rutil, Ilmenit, Brookit u. a. sind Hauptträger des Titans. In Böden reichert sich Titan in der kolloidalen Fraktion stärker an als in der gröberen.

Die Elemente Ti, Cr, V und vielleicht auch Cu sind besonders im unmittelbaren Bereich von Vulkaniten angereichert (s. Tabellen IV, V). Die Werte liegen durchweg über dem von CLARKE angegebenen Normalwert. Das betrifft in unserem südlichen Raum in gleicher Weise kontaktnahe Kalke und Tuffite. Es erhebt sich die Frage, wo ähnliche Anreicherungen auch im diabasfernen Massenkalk angetroffen werden. Die Frage also, ob jenseits der sedimentologisch und faziell erkannten Remscheider Schwelle vulkanogene Spurenelemente nachweisbar sind.

Diese ließen sich dann im positiven Falle unmittelbar zu Korrelationszwecken heranziehen. Man würde einen Eindruck über Mächtigkeitsverhältnisse gleichalter Schichten erhalten, die dann genauer abgrenzbar wären, als das mit den bisherigen Methoden möglich war.

Eine Durchmusterung der Analysenergebnisse, die aus dem Massenkalkprofil im Hönnetal in den verschiedenen Profilhöhen genommen wurden, lehrt, daß im allgemeinen die genannten Elemente nur als Spuren nachzuweisen sind (Probe 50, 53 und 57; s. Tabelle VI). Lediglich in der Analyse Nr. 50 (Basis des Massenkalkes) konnte Ti mit 0,06 % erkannt werden und in Probe 53 ist nur noch Cu mit 0,03 % nachgewiesen worden. Von diesem Bilde der normalen Massenkalkfazies, die sich übrigens nach dem nur in Spuren nachweisbaren Ba als nicht festländisch beeinflusste, biogene Bildung deuten läßt (s. Abb. 4), weicht die Probe 58 aus dem liegenden Abschnitt des Steinbruches Emil sehr stark ab.

Das ist im Massenkalkprofil der Abschnitt, der sich durch besonders häufiges Auftreten idiomorpher Quarze kenntlich macht. Ti ist hier mit 0,3 % angereichert und entspricht somit den gewohnten Werten im unmittelbaren Diabasverbreitungs-

gebiet. Cr erreicht den Wert 0,03 ‰, während V und Cu in Spuren nachweisbar sind. Auch in Probe 57, die am Rande der stark silifizierten Zone liegt, sind die Elemente Ti, Cr, Cu und V vertreten.

Man geht nicht fehl in der Annahme, daß sich hier der Diabasvulkanismus des südlichen Kartierungsgebietes im Kalkprofil anzeigt. Der Schichtenstoß, aus dem die Probe 58 stammt, wäre eine synchrone Bildung zu den vulkanischen Entwicklungen, die sich ungefähr 10 km südlich in der gleichen Zeit ereignen. Vielleicht zeichnet sich hier eine mögliche Schichtenkorrelation auf geochemischer Grundlage ab.

c) Herkunft und Ablagerungsbereich

Träger der Spurenelemente sind primär vulkanische Gesteine, die mit einem untermeerischen Vulkanismus (Grenze Givet-Frasne) zusammenhängen. Zu dieser Zeit erfolgten im Rheinischen Schiefergebirge weit verfolgbare Absenkungen, die örtlich die Biostromata, die den Massenkalk formten, zum Absterben bringen und sie nur noch an einigen Punkten als Biohermata im Frasne fort dauern lassen. Diese epirogenetischen Vertikalbewegungen vollziehen sich entlang tiefen Feldergrenzen, die sich im östlichen Rheinischen Schiefergebirge in die höheren sedimentären Deck-schichten hineinprojizieren (PILGER 1957, JUX 1960). In unserem Raum tauchen entlang eines solchen Lineamentes Remscheider Sattel und Ebbesattel ab. Diese Geofraktur, die von PILGER (1957) als Unna-Gießen-Fraktur bezeichnet wurde, ist auf der geologischen Karte in ihrem Verlauf besonders durch vulkanogene Erscheinungen gekennzeichnet. Hier ist ein Hauptverbreitungsgebiet des unterdevonischen (Ems) Keratophyrvulkanismus, und im Mitteldevon und Oberdevon häufen sich in diesem Raum im hessischen Bereich viele hundert Meter mächtige Schalsteine an. Es sind bedeutendere, analoge Bildungen als die im nördlichen Bereich bei Balve. Sind die Schalsteine bezeichnende Bildungen der Becken (AHLBURG 1920), so liegt doch wenig Beweismaterial dafür vor, daß die Diabase auch aus dem Becken herausgefördert wurden. Wahrscheinlich stammen die Tuffe und Diabasdecken aus Spalten, die an den Schwellenrändern aufrissen. Das läßt sich durch Aufschlußbilder begründen, wie man sie etwa am Rand des Hessischen Synklinoriums, z. B. in der Gegend von Wirbelau oder auf dem ostsauerländischen Hauptsattel, finden kann. Auch für den Balver Raum muß man annehmen, daß die Schalsteine aus dem unmittelbaren Nachbarbereich stammen. Dann wären auch hier die ehemaligen Förderspalten dort zu suchen, wo die Unna-Gießen-Fraktur den abtauchenden Remscheid-Altenaer Sattel schneidet.

