Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete

Von

Ernst Pauly

Eschbach, Krs. Usingen

Mit 6 Tafeln und 41 Abbildungen

Herausgegeben von der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Wiesbaden 1958

Im Vertrieb beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung Wiesbaden, Mainzer Straße 25

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben von der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Heft 25

Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete

Von

Ernst Pauly

Eschbach, Krs. Usingen

Mit 6 Tafeln und 41 Abbildungen

 ${\bf Herausgegeben\ von}$ der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Wiesbaden 1958

Im Vertrieb beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung Wiesbaden, Mainzer Straße 25

Inhalt

Einleitung	9
Orographisch-morphologischer Überblick	11
I. Stratigraphie	12
A. Unter-Devon (tu)	12
1. Ems-Stufe (tz)	12
a. Unter-Ems (tz 1)	12
lpha. Unteres Unter-Ems	12
α 1. Spitznack-Schichten	12
α 2. Singhofener Schichten	12
eta. Mittleres Unter-Ems	16 17
β 2. Obere Vallendarer Schichten	17
γ. Oberes Unter-Ems	17
b. Ober-Ems (tz 2)	18
α . Lahnstein-Gruppe	18
lpha 1. Ems-Quarzit	18
α 2. Hohenrheiner Schichten	23
eta. Laubach-Gruppe	26
γ. Kondel-Gruppe	$\begin{array}{c} 27 \\ 27 \end{array}$
γ 1. Stratigraphische Beschreibung	
γ 2a. Kondel-Gruppe am Ausgang des Rupbachtals	
γ 2b. Kondel-Gruppe zwischen Rupbachtal und Balduinstein .	
γ 2c. Kondel-Gruppe am Ausgang des Wasenbachtals	
γ 2d. Kondel-Gruppe im unteren Wasenbachtal	
γ 2e. Kondel-Gruppe im mittleren Wasenbachtal	
γ 2f. Kondel-Gruppe auf der Cramberger Halbinsel	
δ. Abweichende Fazies der Kondel-Gruppe und Übergang zum Mittel-	
δ 1. Profil oberhalb des Talhof	
δ 2. Profil an der Aarmündung bei Diez	34
δ 3. Profil am Kehrberg bei Balduinstein	
_	
B. Mittel-Devon (tm)	36
1. Eifel-Stufe (te)	36
a. Fazies der Wissenbacher Schiefer	36
α. Wissenbacher Schiefer im Rupbachtal	
β . Wissenbacher Schiefer im Wasenbachtal	
γ. Wissenbacher Schiefer zwischen Rupbachtal und Balduinstein	
δ . Wissenbacher Schiefer in der Altendiezer Mulde	42

6 Inhalt

	b. Fazies der Tentaculitenschiefer		42
	c. Tuff-Fazies des unteren Mitteldevon		44
	2. Givet-Stufe (tv)		44
	a. Eruptiv-sedimentäre Fazies		45
	α . Schalsteine		45
	eta. Keratophyrtuffe		46
	γ . Eisenerze		46
	γ 1. Einleitung		46
	γ 2. Über-Tage-Kartierung		47
	γ 3. Gruben-Aufnahmen	· · ·	50 53
	-	II K	
	b. Normal-sedimentäre Fazies		55
	α . Transgressions-Konglomerate		55
	β . Plattenkalke		56
	γ . Massenkalk		56
C.	. Ober-Devon (to)		57
	1. Stratigraphische Beschreibung		57
	a. Adorf-Stufe (ta)		57
	α. Adorfer Kalk		57
	β . Buchenauer Schichten		58
	γ. Schwarzschiefer		58
	δ . Rotschiefer		58
	ε . Sandsteine		58 58
			98
	b. Nehden- und Hemberg-Stufe (tn—th)		59
	2. Regionale Beschreibung		59
	a. Oberdevon im Hölloch		59
	b. Oberdevon an der Schaumburg		60
	c. Oberdevon im Balduinsteiner Burgruinenprofil		61
	d. Oberdevon im Fachinger Grundstollen		62
			-
	e. Oberdevon im Raum Hof Habenscheid		64
D.	Die paläozoischen Eruptivgesteine		64
	1. Keratophyre		64
	a. Einleitung		64
	b. Beschreibung		65
	2. Porphyrite		66
	3. Diabase		67
	a. Einleitung		67
	b. Beschreibung		67
	α . Dichte Diabase		67
	β . Diabasmandelsteine		67
	γ. Körnige Diabase		68
	δ. Porphyrische Diabase		68

Inhalt 7

	E.	Lockerprodukte
		1. Keratophyre und ihre Tuffe
		a. Erforschungsgeschichtlicher Überblick
		b. Singhofener Porphyroide
		c. Keratophyre und Tuffe an der Wende Unter-/Mittel-Devon
		d. Keratophyrtuffe des Unteren Mitteldevon
		e. "Basische" Keratophyre
		f. Keratophyre und Tuffe des Oberen Mitteldevon
		g. Keratophyre des Oberdevon
		2. Porphyrite
		3. Diabase und ihre Tuffe
		a. Erforschungsgeschichtlicher Überblick
		b. Schalsteine
		c. Diabase
		4. Eisenerze
		5. Räumliche und zeitliche Magmen-Abfolge
	F	
	r.	Junge Deckschichten
		2. Pleistozän
		3. Holozän
		J. Holozan
I.	$T\epsilon$	ektonik
	A.	Geschichtliches
	В.	Übersicht
	C.	Einzelbeschreibung
		1. Gückinger Sattel
		2. Altendiezer Mulde
		3. Fachinger Sattel
		4. Schaumburger Mulde
		a) Übersicht und Muldenkern
		b) Nord-Flügel
		c) Süd-Flügel
		5. Thornsmühle-Sattel
		6. Wasenbacher Mulde
		7. Wasenbacher Sattel
		8. Herminenschlag-Sattel
		9. Raum nordöstlich Hof Habenscheid

10. Unter-Devon am NW-Rand der südwestlichen Lahnmulde 107
a. Raum um Langenscheid
b. Cramberger Schuppenzone
c. Raum Laurenburg-Scheid
11. Unter-Devon westlich des Rupbachs
D. Datierbare epirogene und orogene Bewegungen
1. Bewegungen im Unter-Devon
2. Bewegungen an der Wende Unter-/Mitteldevon
3. Bewegungen im Mittel-Devon
E. Beziehungen zwischen Tektonik und Fazies
F. Zur Decken-Hypothese H. RICHTERS
III. Fazies, Paläogeographie und geologische Geschichte
A. Allgemeine Übersicht
B. Fazies-Verteilung und geologische Geschichte
1. Unter-Devon
2. Mittel-Devon
3. Ober-Devon
4. Post-Ober-Devon
Zusammenfassung der Ergebnisse
Schriftenverzeichnis 198

Einleitung

Die Lahnmulde ist die südlichste der von E her in das Unter-Devon des Rheinischen Schiefergebirges hineingreifenden Einmuldungen mittel- und oberdevonischer Gesteine. Von Rodheim-Gießen im E bis unterhalb Diez im W reichend, erstreckt sie sich über eine Länge von 70 km. Ihr NE-Ende ist durch mesozoische Deckschichten verhüllt, während das SW-Ende der genauen Beobachtung zugänglich ist. Die Lahnmulde spaltet im SW in mehrere Mulden und Sättel auf. Mit einigen dieser Spezial-Mulden und -Sättel befaßt sich vorliegende Arbeit.

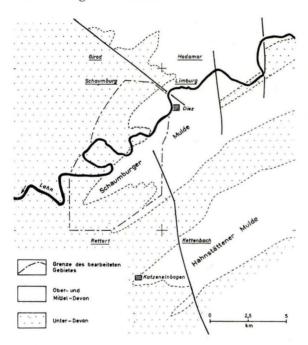


Abb. 1. Die Lage des bearbeiteten Gebietes in der westlichen Lahnmulde. Die Gitterlinien-Kreuze geben die Ecken der Blätter der Top. Kte. 1: 25000 an, die Namen der Blätter sind unterstrichen.

Die Geologie des Lahngebietes hat früh Interesse gefunden. Die ersten Beschreibungen gehen in den Beginn des 19. Jh. zurück. Nach vielen Einzelforschungen (STIFFT 1831, F. SANDBERGER 1847, MAURER 1876, G. & F. SANDBERGER 1850–56) begann um 1875 die systematische Bearbeitung seitens der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die mit den Namen Koch, Kayser und Ahlburg verknüpft ist. Von Ahlburg stammt auch die erste zusammenfassende Karten- und Profil-Darstellung der Lahnmulde, die nach seinem Tode von W. Kegel (1922) erläutert und

herausgegeben wurde. Danach widmeten sich Kegel (besonders in der östlichen Mulde) und Michels (vor allem im westlichen Muldenteil) weiter der geologischen Erforschung des Lahngebietes. In neuester Zeit ist es vor allem Lippert, der sich, besonders im Hinblick auf die Eisenerze, mit der Geologie der Lahn- und Dillmulde befaßt.

Die geologische Erforschung der hier neu bearbeiteten westlichen Lahnmulde erreichte mit der Herausgabe der Blätter Limburg und Schaumburg (Geol. Karte von Preußen 1:25000) um 1890 einen vorläufigen Abschluß.

Mit der Arbeit von H. L. F. Meyer (1914) deutete sich eine von den Ergebnissen der Landesanstalt abweichende Auffassung an, die in den Arbeiten H. RICHTERS (1923, 1930) festere Formen annahm. Krekeler (1919) und Mürriger (1932) kamen zu den gleichen Erkenntnissen wie H. RICHTER. E. LEHMANN (zusammenfassend 1941) unternahm es, diese Ansicht petrographisch und petrologisch zu untermauern.

Bei der Neubearbeitung des Gebietes war die aus den 80 er Jahren stammende Gliederung des Devons bio- und petrostratigraphisch zu verfeinern und das Gebiet (entsprechend der Gliederung) zu kartieren; daran anschließend galt es, die tektonischen Verhältnisse zu klären und die Eruptivgesteine und ihre Lockerprodukte möglichst genau einzustufen. Die zeitlichen und räumlichen Faziesveränderungen waren zu untersuchen, um zusammen mit stratigraphischen und tektonischen Erkenntnissen ein möglichst genaues Bild der paläogeographischen Entwicklung zu gewinnen.

Das bearbeitete Gebiet wurde im Maßstab 1: 10000 kartiert, und diese Karte auf 1:25000 umgezeichnet. Um bei der großen Verbreitung der tertiären und quartären Deckschichten das Bild klarer zu gestalten, wurden alle Flächen, bei denen unter einer dünnen Überdeckung der Untergrund durch Lesesteine erkennbar ist, als anstehend kartiert. Sig-

naturen wie $\frac{d'l}{xxx}$ erscheinen in der Karte nicht. Verschiedene Gebiete mußten vereinfacht

dargestellt werden; Spezial-Karten erläutern den genauen Bau.

Die Größe des bearbeiteten Gebietes und die Fülle der Probleme zwangen zu einigen Einschränkungen. Kleintektonische Vermessungen wurden nur dann vorgenommen, wenn die Klärung der Großtektonik nicht ohne weiteres möglich war. Die Faunen wurden zwar sorgfältig gesammelt, aber nur soweit bearbeitet, wie sie zur Einstufung der Schichten erforderlich waren. Eine bodenkundliche Bearbeitung der ausgedehnten, von Tertiär und Pleistozän bedeckten Hochflächen mußte ebenfalls unterbleiben. Bei der Ausarbeitung und Abfassung der Untersuchungs-Ergebnisse mußten Neben-Probleme von untergeordneter Bedeutung (fazielle Ausdeutung von Gesteinen, Bildungs-Bedingungen etc.) vernachlässigt werden.

Gleichzeitig mit den Untersuchungen des Verfassers bearbeitete H. Sperling (1955) Stratigraphie und Tektonik beiderseits des Holzappeler Gangzuges neu. Die Zielsetzungen der beiden Arbeiten von H. Sperling und des Verfassers waren so verschieden, daß es außer räumlichen Überlappungen kaum zu Überschneidungen sachlicher Art kam. Kurz vor der Drucklegung wurden von beiden Autoren die Bezeichnungen der großtektonischen Einheiten des Holzappeler Raumes gemeinsam festgelegt. Noch bestehende Differenzen bezüglich der tektonischen Gliederung des Gebietes ö. Holzappel liegen in der unterschiedlichen Auffassung der z. T. komplizierten Unter-Devon-Stratigraphie begründet.

Soweit Gesteine des bearbeiteten Gebietes einer speziellen petrographischen Untersuchung bedurften, ist diese an Hand von Dünnschliffen von Prof. Dr. HENTSCHEL (Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden) durchgeführt worden. Im Text sind darauf bezügliche Befunde durch den Hinweis "(Schliff)" gekennzeichnet.

Meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. Gerhard Solle, der mich zu dieser Arbeit anregte und sie in gemeinsamen Gelände-Begehungen und vielen Diskussionen förderte, sage ich herzlichen Dank für seine Hilfe und Unterstützung.

Besonderen Dank schulde ich auch Dr. Hansjoachim Lippert, Wiesbaden. Er führte mich unter und über Tage in die Ober-Devon-Stratigraphie und die Erztektonik ein, förderte meine Arbeit in vielen Diskussionen und bei Gelände-Begehungen und ermöglichte die Anlage eines Schurfs bei Wirbelau.

Prof. Dr. Franz Michels, Direktor des Hess. Landesamts für Bodenforschung in Wiesbaden, gab mir in vielen Diskussionen wertvolle Anregungen und gestattete die Durch-

führung der petrographischen Untersuchungen in seinem Amt.

Prof. Dr. Hans Hentschel, Wiesbaden, führte die petrographischen Untersuchungen durch; bei Diskussionen und Gelände-Begehungen half er, die Probleme der Eruptivge-

steine einer Klärung näher zu bringen.

Prof. Dr. Rudolf Richter und Frau Dr. Emma Richter übernahmen die Bestimmung einiger Trilobiten, Prof. Dr. Karl Krejci-graf unterstützte mich in Diskussionen um die Erscheinungsformen der Eruptivgesteine, Dr. Glinski bestimmte die Korallen, Frau Dr. Herta Schmidt überprüfte die Bestimmung einer Rhynchonnellide.

Herr Bergrat Bohnekamp, Diez/Lahn, unterstützte mich bei der Durchsicht alter Bergamtsakten, die Buderus'schen Eisenwerke in Wetzlar erlaubten die Aufnahme des Fachinger Grundstollens und stellten mir alle Akten ihrer Eisenerzgruben in der südwestlichen Lahnmulde zur Verfügung, die Dyckerhoff-Portland-Zementwerke in Wiesbaden gestatteten die Auswertung von Bohrkernen aus der Altendiezer Mulde.

Allen Genannten sage ich an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank.

Nicht zuletzt und ganz besonders danke ich meinen lieben Eltern und Schwestern. Ihre Arbeit hat die Durchführung der Untersuchungen ermöglicht und ihrer Liebe und Fürsorge verdanke ich die zur Arbeit nötige Ruhe und materielle Sicherheit.

Orographisch-morphologischer Überblick

Das bearbeitete Gebiet liegt beiderseits der Lahn unterhalb Diez auf den Blättern Schaumburg (Nr. 5613) und Limburg (Nr. 5614). Die höchsten Erhebungen liegen im NW mit den Höhen des Steinkopf (348,6 m), Schollenberg (264,7 m) und Steinrück (258,3 m). Im SE erreicht das Gebiet auf der Linie Biebrich-Bärbach eine Höhe von 300—330 m. Von einigen aus vulkanischen Gesteinen aufgebauten Bergen abgesehen, nimmt der Raum dazwischen eine ungefähr gleichbleibende Höhe ein. Die Rumpffläche Gutenacker-Steinsberg-Schaumburg liegt 270 m hoch, eine andere erstreckt sich in 200 m Höhe von Laurenburg über Scheid, Cramberg, Langenscheid, Altendiez, Heistenbach bis Birlenbach.

Die Terrassen- und Rumpfflächen werden von einem verzweigten Bachnetz durchfurcht, das insgesamt der Lahn tributär ist. Die Terrassen im Bereich der Lahn gehören der Hauptterrasse, der oberen und der unteren Mittelterrasse an. Fast alle Wasserläufe haben sich mit ausgeprägten Windungen in den devonischen Untergrund eingesägt und bilden eingesenkte Mäander.

Die Lahn tritt bei Aull (Blatt Limburg) in einer Höhe von 107,0 m in den kartierten Raum ein. Sie verläßt ihn bei Laurenburg nach 20 km Lauflänge und 9 m Gefälle in einer Höhe von 98 m über N. N.

Die wichtigsten Zuflüsse der Lahn sind von rechts (NW) Heistenbach, Langenbach, Daubach und Schwarbach. Von links (SE) münden Birlenbach, Balduinsteiner Bach, Höllbach und Rupbach, dem von E her der Wasenbach zufließt.

I. Stratigraphie

A. Unter-Devon

1. Ems-Stufe

a. Unter-Ems

Eine biostratigraphische Unterteilung des Unter-Ems ist noch nicht gelungen. Daher kann eine Gruppen-Einteilung ähnlich dem Ober-Ems im Unter-Ems noch nicht durchgeführt werden. Die Dreiteilung in unteres, mittleres und oberes Unter-Ems, entsprechend der Mittelrhein-Gliederung in vorliegender Arbeit durchgeführt, wurde nach rein faziellen Vergleichen und Lagerungsbeobachtungen vorgenommen.

a. Unteres Unter-Ems

a 1. Spitznackschichten

Nach neueren stratigraphischen Erkenntnissen (vgl. Solle 1950) gehören die horizontierbaren und miteinander vergleichbaren Porphyroide immer Singhofener Schichten an, nie aber streng biostratigraphisch der Basis des Unter-Ems. Unter den Porphyroiden liegen, aber schon zum Unter-Ems gehörend, noch die Spitznackschichten (= Cypricardellenbänke Fuchs 1899).