d) Beziehungen zum Massenkalk

Es ist naheliegend, Beziehungen zwischen dem Obergivet in Schalsteinfazies im Süden des Remscheider Sattels und der Massenkalkfazies im Norden des Remscheider Sattels zu suchen. Denn während im Norden die Massenkalkbiostromata in voller Entwicklung sich ausbreiten, spielen sich wenige km südlich davon die aufgezeigten vulkanischen Erscheinungen ab. Zu diesem Zweck sei an die Aufschlußbilder in den Schalsteinen an der Balver Kirche erinnert. Hier sind den stark verwitterten Tuffiten Hornsteingeoden von 5–15 cm Durchmesser und Lyditlagen ein-

geschaltet, wie sie auch LOTZE im Wennetal beschrieben hat. Da dort und auch an anderer Stelle des Rheinischen Schiefergebirges, etwa in der Bergisch Gladbach-Paffrather Kalkmulde, die Hornsteine über das Verbreitungsgebiet der Tuffe hinaus in die Kalkfazies hineinreichen, liegen ähnliche Schlußfolgerungen für das Hönnegebiet nahe.

Leider sind aber hier infolge der intensiven Verfallung an der Südflanke des Remscheider Sattels die tuff- und feuersteinführenden Horizonte immer nur wenige Meter weit aufgeschlossen. Man kann sie nicht unmittelbar in die Massenkalkfazies verfolgen. Dort aber ließen sich bestimmte Bereiche auskartieren, die sich durch intensive Verkieselungen leicht kenntlich geben. Derartige Verkieselungen finden sich z. B. in den Kalken am Klusenstein. Dort liegen zwischen den Stromatoporen-Blöcken, aber auch in diese eingewachsen, kleine schwarze, idiomorphe Quarzkristalle, die als frühdiagenetische Bildungen in den Riffkalken ausgeschieden wurden. Sie kommen derartig massenhaft vor, daß sie bei einer Kartierung gar nicht übersehen werden können, und beherrschen ein breites Profilband bis in den Steinbruch Emil.

Es wechseln stark verkieselte Lagen mit solchen Bänken, die völlig frei von idiomorphen Quarzen sind. Die Kristalle selbst sind in wenigen Fällen 1 cm groß, normalerweise aber nur einige mm. Aus anderen Gebieten des Remscheider Massenkalkzuges hat über ganz entsprechende Bildungen ERDMANNSDÖRFER schon berichtet und gute Schliffbilder veröffentlicht.

Es lag bei der Kartierung die Frage nahe, ob diese Silifizierung mit dem Diabasvulkanismus im unmittelbar anliegenden südlichen Bereich in Beziehung zu setzen ist.

Zu diesem Zweck wurden aus verschiedenen Profilabschnitten des Massenkalkes Proben untersucht. Zunächst wurden auch hier wieder Körnerpräparate studiert. Die hierzu verwandten Proben, die Probenentnahmeorte und die Untersuchungsergebnisse lassen sich aus Tabelle III ersehen und sind zuvor im Text diskutiert worden.

Aus den Tabellen I und III und aus der Abb. 3 läßt sich ersehen, daß bei gewissen Schwankungen große Übereinstimmungen herrschen. So sind z. B. Saussurite und Granate in ähnlicher Verbreitung in beiden Gebieten anzutreffen. Die Schwankungen bei den Titaniten und Turmalinen können sich mit unterschiedlichen Strömungswirkungen und mit diagenetischen und verwitterungsbedingten Einwirkungen erklären lassen. Die Analyseergebnisse sagen mindestens aus, daß beide Gebiete von entsprechenden Anlieferungsräumen her beeinflußt waren.

Neben den Körnerpräparatanalysen wurde die Verteilung von Spurenelementen untersucht. Tabelle VI zeigt die Verteilung der Spurenelemente im Massenkalk. Auf Abb. 6 und 6a sind die Werte der maßanalytischen Untersuchungen beider Gebiete zusammengestellt⁶⁾. Direkte Vergleiche mit dem Gehalt an Spurenelementen sind nicht sicher möglich, da aus technischen Gründen für die maßanalytische Untersuchung andere Proben genommen werden mußten.

Es ist verständlich, daß die Tabellen I, II und III gewisse Schwankungen aufzeigen, die durch die verschiedenen Ablagerungsbedingungen auf den Schwellen und in den Becken erklärt werden können. Bei den Spurenelementen zeigen sich einige Beziehungen zwischen beiden Untersuchungsgebieten. Während im allgemeinen die

⁶⁾ Diese Untersuchungen wurden im Labor der Rheinisch-Westfälischen-Kalkwerke durchgeführt.

Elemente Ti, Cr, V vielleicht auch Cu im unmittelbaren Bereich vulkanischer Tätigkeit im Süden des Kartierungsgebietes (Diabas- und Kalk-Diabas-Grenzregion) angereichert sind, treten sie in der Kalkregion meist nur in Spuren auf und können nicht als Indikatoren herangezogen werden. Nur im südlichen Teil des Bruches Emil, in den dort stark verkieselten Kalken, entsprechen die Gehalte an Ti, Cr sowie V und Cu den Gehalten in der Diabasregion.

II. Stratigraphische Gliederung des Massenkalkes

Mit der stratigraphischen Gliederung des rheinisch-westfälischen Massenkalkzuges hat sich die rheinische Geologie schon seit langem befaßt. Es würde zu weit führen, hier auf seine spezielle Geschichte einzugehen. Immer galt er in seiner Hauptmasse als oberes Mitteldevon (Givet), ist aber in seinen höchsten Abteilungen von ganz unterschiedlichem Alter.

Die Massenkalkfazies kam in verschiedenen Gegenden schon im Givet zum Erliegen und wurde durch eine Flinzschieferfazies ersetzt, während an anderen Stellen des Schiefergebirges die Biostromata bis ins Frasné wuchsen. In entsprechender Weise sind auch die Massenkalkmächtigkeiten örtlich sehr verschieden und reichen, wie am Beispiel des Hönnetales gezeigt werden konnte, von einigen 10 m bis zu einigen 100 m.

Da sich im Massenkalk selbst über das ganze Profil ziemlich gleichförmige Biotope zeigen, sind charakteristische Leitfossilien in ihm außerordentlich selten. Ein Leitfossil des rheinischen Givet, *Stringocephalus burtini*, soll nach neuen Mitteilungen im belgischen Raum sogar bis ins Frasné reichen⁷⁾. Es ist daher nicht verwunderlich, daß mehrere Geologen die Massenkalkfauna selbst für spezielle stratigraphische Fragen unberücksichtigt ließen und dem lithologischen Verhalten mehr Gewicht gaben.

So hat PAECKELMANN den Massenkalk in zwei „Stufen“ unterteilt und dabei einen Schwelmer von einem Eskesberger Kalk abgetrennt. Der Schwelmer und der Eskesberger Kalk unterscheiden sich faunistisch überhaupt nicht. Das einzige Unterscheidungsmerkmal ist die Farbe. Der Schwelmer Kalk ist dunkel, der Eskesberger Kalk hell. Die Kartierung im Hönnetalgebirge ergab, genau wie in der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde, daß man diese Farbabstufungen nicht als stratigraphisches Kriterium verwenden kann.

In den tieferen Partien treten genau so helle und dunklere Schichten nebeneinander auf, wie in den höheren. Die Gesteinsfarbe wurde durch die Biotope bestimmt. Bildungen des turbulenten Wassers sind im allgemeinen heller als die Sedimente der Stillwasserbereiche innerhalb der Riffe.

Die gleichen Einwände muß man gegen eine voreilige faunistische Stratigraphie des Massenkalkes machen. Die bekannten benthonischen Versteinerungen des Massenkalkes sind meistens faziesgebunden und erscheinen in den verschiedensten Profilhöhen unter Umständen bei gleichbleibenden Bedingungen bis ins Frasné. Es könnte sein, daß eine Stratigraphie nach Conodonten neue Wege zeigt; sicher ist, daß feine Differenzierungen am sessilen Benthos, etwa am *Coenostium* der Stromatoporen,

⁷⁾ Freundliche Mitteilung von Prof. Dr. M. LECOMPTE, Louvain.

klare Trennungen der Couvin-Givet-Frasne-Faunen zulassen, wie das LECOMPTE an analogen Bildungen im Ardennenbereich demonstrierte. Inwieweit das aber für eine Untergliederung des Givet-Massenkalkes verwendbar ist, bleibt abzuwarten.

Für unser Gebiet bietet sich eine dritte Möglichkeit zur stratigraphischen Detailierung an: Die Beeinflussung des Massenkalkes durch den chronologisch gut einstuftbaren Diabasvulkanismus. Im vorausgegangenen Teil der Arbeit wurde mit den geochemischen und körneranalytischen Untersuchungsergebnissen bekannt gemacht. Abb. 3 zeigt ein Blockbild des Remscheid-Altenaer Sattels. Darin ist das Givet-Gewölbe (Massenkalk) und das südlich angrenzende, eng verfaltete Muldengebiet mit den Diabaseinschaltungen dargestellt worden. Die Probenentnahmepunkte im Verbreitungsgebiet der Diabase wie auch in dem der Massenkalkes sind dort wie auch auf dem Deckblatt zu Abb. 2 zur Darstellung gebracht worden.

Es zeigt sich für die Verbreitung der hellen und opaken Minerale, daß zunächst an der Basis des Massenkalkes nahe den Honseler Schichten (Probe 50–52) die opaken Körner verhältnismäßig häufig erscheinen. Das deutet auch auf die nahe Beziehung zur Lenneschieferfazies. Probe 53 enthält aber schon keine opaken Körner mehr. Sie charakterisiert eine Riffazies. Das gleiche gilt für die Probe 60 im Hangenden des Massenkalkes. Dagegen sind die Proben 54–58 wieder ausgesprochen reich an opaken Körnern.

Diese Proben stammen aus dem mittleren bis oberen Teil des Massenkalkes — dem Bereich, in dem sich, wenn überhaupt, die vulkanische Fazies anzeigen müßte. Ein Blick auf das südliche Untersuchungsgebiet zeigt die starke Verbreitung opaker Körner im Raum des ausdünnenden Massenkalkes und im Raum der auftretenden Diabasvulkanite. Eine Ausnahme macht Diabasprobe 18, wo opake Körner anscheinend fehlen. Das hängt aber hier mit einer tiefgreifenden Verwitterung der oberflächennah gewonnenen Probe zusammen. Die intensive Verwitterung wird bestätigt durch die mikroskopische Untersuchung einzelner Schwerminerale in den Streupräparaten; denn Turmaline und Hornblenden sowie die Anreicherung von Sausuriten zeigen den starken Verwitterungseinfluß.