Die Verbreitung der Spitznackschichten ist über weite Gebiete nachgewiesen und ihr Auftreten ist vom West-Hunsrück über die Lorelei bis zum östlichen Taunus zu beobachten. Die Spitznackschichten nähern sich der westlichen Lahnmulde im Ausstrich auf ungefähr 6 km und treten bei Ober-Fischbach (Blatt Katzenelnbogen-Rettert) in ihrer nächsten Nähe auf (vgl. Fuchs 1915).

Solle (1950) legt die Hangendgrenze der Hunsrückschiefer überall dort an die Basis des Unter-Ems, wo Spitznackschichten ausgebildet sind. Wo sie fehlen, reicht der Hunsrückschiefer bis unter das Singhofener Porphyroid in das Unter-Ems hinauf. Die querschlägig geringe Entfernung von Spitznackschichten bei Ober-Fischbach und Rettert deutet darauf hin, daß in der westlichen Lahnmulde Hunsrückschiefer und Singhofener Schichten vermutlich ebenfalls durch Spitznackschichten getrennt sind, die unter den Singhofener Schichten in der Tiefe anstehen. Der Hunsrückschiefer war zur Zeit seiner Bildung demzufolge auf das Ober-Siegen beschränkt und ist in der westlichen Lahnmulde erst unter den Spitznackschichten anstehend zu vermuten.

a 2. Singhofener Schichten

KAYSER (1886a) und FRECH (1889) bezeichneten die unterste Abteilung des Unter-Ems als "Aviculaschiefer von Singhofen" und erkannten die Zusammengehörigkeit dieser Singhofener Schichten und der "Singhofener Porphyroide".

Petrographisch setzen sich die Singhofener Schichten vorwiegend aus ebenplattigen bis bankigen, dichten, stark quarzitischen Sandsteinen zusammen. Die Platten- bzw. Bankdicke wechselt zwischen 1 und 30 cm. Zwischen den hellgrauen bis schmutziggrauen quarzitischen Sandsteinen treten in Abständen von 0,3—1,5 m viele dunkelgraue bis blaugraue ebenflächige Schiefer von durchschnittlich 30—70 cm Mächtigkeit auf. An wenigen Stellen (z. B. sw. Wasenbach und an der Straße nach Laurenburg) erlangen die Schiefer der Schichtenfolge mengenmäßig die gleiche Bedeutung wie die quarzitischen Sandsteine. Die Glimmerführung in Quarziten und Schiefern ist gleichmäßig stark. Verwittert sehen die Singhofener Schichten gelblich und mürbe aus, besonders in den tieferen Horizonten über den Porphyroiden; trotzdem sind die plattigen und quarzitischen glimmrigen Sandsteine gut erkennbar. Die Schiefer verwittern ganz klein- und dünnblättrig.

Mächtigkeitsangaben sind aus Mangel an ungestörten Profilen sehr erschwert. Mächtigkeitserhöhungen durch Verschuppungen sind wahrscheinlich, aber schwer nachzuweisen. Die Mächtigkeiten im Ausstrich schwanken zwischen 500 und 700 m.

Fossilien wurden in den Singhofener Schichten an mehreren Stellen gefunden. Die wichtigsten Formen und wichtigsten Fundpunkte sind in der Liste 1 enthalten, in der die gesamte Fauna des Unter-Ems zusammengefaßt ist.

Ortsangaben zu den Fundpunkten der Fossilliste 1:

- Fundpunkt 1: Im Schaufertsbach-Tal 1,9 km nw. von Schönborn, 580 m ssö. von Punkt 256,4; Weganschnitt an der rechten Talseite. r = 3426790; h = 5575370.
- Fundpunkt 2: Im Schaufertsbach-Tal, 580 m
 unterhalb von Fundpunkt 1; Weganschnitt auf der linken Talseite.
r=3426290; h=5575640.
- Fundpunkt 3: An der Straße Wasenbachtal-Steinsberg, rechte Straßenseite an km 0,040. r=3425040; h=5576240.
- Fundpunkt 4: NE-Seite der Cramberger Halbinsel, linker Lahnhang; am Weg, der gegenüber Lahn-km 93 die Lahn erreicht; 400 m nö. von Punkt 216,0. r = 3425030; h = 5579740.
- Fundpunkt 5: Am untersten Ende des Wasserriß, der gegenüber Lahn-km 93 von S her die Lahn erreicht; NE-Seite der Cramberger Halbinsel. r=3425010; h=5579800.
- Fundpunkt 6: Straße Rupbachtal-Laurenburg an km 9,210, linke Straßenböschung. $r=3423890;\;h=5577435.$
- Fundpunkt 7: 450 m sw. Kirche Cramberg, 450 m ssw. des Friedhofs. r=3424480; h=5578570.
- Fundpunkt 8: Steinbruch im unteren Daubachtal, 150 m ssö. Punkt 205,0. r = 3426380; h = 5580850.
- Fundpunkt 9: Am Lahnhöhenweg 850 m nö. von Hausen, gegenüber Lahn-km 88. r = 3428660; h = 5580190.
- Fundpunkt 10: Stollenmundloch an der linken Lahnseite, 220 m sö. von Lahn-km 88. $r=3426950;\;h=5580170.$
- Fundpunkt 11: Linke Lahnseite 70 m w. Lahn-km 92. r = 3425500; h = 5579180.
- Fundpunkt 12: Linkes Lahnufer 410 m unterhalb Lahn-km 92. r = 3425290; h = 5579470.

Zu den Singhofener Schichten gehört auch die Fossilliste, die H. RICHTER (1930, S. 3, Sp. 2) nach Bestimmungen von Dahmer angibt.

Hyst. (Acrosp.) ard. latestriatus α kommt im bearbeiteten Gebiet nur im tieferen Unter-Ems, besonders den Singhofener Schichten vor. Da die Form latestriatus β in der westlichen Lahnmulde nur im höheren Unter-Ems auftritt (vgl. S. 17), ist es wahrscheinlich, daß sich diese Fossilgruppe zu einer Unterteilung des Unter-Ems verwenden läßt. Zu genaueren Angaben fehlen vorerst noch die Unterlagen.

Singhofener Porphyroide: Lossen beschrieb 1869 bis dahin unbekannte Gesteine aus dem Harz als "Porphyroide" und deutete ihre Entstehung durch "...teilweise Metamorphose eines sedimentären Gesteins oder Tuffs..." (S. 330). Auf Grund ihrer Wechsel-

	Fossilliste 1: Unterems		Singhofener Schichten		Vallendarer Schichten					Nellenköpfchen- Schichten				
1	Fundpunkte:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1 1	Hyst. (Acrosp.) arduenn. latestriatus		+								+	+		
	Hyst. (Acrosp.) arduenn. cf. latestriatus	1-								+		+		
3 1	Hyst. (Acrosp.) arduenn. latestriatus α	+		+				+	+					
4	Hyst. (Acrosp.) arduenn. latestriatus β						+	+		+		+	+	
5	Hyst. (Acrosp.) arduenn. antecedens Frank	+							+	+	+	+	+	
6	Hyst. (Acrosp.) arduenn. cf. antecedens Frank	+												
7	Hyst. (Acrosp.) pellico Arch. & Vern.		+								+		+	
8	Hyst. (Acrosp.) cf. pellico Arch. & Vern.		+		+	+		+	+					
9	Hyst. (Acrosp.) extensus												+	
0	Spinocyrtia cf. tenuicosta				+									
1 8	Spirifer der <i>subcuspidatus</i> -Gruppe					+		,						
2	Chonetes semiradiatus		+	+										
3 (Chonetes sarcinulatus Schlotheim		+	+							8			
4 (Chonetes sp.				+									
5	Tropidoleptus rhenanus Frech				+									ı
6 (Camarotoechia daleidensis F. Roemer				+	+								l
7	Stropheodonta gigas M'Coy	+	+											
8	Stropheodonta explanata Sowerby	+	+										+	
9 ,	Stropheodonta piligera Sandberger	+	-								2		+	
0 .	Pleurodictyum problematicum Goldfuss								+				+	
1	Schnecken-Reste								4				+	
22	Crinoidea ind.						+						+	
23	Tentaculites sp.				-					×	2	+	+	

lagerung mit den "Singhofener Pterineenschiefern" ordnete Koch (1882) die Porphyroide seinen "Unteren Coblenzschichten" ein; Maurer (1882) verfuhr ähnlich, Kayser (1892) stellte die Porphyroide an die Basis der Unterkoblenzschichten. Bei der Einstufung Porphyroid-führender Schichten blieb er aber nicht immer konsequent. So spricht er den Gesteinszug sw. Wasenbach 1884 als Unter-Ems an, auf Blatt Schaumburg (1892) aber stuft er dieselben Gesteine als Hunsrückschiefer in das Ober-Siegen ein. Petrographische und stratigraphische Untersuchungen von Mügge (1893), Holzapfel (1893), Frank (1898), Bücking (1903) und Fuchs (1916) erwiesen die Porphyroide als Tuff-Horizonte in tieferen Singhofener Schichten. Nöring (1939) sieht Hunsrückschiefer z. T. noch als Faziesvertretung der Singhofener Schichten und das Auftreten von Porphyroiden in den Hunsrückschiefern als normal an. Solle (1950) dagegen stellt nach Berücksichtigung aller bekannter Vorkommen fest, "...daß mit geringen Ausnahmen die Singhofener Schichten... überall... durch Porphyroide belegt sind....Ohne jede Ausnahme haben sich größere Faunen aus Porphyroiden oder Begleitsteinen als Singhofener Faunen erwiesen."

Die Porphyroide bestehen aus schiefrigen, z. T. flasrigen Gesteinen, die nicht selten geplattet sind. Glimmer- und Feldspatgehalt sind sehr groß, die Farbe ist in frischem Zustand fettig, hellgelb bis hellbräunlich, hell- bis weißgrau. Bei Verwitterung stumpft die Farbe ab, die Feldspäte erscheinen als braune Flecken. Häufig sind eingelagert dunkle, schwarzblaue Tonschiefer-Fetzen; an vereinzelten Stellen Karbonat-führend, sind die Porphyroide nicht selten auch stark eingekieselt.

Mächtigkeiten der Porphyroide schwanken leicht zwischen 8 und 10 m. Ausnahmen: 800 m w. Heistenbach (30 m mächtig) und im oberen Rupbachtal (600 m wsw. von Biebrich, 400 m ssw. Punkt 191,5; 40—50 m mächtig).

Bei Biebrich streichen drei Porphyroid-Züge aus. Da die Kartierung nur nach Lesesteinen erfolgte, sind Mächtigkeitsangaben unmöglich. Die Porphyroide 1 und 2 (die Bezifferung erfolgt von NW nach SE) sind am S-Rand von Blatt Schaumburg 800 m weit zu verfolgen, verschwinden dann unter Überdeckung und werden vermutlich von einer Querstörung abgeschnitten. Porphyroid 3 wird schon auf Blatt Rettert von Lößlehm überlagert, kommt aber an dem oben erwähnten Punkt wsw. Biebrich auf Blatt Schaumburg wieder zum Vorschein. Die drei Tuff-Horizonte stellen hier keine Wiederholung eines Porphyroids dar, sondern müssen als primär übereinander liegend angenommen werden. Ebenso treten im Lahntal oberhalb Balduinstein (an Lahn-km. 90,0) drei Porphyroide auf, die im Profil als übereinander liegend erkennbar sind. Das tiefste ist vom Lahntal s. Langenscheid bis zum Daubachtal zu verfolgen, die beiden höheren Horizonte sind nach SW hin an einer kleinen Störung abgeschnitten, ihr NE-Verlauf ist unsicher. Das mittlere Porphyroid keilt vermutlich aus, das höchste streicht in's Lahntal aus und erscheint auf dem südlichen Lahnufer; es ist an einer Querstörung (Blattverschiebung?) versetzt, die ungefähr im Lahntal anzunehmen ist.

Mehrere übereinanderliegende Porphyroide sind auch aus anderen Gegenden bekannt (z. B. sind in der Karte der Lorelei-Gegend von Fuchs 1915 drei altersverschiedene Porphyroide eingetragen), so daß die zeitlich getrennten Tuff-Schüttungen in der westlichen Lahnmulde keine Besonderheiten darstellen.

Das Porphyroid bei km 9,929 an der Landstraße ö. von Laurenburg ist nicht typisch entwickelt. Die Tuff-Linse keilt aus und ist im Fortstreichen nicht mehr aufzufinden, hier überwiegt der Sandgehalt die Feldspäte bei weitem.

Auch in vertikaler Richtung sind Übergänge von normalen Sedimenten zu Porphyroiden zu beobachten. Oft beginnen die Porphyroide in ihren tiefen Teilen mit wenig Feldspat-führenden Schiefern. Durch Zunahme der Feldspäte und anderen Tuffmaterials entstehen die reinen Porphyroide. Die obere Grenze der Tuff-Horizonte zeigt oft ähnliche Erscheinungen, ist aber im allgemeinen schärfer als die untere Begrenzung.

Alle Singhofener Schichten des Kartiergebietes wurden mit den zugehörigen Porphyroiden belegt. Singhofener Schichten und Porphyroide stellen die ältesten, im bearbeiteten Gebiet anstehenden Gesteine dar.

"Hunsrückschiefer" E. Kayser 1892: Kayser kartierte auf Blatt Schaumburg verschiedene Züge von Hunsrückschiefer (tuw) aus, betonte aber den Unterschied zwischen den echten Hunsrückschiefern bei Kaub und denen der Unterlahn (1892, S. 5). Dieser Unterschied und das Fehlen von Faunen im "Hunsrückschiefer" auf Blatt Schaumburg lassen Kaysers Einstufung überholt erscheinen. Der Versuch, aus der Karte ein tektonisches Bild zu gewinnen, erhöht die Zweifel am Siegen-Alter der "Hunsrückschiefer".

HOLZAPFEL (1893, S. 43/44) lehnte aus tektonischen Überlegungen die "Hunsrückschiefer"-Kartierung vom Kayser und Koch ab und sah die "Hunsrückschiefer" als das oberste Unter-Ems an.

Schöppe (1911) konnte im Gebiet des Holzappeler Gang-Zuges von Kayser als "Hunsrückschiefer" kartierte Gesteine faunistisch ins Unter-Ems einstufen.

Auf der linken Lahnseite sö. von Laurenburg konnte ich in Kaysers "Hunsrückschiefern" ein Singhofener Porphyroid nachweisen. Der "Hunsrückschiefer" sw. der "Rupbachstörung" (sö. von Gutenacker, vgl. Blatt Schaumburg 1892) erwies sich als Wissenbacher Schiefer. Der "Hunsrückschiefer" im oberen Daubachtal ist der petrographischen Ausbildung nach und durch das Auffinden eines Porphyroids ebenfalls in die Singhofener Schichten einzustufen. Das Porphyroid streicht nahe der Landstraße, 1,4 km sö. von Hirschberg, aus. Vielleicht ist es die Fortsetzung des von Kayser 750 m nw. des Selskopfs kartierten Zuges (bereits außerhalb des neu kartierten Gebietes). Die "Hunsrückschiefer" sw. Wasenbach wurden durch zwei Porphyroid-Züge ebenfalls als Singhofener Schichten belegt. Somit konnten alle "Hunsrückschiefer"-Vorkommen im bearbeiteten Gebiet durch Porphyroide als Singhofener Schichten eingestuft werden.

β. Mittleres Unter-Ems Vallendarer Schichten

Follmann (1925) nannte das mittlere Unter-Ems Vallendarer Schichten, nach dem Maurer (1882) schon "Vallendarer Grauwacken" im Unter-Ems ausgeschieden hatte. Obwohl nach dem Ort Vallendar auch tertiäre Schotter benannt sind, halte ich an der Bezeichnung "Vallendarer Schichten" für das mittlere Unter-Ems fest. Außer der Priorität (Maurer 1882) veranlaßt mich dazu der Umstand, daß der Name "Vallendarer Schichten" am wenigsten vieldeutig ist für das mittlere Unter-Ems. Die Bezeichnung "Stadtfelder Schichten" kann für das mittlere Unter-Ems nicht mehr benutzt werden, da nach noch ungedruckten Forschungsergebnissen der Umfang der Stadtfelder Schichten größer ist als das mittlere Unter-Ems. Das einzige brauchbare Profil, in dem Liegendes und Hangendes der mittleren Abteilung des Unter-Ems aufgeschlossen sind, ist das Profil am Mittelrhein. Demzufolge ist der Name "Vallendarer Schichten" auch rein lokal gerechtfertigt.

Die Vallendarer Schichten des Kartiergebietes wurden nochmals untergliedert. Wegen der eng begrenzten Bedeutung dieser Gliederung wurden keine neuen Schichtnamen aufgestellt, die einen größeren Geltungsbereich vorgetäuscht hätten.

β 1. Untere Vallendarer Schichten

Petrographisch stechen die unteren Vallendarer Schichten von den unterlagernden Singhofener Schichten dadurch gut ab, daß sie vorwiegend aus grünbraunen, sehr festen, harten, z. T. flasrigen, meist krummflächig brechenden, glimmerreichen Grauwacken bestehen, die gegen die hellgrauen bis schmutzig-graublauen Singhofener Schichten einen guten Farbgegensatz erkennen lassen. In den unteren Teilen der Schichtenfolge treten noch geringmächtige Zwischenlagen von graublauen, festen, harten Schiefern auf, nach oben kommen solche von blauschwarzen, weicheren Schiefern vor.

β 2. Obere Vallendarer Schichten

Petrographisch zeichnen sich die oberen Vallendarer Schichten durch fast völliges Fehlen von quarzitischen und Grauwacken-Komponenten aus. Festere Bänke sind recht selten. In der Hauptsache besteht die gesamte Schichtenfolge aus meist dunkelblauschwarzen, mehr oder weniger reinen Tonschiefern. Bräunlich verwitternd und klein zerfallend ohne Bildung großer Schieferplatten sind sie mit den quarzitischen Schieferzwischenlagen der Singhofener Schichten, die z. T. Dachschiefer-Aussehen haben, nicht zu verwechseln. Ganz selten kommen in den oberen Vallendarer Schichten dünne, helle, in kleine Stücke brechende plattige Quarzite vor, die nie mächtiger als 10 cm werden und deren Platten durchschnittlich 1 cm dick sind.