Von den Schwermineralen zeigen im Diabasverbreitungsgebiet die Diabastuffite, aber auch die Kalke, einen sehr hohen Turmalin-Gehalt. Das ist auch im mittleren und höheren Massenkalk deutlich (Proben 56–58, 54). Der Granatgehalt ist wiederum für die Schalsteinfazies charakteristisch. Er erscheint im tieferen Massenkalk nahe den Honseler Schichten wieder und ist erneut bezeichnend für die Proben 54 bis 58 im mittleren und oberen Massenkalk. Dort erscheinen auch in Probe 55 häufig Hornblenden. Erstaunlich ist das starke Vorkommen von Topas in Probe 55, ein Mineral, das sonst nirgendwo nachgewiesen werden konnte.

Eine auffallende Verbreitung zeigen die Titanite. Sie erscheinen im Massenkalk viel häufiger als in den Tuffiten.

Saussurite finden sich über das ganze Profil in ähnlich wechselhafter Verteilung.

D. TEKTONISCHER AUFBAU DES MASSENKALKGEBIETES

Die Neuaufnahme des untersuchten Gebietes ist in Abb. 2 zur Darstellung gebracht. Die Kartierung zeigt, daß sich das tektonische Bewegungsbild konservativ an die vorher aufgezählten paläogeographischen Gegebenheiten hält. Mit anderen

Worten, die Fazies ist von wesentlichem Einfluß bei orogenetischen Verformungen. Der starre Schwellenbereich mit dem nördlich vorgelagerten Massenkalkpanzer verhält sich biegetektonisch anders als die pelitreichen Serien der südlich gelegenen Beckengebiete. Die Schwellenregion wurde in der asturischen Phase der varistischen Gebirgsbildung (STILLE 1951, PILGER 1952) zur Großsattelzone umgeprägt, während die Beckenbereiche durch einen engen, synklinorialen Faltenwurf überformt wurden. Die konservative Entwicklungsgeschichte, die sich in diesem Raum deutlich abzeichnet, bestimmt die strukturelle Aufgliederung der Neukartierung in eine Sattelzone und in eine Muldenzone.

I. Sattelzone

Die Sattelzone ist das eigentliche Verbreitungsgebiet der Honseler Schichten und vor allem das des Massenkalkes. Ein ruhiger Faltenwurf, gleichbleibendes Einfallen der kompetenten Serien sind die hervorstechenden Züge. Verwerfungen etwa im Sinne von Überschiebungen und Aufschiebungen fehlen völlig, und echte Blattverschiebungen konnten gleichfalls nicht nachgewiesen werden. Das läßt sich nicht auf das Fehlen von Aufschlüssen zurückführen. Diese sind in vorzüglicher Weise durch die Abbaubetriebe der Rheinisch-Westfälischen-Kalkwerke entstanden. Es zeigt sich dort deutlich, daß die Biegespannungen in dem dickbankigen Massenkalk nur durch eine ausgesprochene Klufftektonik aufgehoben werden konnten. Das klufftektonische Bild, übrigens für die großen Steinbruchbetriebe von ausschlaggebender Bedeutung für Abbau und Grubensicherung (HETTWER 1959), wurde früher durch KLÜPPELBERG (1934) untersucht. Seine Schlüsse waren aber nicht durch eigene Kartiertätigkeit und Faziesstudien gestützt und haben daher keine starke Aussagekraft.

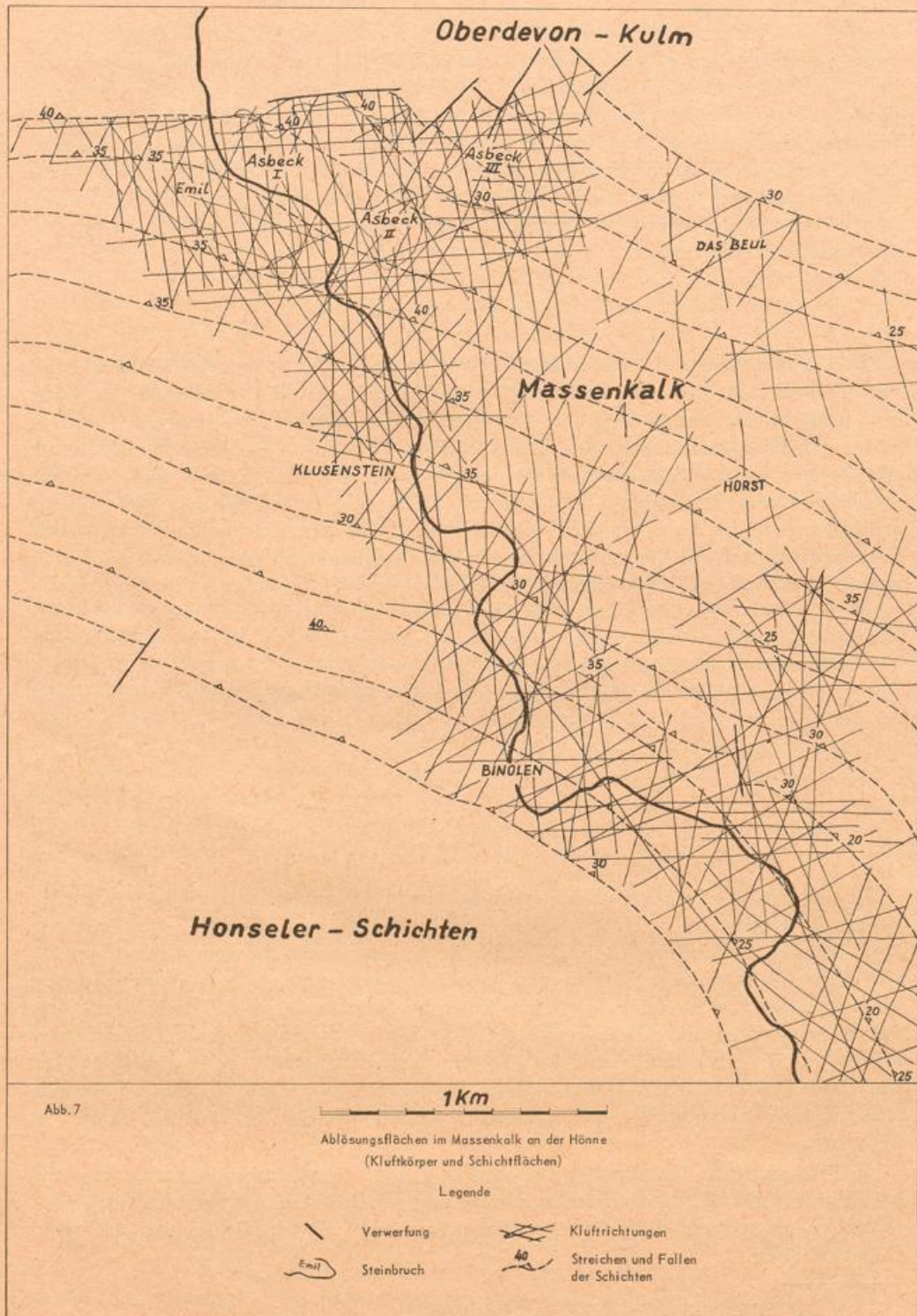
Grundsätzlich lassen sich folgende bevorzugte Kluffsysteme (s. Abb. 7), der Häufigkeit nach angeordnet, feststellen:

- | | | |
|----|-----------|---------------------------|
| 1. | 170° | Kluffsystem ⁸⁾ |
| 2. | 85° — 90° | " |
| 3. | 150° | " |
| 4. | 20° | " |

Die Kluffflächen stehen im allgemeinen saiger. Jedoch weist das 85—90° Kluffsystem an vielen Stellen ein Einfallen der Kluffflächen von etwa 70° auf. Hier am abtauchenden Remscheid-Altenaer Sattel, in den einzelnen faltentektonisch unterschiedlich beanspruchten Partien des Massenkalkes, liegen ganz verschiedene Bewegungsbilder vor. So zeigt der Südabschnitt des Steinbruches Emil, nach ihrer Häufigkeit angeordnet, die Kluffsysteme bei 155° und 170°; untergeordnet findet man ein 20°- und noch seltener ein 110°-System. Im Nordabschnitt zeigt sich folgendes Kluffbild: Das 170°-Kluffsystem herrscht bei weitem vor, während von den übrigen Kluffsystemen das 20°-System häufiger erscheint als das bei 80—90° und das bei 150°.

In Ergänzung zu der Arbeit von HETTWER (1959) sei noch darauf verwiesen, daß bei Kenntnis aller Ablösungsflächen (Klüfte und Schichtfugen) die Sprengtechnik vorteilhafter und wirtschaftlicher ausgenutzt werden kann als bei Nichtbeachtung dieser Gegebenheiten.

⁸⁾ Richtungsangaben sind auf den 360°-Kreis bezogen.



Unterschiedlich zu den im Steinbruch Emil entwickelten Kluftbildern, die dem ausgeglichenen Schichteneinfallen an der Nordflanke des Grobsattels ($25-40^\circ$ NW) entsprechen, zeigt sich die Entwicklung in den großen Brüchen, die im Massenkalk an der abtauchenden Sattelachse in „Asbeck I“ und weiter südlich davon in „Asbeck II“ und in „Asbeck III“ liegen.

Diese Brüche zeigen eine veränderte Klufftektonik, die z. T. durch die stärkere Mobilisationsfähigkeit des nach Süden hin geringmächtiger und pelitreicher werdenden Kalkes bedingt ist. Es folgen Werte aus den einzelnen Brüchen:

(Kluffsysteme nach ihrer Häufigkeit angeordnet)

- a) Asbeck I
1. $170-180^\circ$, $85-90^\circ$
 2. 60° , 155°
 3. 20°
- b) Asbeck II
1. 170°
 2. 20° , $40-45^\circ$, 75°
 3. 155°
- c) Asbeck III
1. 90° , 170°
 2. 20° , 150°
 3. 125° , 65°

Die Kluffbilder zeigen an der Nordflanke ein Ablösen mehr oder weniger ähnlicher Kluffkörper in 170° , 20° und 170° , 85° . Die übrigen Kluffrichtungen (150° , 105° , 45°) bilden augenscheinlich keine derartigen Körper. Diese Richtungselemente lassen sich bei der bekannten Achsenlage des Remscheider Sattels (in unserem Gebiet ist sie allerdings nach Ost-West abgedreht) mit dehnenden und scherenden Bewegungsabläufen in Beziehung bringen. Sie geben somit Hinweise für die Kinematik des Sattels.