Eine genaue Grenze zwischen unteren und oberen Vallendarer Schichten ist nicht zu ziehen. Das Kartenbild läßt die Tektonik, wenn auch in kompliziertem Bau, klar erkennen. Dieser Bauplan stimmt mit dem in stratigraphisch besser erfaßbaren Schichten überein. Man kann darin eine Bestätigung der Unter-Ems-Gliederung sehen. Über eine vielleicht vertretbare Einordnung der höchsten Vallendarer Schichten bei den Nellenköpfchen-Schichten vgl. S. 18.

Mächtigkeitsangaben sind wiederum sehr erschwert, da auch in den Vallendarer Schichten eine tektonische Mächtigkeits-Erhöhung nicht erkannt werden kann. Das Kartenbild belegt eine heutige Mächtigkeit von 700—1000 m für das gesamte mittlere Unter-Ems.

Der Fossilinhalt der Vallendarer Schichten rechtfertigt nur die Zurechnung der Gesteine zum Unter-Ems, doch kann man (vgl. S. 14) aus dem gleichzeitigen Auftreten von Hyst. (Acrosp.) ard. latestriatus α und β vielleicht auf die mittlere Abteilung des Unter-Ems schließen. In Liste 1 sind die Fossilien der wichtigsten Fundpunkte aus den gesamten Vallendarer Schichten zusammengefaßt (vgl. S. 14).

γ. Oberes Unter-Ems Nellenköpfchen-Schichten

Nach Vorarbeiten von Maurer (1882) stellte Frech (1889) die "Nellenköpfehen-Schichten" (genannt nach dem Nellenköpfehen bei Ehrenbreitstein) an das Dach des Unter-Ems. Petrographisch unterscheiden sich die Nellenköpfchen-Schichten von den oberen Vallendarer Schichten besonders durch das Zurücktreten von eben-spaltenden Tonschiefern. Die Nellenköpfchen-Schichten bestehen vorwiegend aus rauhen, festen Schiefern in den tieferen Teilen der Schichtfolge. Nach oben treten sehr viele hellgraue Grauwacken- und Quarzitbänke hinzu. Sie kommen zunächst den festen Schiefern mengenmäßig gleich, um dann aber in den höheren Teilen der Schichtfolge zu überwiegen. Die Quarzite haben einen ganz leicht grünlichen Farbstich, sind aber in der Farbe mit den grünbraunen Vallendarer Grauwacken nicht zu verwechseln. In den höheren Profilteilen schalten sich zwischen die Grauwacken und Quarzite dunkle bis schwarze Schiefer ein, ruschelig aussehend und muschelig brechend. Nicht selten sind auch an der Lahn wie am Rhein Kieselgallen ein Anzeichen für höchstes Unter-Ems. In den obersten Teilen der Nellenköpfchen-Schichten macht sich die Nähe des Ems-Quarzits bemerkbar: Hellgraue, ziemlich reine, eben gebankte Quarzite herrschen vor.

Mächtigkeiten der Nellenköpfehen-Schichten schwanken heute im Ausstrich um 500 m.

Fossilien wurden in den Nellenköpfchen-Schichten selten gefunden. Das Auftreten von Hyst. (Acrosp.) ard. latestriatus β , in der westlichen Lahnmulde nur in höherem Unter-Ems gefunden, bestätigt die zeitliche Verbreitung dieser Fossil-Gruppe, wie sie Solle (1953) angibt. Die wenigen Fossilien sind in Fossilliste 1 zusammengestellt (vgl. S. 14).

b. Ober-Ems

Im Gegensatz zum Unter-Ems ist die Kartierung des Ober-Ems dadurch erleichtert, daß die Horizonte des Ober-Ems petrographisch besser zu trennen und biostratigraphisch gliederbar sind.

KAYSER trennte vom Ober-Ems nur den Ems-Quarzit als kartierbare Einheit ab; auf Grund der Fauna unterschied er ferner noch ein "oberstes Niveau der oberen Koblenzschichten", ohne diese Gliederung aber auf der Karte darzustellen.

In der vorliegenden Arbeit wird das Ober-Ems nach Solle (1937a) eingeteilt in

Kondel-Gruppe Laubach-Gruppe Lahnstein-Gruppe.

Zur Einführung und Erläuterung des Begriffs "Gruppe" vgl. Solle 1937a, S. 12.

α. Lahnstein-Gruppe(= Unteres Ober-Ems)

Solle (1936) betonte die biostratigraphische Zusammengehörigkeit von Ems-Quarzit und Hohenrheiner Schichten. 1937 (1937a) stellte er die "Lahnstein-Gruppe" auf und gliederte sie in Ems-Quarzit und Hohenrheiner Schichten.

a 1. Ems-Quarzit

Koch (1880) benannte den Quarzit an der Basis des Ober-Ems im Gegensatz zum Taunusquarzit "Koblenzquarzit". Er stellte ihn an das Dach des Unter-Ems. Kaysen (1892) nahm den Quarzit aus faunistischen Gründen als Basis des Ober-Ems an, später stellte er

den Quarzit als eigene Stufe zwischen Unter- und Ober-Ems. Ahlburg schloß sich dieser Einteilung an. Solle (1936) sieht den Quarzit als Basis des Ober-Ems an; die Liegendgrenze des Quarzits ist stratigraphisch scharf, die Hangendgrenze eine reine Faziesgrenze.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Ems-Quarzit liegt am Mittelrhein, an der unteren Lahn und der Mosel. Heute erscheint er hauptsächlich im Niederlahnsteiner Sattel, dem Emser Quellensattel und der Bopparder Mulde. Von W her reicht der Quarzit noch in die Lahnmulde hinein, dünnt nach NE zu aus und verschwindet gebietsweise vollständig.

Im bearbeiteten Gebiet besteht der Ems-Quarzit aus z. T. dichten, meist aber mittelbis feinkörnigen quarzitischen Sandsteinen von gelblichweißer bis grauweißer Farbe. Die unterlagernden Nellenköpfchen-Schichten sind in ihren obersten Teilen an manchen Stellen quarzitischer als der Ems-Quarzit. Schieferzwischenlagen fehlen im Ems-Quarzit ganz. In seinen höchsten Lagen treten grünliche Farb-Verunreinigungen auf, die die Nachbarschaft der Hohenrheiner Schichten erkennen lassen. Der Unterschied des Ems-Quarzits in der westlichen Lahnmulde zu dem der Koblenzer und Montabaurer Gegend ist gut zu erkennen, die an anderen Stellen so oft beobachtbare Ausbildung als Glaswacken fehlt in der westlichen Lahnmulde fast ganz. Der stratigraphischen Stellung wegen aber wurde das Gestein trotzdem als Quarzit bezeichnet, obwohl außer den Nellenköpfchen-Schichten auch die Hohenrheiner Schichten teilweise stärker eingekieselt sind als der Ems-Quarzit.

Der Ems-Quarzit nw. Langenscheid ist auf beiden Seiten von Querstörungen begrenzt, an die sich auf der NE-Seite ältere, auf der SW-Seiten jüngere Gesteine anlegen. Die überkippte Mulde ist 200 m sw. des Langenscheider Friedhofs in einem aufgelassenen Steinbruch gut zu erkennen. Der Bruch am S-Hang des Steinrück schließt nur den überkippten S-Flügel der Mulde auf.

Im Daubachtal ist der Quarzit durch Erosion verschwunden. An dieser Stelle ist mit einer noch vorhandenen Quarzitmächtigkeit von 15—20 m zu rechnen.

Ahlburg vertrat die Ansicht, daß der Ems-Quarzit im nördlichen Teil der südwestlichen Lahnmulde primär fehlt. Auf der Linie Gutenacker-Fachingen fehlt der Quarzit auf der Grenze Unter-/Ober-Ems. Kayser erklärt das Fehlen mit streichenden Störungen, und auch Kegel (1922, S. 13) nimmt besondere tektonische Verhältnisse als Ursache des Fehlens an. Die Neubearbeitung des Gebietes ergab ein Auskeilen des Ems-Quarzites von NW her in Richtung auf die Lahnmulde. An verschiedenen Punkten wurden konkordante Folgen Nellenköpfchen-/Hohenrheiner Schichten beobachtet, zwischen denen der Quarzit primär fehlt (vgl. die geol. Karte der Tafel 6). Diese Übergänge sind aufgeschlossen im Hang nö. des Geilnauer Brunnens, 180 m sö. Punkt 206,0, beiderseits der Lahn an der Balduinsteiner Schleuse, 300 m w. des Lahnkraftwerks sö. von Cramberg, am S-Ufer der Lahn kurz oberhalb Lahn-km 98,0 und beiderseits der Lahn unterhalb der Scheider Schleuse (vgl. Abb. 3). Auch die tiefsten Teile des Kehrberg-Profils sind aus faziellen Gründen in die Nellenköpfchen-Schichten einzustufen, so daß an dieser Stelle der Ems-Quarzit ebenfalls nicht zur Ablagerung kam (vgl. Taf. 6, geol. Karte und Profil 2).

Alle oben genannten Beobachtungspunkte mit fehlendem Ems-Quarzit liegen ungefähr auf einer Linie, die von dem Quarzit-Vorkommen nw. Langenscheid 1,5 km quer zum Streichen entfernt ist. Wechselnde Strömung und Aufbereitung lassen ein Auskeilen des Ems-Quarzits auf diese Entfernung sehr wohl zu (Näheres in Kap. III).

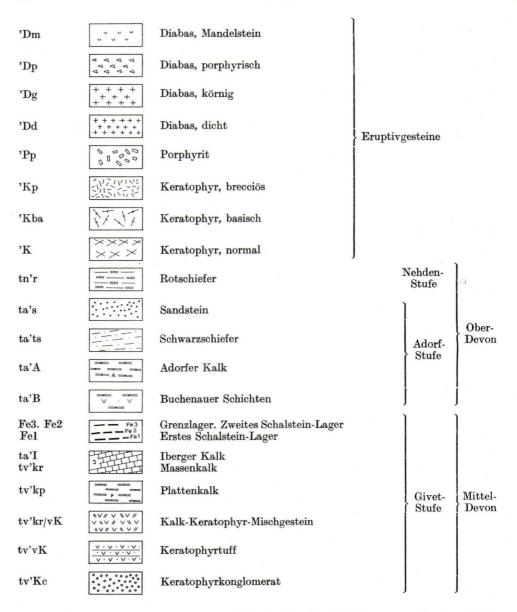


Abb. 2. Erläuterung der Signaturen und Symbole in den Abbildungen 3, 5—11, 14—26 und im Mittel- und Ober-Devon des Faziesschemas der Taf. 4.

tv'vD	~~~~	Schalstein		Givet-	A ×
tv'Dt	~~~~~	Diabasfeintuff		Stufe	, ×
te'T		Tentaculitenschiefer			Mittel- Devon
te'Wk	7 P	Wissenbacher Schiefer mit Kalknieren		Eifel- Stufe	
te'W		Wissenbacher Schiefer			
tz2/te'vK	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Keratophyrtuff			
tz2K2'W		Wissenbacher Fazies			
$tz2K2^{\circ}K\ddot{o}$		Königsberger Horizont			
tz2K'L		Leuner Schiefer			
tz2K1'B		Burgschwalbacher Sandstein	Ober- Ems		
$tz2K1{\rm 'G}$	And the second s	Gutenacker-Horizont			
tz2Lb'L	SECOND SECOND COME	Laubacher Schichten		Ems-	Unter-
tz2Ls'H		Hohenrheiner Schichten		Stufe	Devon
tz2Ls'q		Ems-Quarzit	7		
tz1N	· · · · · ·	Nellenköpfehen-Schichten			
tz1V2		Obere Vallendarer Schichten			
tz1V1		Untere Vallendarer Schichten	Unter- Ems		
tz1Si		Singhofener Schichten			
tz1Si'vK	~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~	Singhofener Porphyroid			

Iberger Kalk (Ober-Devon) und Massenkalk (Mittel-Devon) wurden der Einfachheit halber in einer Signatur (mit verschiedenen Symbolen) zusammengefaßt. Die beiden Schalstein-Lager (Fe 1 und Fe 2) stehen im stratigraphischen Schema zu hoch, da sie in einer Signatur mit dem Grenzlager vereinigt wurden.

Das von Kayser 1 km ö. von Scheid aufgenommene Vorkommen von Ems-Quarzit ist nur nach Lesesteinen und einem ganz kleinen Aufschluß zu erkennen. Der Quarzit ist ganz geringmächtig (ungefähr 1 m dick) und bildet nur eine kleine Linse auf der in ihrem weiteren Verlauf quarzitfreien Grenze Unter-/Ober-Ems.

Ein drittes, am N-Rand des Kartiergebietes liegendes Quarzit-Vorkommen bildet den Schollenberg, 2 km nw. von Heistenbach. Das Gestein fällt ganz flach NE ein, Anzeichen von Spezialfaltung oder streichenden Störungen sind nicht zu erkennen, so daß mit einer primären Mächtigkeit von mehreren hundert Metern gerechnet werden muß. Die petrographische Ausbildung zeigt eine etwas intensivere Einkieselung des Gesteins als es bei den anderen Ems-Quarzit-Vorkommen der Fall ist. Die Mächtig-

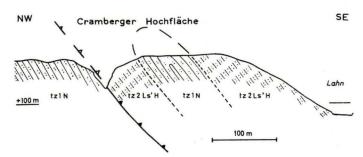


Abb. 3. Profil auf der linken Lahnseite 250 m unterhalb (sö.) der Scheider Schleuse, sw. von Cramberg.

Die Grenze Unter-/Ober-Ems ist frei von Ems-Quarzit, die Hohenrheiner Schichten überlagern die Nellenköpfchen-Schichten konkordant.

Die der vorliegenden Arbeit beigegebenen Profile wurden nicht überhöht, Maßstäbe sind immer gesondert angegeben. Profile, die Aufnahmen von Weganschnitten, Wasserrissen etc. darstellen (Ansichtsprofile) sind in ihrer Lage im Text beschrieben (Abb. 3, 5 und 9). Für alle anderen Profile sind die Schnittlinien in den Karten angegeben, in der Beschriftung ist auf die entsprechende Karte und Profillinie verwiesen. Alle Profile außer den beiden Schnitten in Taf. 6 sind abgedeckt gezeichnet und enthalten demzufolge ein gewisses Maß an Deutung.

keit und die petrographische Beschaffenheit deuten darauf hin, daß der Ems-Quarzit des Schollenberg zu dem der Montabaurer Höhe und des Höchst enge Beziehungen hat. Nähere Untersuchungen dazu wurden nicht durchgeführt.

Ein Ausdünnen des Quarzits von einigen hundert Metern am Schollenberg auf 20 m bei Langenscheid macht ein vollständiges Auskeilen bis zur Lahnmulde hin erneut wahrscheinlich. Erst am S-Flügel der Lahnmulde bei Hof Ackerbach (Blatt Katzenelnbogen-Rettert) tritt der Ems-Quarzit wieder auf.

Fossilien kommen im Ems-Quarzit selten vor, aus dem Anstehenden konnten nur Crinoidenstiel-Glieder gewonnen werden. Am SW-Hang des Steinrück fanden sich in Rollstücken (Fossilliste 2, Fundpunkt 13).

Fossilliste 2, Fundpunkt 13

Hyst. (Acrosp.) arduenn. arduennensis Schnur Hyst. (Acrosp.) paradoxus Schlotheim Rhynchonella sp.

a 2. Hohenrheiner Schichten

MAURER (1882) führte den Namen Hohenrheiner Schichten ein und FOLLMANN (1925) übernahm ihn in sein Gliederungsschema.

Auch die Hohenrheiner Schichten sind an der Unterlahn gut mit gleichalten Gesteinen vom Mittelrhein vergleichbar. Die Liegendgrenze der Hohenrheiner Schichten zum Ems-Quarzit hin ist eine unscharfe Faziesgrenze. Bei meiner Kartierung wurden alle Gesteine, denen die grauweiße oder gelbweiße Farbe des Ems-Quarzits fehlt, zu den Hohenrheiner Schichten gerechnet.

Petrographisch setzen sich die Hohenrheiner Schichten in den untersten Teilen aus hellen, plattigen bis dünnbankigen quarzitischen Sandsteinen zusammen, örtlich mit Anhäufung von Crinoidenstiel-Gliedern. Abklingende Einflüsse des Ems-Quarzits sind in Farbe und Crinoiden-Häufigkeit zu erkennen. In ihrer Hauptmasse stellen die Hohenrheiner Schichten blaugrünliche, selten blaugraue oder hellere, dichte, bankige, gut eingekieselte Quarzite dar. Die Bankdicke wechselt zwischen 15 und 40 cm, die Plattigkeit tritt stark zurück. Schiefer fehlen nicht ganz, sind aber gegenüber den Quarziten von untergeordneter Bedeutung. Vereinzelte Schieferzwischenlagen sind eben, dickschiefrig, rauh und ähneln den Quarziten in Farbe und Härte. Vorherrschend und immer typisch für die Hohenrheiner Schichten mit Ausnahme ihrer tiefsten Teile sind die blaugrünliche Farbe und ein hoher Glimmergehalt, der auch in den Schiefern vorhanden ist.

Mächtigkeitsangaben sind aus denselben Gründen, die bei den einzelnen Unter-Ems-Horizonten angegeben wurden, sehr erschwert. Die Schichtdicke schwankt zwischen 200 und maximal 350 m.

Die Fossilführung der Hohenrheiner Schichten ist gut, nahezu alle Vorkommen konnten mit Fossilien belegt werden. Fossilliste 3 stellt die wichtigsten Formen und Fundpunkte der Hohenrheiner und Laubacher Schichten zusammen.

Ortsangaben zu den Fundpunkten der Fossilliste 3

Fundpunkt 14: Weg an der Hangkante 640 m nö. von Cramberg, 50 m nnw. des Steinbruchs an demselben Weg. r = 3425370; h = 5579000.

Fundpunkt 15: Kleine Steinkaute an der Straße Balduinstein-Langenscheid an km 0,650. $r=3426140;\;h=5579200.$

Fundpunkt 16: S-Ecke der Cramberger Halbinsel, linke Lahnseite 360 m unterhalb der Scheider Schleuse. r = 3424150; h = 5578280.