Erläuterungen zu Abb. 7:

Die Karte ist das Ergebnis von etwa 2000–3000 Einzelmessungen. Es wurden im Abbaugbiet der Rheinisch-Westfälischen-Kalkwerke und im sehr gut aufgeschlossenen Hönnetal jeweils 10–20 Einzelmessungen in etwa 100–150 m Abständen durchgeführt. Alle gemessenen Einzelklüfte wurden statistisch erfaßt und ähnliche Kluffrichtungen zu Kluffsystemen zusammengefaßt. Ganz selten oder einzeln auftretende Klüfte wurden in der Skizze nicht berücksichtigt.

Die schwarzen Linien (Kluffrichtungen s. Legende) kennzeichnen das Streichen der hauptsächlich auftretenden Kluffsysteme in den einzelnen Gebieten. Der Abstand der Linien gibt einen ungefähren Hinweis auf die prozentuale Häufigkeit der Kluffsysteme in den jeweiligen Sektoren. Als Beispiel sei der Steinbruch „Asbeck III“ angeführt:

Kluffsystem	Ungefährer prozentualer Anteil des Kluffsystems	Darstellung in Abb. 7
170°	ca. 30 %	enger Abstand
90°	ca. 25 %	enger Abstand
150°	ca. 10 %	breiterer Abstand
20°	ca. 10 %	breiterer Abstand
65°	unter 10 %	breiter Abstand

Anders liegen die Kluftbilder im Bereich der abtauchenden Sattelachse im Massenkalk. Dort ist der Übergang in die pelitischere Fazies der Plattenkalke merklich. In diesem Bereich treten horizontale Scherungen — aber noch keine eigentlichen Blattverschiebungen — mitunter durch listrische Flächen charakterisiert, auf, die eine nicht mehr durch die zentrale Sattelzone gebremste laterale Materialwanderung in gewissem Sinne zulassen.

II. Muldenzone

Die geologische Karte (Abb. 2) zeigt im Südteil des als Muldenzone bezeichneten Gebietes starke tektonische Durchbewegungen an. Die Gesteine sind hier Ablagerungen eines Beckenraumes und machen als inkompetente Serie intensive, oft disharmonische Biegefaltung mit.

Örtliche Materialstauungen, wie sie durch die Barre des Remscheid-Altenaer Sattels bedingt sind, werden durch ausgedehnte laterale Verschiebungen ausgeglichen. Auf der tektonischen Karte (Abb. 8) ist dies deutlich wiedergegeben. Die Muldenzone ist durch zwei südlich aufeinanderfolgende Stauchsättel mit Givet-Kalk im Kern gekennzeichnet, die eine deutliche Nordwest-Vergenz erkennen lassen. Profilschnitte in Nordsüd-Richtung (Abb. 9) zeigen dies anschaulich.

Die Gesteine der intensiv in sich verfalteten Muldenzone sind dem Großsattel angepreßt worden. Dabei entstanden an der Südflanke des Remscheid-Altenaer Sattels stellenweise kleine Aufschiebungen.

Blattverschiebungen fügen sich diesem tektonischen Bild gut ein und zerschneiden die Spezialsättel in mehrere Teilstücke. An den Kernschichten des Remscheid-Altenaer Sattels klingen aber diese Bewegungen mit deutlich nordwärtigem Vordrang aus — die Blattverschiebungen heben sich als Aufschiebungen heraus.

Man muß für das südwärtige Gebiet der Muldenzonen stärkere Material-Mobilisation annehmen und darf hier, wie sich das ja auch aus den disharmonischen Faltenbildern ergab, unterschiedliche Bewegungsgrade in verschiedenen Stockwerken annehmen.

Gleiche Preßkräfte, die auf die Beckensedimente (Muldenzone) einwirkten und disharmonische Faltenbilder erzeugten, äußerten sich natürlich auch in den kompetenten Kalken. Das beschriebene Kluftbild ist der sichtbare Ausdruck dieser aufgestauten Spannungen. Offene Spalten und Klüfte sind mechanische Entspannungszonen. Ihnen sollten entsprechende Preßlinien zuzuordnen sein.

E. BEZIEHUNG TEKTONIK-FAZIES-PALÄOGEOGRAPHIE

Es ergaben sich deutliche Beziehungen zwischen großtektonischem und speziell-tektonischem Geschehen. Beides ist an die Faziesseinheiten gebunden, die sich in dem umrissenen Rahmen entwickelt haben. Mit der Heraushebung eines großen Schwellengebietes ändert sich das paläogeographische Bild im Lenneschiefertrog. Mächtige Riffe entstehen, der Meeresraum gliedert sich in die verschiedensten Sedimentationsareale. Wesentlich für den epirogenetischen Werdegang, die litho- und biofazielle Entwicklung der angrenzenden Bereiche sind die durch Lineamenttektonik