Fundpunkt 17: Steinbruch am Waldweg, der bei km 0,630 von der Straße Balduinstein-Geilnau nach NE abzweigt. r=3426150; h=5579100.

Fundpunkt 18: Straße Wasenbachtal-Steinsberg, 40 m unterhalb der ersten Rechtskehre. $r=3424880;\;h=5576180.$

Fundpunkt 19: Steinbruch 650 m nö. der Kirche Cramberg, linke Lahnhangkante, 120 m w. der Straße Balduinstein-Cramberg. r = 3425380; h = 5578970.

Fundpunkt 20: SW-Ausgang von Wasenbach, 70 m ö. der Kirche. r = 3426230; h = 5576340.

Fundpunkt 21: 220 m nw. von Hausen, 250 m s. Punkt 201, 0.10 r = 3426740; 0.10 h = 5579760.

Zu den Hohenrheiner Schichten gehören die Fossilien, die H. RICHTER (1930, S. 4, Sp. 2) nach Bestimmungen von Dahmer von der Balduinsteiner Lahnbrücke nennt; ebenso die Faunen, die Dahmer (1929, S. 204/207) von den Punkten G und D angibt.

	Fossilliste 3: Ober-Ems		Hohen	rheiner chten						
	Fundpunkte:	14	15	16	17	18	19	20	21	
1	Hyst. (Acrosp.) paradoxus Schlotheim	+	+	+	+	+	+	+	+	1
2	Hyst. (Acrosp.) arduenn. arduennensis Schnur	+	+	+	+	+	+	+	+	2
3	Hyst. (Acrosp.) extensus Solle		+							3
4	Hyst. (Parasp.) auriculatus Sandberger				+					4
5	Hyst. (Parasp.) carinatus Schnur				+		+			5
6	Hyst. (Parasp.) cf. cultrijugatus F. Roemer					+				6
7	Spirifer (Reticularia) curvata Schlotheim		+		+	+	9	+		7
8	Spirifer (Reticularia) gigas Dahmer				+					8
9	Spirifer der <i>subcuspidatus</i> -Gruppe						+			9
10	Chonetes sarcinulatus Schlotheim		>			+				10
11	Chonetes plebejus Schnur					+	+	+		11
12	Chonetes sp.	-1				+	+	+		12
13	Athyris sp.					+	+			13
14	Camarotoechia sp.				+				-	14
15	Schizophoria vulvaria Schlotheim				+	11 .				15
16	Schizophoria provulvaria Maurer					+	+			16
17	Platyceras sp.				3	+	+			17
18	Fenestella sp.		+			+				18
19	Crinoidea ind.			+						19

Im Bereich der Altendiezer Mulde fehlen die Hohenrheiner Schichten vollständig, das Ober-Ems baut sich hier nur aus Ems-Quarzit und Laubacher Schichten auf. Die Überlagerung des Quarzits durch Laubacher Schichten ist nirgends zu beobachten, aus folgenden Gründen aber wahrscheinlich: die angegebene Quarzit-Mächtigkeit von mehreren hundert Metern am Schollenberg ist nicht vollständig, zur Berechnung der Mächtigkeit wurde nicht die gesamte Ausstrichbreite benutzt. Da eine solche, 400 m übersteigende Schichtmächtigkeit die der gesamten normal entwickelten Lahnstein-Gruppe des bearbeiteten Gebietes übersteigt, ist die direkte Überlagerung Quarzit/Laubacher Schichten wahrscheinlich. Für eine Schichtlücke fehlen Anzeichen; allenfalls wäre noch an eine Vorwegnahme der Laubacher Fazies in der oberen Lahnstein-Gruppe zu denken. Die Frage kann nicht klar entschieden werden, das außergewöhnlich schnelle Ansteigen der Quarzit-Mächtigkeit aber macht wahrscheinlich, daß die Quarzit-Bildung bis zum Ende der Lahnstein-Gruppe andauerte (vgl. Abb. 28).

Einige Bemerkungen zur Gliederung des Ober-Ems mit Spirifer ignoratus und Spirifer cultrijugatus:

Die Ober-Ems-Gliederung mit der Zusammenfassung in Gruppen von Solle ist unabhängig vom Auftreten eines einzelnen Zonenfossils; Solle (1937a) lehnt Spirifer cultrijugatus als Zonenfossil ab.

Fuchs (1916) betont, daß in der "Zone der plattigen Quarzite und quarzitischen Grauwackensandsteine", ungefähr mit den Hohenrheiner Schichten identisch, Spirifer cultrijugatus vollständig fehle, aber durch Spirifer ignoratus ersetzt werde.

Dahmer (1929) kommt in der Lahnmulde und am Mittelrhein dazu, "...für die tieferen mittelrheinischen Oberkoblenzschichten die Bezeichnung Ignoratuszone..." vorzuschlagen (S. 208).

Die Einführung einer solchen Zone muß aus ähnlichen Gründen, wie sie Solle gegen Sp. cultrijugatus angibt, als nicht zweckmäßig angesehen werden. Eine "Ignoratus-Zone" ist zu weit gefaßt. Sp. ignoratus kommt schon im Ems-Quarzit vor und reicht noch bis in die Laubacher Schichten hinauf. Dahmer (1929) nennt sein Vorkommen von allen bei ihm angeführten Punkten (S. 204 u. 206). Von diesen Punkten Dahmers wurden bei der Kartierung die Punkte B (Steinbruch am rechten Lahnufer, 120 m oberhalb der Balduinsteiner Brücke), Cr (Steinbruch auf der linken Lahnseite, nw. der Wegkreuzung Balduinstein-Cramberg-Schaumburg, etwa 120 m w. der Straße) und N (Verladestelle der Kalkgrube Nachod, rechte Lahnseite, gegenüber dem Fachinger Grundstollen) als Laubacher Schichten angesprochen. Die Punkte G (Steinbruch am rechten Lahnufer, 600 m unterhalb Balduinstein) und D (Steingrube auf der rechten Lahnseite, auf der Höhe 222,6) wurden zu den Hohenrheiner Schichten gestellt. Die Einstufung scheint mir bio- und petrofaziell gesichert.

Spirifer ignoratus verhält sich ähnlich wie Spirifer cultrijugatus; sein Vorkommen oder Fehlen kann immer nur Anhaltspunkte geben, nie Beweiskraft erhalten.

β. Laubach-Gruppe
 (= Mittleres Ober-Ems)
 Laubacher Schichten

FOLLMANN (1925) bezeichnete die Gesteine des mittlere Ober-Ems zum ersten Mal als "Laubacher Schichten" nach dem Laubachtal bei Koblenz.

Petrographisches Hauptmerkmal der Laubacher Schichten ist der starke Sandgehalt, der überhaupt die gesamte Laubach-Gruppe kennzeichnet. In den unteren Teilen der Schichtenfolge herrscht im Gegensatz zu den dichten ebenbankigen Hohenrheiner Quarziten graublaue, flasrigquarzitische Ausbildung, wie auch ab und zu in den höheren Profilteilen. In solchen, z. T. auch karbonatischen, durch Fe-Verwitterung schokoladebraun gefärbten Bänken vereinzelt Fossilanreicherung. Hauptkomponente der Laubacher Schichten sind gelbbraune, grobkörnige, dickbankige echte Sandsteine, die manchmal quarzitisch und sehr fest sein können. Eine Schieferung fehlt dann vollständig. In diesen, z. T. auch mürben und leicht brechenden Sandsteinen finden sich Fossilien ebenfalls bankbildend. Durch feinverteiltes Fe erhalten die Sandsteine an verschiedenen Stellen braunrotes Aussehen. Ebene Schiefer fehlen in den Laubacher Schichten ganz; nach oben hin kommen graue, rauhe, flasrige, sandige Schiefer mit einiger Glimmerführung vor. Am Dach der Laubach-Gruppe treten meist grobkörnige, plattige Sandsteine auf mit eingelagerten z. T. stark eingekieselten graubraunen Quarziten.

Die Mächtigkeiten der Laubacher Schichten schwanken im Ausstrich zwischen 300 und 400 m.

Fossilien sind in den Laubacher Schichten sehr verbreitet. Sie sind in Fossilliste 3 enthalten.

Zu den Laubacher Schichten gehören die Faunen, die Dahmer (1929, S. 204/207) von den Punkten B, Cr und N nennt. Dabei entspricht Dahmers Punkt Cr dem Fundpunkt 19 der Liste 3. Die Fossilien, die Koch (1880) aus dem Kartiergebiet angibt, verteilen sich auf verschiedene Glieder des Ober-Ems (siehe Karte). Die Angaben von Kayser (1884, S. 25) beziehen sich ungefähr auf die Punkte 17 und 19 der Liste 3.

Typische Laubacher Schichten stehen an im Steinbruch 650 m nö. Cramberg, im Bahneinschnitt sw. von Fachingen und im Steinbruch auf der Höhe 250 m sö. Fachingen. Die Einstufung der fossilleeren Laubacher Schichten w. Altendiez und Heistenbach ist fraglich. Der strittige Gesteinskomplex ist über mehr als zwei km im Streichen zu verfolgen. KAY-SER kartierte dort Ober-Ems, Ahlburg-Kegel stellen Unter-Ems dar, vermutlich auf Grund des Porphyroids w. Heistenbach. Meine Gründe für die Einstufung als Laubacher Schichten: die fazielle Ausbildung der Gesteine stimmt mit faunistisch belegten Laubacher Schichten von anderen Orten genau überein. In der Farbe ähnliche Gesteine kommen zwar im Unter-Ems vor, weichen aber in ihrer Zusammensetzung von den hier anstehenden Gesteinen ab. Die Gesteine des Unter-Ems von anderen Orten - z. B. in den beiden Porphyroidsteinbrüchen w. Heistenbach und sö. Langenscheid — stellen hellgelbbraune, dünne, glimmrige, sandige Schiefer und dünnplattige milde Sandsteine dar, während die hier als Laubacher Schichten aufgefaßten Gesteinsfolgen sich aus dunkelgelbbraunen, z. T. flasrigen, grobkörnigen und rauhen Sandsteinen zusammensetzen. Gesteine dieser Ausbildung kommen in so großer Verbreitung im Kartiergebiet nur in der Laubach-Gruppe vor. Das Porphyroid w. Heistenbach kann als Beweis für ein höheres Alter nicht gelten, da es nicht zu dem Gesteinszug gehört, sondern durch eine Abschiebung von den Laubacher Schichten getrennt ist (vgl. die geol. Karte).

y. Kondel-Gruppe

(= Oberes Ober-Ems)

y 1. Stratigraphische Beschreibung

Frech nannte 1888 ein Schichtglied unter dem Wissenbacher Schiefer vorläufig "oberste Koblenzschichten". Für diesen im Laufe der Jahre verschobenen und erweiterten Begriff schlug Solle (1937a) den Namen "Kondel-Gruppe" vor (nähere Einzelheiten bei Solle 1937a, S. 24).

Für das hier neu bearbeitete Gebiet gliederte SOLLE (1942a, S. 160) die Kondel-Gruppe in

Königsberger Horizont Burgschwalbacher Sandstein Gutenacker-Horizont.

Diese Dreiteilung ließ sich bei der Kartierung der Kondel-Gruppe gut verwenden, Wegen der in der oberen Kondel-Gruppe beginnenden Faziesdifferenzierung wird auf verschiedene Zusammenhänge und Punkte besonders einzugehen sein. Zuerst wird daher die Normal-Fazies der Kondel-Gruppe beschrieben.

Gutenacker-Horizont (untere Kondel-Gruppe): milde, weiche, blaugraue, z. T. auch gelbe, gelbbräunliche und sandige Schiefer. Die Quarzit-Ausbildung der höchsten Laubacher Schichten ist schon in den tiefsten Teilen der unteren Kondel-Gruppe vollständig verschwunden. Die Schiefer sind stellenweise fahlgelb-grünlich gefleckt. In den mittleren und höheren Lagen des Gutenacker-Horizontes treten an verschiedenen Stellen rauhe, sandige, gelbliche Schiefer mit Sphärosideriten auf. Die Schiefer brechen kleinstückig, nur in den an verschiedenen Stellen ausgebildeten Dachschiefer-Lagern (meist auf den mittleren Gutenacker-Horizont beschränkt) lassen sich über Tage größere Schieferplatten gewinnen. Vereinzelt treten im Gutenacker-Horizont flasrig-kieselige Lagen von stahlblaugrauer Farbe auf. Sie sind an kein bestimmtes Niveau gebunden, kommen aber im oberen Teil der Schichtenfolge häufiger vor. Die immer zu beobachtende typische Fossil-Zerdrückung, im westlichen Lahngebiet diagnostisches Merkmal der Gutenacker-Schiefer, deutet die Entstehung der Gesteine als voluminöses kalkiges Sediment, das diagenetisch stark verformbar war. Die Obergrenze des Gutenacker-Horizontes ist scharf markiert durch den überlagernden Burgschwalbacher Sandstein. Mächtigkeiten der unteren Kondel-Gruppe 150-200 m.

Burgschwalbacher Sandstein: bis 2 m mächtiger, gebankter quarzitischer Sandstein von hellbrauner bis gelbbräunlicher, manchmal sogar gelbweißlicher Farbe. Mitunter den hellen Hohenrheiner Quarziten ähnlich, doch geringe Mächtigkeit und scharfe Begrenzung schützen vor Verwechslung. Nach NE tritt im Burgschwalbacher Sandstein eine Faziesänderung ein; das Gestein wird dunkelgrau bis blaugrau, z. T. flasrig und sehr stark eingekieselt. Guter Leithorizont zur Trennung der unteren und oberen Kondel-Gruppe.

Königsberger Horizont (obere Kondel-Gruppe): dunkelblaue bis fast schwarze Schiefer, leicht, z. T. auch sehr stark geflasert. Schiefer mitunter glatt und eben spaltend, meist aber rauh und sandig. In den tieferen Teilen der Schichtenfolge an manchen Stellen Zunahme des Sandgehalts, Schiefer z. T. sogar quarzitisch, blau-

grau bis stahlblau. Die normalen Schiefer-Anteile der Schichtenfolge verwittern kleinstückig; die geflaserten Gesteine verwittern am Rande sandig, ein flasrig-quarzitischer Kern erhält sich im Innern der nach der Flaserung zerfallenden Gesteinspartien. Mächtigkeit des Königsberger Horizonts 60—100 m.

In vorstehender Beschreibung wird unter "Königsberger Horizont" die Fazies der oberen Kondel-Gruppe verstanden, die das Gestein der Ausbildung nach zum Unter-Devon (rheinische Fazies) verweist. In der oberen Kondel-Gruppe setzen Fazies-Differenzierungen ein, die petrographisch zum Mittel-Devon (herzynische Fazies) überleiten. Diese verschiedenen Fazies der oberen Kondel-Gruppe werden in den einzelnen Profilen gesondert beschrieben (Lage der Gruben in Abb.4).

γ 2. Regionale Beschreibung

y 2a. Kondel-Gruppe am Ausgang des Rupbachtals

Solles Beschreibung (1942a, S. 161ff.) ist nichts Wesentliches hinzuzufügen. Das Liegende hat sich nach der Spezialuntersuchung etwas verändert. Unter geringmäch-

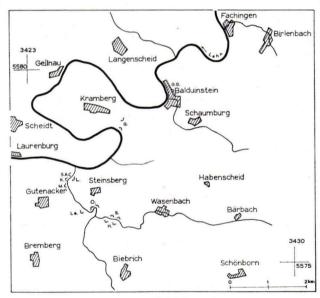


Abb. 4. Die Lage der im Text erwähnten Schiefergruben in der westlichen Lahnmulde.

tigen Laubacher Schichten im Liegenden des Gutenacker-Horizontes folgen obere Vallendarer Schichten, so daß an der Störung tiefe Laubacher, Hohenrheiner und Nellenköpfchen-Schichten ausfallen. Im Gutenacker-Horizont liegt die Dachschiefer-Grube "Schöne Aussicht" am Ausgang des Rupbachtales.

Solle hat die Fauna, die die Grube "Schöne Aussicht" und ein Fundpunkt an der Straße nach Gutenacker im Laufe der Jahre lieferten, kritisch zusammengestellt (1942a, Liste 173, S. 162/163). Das Unter-Kondel-Alter ist erwiesen, auch im Fortstreichen nach NE kommen vereinzelt Fossilien vor, die dieses Alter sichern. 50 m n. des "b" von Königsberg (Meßtischblatt Schaumburg), am Wege nach Gutenacker, steht in einer kleinen Steinkaute der Burgschwalbacher Sandstein an; darüber folgt wegab der Königsberger Horizont (Normalfazies).

Nach weiteren 50 m beginnt die Fazies der Wissenbacher Schiefer, bald darauf als Dachschiefer entwickelt. Auf diesem Dachschieferlager baute früher die Grube "Königsberg". Nach den Funden von dieser Grube stellte Solle den Horizont der Grube "Königsberg" in die obere Kondel-Gruppe (Liste 174, S. 164). Die Fazies der Wissenbacher Schiefer beginnt hier also schon in der obersten Kondel-Gruppe (Näheres bei Solle 1942a). Solle legte die Grenze Unter-/Mittel-Devon dicht über die Grube "Königsberg". Dieser Grenzziehung schließe ich mich an. Kartierbar ist diese Grenze nicht genau, denn petrographische Unterschiede bestehen nicht. Fossilien fehlen in Über-Tage-Aufschlüssen in der nötigen Anzahl. Die Gruben fallen als Fossil-Lieferanten aus, nennenswerte Faunen konnten daher nicht gesammelt werden.

y 2b. Kondel-Gruppe zwischen Rupbachtal und Balduinstein

Die einzelnen Horizonte des eben besprochenen Profils im unteren Rupbachtal werden in ihrem Fortstreichen nach NE durch einige Störungen zwar etwas in ihren Mächtigkeiten verändert, bleiben aber bis zum Cramberger Schlingenhals erhalten. Von hier ab bis Balduinstein sind Gutenacker-Horizont und Burgschwalbacher Sandstein sicher überschoben. In Balduinstein grenzt das mittlere Ober-Ems an Wissenbacher Schiefer. Solle nimmt an (1942a, S. 167), der Königsberger Horizont streiche bis Balduinstein fort und der Bergbau der Grube "Gnade Gottes" in Balduinstein sei in unterdevonischen Wissenbacher Schiefern umgegangen. Aus folgenden Gründen kann ich dem nicht beipflichten: Sellenarcestes Wenckenbachi soll (Solle, S. 167) nach KAYSER und Koch in der Grube "Gabelstein", am Cramberger Tunnel und an der Balduinsteiner Schleuse (gemeint ist die alte Schleuse unmittelbar bei Balduinstein) vorkommen. Kayser (1884, S. 26) nennt ihn nur von der Grube "Gabelstein", Jovellania triangularis von der Grube "Gabelstein" und dem Cramberger Tunnel. Von der Balduinsteiner Schleuse erwähnt Kayser nur "große Orthoceren" (S. 25). Die Schichten der Grube "Gabelstein" sind sicher in das Ober-Kondel zu stellen. Die Zugehörigkeit der Schiefer von "Gnade Gottes" zum Unter-Devon ist unwahrscheinlich. Dafür ist die Mächtigkeit der Wissenbacher Schiefer in Balduinstein zu gering. Zwischen Schalstein und höchstem Wissenbacher Schiefer fehlt nichts, wie ein später zu besprechender Diabasfeintuff erweist. Infolgedessen müßten die Wissenbacher Schiefer in Balduinstein das gesamte untere Mitteldevon und die obere Kondel-Gruppe vertreten. Die Ausstrichbreite der mit 40-60° nach SE einfallenden Schichten wird aber von 350 m (sö. von Cramberg) auf knapp 200 m in Balduinstein reduziert. Da die Ober-Ems beweisenden Fossilien nicht aus dem hier zu besprechenden Gesteinskomplex stammen, von der Balduinsteiner Schleuse aber keine beweiskräftigen Fossilien genannt werden, sehe ich es den Mächtigkeitsverhältnissen entsprechend als wahrscheinlich an, daß nö. des Cramberger Schlingenhalses die gesamte Kondel-Gruppe unterdrückt wurde. Die Wissenbacher Schiefer des unteren Mitteldevons sind auf mittleres Ober-Ems aufgeschoben (vgl. Abb. 15 C und 19).

γ 2c. Kondel-Gruppe am Ausgang des Wasenbachtals

Am Ausgang des Wasenbachtals und an der Straße nach Steinsberg beschreibt Solle (S. 165) ein Kondel-Profil als "... wegen streichender Störungen unvollständig...". Die Spezialkartierung ergab an dieser Stelle einen komplizierten Schuppenbau. Hier nur einige stratigraphisch wichtige Bemerkungen, genaue Beschreibung erfolgt in Kap. II.

40 m unterhalb der untersten Kehre der Straße Wasenbachtal-Steinsberg stehen Laubacher Schichten an. Sie lieferten im Laufe der Jahre eine kleine Fauna. In der folgenden Fossilliste 4 sind Aufsammlungen von Dahmer (1925, S. 44, -D-) und Solle (1942a, S. 165, -S-) mit eigenen (-P-) zusammengefaßt.

Fossilliste 4, Fundpunkt 22

```
D
            Homalonotus gigas A. ROEMER
   P
            Homalonotus (Stachel)
   P
            Homalonotus sp. (det. DAHMER)
D
            Acaste henni Rud. Richter?
       S
            Platyceras ex. aff. uncinatus A. Roemer?
   P
            Platyceras sp.
D
            Platyceras ex aff. kahlebergense Beush.
            Schelwinella hypponyx Schnur
       S
    P
            Chonetes sarcinulatus SCHLOTH.
D
   P
       S
            Chonetes plebejus SCHNUR
   P
            Chonetes semiradiatus Sow. (det. Dahmer)
            Camarotoechia hexatoma Schnur
D
            Hyst. (Acrosp.) arduennensis Schnur
    P
            Hyst. (Acrosp.) arduenn. cf. arduennensis Schnur
   P
            Hyst. (Acrosp.) cf. paradoxus Schloth.
            Hyst. (Parasp.) carinatus Schnur
            Hyst. (Parasp.) cf. cultrijugatus F. ROEMER
    P
       S
            Hyst. (Parasp.) cf. ignoratus Maurer
       S
            Spirifer der subcuspidatus-Gruppe
   P
D
            Spirifer (Reticularia) curvata Schloth.
       S
            Cyrtina heroclita DEFR.
    \mathbf{P}
       S
            Athyris undata Defr.
    P
            Athyris sp.
       S
            ? Anoplotheca venusta Schnur
       S
            Bryozoa ind.
       S
            Crinoidea div. sp.
```

Straßenabwärts stehen im Hang über der Straße Schiefer des Gutenacker-Horizontes an, darüber lagert der Burgschwalbacher Sandstein. Über einer Aufschiebung folgen Singhofener Schichten, die die obere Kondel-Gruppe überfahren haben, mit der kleinen Fauna der Liste 5.

Fossilliste 5, Fundpunkt 23

Hyst. (Arosp.) arduenn. latestriatus α Drevermann Chonetes sarcinulatus Schloth. Chonetes semiradiatus Sow.

Straßenaufwärts folgen in einem kleinen aufgelassenen Steinbruch an der zweiten Straßenkehre wieder Schichten der unteren Kondel-Gruppe und Burgschwalbacher Sandstein.

An km 0,1 der Straße vom Rupbachtal nach Wasenbach stehen Schiefer des Gutenacker-Horizontes an (petrographische Beschreibung von Solle 1942a). Solle nimmt die Einstufung nach einer Faunenliste von Dahmer, 1925, S. 44, vor. Der Fundpunkt ist ausgebeutet. Ebenfalls zu diesem Zug von Unter-Kondel-Gesteinen gehört der alte Fundpunkt von Maurer und Koch an der Häckelmann's Mühle, wie Solle (Liste 177, S. 167) beweist. Das oben beschriebene Profil an der Straße nach Steinsberg hat keine direkte Verbindung mit dem Profil am Ausgang des Wasenbachtals, eine Querstörung trennt beide Schichtfolgen.

Da unter dem Gutenacker-Horizont (überkippte Lagerung am S-Flügel der Schaumburger Mulde, vgl. Abb. 16 und 21) die "kalknierenführenden Tentaculitenschiefer" von Kayser (1884, S. 20, Zone 9) folgen, nimmt Solle eine Überschiebung des Königsberger Horizonts am S-Flügel der Schaumburger Mulde an. Die Tektonik ist nach meinen Aufnahmen noch wesentlich verwickelter; der Gutenacker-Horizont von km 0,1 der Straße nach Wasenbach gehört nicht zur Schaumburger Mulde, sondern ist schon S-Flügel des an die Schaumburger Mulde nach S anschließenden Thornsmühle-Sattels (vgl. Abb. 21). Hier fehlt also die gesamte Kondel-Gruppe im N-Flügel des Sattels. Im stratigraphisch und tektonisch Hangenden des Gutenacker-Horizontes von km 0,1 ist am Weg, der von km 0,1 (Dahmers Fundpunkt) parallel zum Rupbach nach S führt, bis zum Diabas ein vollständiges Kondel-Profil aufgeschlossen. Der Königsberger Horizont liegt ganz in der S. 27 beschriebenen Fazies vor. Das Kondel-Profil vom Ausgang des Wasenbachtals ist im Streichen nach SW über das Rupbachtal hinaus zu verfolgen (vgl. geol. Karte, Taf. 6).

y 2d. Kondel-Gruppe im unteren Wasenbachtal

KAYSER kartierte (1884, 1892) im unteren Wasenbachtal im Hangenden des Diabas einen durchgehenden Zug von Wissenbacher Schiefer (KAYSERS "südliche Teilmulde"). In den auf den Diabas folgenden Schiefern bauten früher die Gruben "Scheibelsberg" (rechter Wasenbachhang) und "Herres" (linke Talseite). MAURER (1876) sah die Gesteine als Wissenbacher Schiefer an, Koch (1880) stellte die Gesteine der Grube "Herres" zur "Koblenzgrauwacke" nach einem "...petrefaktenreichen Lager auf der rechten Talseite...". Auf Grund von Fossil-Funden stimmte KAYSER (1884, S. 22) MAURER zu, erwägt aber die Möglichkeit des Vorkommens von Ober-Ems in Wissenbacher Schiefer "...durch Faltung oder Verwerfung...".

Neue Untersuchungen ergaben das Vorkommen von mitteldevonischen Wissenbacher Schiefern in einer kleinen Einmuldung (Wasenbacher Mulde). Diese Mulde ist an einer Abschiebung nach SW abgeschnitten. Westlich dieser Abschiebung sind zwischen Wasenbach- und Rupbachtal Kondel-Gesteine über den Diabas geschoben. Nimmt man bei Koch eine Seiten-Verwechslung an — tatsächlich liegt die Grube

"Herres" auf der linken (westlichen), nicht auf der rechten (östlichen) Talseite —, so kann Koch gut Fossilien gefunden haben, die die Grube "Herres" in's Ober-Ems verweisen. Die von Koch angeführte Fossilbank ist nicht mehr aufzufinden, die in Frage kommenden Schiefer aber lassen eine Einstufung in die untere Kondel-Gruppe ihrer Fazies nach zu, auf keinen Fall stellen sie Wissenbacher Schiefer dar. Unbestimmbare Fossilreste sprechen in der Art ihrer Verdrückung ebenfalls für Gutenacker-Horizont. Über dem Gutenacker-Horizont folgt die obere Kondel-Gruppe in Wissenbacher Fazies, anschließend nach S das Unter-Ems des Wasenbacher Sattels. Von der Kondel-Gruppe fehlen demnach im Profil an der W-Seite des Wasenbachtals nur der Burgschwalbacher Sandstein und die tiefsten Teile der oberen Kondel-Gruppe, die dort unter der Überschiebung ausgefallen sind (vgl. Abb. 21).

y 2e. Kondel-Gruppe im mittleren Wasenbachtal

Bei km 1,015 der Straße Rupbachtal-Wasenbach streichen von NE her blaugrünliche, fahlgelbe, graue, z. T. gefleckte und leicht sandige Schiefer an der Landstraße aus. Eine Hangeinbuchtung schließt die Gesteine im tektonisch Liegenden eines Diabas auf. Kayser (1884, S. 23) nennt von hier einige Fossilien, ich konnte nur unbestimmbare Reste bergen.

Fossilliste 6, Fundpunkt 24

K Proetus sp.

K Phacops cf. fecundus BARR.

K Cryphaeus sp. (wohl Asteropyge)

P Orthoceras sp.

K Atrypa reticularis LINN.

P Tentaculites sp.

K Fenestella sp.

Aus faziellen Gründen sind diese Schiefer als Gutenacker-Horizont anzusprechen. KAYSER und SOLLE (1942a, S. 166) kommen aus faunistischen Gründen zu derselben Einstufung. Im Hangenden dieser Schichten über dem folgenden Diabas stehen fossilführende sandige Grauwacken an. Die Fauna ist meist unbestimmbar, erlaubt aber zusammen mit Fossilien von anderen Stellen eine Einstufung der Gesteine als Laubacher Schichten.

Fossilliste 7, Fundpunkt 25

Chonetes plebejus Schnur Chonetes sarcinulatus Schloth. Bryozoa ind. Fenestella sp.

Möglicherweise bezieht Koch seine Angaben über die "Koblenz-Grauwacke" (Koch 1880) auf dieses Vorkommen, übersieht aber dann die selbständige Stellung der hier anstehenden Laubacher Schichten gegenüber den Schiefern der Gruben "Herres" und "Scheibelsberg".

Im Hangenden der Laubacher Schichten treten alle Glieder der Kondel-Gruppe nochmals auf. Ihre Mächtigkeiten sind durch Überschiebungen stark verringert, das reduzierte Profil ist in der scharfen Straßenkehre, 210 m oberhalb km 1,0 gut aufgeschlossen (vergl. Taf. 3 Fig. 6).

γ 2f. Kondel-Gruppe auf der Cramberger Halbinsel

1 km wnw. von Cramberg im Walddistrikt 18 (Gemarkungsbezeichnung "Rothewiesengraben") schließt ein spitz zum Streichen verlaufender Wasserriß ein Kondel-Profil leidlich auf. Von streichenden und Querstörungen begrenzt, erscheinen hier Kondel-Schichten neben Hohenrheiner und Laubacher Schichten (vgl. Karte) in einem kleinen, späteren Graben-Einbruch inmitten unteremsischer Gesteine. Obwohl durch intensive Tektonik stark gestört, sind trotzdem alle drei Abteilungen der Kondel-Gruppe erhalten. Die petrographische Ausbildung gleicht der auf S. 27/28 beschriebenen Fazies in beiden Horizonten, auch der Burgschwalbacher Sandstein als Grenze ist vorhanden. Die Fossilien sind stark verdrückt, bestimmbar waren nur Hyst. (Acrosp.) carinatus Schnur, Hyst. (Acrosp.) der arduennensis-mosellanus-Gruppe.

δ) Abweichende Fazies der Kondel-Gruppe und Übergang zum Mitteldevon

 δ 1. Profil oberhalb des Talhofs

Ein gutes Profil durch die Grenzschichten Unter-/Mittel-Devon ist im Tälchen oberhalb des Talhofs aufgeschlossen, wo der von der Landstraße Diez-Katzenelnbogen bei Punkt 287,9 abzweigende Waldweg von NE her das Tälchen erreicht. Die Schichten liegen überkippt, im tektonisch Hangenden folgt auf einer Überschiebung mitteldevonischer Schalstein (N-Flügel des Habenscheider Sattels).

Unter diesem Schalstein liegen blaugraue, leicht kalkige, fahlgelb-grünlich gefleckte Schiefer. Die Glimmerführung kann mitunter sehr stark werden. Nicht selten kommen Andeutungen von Sphärosideriten vor. Zum Liegenden hin schalten sich dann echte Porphyroidlagen ein, dünn gebankt und plattig spaltend. Die Schiefer führen Feldspäte. Unter dieser von Porphyroidlagen durchsetzten Schieferfolge steht unvermittelt ein sehr harter, fester, glimmriger, stark quarzitischer, ungefähr 1,5 m mächtiger Sandstein von hellgraugelber Farbe an. Bisweilen führt der Sandstein Feldspäte.

Unter dem Sandstein setzen sich die Porphyroidlagen zunächst fort. Sie liegen hier aber zwischen festen, unebenen, leicht flasrigen Gesteinen, die dickschiefrig und von graubräunlicher Farbe sind. Die Abstände der einzelnen Porphyroidlinsen voneinander sind sehr unregelmäßig. Nach dem Liegenden hin verschwinden sie, und bis zum Ende des Aufschlusses stehen nur noch die beschriebenen Schiefer an. Außer einer nicht bestimmbaren Muschel wurden keine Fossilien gefunden.

Die petrographische Ausbildung des im tektonisch Hangenden liegenden überkippten Gutenacker-Horizontes ist so deutlich und das Aussehen und Auftreten des Sandsteins spricht so klar für eine Parallelisierung mit dem Burgschwalbacher Sandstein daß auch ohne faunistische Belege die Einstufung der Schichten in die Kondel-Gruppe als sicher angesehen werden kann. Die noch zu beschreibende Profilfortsetzung in das

Mitteldevon (vgl. S. 42 ff.) erweist das ebenfalls, wie auch die Ausbildung der Schichten im Liegenden des Sandsteins für eine Parallelisierung der Gesteine mit dem Königsberger Horizont spricht.

Die Porphyroid-Einlagen in diesen Schichten der Kondel-Gruppe deuten einen anderen Faziesbereich an. Solle (1942a, S. 184ff.) beschreibt ein Profil von Leun in der mittleren Lahnmulde. Dort wird die Kondel-Gruppe aus Stockhauser und Leuner Schiefer aufgebaut. Die Leuner Schiefer leiten dann zum Mitteldevon über. Sie sind nicht nur auf das untere Mitteldevon beschränkt (Burhenne 1899), sondern beginnen mitunter schon im Unterdevon (Solle 1942a, Dahmer 1925).

Ein Vergleich mit diesem Profil legt nahe, die Schichtenfolge oberhalb des Talhofs ebenfalls als "Leuner Schiefer" anzusehen. Stockhauser Schiefer treten hier nicht auf. Als weitere Parallele sei ein Profil von Niederselters erwähnt (Solle 1942a, S. 189), wo über dem Burgschwalbacher Sandstein eine Tuffbank erscheint, ferner eine Tuffbank bei Audenschmiede (Solle 1942a, S. 199), die biostratigraphisch als Kondel belegt ist.

Die echten Leuner Schiefer sind außer ihrer petrofaziellen Ausbildung besonders durch eine typische Fauna (Leuner Fauna, Burhenne 1899) ausgezeichnet, die diese Gesteine dem böhmischen Faziesbereich zuweist. Da in dem hier beschriebenen Profil keine Fossilien gefunden wurden, ist es unklar, ob hier nur eine Schiefer-Folge in Leuner Petro-Fazies vorliegt, oder ob diese Schiefer auch eine böhmische Fauna führen, also auch biofaziell Leuner Schiefer darstellen. In dieser Arbeit sollen daher unter "Leuner Schiefer" immer nur Schiefer in Leuner Petro-Fazies verstanden werden. Obwohl der Burgschwalbacher Sandstein als rheinisches Fazies-Element hier auftritt, deutet die räumliche Nähe der vollböhmischen Wissenbacher Schiefer des unteren Mitteldevon darauf hin, daß auch die "Leuner Schiefer" der Kondel-Gruppe schon ganz dem böhmischen Bildungsbereich zuzurechnen sind. Eine Entscheidung dieser Frage ist ohne Fauna nicht möglich.

Die Mächtigkeiten der beschriebenen Schichtenfolge betragen für den Gutenacker-Horizont 50 m, für den Burgschwalbacher Sandstein 1,5 m und den Königsberger Horizont bis zum Ende des Aufschluß 40 m.