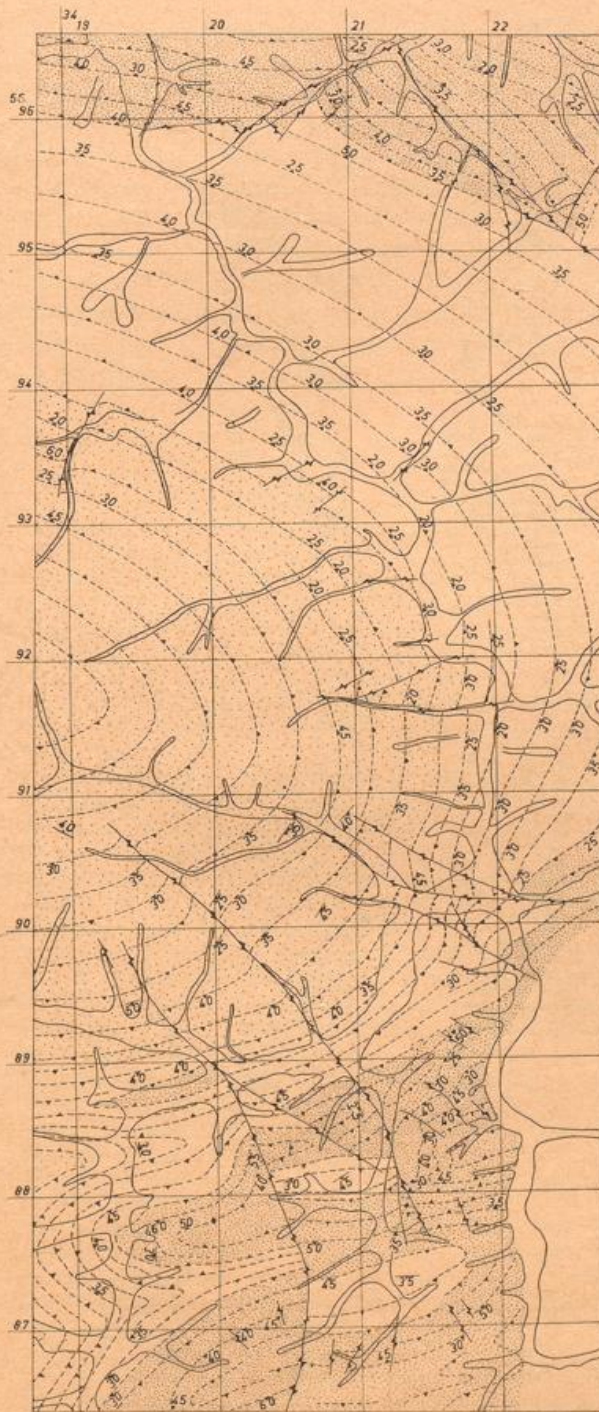


Abb. 8 Tektonische Karte des Massenkalkgebietes an der Hönne

LEGENDE

- älter als Massenkalk
- jünger als Massenkalk
- Massenkalk

0 1 2 km

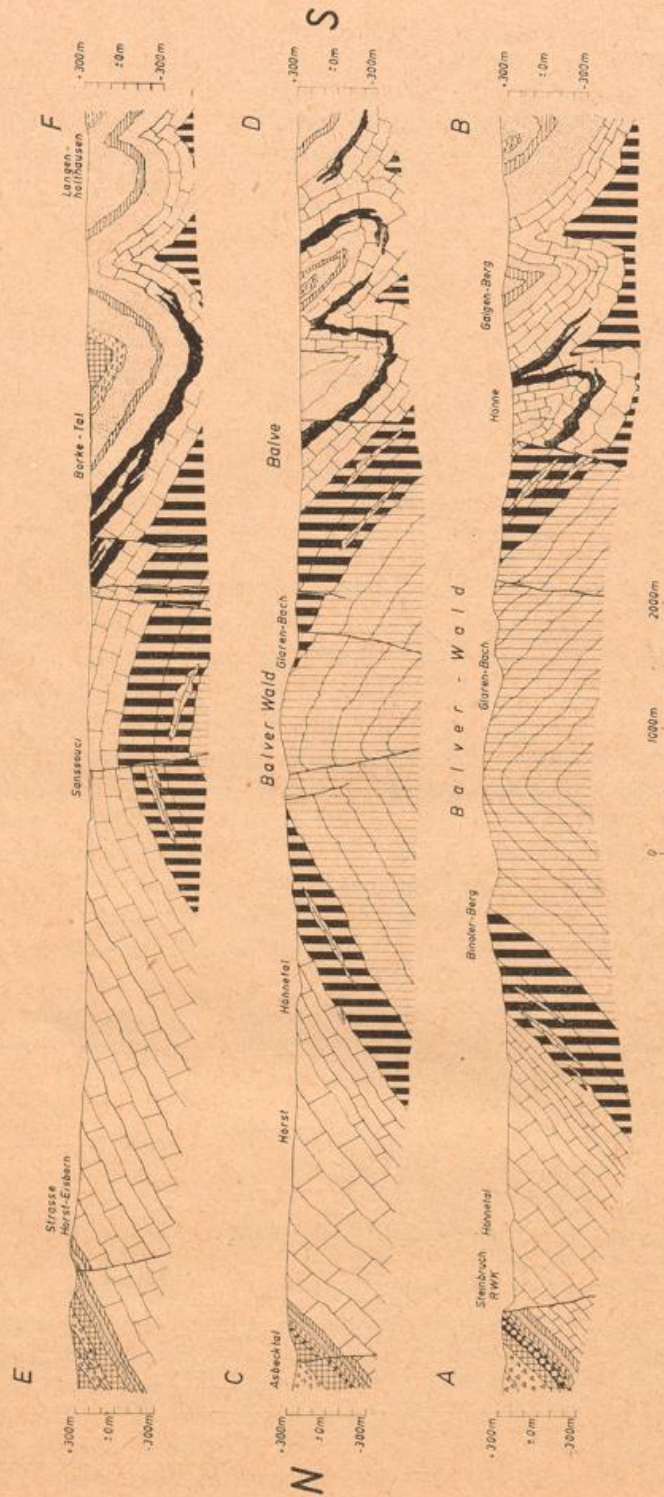


Abb. 9 Profilschnitte durch das Münsenkolkgebiet am Hönnetal
 Lage der Profile vgl. Aufschubkarte Abb. 1
 LEGENDE: s. Abb. 2