In der streichenden Fortsetzung des Profils nach SW sind auf der anderen Talseite gleich alte Schichten aufgeschlossen. Aus vereinzelten Lesesteinen ist die Kondel-Gruppe unter der Überdeckung nachgewiesen. Die infolge der Überkippung (Süd-Rand der Schaumburger Mulde) unter den Kondel-Schichten folgenden mitteldevonischen Gesteine werden später beschrieben (vgl. S. 42).

δ 2. Profil an der Aarmündung bei Diez

115 m unterhalb der Aaarmündung bei Diez endet an einer Unterführung ein Wasserriß, der ein für die Altersstellung der Keratophyre und ihrer Tuffe wichtiges Profil aufschließt.

Über der Vermauerung beginnt das Profil mit harten, stahlblauen, glimmrigen Schiefern. Klein brechende, hellblaugraue, z. T. sandige gelbbraune Schiefer mit Andeutungen von Sphärosideriten kommen ebenfalls vor. Starke Schieferung verwischt die Schiehtung nahezu vollständig. Die Schiefer gleichen denen der Grube

"Schöne Aussicht" und der Straße nach Gutenacker. Durch die wenigen Fossilien ist die Einstufung in die untere Kondel-Gruppe (Gutenacker-Horizont) gesichert.

Fossilliste 8, Fundpunkt 26

Phacops sp.
Acaste (Acastoides) henni Rud. Richter Orthoceras sp.
Brachiopodenreste
Zaphrentis sp.
Zaphrentis sp. sp.
Pleurodyctium sp.
Pleurodyctium sp. sp. (aff. lonsdali?)
Schneckenreste

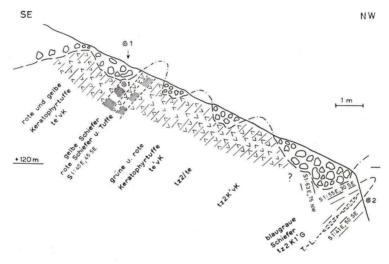


Abb. 5. Profil im Wasserriß 115 m unterhalb der Aarmündung bei Diez an der Lahn.
T.-L. = Tuff-Linsen © 1 = Fundpunkt MEYER 1914

tz2/te = Schichten an der Wende Eiflium/Emsium

© 1 = Fundpunkt MEYER 1914 © 2 = Fundpunkt PAULY 1957.

Aus dieser Liste spricht Acaste henni eindeutig für Kondel-Gruppe. Die hier gefundene "Zaphrentis sp." ist eine wohl bestimmbare Art und im ganzen Rheinischen Schiefergebirge nur in der Kondel-Gruppe zu finden (mdl. Mitt. von Prof. Solle). Meyer (1914, S. 504) hat weiter westlich in diesen Schiefern ebenfalls eine Fauna gesammelt. Auf seine Arbeit ist später im Einzelnen einzugehen. Neben den faunistischen und faziellen Anzeichen spricht auch die Lagerung dieser Gesteine für ein Unter-Kondel-Alter: etwas mehr im SW, 160 m ö. des Bahnwärterhäuschen, schließt ein Wasserriß abermals hohes Ober-Ems auf. Über Laubacher Schichten, die hinter dem Bahnwärterhäuschen mit Fossilien belegt sind, folgen Gutenacker-Schichten in fahlgelblich-grünlich gefleckter leicht sandiger Ausbildung. Fossilien kommen hier häufig vor, sind aber bis zur Unbestimmbarkeit zerdrückt. Die Art der Fossil-Zerdrückung ist typisch für die unteren Kondel-Schichten.

An der Aarmündung folgen dann Schiefer mit vereinzelten Linsen von Keratophyrtuffen. Es sind gelbliche und rötliche Tuffe von z. T. grobem, z. T. feinem Korn; Lapilli-Lagen treten häufig auf. Vereinzelt erscheinen in den Schiefern auch Kieselkonkretionen. Die Tuffe setzen sich dann in reinerer Ausbildung nach oben fort bis zu geringmächtigen gelben Schiefern, in denen Meyer (1914, S. 504) eine mitteldevonische Fauna fand.

Die Tuff-Fazies reicht also in diesem Profil von der mittleren Kondel-Gruppe bis in das untere Mitteldevon (vgl. Kap. Mitteldevon S. 44).

δ 3. Profil am Kehrberg bei Balduinstein

Als Ergänzung des Profils an der Aarmündung sind Aufschlüsse an der W-Seite des Kehrbergs im unteren Daubachtal wichtig (vgl. Profil 2, Tafel 6.) Am SE-Ende dieses Profils lagern in zwei Einmuldungen über faziell und faunistisch sicheren Laubacher Schichten zwei voneinander isolierte Keratophyr-Vorkommen. Als kleine Kuppen herausgewittert, haben sie heute länglich-ovale Formen (vgl. geol. Karte der Taf. 6).

Größtenteils läuft die obere Schichtfläche der Laubacher Schichten mit der Unterkante des Keratophyrs parallel und macht alle Verbiegungen mit. Kontakterscheinungen sind nicht zu beobachten. In ganz wenigen Fällen sind an der Unterkante des Keratophyrs kleintektonische Bewegungen zu erkennen. Die ungefähr 250 m weit aufgeschlossene Grenze stellt demnach eine echte Konkordanz dar. Diese Konkordanz ist nicht als eine durch tektonische Vorgänge hervorgerufene Pseudo-Konkordanz zu erklären. Besonders die nördliche Einmuldung zeigt, daß die Folge tektonisch ungestört ist. Am N-Flügel dieser Einmuldung liegt Keratophyr über Quarzit. Der Keratophyr ist fingerförmig in das Sediment eingedrungen, ohne daß Anzeichen von Bewegungen zu erkennen sind.

Zwischen den Keratophyren und, in der Verlängerung des Profils nach NW, über Laubacher Schichten liegen Keratophyr-Tuffe, die in ihrem Aussehen den Tuffen von der Aarmündung (vgl. S. 36) ähnlich sind und zeitlich den Keratophyren entsprechen. Die Tuffe wechsellagern mit milden, fahlgelb-grünlich gefleckten Schiefern, wie sie für die untere Kondel-Gruppe der westlichsten Lahnmulde charakteristisch und an der Aarmündung faunistisch belegt sind. Die Ausdeutung des Profils am Kehrberg erfolgt auf S. 70.

B. Mittel-Devon 1. Eifel-Stufe

In der westlichsten Lahnmulde liegt das untere Mittel-Devon ziemlich einheitlich in der Fazies der Wissenbacher Schiefer vor. Leuner und Tentaculiten-Schiefer und die Tuff-Fazies sind daneben von untergeordneter Bedeutung.

a.) Fazies der Wissenbacher Schiefer

Im Rupbachtal liegt das in der Literatur bekannteste Vorkommen von Wissenbacher Schiefern. Gute natürliche Aufschlüsse wurden noch durch umfangreichen Bergbau unterstützt, der hauptsächlich in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts im unteren Rupbachtal umging. Die ersten Beschreibungen des Rupbachtals stammen von F. Mau-

RER (1876), der später, neben Koch, noch mehrfach zur Gliederung und stratigraphischen Einstufung des "Orthocerasschiefers" Stellung nahm (1878, 1880, 1882, 1886, 1890, 1896). Die von Kayser (1884) erarbeitete Einstufung und Gliederung der Wissenbacher Schiefer, damals nicht unwidersprochen (vgl. Maurer 1896), ist inzwischen längst anerkannt (vgl. Kayser 1884, S. 1).

Das untere Mitteldevon wird nach dieser und neueren Arbeiten gegliedert in

te 2 — Zone des Anarcestes vittiger

te 1 — Zone des Anarcestes lateseptatus.

Die Wissenbacher Schiefer oder ihre Faziesvertretungen nehmen in der westlichsten Lahnmulde das gesamte untere Mitteldevon ein. Die Eifelstufe läßt sich hier nicht mehr untergliedern, da alle Schiefergruben mit einer Ausnahme aufgelassen und ein Nachweis der Zonen nur mit dem aus Gruben gewonnenen Fossilmaterial durchführbar ist.

Die Wissenbacher Schiefer bestehen aus ebenspaltenden, blauen, grünen, graugrünen, seltener auch roten Schiefern mit meist geringem, feinverteiltem Kalkgehalt. Nicht selten treten Kalklinsen auf. Die von Kayer (1884, S. 15) erwähnten Algenreste wurden selten beobachtet. Die ausgedehnten Dachschiefer-Lager im Wissenbacher Schiefer veranlaßten umfangreichen Bergbau, der feinverteilte Kalk aber ließ die Schiefer nicht wettbewerbsfähig bleiben und brachte die Gruben zum Erliegen. Daher konnten fast keine Fossilien gefunden werden, denn auch die alten Schiefer-Halden wurden im Laufe der Jahre vollständig abgesammelt. Auf petrographische Unterschiede in den Schiefern wird bei der Beschreibung der einzelnen Profile eingegangen (zu allen Ausführungen vgl. die Lage der Gruben in Abb. 4).

a.) Wissenbacher Schiefer im Rupbachtal

Das Profil im unteren Rupbachtal schließt sich an das auf S. 28/29 beschriebene Kondel-Profil nach SE an (vgl. Abb. 16). Über den graublauen Schiefern der Grube "Königsberg" (Obere Kondel-Gruppe) folgen die Schiefer der Grube "Mühlberg". Es sind Wissenbacher Schiefer von verschiedener Färbung. Nördlich des in Höhe der Grubengebäude ansetzenden Fahrstollens (der tiefe Stollen der Grube in Höhe des Rupbachs ist nicht mehr zugänglich) stehen Schiefer von hellgrüner bis graugrüner Farbe an, die nach S allmählich in blaue Schiefer übergehen. Auf den unteren Abbauen der Grube nehmen die Schiefer eine rötliche Farbe an (mdl. Mitt. von Herrn Steiger Schäfer). Die Schiefer der Grube "Mühlberg" sind nahezu versteinerungsleer. Vereinzelte Fossilien in Kalk-Erhaltung aus den grünen Schiefern sind stark zerdrückt und unbestimmbar. Im blauen Lager der Grube kommen Pyrit-Konkretionen vor. Die von Kayser im Hangenden des blauen Lagers der Grube "Mühlberg" erwähnte Eruptivmasse1) ist ein Gang und wird später beschrieben. Die Abbaue der Grube "Mühlberg" stehen z. T. unter diesem Eruptivgestein (vgl. die Lage des Stollenmundlochs in der Karte der Taf. 6). Der obere Teil des Rupbachtal-Hanges wird von diesem Eruptivgestein gebildet.

¹⁾ Nach Goetz (1937) basischer Keratophyr. Im Gegensatz zu Goetz halte ich das Gesteinsvorkommen auf Grund von Hangend- und Liegend-Kontakten für einen Gang, vgl. S. 74.

Die unterlagernden im Hang abwärts folgenden Wissenbacher Schiefer sind durch den Schutt des Eruptivgesteins überrollt und so nicht zu beobachten. Von der Justusmühle an nach SE sind am W-Hang des Rupbachs dann wieder blaue und graue, kalkige, z. T. als Dachschiefer ausgebildete Wissenbacher Schiefer aufgeschlossen. Nach einigen Diabasen quert das Profil die Muldenachse (vgl. Kap. II). Es schließen sich die dunkelblauen Schiefer der Grube "Langscheid" an. Bis hierher ist die gesamte Schiefer-Folge fossilleer. Grube "Langscheid" hat im Laufe der Jahre eine sehr umfangreiche Fauna geliefert, die insgesamt in Pyrit-Erhaltung vorliegt (s. Kayser 1884 und Maurer 1896). Die Fauna, heute nicht mehr greifbar und nachzubestimmen, charakterisiert die Zone des Anarcestes vittiger (te 2) zur Genüge.

Die vorwiegend dunkelblauen Schiefer der Grube "Langscheid" mit vereinzelten Einlagerungen von grauen und grünlichen Schiefern gehören der tiefen und mittleren Zone des Anarcestes vittiger an. Es folgen nach oben als Vertretung der höchsten

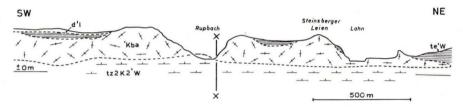


Abb. 6. Längsprofil durch den Gang von basischem Keratophyr im unteren Rupbachtal (Profillinie 1—1 der geol. Karte Taf. 6).

Der Gang ist durch die Faltung verstellt und im Profil fast senkrecht geschnitten. Die senkrechte Linie zwischen den beiden Kreuzen gibt die Lage des Querprofils der Abb. 16 an.

Zone des Anarcestes vittiger graublaue und z. T. blaue Wissenbacher Schiefer, darüber kalknierenführende Wissenbacher Schiefer mit Tentaculiten und Styliolinen, an der Auffahrt zur Grube "Langscheid" aufgeschlossen. Auf die Tentaculitenschiefer ist der auf S. 27 beschriebene Gutenacker-Horizont aufgeschoben (vgl. Abb. 16).

Fortgesetzt wird dieses Profil auf der rechten (östlichen) Rupbachtal-Seite. Am Talausgang ö. des Güterbahnhof Rupbach stehen graublaue, z. T. bräunlich verwitterte Wissenbacher Schiefer an als Fortsetzung des Lagers der Grube "Königsberg" (Ober-Kondel). Dieselben Schiefer, stark braun verwittert, stehen auch am Stollenmundloch der Grube "Lahnberg" (200 m s. der scharfen Straßenkurve an Bahnhof Rupbach) an. Die Verwitterung der Braunfärbung ist stärker als an anderen Stellen. Von der Grube "Lahnberg" liegen keine Fossilien vor, die Befahrung des Stollens ist heute unmöglich. Das Streichen der unterlagernden Schiehten macht wahrscheinlich, daß die ersten 50 Stollenmeter noch in blaugrauen Schiefern des Königsberger Horizontes stehen.

Kayser (1884, S. 16) läßt in seiner Skizze die einzelnen Schieferzüge in ihrem Streichen zu wenig von der N-Richtung abweichen und kommt so zu einem unklaren Bild. Das Vorkommen der von Grube "Mühlberg" beschriebenen algenreichen Schiefer auch auf der Grube "Lahnberg" (Kayser, S. 15/16) spricht nicht gegen Kondel-Alter, denn der Stollen von "Lahnberg" erreicht bei weiterem SE-Verlauf das Lager der Grube "Mühlberg" und steht so auch im tiefsten unteren Mitteldevon. Auch die

Baue der Grube "Lahnberg" stehen unter dem nach S folgenden Eruptivgestein. Bei einer Mindestlänge von 100 m (eine alte Skizze weist diese Länge aus) steht der Fahrstollen der Grube schon unter dem mitgefalteten Eruptivgestein. Talauf folgen nach diesem Eruptivkörper fossilleere, vorwiegend blaue Wissenbacher Schiefer. Südlich der Diabase und Schalsteine im Muldenzentrum schließt der Hang blaue Wissenbacher Schiefer auf. Im Liegenden und Hangenden der Diabase führen die Schiefer Kalknieren, wie vereinzelt auch auf der linken Talseite in diesem Horizont aufgeschlossen. Nur im Profil klar zu erkennen, können sie auf der Karte nicht dargestellt werden. Die blauen Wissenbacher Schiefer halten nach dem Hangenden zu an, sie sind die Fortsetzung der Schiefer der Grube "Langscheid".

Anschließend nach S folgen graublaue Schiefer der Grube "Oscar" (Stollenmundlöcher an dem an der Straßenbrücke über den Rupbach abzweigenden Feldweg). Der Straßeneinschnitt an der Mittelmühle steht in grauen Wissenbacher Schiefern und hat nahezu deren höchste Folgen aufgeschlossen. Der lange Außensaum des großen, nach N ausbiegenden Rupbach-Bogens steht ganz in Wissenbacher Schiefern. Auf die Schiefer im Straßeneinschnitt an der Mittelmühle folgen die Tentaculiten-führenden Schiefer von der Auffahrt zur Grube "Langscheid", die in ihrer weiteren NE-Fortsetzung dann an der Thornsmühle unter dem Gutenacker-Horizont aufgeschlossen sind (vgl. hierzu auch Solle 1942a, S. 166). Eine Kartierung der Tentaculitenschiefer war hier nicht möglich, da beim Fehlen von Aufschlüssen der Tentaculitenschiefer gegen die normalen Wissenbacher Schiefer nicht abzugrenzen ist. Die Tentaculitenschiefer sind daher nur im Profil dargestellt (vgl. Abb. 16 und 21).

Den Versuch Kaysers, die beiden Flügel der richtig erkannten Mulde einander zuzuordnen (1884, S. 20/21), zeigt folgendes Schema (die Darstellung zur Verdeutlichung der Zuordnung ist vom Autor vorgenommen):

- a. Schiefer der Grube Schöne Aussicht...
 - 1. Schiefer der Grube Königsberg...
 - 2. Helle ... Schiefer der Grube Mühlberg.
 - 3. Dunkle ... Schiefer der Grube Mühlberg.
 - 4. Kalknierenführende Schiefer.
 - 5. Schalsteine und Diabase, ...
 - 6. Kalknierenführende Schiefer.
 - 7. Typische Orthocerasschiefer der Grube Langscheid...
 - 8. Schiefer der Grube Oscar...
- 9. Kalknierenführende Tentaculitenschiefer.
- b. Graue Schiefer der Fritzenmühle

KAYSER parallelisiert also die Zonen a+b, 1+9, 2+8, 3+7, 4+6 und erhält als Zentrum der Mulde die Eruptivgesteine der Zone 5. Nur die Zuordnung der Zonen 3+7 erscheint ihm unsicher. Die Gleichstellung der Schiefer von Grube "Königsberg" mit den Tentaculiten-führenden Schiefern hält KAYSER für gerechtfertigt, da das Fehlen von Fauna auf dem S-Flügel der Mulde "…nur ein scheinbares sein kann, …".

Nach den neuen Untersuchungen schließt das Rupbachtal eine schwach nach N überkippte Mulde (Schaumburger Mulde) auf mit flach fallendem Nord- und steil stehendem Süd-Schenkel. Dadurch hat der liegende Nord-Flügel eine größere Ausstrichbreite als der Süd-Flügel, und die Zuordnung der einzelnen Horizonte des Rupbachtals fügt sich tektonisch und paläontologisch gut ineinander.

Maurer fand im blauen Lager der Grube "Mühlberg" einen verkiesten Goniatiten, den er als "cf. Aphyllites verna-rhenanus" bestimmte (1896, S. 625). Damit ist die Zone der Grube "Langscheid" und Kaysers Parallelisierung der Zonen 3 und 7 belegt. Solle (1942a, S. 164) nimmt an, daß die Zone des Anarcestes lateseptatus "...durch mindestens einen Teil der fossilleeren Schiefer im Liegenden..." vertreten ist und legt die Grenze Unter-/Mittel-Devon dicht über die Grube "Königsberg". Es ist wahrscheinlich, daß die Grube "Königsberg" unmittelbar an der Hangendgrenze des Unter-Devons gebaut hat. Dann steht einem 650 m breiten Ausstrich des Nord-Flügels der Mulde ein solcher von 450 m im hangenden Süd-Flügel der Mulde gegenüber. Die Schiefer zwischen den Diabasen wurden dabei nicht mitgerechnet, da sie zum Muldenkern gehören.

Solle betont, daß Kaysers Tentaculiten-führende Schiefer nicht den Königsberger Schiefern entsprechen können, sondern den Schiefern der Zone des Anarcestes lateseptatus gleichen. Über die Lage des blauen Lagers der Grube "Mühlberg" liegen keine genauen Angaben vor. Kaysers Skizze ist nicht maßstabsgetreu, alte Grubenrisse sind nicht mehr vorhanden. Nach mdl. Mitt. von Herrn Steiger Schäfer ist das blaue Lager weit südlich des grünen Lagers und ungefähr an der Süd-Grenze des überlagernden Keratophyrs anzusetzen. Das grüne Lager der Grube "Mühlberg" hat demnach eine genügend große Ausstrichbreite und erlaubt so, es mit den Schiefern der Grube "Oscar" und den Tentaculitenschiefern gleichzustellen. Die Zonen 8 und 9 von Kayser auf dem Süd-Flügel der Mulde entsprechen daher der Zone 2 auf dem Nord-Flügel. Die Parallelisierung der Horizonte des Rupbachprofils ist damit paläontologisch und tektonisch belegt (vgl. Abb. 16).

Aus Mangel an kartierbaren petrographischen Unterschieden innerhalb der Wissenbacher Schiefer wurde versucht, die Farben der Schiefer-Züge als Anhalt zu benutzen; eine genaue Grenzziehung ließ sich aber nur im Profil erreichen.

β.) Wissenbacher Schiefer im Wasenbachtal

Im Hangenden eines mächtigen Diabaskörpers im unteren Wasenbachtal liegt ein zweites Vorkommen von mitteldevonischen Wissenbacher Schiefern, aus dem Kayser (1884, S. 22) Brauneisenkerne von Goniatiten, Orthoceren, Brachiopoden und Tentaculiten angibt.

Das Profil ist am rechten (nordöstlichen) Wasenbachhang gut aufgeschlossen (vgl. Abb. 25). Früher baute hier die Grube "Scheibelsberg" in zwei Stollen. Blaue Wissenbacher Schiefer mit relativ viel Kalkgehalt streichen hier zur Oberfläche aus. Vereinzelte Kalklinsen wurden nicht kartiert, da sie auch hier nur im Profil festzulegen sind. Tentaculiten kommen vor, sind aber nicht so häufig, wie nach Kaysers Schilderung zu erwarten ist. Ungefähr in der Mitte der Schichtenfolge ist ein geringmächtiger Diabas eingeschaltet, darüber nimmt die Kalknieren-Führung der Schiefer zu. Die dadurch gut erkennbare Schichtung fällt gleichmäßig nach SE ein. Über den Wissenbacher Schiefern folgen die biostratigraphisch eingestuften Gutenacker-Schie-

fer (vgl. S. 32/33). Heute kommen in den Wissenbacher Schiefern keine Fossilien mehr vor, doch reichen die von Kayser genannten Formen aus, um neben der faziellen auch die biostratigraphische Einstufung in das untere Mitteldevon zu sichern, MAURER (1882, S. 33) vergleicht die Schiefer mit denen der Grube "Oscar" im Rupbachtal. Solle (1942a, S. 166) nimmt für sie auf Grund der Fossilien von Kayser und Maurer mit Vorbehalt das Alter des Anarcestes vittiger in Anspruch. Ich stimme Solle zu, der Beweis auf Grund der Lagerung bekräftigt die Einstufung durch die Fossilien: auf der linken Bachseite liegt am Nord-Ende der großen Diabas-Halde eine kleine Halde von grünen Wissenbacher Schiefern mit unbestimmbaren Fossilien in Kalkerhaltung. Diese Schiefer sind ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Fossil-Erhaltung nach nur mit denen der Grube "Mühlberg" zu vergleichen und gehören der Zone des Anarcestes lateseptatus an. Ein zu Bruch gegangenes Stollenmundloch und Aussagen alter Bergleute erweisen, daß die Schiefer unter dem Diabas gewonnen wurden. Gerade noch erkennbar, kommen sie am rechten Wasenbach-Hang hart n. dieses Diabas zum Vorschein (vgl. Abb. 22). Die oben erwähnten Kalknieren-führenden Schiefer am Dach der mitteldevonischen Schichtenfolge unter dem Gutenacker-Horizont erweisen sich im Vergleich mit denselben Gesteinen des Rupbach-Profils als jüngste Schichten des Mittel-Devon. Das Mittel-Devon des unteren Wasenbachtals läßt sich also einstufen:

Kalknieren-führende Schiefer
Blaue Wissenbacher Schiefer
Grüne Wissenbacher Schiefer
Zone des Anarcestes vittiger
Zone des Anarcestes lateseptatus

Zwischen die grünen Schiefer der *lateseptatus-*Zone und die blauen der *vittiger-*Zone schaltet sich ein mächtiger Lagergang von körnigem Diabas ein. Zwischen den blauen und Kalknieren-führenden Wissenbacher Schiefern der *vittiger-*Zone tritt ebenfalls ein Lagergang von körnigem Diabas auf.

Aus dieser ungestörten Schichtenfolge ist die Einstufung der höchsten mitteldevonischen Schichten des Wasenbachtals in die Zone des *Anarcestes lateseptatus*, wie sie Solle mit Vorbehalt andeutete, gesichert (vgl. Abb. 25).

γ.) Wissenbacher Schiefer zwischen Rupbachtal und Balduinstein

Vom unteren Rupbachtal aus setzen die Wissenbacher Schiefer auf die Laurenburger Halbinsel hinüber und streichen auf den Cramberger Lahnschlingenhals zu. Dort ging früher reger Dachschiefer-Bergbau um, so daß über die stratigraphische Stellung der Schiefer ungefähr Klarheit herrscht. Grube "Gabelstein" gehört sicher in's Ober-Kondel (vgl. S. 29). Bei der Beurteilung der Fossilien, die vom Cramberger Tunnel und "sö. Cramberg" genannt werden, ist Vorsicht am Platz. Die Fundorte sind nicht genau bekannt, der Tunnel ist gekrümmt und durchfährt ohne Zweifel die Grenze der beiden Zonen des unteren Mitteldevon. Nach den Mächtigkeiten zu urteilen, berührt er die Grenze Unter-/Mittel-Devon nicht mehr, sondern steht ganz im Mittel-Devon. Kayser (1884, S. 26) nennt eine kleine Faunenliste aus den Schiefergruben sö. Cramberg. Diese Liste charakterisiert die Zone des Anarcestes vittiger ausreichend. Die Fauna kann aber nur aus den oberen Teilen des Wissenbacher Schiefers stammen,

denn im Liegenden muß noch die Zone des *Anarcestes lateseptatus* ausstreichen. Die Schiefer, die am S-Ausgang des Cramberger Tunnels anstehen, gehören demnach dieser Zone an.

Die Wissenbacher Schiefer der Grube "Gnade Gottes" in Balduinstein gehören ganz dem unteren Mitteldevon an (vgl. S. 29/30). Die geringe Mächtigkeit spricht dafür, daß schon im Hangenden des Burgschwalbacher Sandsteins an der Straße Balduinstein-Cramberg (oberhalb km-Stein 0,9) Teile des Königsberger Horizontes fehlen. Auch die graugrüne Farbe dieser Gesteine im Hangenden des Sandsteins zeigt an, daß sie schon zur Zone des Anarcestes lateseptatus gehören. Die Schiefer dieser Zone wurden ö. der folgenden Querstörung nach N versetzt. Daher sind die beiden Stollen im Hang n. von km-Stein 0,9 (vgl. geol. Karte) in blauen Schiefern der Zone des Anarcestes vittiger aufgefahren. Kieskonkretionen an km-Stein 0,9 und die blaue Farbe der Schiefer und die Pyrit-Erhaltung der Fossilien bei Balduinstein (Grube "Gnade Gottes") erweisen, daß diese Schiefer die Zone des Anarcestes vittiger vertreten. Es läßt sich nicht angeben, welche Schiehten im Liegenden dieser Zone überfahren sind. Wahrscheinlich fällt in Balduinstein auch noch ein Teil der lateseptatus-Zone aus.

δ.) Wissenbacher Schiefer in der Altendiezer Mulde

Im Gebiet der Altendiezer Mulde stehen Wissenbacher Schiefer nirgends an. Auch fazielle Vertretungen fehlen vollständig, so daß das gesamte untere Mitteldevon hier ausfällt. Die Gründe für dieses Fehlen können verschiedene sein. Bei der starken Tektonik wäre ein Überfahren des unteren Mittel-Devon an streichenden Störungen möglich. Die Bohrungen in diesem Raum, bis zu 100 m abgeteuft, durchörterten nirgends Wissenbacher Schiefer, so daß dieser Grund für das Fehlen der Wissenbacher Schiefer unwahrscheinlich ist. Ausschuppung des unteren Mittel-Devon wäre ebenfalls nicht ausgeschlossen. Da dann immer die Gesamtmächtigkeit der Wissenbacher Schiefer betroffen wäre, ist dieser Grund ebenfalls nicht wahrscheinlich. Primäres Fehlen oder Abtragung sind zwei weitere Möglichkeiten, das Fehlen des unteren Mitteldevon zu erklären. Mir erscheint als wahrscheinliche Erklärung dieser ungewöhnlichen Verhältnisse die Annahme einer Abtragung. Im tiefen oberen Mitteldevon der Schaumburger Mulde liegt Schutt von Wissenbacher Schiefern in großer Menge im Schalstein. Er ist als Abtragungsschutt aus der Altendiezer Mulde anzusehen, die zu Beginn der Givet-Stufe Land und damit Abtragungsgebiet war. Weiter unten wird darauf näher einzugehen sein.

b. Fazies der Tentaculitenschiefer

Das Profil sö, des Talhof

400 m sö. des NW-Endes des obersten Forellenteichs sö. des Talhofs beginnt auf der linken (südwestlichen) Talseite ein Profil, das vom Liegenden zum Hangenden beschrieben sei. Die Schichten fallen einheitlich nach SE ein. Nach 24 m gelb verwittertem Schalstein folgen 12 m stark verschieferten Diabases. Von Profil-Meter 36—51 steht von Diabasmandelstein durchsetzter verwitterter Schalstein an. Darüber liegt dichter, fester Diabas, unten gebankt, nach oben sich in Platten auflösend.

Nach einem 0,5 m dicken Schalsteinpaket folgt eine 1 m starke Folge von Diabas-Feintuff, der von gelbbräunlichen, gefleckten, z. T. grüngelblichen Schiefern überlagert wird. In den Schiefern treten massenhaft Tentaculiten und Styliolinen auf; sonst wurde nur *Phacops* sp. gefunden. Die zunächst rauhen Schiefer werden nach oben fein und dünnschiefrig, die Tentaculiten- und Styliolinen-Führung wird schwächer, um dann, nachdem die Schiefer wieder rauher geworden sind, wieder zuzunehmen. Bis zum Ende des Aufschlusses nehmen die Schiefer dann grünlichgelbe Farbe an, leichte Glimmer-Führung stellt sich ein .In den höchsten Profil-Teilen fehlen Tentaculiten.

Die Verbindung zwischen diesem und dem Kondel-Profil auf der rechten Talseite (auf S. 33/34 beschrieben) stellt ein Aufschluß an der rechten Bachseite her. Es folgen vom Liegenden (NW) zum Hangenden (SE): die beiden von der linken Talseite her bekannten Diabase, die darüber liegenden Schalsteine und der Diabas-Feintuff. Die Gesteine stellen die streichende Fortsetzung der Folge auf der linken Talseite dar. Nach oben hin ändert sich dann das Profil. Es folgen feinschiefrige, zarte, graugrüne, z. T. sehr kalkige echte Wissenbacher Schiefer. Die zwischen dem Rupbachtal und Balduinstein so oft zu beobachtende Hell-dunkel-Bänderung in den obersten Teilen der Wissenbacher Schiefer ist auch hier festzustellen. Schichtung und Schieferung in den Wissenbacher Schiefern, beide SE einfallend, sind gut zu trennen. Kalklinsen und Kalkspatadern treten häufig auf. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Wissenbacher Schiefer beträgt 21 m. Bis zu den Porphyroiden der "Leuner Schiefer" (Kondel-Gruppe, vgl. S. 33 ff.) ist nichts mehr aufgeschlossen.

Aneinandergereiht ergeben die drei beschriebenen Aufschlüsse ein stratigraphisches Profil von der tiefen Kondel-Gruppe bis zum tiefen Givet. Der in den Profilen aufgeschlossene Diabas-Feintuff erweist sich im Vergleich mit ungestörten Profilen als Basis des oberen Mittel-Devons. Die Tentaculitenschiefer auf der linken (südwestlichen) Bachseite sind die fazielle Vertretung der echten Wissenbacher Schiefer der rechten (nordöstlichen) Talseite. Vergleicht man die Mächtigkeiten von Wissenbacher und Tentaculiten-Schiefer, so wird wahrscheinlich, daß die "Leuner Schiefer" der Kondel-Gruppe vermutlich nicht über die Grenze zum Mitteldevon hinausgehen, höchstens noch ins tiefste Mitteldevon reichen. Die Mächtigkeiten der Schichten der Kondel-Gruppe sind normal, das untere Mitteldevon ist stark verringert. Hier mögen primäre Mächtigkeits-Verringerungen (Landnähe!) und Überschiebungen zusammengewirkt haben. Die höchsten Wissenbacher Schiefer (tiefste Profilteile durch die Überkippung) sind tektonisch stark beansprucht. Wissenbacher und Tentaculiten-Schiefer müssen in den beschriebenen Profilen als Fazies-Vertretungen des gesamten unteren Mitteldevons angesehen werden. Trotz der geringen Entfernung voneinander (Wissenbacher und Tentaculiten-Schiefer nur ungefähr 100 m im Streichen voneinander entfernt) kommen für die Entstehung des Kartenbildes keine tektonischen Gründe in Frage. Die die Wissenbacher und Tentaculiten-Schiefer unter- und überlagernden Gesteine sind sowohl rechts als auch links des Tälchens als die gleichen Gesteine zu erkennen (vgl. Abb. 10).

600 m ssw. der eben beschriebenen Schicht-Folge treten im Kern eines Schalstein-Sattels nochmals Tentaculitenschiefer auf. Sie gleichen den oben beschriebenen in ihrer Ausbildung. Über Tentaculiten-führende Wissenbacher Schiefer im Rupbachtal (nicht in der geol. Karte) vgl. S. 38–40.

c. Tuff-Fazies des unteren Mitteldevon

Profil an der Aarmündung bei Diez

Im Profil an der Aarmündung liegt die obere Kondel-Gruppe in der Fazies der Keratophyrtuffe vor (vgl. S. 34–36). Die Tuff-Fazies reicht dort in das untere Mitteldevon hinauf. Die Profildarstellung der Abb. 5 erspart längere Ausführungen. Streichen und Fallen der Schichtung war an Tuff-Einschaltungen in den Schiefern und an einer Kalkbank sicher zu messen. Streich- und Fall-Werte von Kieselkonkretionen wurden für die Schichtung als nicht sicher angesehen, da ihre mögliche Lage-Veränderung (Herausdrehen aus der Schichtung bei Beanspruchung) nicht erkannt und berücksichtigt werden kann.

In die Keratophyrtuffe schalten sich die bereits erwähnten und von Meyer (1914) beschriebenen gelben Schiefer ein. Fossilien ließen sich nicht mehr finden, so daß ich mich auf eine Ausdeutung der Liste Meyers (S. 504) beschränken muß. Die Nachprüfung der Liste ist nicht mehr möglich.

Die Schiefer sind durch die Fossilien als sicheres unteres Mitteldevon belegt. Wahrscheinlich reichte die Tuff-Schüttung hier hoch in das untere Mitteldevon hinauf, denn das Profil schließt bis zur pleistozänen Überdeckung eine 100 m mächtige Folge von Keratophyrtuffen auf.

Diskordant über dieser Tuff/Schiefer-Wechsellagerung liegt über einer stark gewellten Auflagerungsfläche ein Keratophyr-Konglomerat. Hangabwärts (die Hangneigung weist nach N) folgt auf der Diskordanzfläche anstatt der Konglomerate ein subaerischer Keratophyr-Erguß (vgl. S. 78). Der Keratophyr ist nicht mehr im Profil der Abb. 5 dargestellt, da er 100 m weiter ö., am Zusammenfluß von Lahn und Aar, ansteht (vgl. die Karte). In seinen höchsten Teilen zeigt der Keratophyr an der Grenze zum Keratophyr-Konglomerat kugelige Auflösung, so daß eine Unterscheidung der Konglomerat-Komponenten von den Keratophyr-Kugeln nicht leicht durchzuführen ist. Das Konglomerat bildet die Hangoberfläche, selten streichen die unterlagernden Tuffe zu Tage aus. Oft aber reichen die mit Keratophyr-Konglomerat gefüllten "Taschen" so weit in die Tuffe hinein, daß die heutige Einschnitts-Tiefe des Wasserrisses nicht ausreicht, um den Keratophyr-Tuff zu entblößen. Die an vereinzelten Stellen zur Hangoberfläche ausstreichenden Tuffe sind auf der Karte 1:25000 nicht darstellbar, der Hang wurde als brecciöser Keratophyr kartiert (vgl. S. 65). Eine Erläuterung des wechselnden Oberflächenbildes an diesem Steilhang gibt das Profil im Wasserriß (Abb. 5).