geschienten Schwellenbewegungen. An der Unna-Gießen-Fraktur kommt es im höheren Givet zu Diabaseruptionen, die großregionale Absenkungsbewegungen andeuten und im Verlauf des Oberdevons das Absterben aller Riffe im Rheinischen Schiefergebirge verursachen. Das sind die ersten Anzeichen für die orogenetischen Umbrüche, die sich zunächst epirogenetisch strukturerhaltend, langsam und großräumig vollziehen, an der Grenze zum Karbon (bretonische Phase) aber schon die ersten Anlagen der Großsättel und Großmulden zeigen und dann in der asturischen Phase den heute vorliegenden varistischen Faltenbau mit seinen Vergenzen und Überschiebungen brachten. Der Werdegang des Remscheider Sattels zeigt also die immer wieder herausgestellten konservativen Beziehungen zwischen der aus der Paläogeographie geborenen Fazies und der bewirkenden Tektonik — zunächst der Epirogenese, dann der Orogenese.

SCHRIFTTUM

- Ahlburg, J.: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. — Jb. preuß. geol. L.-A., 1919, 40, I, 1, 1—82, Berlin 1920.
- Clarke, F. W.: The data of geochemistry. — U. S. Geol. Surv. Bull., 770, 1924, V. Aufl.
- Engelhardt, W. v.: Die Geochemie des Barium. — Chemie der Erde, 10, Jena 1935.
- Erdmannsdorfer, O. H.: Quarzkristalle mit Fossilresten aus dem westfälischen Massenkalk. — Z. dt. geol. Ges., 60, 32—35, Berlin 1908.
- Goldschmidt, V. M.: Geochemie. — Handwörterbuch der Naturwiss., 2. Aufl., Jena 1934.
- Hettwer, A.: Sechzig Jahre Serienschließen im Bruch Emil des Werkes Hönnetal der Rheinisch-Westfälischen-Kalkwerke. — Nobelhefte, Sprengmittel in Forschung und Praxis, 25, H. 1, 1—16, Essen 1959.
- Jux, U.: Stratigraphie, Faziesentwicklung und Tektonik des jüngeren Devons in der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 102, 3, 295—328, Stuttgart 1956.
- Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 110, 2, 3, 186—391, Stuttgart 1960.
- Klüppelberg, E.: Die Feintektonik des Massenkalkes des Remscheid-Altana-Arnsberger Sattels. Ein Beitrag zur Methodik der Kluftrichtungsmessung. — Decheniana, Verh. u. Sitzb. d. Nat. V. d. Rheinl. u. Westf., 92, 1—80, Bonn 1935.
- Lecompte, M.: Contributions à la Connaissance des Récifs du Dévonien de l'Ardenne. — Bull. Mus. Roy. d'Hist. Nat. Belgique, 13, 15, 1—13, Bruxelles 1937.
- Noll, W.: Geochemie des Strontium. — Z. Chemie der Erde, 8, Leipzig 1933/34.
- PaECKELMANN, W.: Das Oberdevon des Bergischen Landes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 70, 1—356, Berlin 1913.
- Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 91, 1—112, Berlin 1922.
- Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. Westf. — Jb. preuß. geol. L.-A., 44, 51—97, Berlin 1924.
- Über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Z. dt. geol. Ges., 82, 590—598, Berlin 1930.
- Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Mit Beiträgen zur Stratigraphie des Mitteldevons. — Jb. preuß. geol. L.-A., 54, 217—260, Berlin 1934.
- Bl. und Erläuterungen: Balve (2655). — Geol. Karte v. Preuß., 349, Berlin 1938.
- Die Flinzschiefer des Bergischen Landes und ihre Beziehungen zum Massenkalk. — Decheniana, Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. usw., 101, 108—116, Bonn 1942.
- Pilger, A.: Tektonik, Magmatismus und Vererbung. Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges., 104, 198—218, Hannover 1953.
- Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes. — Geol. Rdsch., 46, 1, 197—212, Stuttgart 1957.
- Prashnowsky, A. A.: Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen im südlichen Rhein. Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., 105, 1, 47—70, 1957.

- Schindewolf, O. H.: Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. — Z. dt. geol. Ges., 73, 137—223, Berlin 1922.
- Schmidt, H.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. dt. geol. Ges., 77, 226—234, Berlin 1925.
- Stille, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beih. Geol. Jb., 2, 1—138, Hannover 1951.
- Strachow, N. M.: Über die Verteilung von Eisen in Sedimenten aus Seen und Meeren und die sie regulierenden Faktoren. — Izvestija Akad. d. Wiss. d. UdSSR (Geol. Ser.), Moskau 1948.
- Vinogradov, A. P.: Chemische Zusammensetzung der Meeresorganismen. — Trudy Biochem. Labor d. Akad. d. Wiss. d. UdSSR, Moskau 1937.

Ausdrift des Verfassers: Dipl. Geol. Dr. Karl Schürger, 53 Bonn, Rolandstr. 51.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1964

Band/Volume: [117](#)

Autor(en)/Author(s): Schürger Karl

Artikel/Article: [Zur Geologie des Massenkalkes an der Hönne \(Westf.\) unter besonderer Berücksichtigung der Faziesbilder 1-32](#)