Die Ausdeutung des Aarmündungs-Profils und die Besprechung der Arbeit von H. L. F. Meyer 1914 erfolgt in Kap. E.

2. Givet-Stufe

Die Schichten des Unter-Devons und unteren Mittel-Devons gehören mit geringen Ausnahmen der normal-sedimentären Fazies an. Mit dem Beginn des oberen Mittel-Devons gewinnt in der Lahnmulde die eruptiv-sedimentäre Fazies große Bedeutung. In der hier bearbeiteten westlichen Lahnmulde nimmt sie sogar den bei weitem größten Raum ein. Aus diesem Grunde erscheint eine getrennte Besprechung der beiden Sedimentations-Abfolgen ratsam.

a. Eruptiv-sedimentäre Fazies

Stofflich setzen sich die Sedimente dieser Abfolge aus dem Material der Keratophyre, Porphyrite, Diabase und ihrer Tuffe zusammen. In ihrer äußeren Erscheinungsform aber bieten diese Eruptiv-Sedimente ein so mannigfaches Bild, daß ihre genetische Stellung oft noch nicht genau aufzuklären ist. Diese Schwierigkeiten sind vorwiegend diagnostischer Art und beruhen darauf, daß Verschieferung und Ummineralisierung die Primärnatur dieser Gesteine verschleiert haben.

a. Schalsteine

Den Begriff "Schalstein" prägten die nassauischen Bergleute des Lahn-Dill-Bezirks, um damit die dem Gestein eigene schalige Art der Absonderung und Ablösung zu kennzeichnen.

Der Schalstein stellt ein unregelmäßig geschiefertes, geflasertes, teils schichtiges, teils ungeschichtetes Gestein von hellgrüner, sattgrüner, grauer, violetter, rötlicher oder gelbbrauner Farbe dar. Die Gesteinsbestandteile sind heterogene, der Größe nach meist nicht klassierte, z. T. auch gut sortierte bis gebänderte, meist eckige, seltener runde klastische Komponenten eines basischen Tuffs. Der Schalstein stellt einen verschieferten ehemaligen Diabastuff dar, dessen Komponenten-Zusammensetzung die Variationsbreite aufweist, wie sie von rezenten Tuffen bekannt ist. Das Gestein besteht aus Tuff-Material, z. T. ist am Aufbau der Schalsteine auch altes, aufgearbeitetes vulkanisches Gestein beteiligt. Das Bindemittel zwischen den einzelnen Tuff-Fragmenten besteht meist aus Kalkspat. Im Hangenden von porphyrischen Diabasen (z. B. an der rechten Rupbachtal-Seite) ist der Schalstein als Kristall-Schalstein entwickelt. (Näheres zur Definition und Diagnostizierung von Schalsteinen bei Hentschel 1951 und 1952.)

Die Schalsteine verwittern meist zu hellgelben bis grüngrauen, sehr kavernösen Gesteinen, und bei starker Verwitterung ist eine Trennung von tektonisch stark beanspruchten Diabasen makroskopisch sehr schwierig und kann bei Mangel an Schliff-Untersuchungen oft zu Fehlbestimmungen führen.

Vereinzelt schalten sich in den Schalstein Schutt- und Abtragungs-Bildungen ein (Schaumburger Mulde, Hang s. des Fachinger Grundstollens). Die schichtige Anordnung solcher Schuttbildungen, Konglomerate und sedimentäre Breccien in Wechsellagerung mit echten Schalsteinen und Keratophyrtuffen erweist, daß es sich beim Schalstein um ein klastisches, vulkanogenes Sediment handelt, nicht um einen Miktit (H. Richter, Lehmann), bei dem vorhandenes Material durch nachträgliche Stoffzufuhr zu Schalstein umgewandelt wurde. Auch unterhalb Balduinstein treten Kalk-, Keratophyr- und Diabas-Gerölle im Schalstein auf.

Zur Zeit des tiefsten Givet war der Raum der Altendiezer Mulde Land und Abtragungsgebiet. Die Wissenbacher Schiefer und die gesamte Kondel-Gruppe wurden in diesem Gebiet abgetragen. An verschiedenen Stellen reichte die Erosion noch tiefer in die unterdevonischen Schichten hinein. Dadurch wurden die oberemsischen Keratophyre von der Erosion erfaßt. Aus dieser Abtragung und Gesteinsverfrachtung stammen die in den Schalstein eingeschalteten Schutt-Bildungen am S-Rand des

damaligen Landes in Form von Schiefer-Fetzen, Konglomeraten und sedimentären Breccien.

Die Schalstein-Bildung beginnt an verschiedenen Stellen mit einem nicht verschieferten Diabas-Feintuff, dessen schichtiger Aufbau sehr gut im Straßenanschnitt nö. des Gabelstein zu beobachten ist. Im Hangenden eines Pillow-Diabas legen sich dort dünnschichtige, z. T. feingebänderte, grüne und hellgrün-gebliche Tuffe an; die Landstraße bildet eine Haarnadel-Kehre, der Aufschluß liegt am östlichen Straßenschenkel, 170 m sw. Punkt 210,8. Subaquatische Rutschungen sind im Tuff zu beobachten; die Konkordanz mit dem unterlagernden Diabas wird in Kap. E 3b näher erläutert. Das Vorkommen des Diabas-Feintuffs belegt erneut die Bildung der Schalsteine als sedimentäre tuffogene Gesteine.

β. Keratophyrtuffe

Die als Keratophyrtuffe kartierten Gesteine stellen gelbe, grünliche, vorwiegend aber rötliche und rote Gesteine mit meist massiger, seltener schichtiger Textur dar. Sie bestehen aus unsortierten Fragmenten keratophyrischer Gesteine und sind als Tuff-Ablagerungen wie die Schalsteine entstanden. Der Kalkgehalt ist verschwindend gering, in den meisten Fällen nicht vorhanden. Das die Gesteine auf bauende Material ist z. T. eckig, meist aber rund und Lapilli-artig. In den Keratophyrtuffen treten vereinzelt Linsen tuffitischer Einlagerungen auf. Wie bei den Schalsteinen, so erweisen auch hier Wechsellagerungen von Keratophyrtuffen mit Konglomeraten und sedimentären Breccien die Entstehung der Keratophyrtuffe als tuffogene Sedimente. An manchen Stellen, z. B. am Ausgang des Höllochs, haben die als Keratophyrtuffe angesprochenen Gesteine das Aussehen von zusammengeschwemmtem Keratophyr-Detritus (Schliff), vereinzelt weisen sie auch Anzeichen für evtl. Umlagerung auf. Nähere Erläuterungen zur genetischen Deutung der Gesteine in Kap. E 1.

An verschiedenen Orten stellen die Grenzbildungen von Schalsteinen und Keratophyrtuffen Mischtuffe dar. Sie wurden den Tuffen zugerechnet, deren Komponenten überwiegen.

γ. Eisenerze γ 1. Einleitung

Die Eisenerzlager des Lahngebietes waren schon früh Gegenstand des Bergbaus, der seit 785 urkundlich erwähnt ist. Durch das Bestreben, die Entstehung dieser Erzlager zu erklären, bildeten sich im Laufe der Jahre im Wesentlichen zwei Ansichten heraus, von denen die ältere annimmt, die Eisenerzlager seien durch Herauslösen des Eisens aus den Diabasen und Schalsteinen und anschließendem Fe-/Ca-Austausch in der Nähe von Kalken entstanden (metasomatische Theorie der Lagerbildung). Hauptvertreter dieser Anschauung waren Bischoff, Riemann, Koch und E. Kayser. Gümbel (1879) vertrat nach Untersuchungen an Lagerstätten des Fichtelgebirges die Ansicht, Lagerbildung und Diabas-Förderung seien gleichzeitig erfolgt. Die Eisenerzlager seien sedimentäre Bildungen, das ausgefällte und sedimentierte Eisen stamme von den vulkanischen Vorgängen ab (syngenetische Deutung).

Diese synsedimentäre Entstehung der Eisenerzlager wurde danach in vielen Geländeund Gruben-Beobachtungen immer wieder wahrscheinlich gemacht, und besonders Ahlburg sammelte Belege für diese Auffassung (Ahlburgs Gründe für die synsedimentäre und gegen die metasomatische Entstehung bei Ahlburg 1917 und Kegel 1922). H. RICHTER (1930) und E. LEHMANN (1941, 1949) kommen auf Grund von geologischen und petrographischen Beobachtungen zu dem Schluß, die Eisenerze als metasomatisch, d. h. kontaktpneumatolytisch vererzte Kalke und intrusiv (subvulkanisch) -hydrothermale Lagerstätten anzusprechen.

Nach neuesten Beobachtungen verschiedener Autoren kann die syngenetische Entstehung der Lager als gesichert gelten; besonders Lippert (1951 a und b, 1952 a und b, 1953) teilt Befunde mit, die H. Richters Ansichten von der Erz-Bildung widerlegen.

Die Eisenerzgruben im neu bearbeiteten Raum liegen still, nur der Fachinger Grundstollen ist noch befahrbar. Daher kann hier zu geologischen und genetischen Fragen des Erzes nichts Neues beigebracht werden. Ich mußte mich auf eine Kartierung der Erzlager über Tage, die Aufnahme des Fachinger Grundstollens und die Durcharbeitung alter Gruben-Unterlagen beschränken.

Im Mitteldevon des Lahngebietes unterscheidet man mehrere Roteisenstein-Horizonte. Der wichtigste, das sogen. Grenzlager, liegt an der Grenze Mittel-/Ober-Devon und ist dann ausgebildet, wenn im Liegenden des Wechsels Schalstein auftritt. Als Hangend-Fazies sind Kalke bevorzugt. Ist das obere Mittel-Devon bis zur Grenze zum Ober-Devon in der Fazies des Massenkalks entwickelt, so tritt das Grenzlager nicht auf, da dann in dem betreffenden Raum der Vulkanismus als Voraussetzung für die Lagerbildung fehlte. Das zweite Lager ist das Schalstein-Lager. Es tritt im oberen Mitteldevon auf und hat Schalstein zum Hangenden und Liegenden. Das Grenzlager ist als horizontbeständig nachgewiesen, dagegen gehen die Meinungen über die Horizontbeständigkeit der Schalsteinlager auseinander. Im Balduinstein-Fachinger Erzbezirk können verschiedene, im Schalstein auftretende kleinere Erzlager nicht genau miteinander parallelisiert werden. Später ist darauf noch einzugehen.

Im Gegensatz zum Grenzlager, das fast immer und überall als Abschluß der mitteldevonischen Schalstein-Bildung i. e. S. auftritt, hat das Schalstein-Lager nur örtliche Bedeutung. Meist bildet es nur Linsen, ganz selten hält es über längere Strecken aus, wie z. B. bei Weilburg. Im Balduinstein-Fachinger Erzbezirk werden beide Lager bauwürdig angetroffen.

Die Eisensteinlager des Arbeitsgebietes stellen hellrote, dunkelrote oder bläulichrote Eisenerze von meist massiger Beschaffenheit, seltener schichtigem Aufbau dar. Es handelt sich um Roteisensteine und kalkige Flußeisensteine. Ihre Mächtigkeit wechselt von dünnen, em-dicken Lagen bis zu maximal 3 m dicken Bänken. Der Fe-Gehalt schwankt normal zwischen 20 und 40%, geht in Ausnahmefällen aber bis 60% hinauf.

γ2. Über-Tage-Kartierung

Das westlichste Roteisenstein-Lager ist am Gabelstein sö. von Cramberg zu beobachten. 100 m im Hangenden eines Diabas setzt ein Lager auf, das ungefähr 400 m in streichender Länge zu verfolgen ist. Es keilt nach beiden Seiten hin aus. Von früher umgehendem Bergbau war nichts mehr zu erkennen, auch fehlen alle früher vorhandenen Grubenrisse. Kayser (1892b, S. 42) nennt Schalstein aus dem Liegenden und festen Tonschiefer als Hangendes des Lagers. Die Neukartierung ergab, daß das Erzlager ein echtes Schalsteinlager darstellt, das sowohl im Liegenden als auch im Hangenden Schalstein führt. Der überlagernde Schalstein ist z. T. gelb verwittert und kann

u. U. mit Tonschiefer verwechselt werden. Am Gabelstein liegt, aus der unterlagernden Schalstein-Mächtigkeit zu schließen, ein Erzhorizont vor, der sehr tief im Givet liegt.

Drei verschiedene Roteisensteinlager treten im Hölloch auf (im Volksmund "der Eisenberg" genannt). Hier hebt das SW-Ende der nordvergenten Schaumburger Mulde aus. Ein verstürzter Stollen und zahlreiche Pingen erweisen früher regen Bergbau.

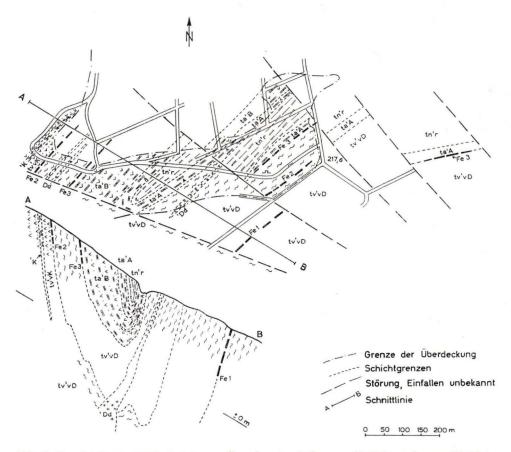


Abb. 7. Spezial-Karte Hölloch (sö. von Cramberg) mit Querprofil (Schaumburger Mulde). Die Grenze zwischen Buchenauer Schichten (ta'B) und Schalstein (tv'vD) ist—zumindest auf dem Liegend-Flügel der Mulde—eine petrofazielle Trennungslinie. Die stratigraphische Grenze geht mitten durch die Buchenauer Schichten hindurch (Grenze tv / ta, vgl. S. 60).

Der von NW her ins Hölloch führende Weg schließt 30 m unterhalb der scharfen Biegung am Keratophyr einen vererzten Keratophyrtuff auf, der tektonisch stark gequält und verändert aussieht. Es handelt sich hier um eine ganz örtliche Vererzung von Tuff, um die Andeutung eines zweiten Schalstein-Lagers, das in der Schichtenfolge höher als das Lager vom Gabelstein liegt und an anderen Stellen deutlicher ausgebildet ist. Wegab folgen nach 140 m Schalstein und eingelagerten Diabasen und

Kalken Buchenauer Schichten, die mit einem roten Kalkbänkehen beginnen. Zwischen diesem roten Kalk und dem höchsten Schalstein liegt ein einige em dicker stark vererzter Kalk, den ich als Vertreter des Grenzlagers auffasse. Eine Kartierung des Horizontes ist wegen Überdeckung nicht möglich.

Im Fortstreichen nach NE sind die Schichten um die Grenze Mittel-/Oberdevon ebenfalls durch Pleistozän verhüllt. An der Schaumburg ist die Grenze, obwohl von Schalstein und Adorfer Kalk gebildet, nicht lagerführend. Aus Beobachtungen Ahlburgs (1912), der auf den Halden zweier Versuchsschächtchen in der Nähe der Landstraße Cramberg-Wasenbach (auf dem liegenden Flügel der Schaumburger Mulde) nur Schalstein und Schiefer antraf, ist zu schließen, daß dieser Mittel-/Ober-Devon-Wechsel vom Hölloch bis zur Schaumburg lagerfrei ist.

Der S-Flügel der Schaumburger Mulde führt im Hölloch teilweise beide Lager, sowohl Grenzlager als auch Schalsteinlager sind ausgebildet, allerdings nur im östlichen Teil des Höllochs. Südwestlich der Abschiebung, die das Muldenende nach NW versetzt, fehlt sowohl das Grenzlager als auch das stratigraphisch höchste Schalsteinlager. Dafür läßt ein Pingenzug ein anderes, tieferes Schalsteinlager (überkippte Lagerung am S-Flügel der Mulde, tektonisch das höhere Lager) erkennen, das ungefähr im Niveau des Lagers vom Gabelstein liegt, während das höhere Schalsteinlager der nö. anschließenden Scholle ungefähr dem vererzten Keratophyrtuff vom W-Eingang des Höllochs gleichzusetzen ist.

Das Vorkommen von oberdevonischen roten und gelben Schiefern zusammen mit Erz und mitteldevonischem Schalstein auf Halden alter Schächtchen am S-Rand des Wasserrisses ö. Punkt 217,6 weist dieses Lager als Grenzlager aus. Ein 90 m n. von Punkt 217,6 in den Wiesen anstehender Block von Adorfer Kalk rechtfertigt die in diesem Gebiet abgedeckt gezeichnete Karten-Darstellung (Abb. 7).

Auf dem überkippten S-Flügel der Schaumburger Mulde streicht das Grenzlager an der Schaumburg nicht aus. Ahlburg (1912) erklärt das Fehlen mit einer Überschiebung, die das Lager überfahren haben soll. Ich halte das Vorhandensein einer Überschiebung für unwahrscheinlich, denn dann müßte diese Störung auf eine Länge von 2,5 km nach NE immer nur das Grenzlager überfahren haben (bis Distrikt 5 n. Viktorholz ist der Mittel-/Ober-Devon-Wechsel lagerfrei nachgewiesen). In der lückenlos aufgeschlossenen Schichtenfolge ist keine Störung zu erkennen. Nach der Teufe hin setzt das Lager, zumindest im Distrikt Viktorholz, an. Dieses Ansetzen ist nicht tektonisch, sondern faziell bedingt, wie später zu erläutern ist. Auch der gesamte N-Flügel der Schaumburger Mulde ist lagerfrei. Bis zur Schaumburg ist das sicher; nö. der Schaumburg ist es unter der Überdeckung sehr wahrscheinlich, denn im Susannenstollen (vgl. Abb. 8) wurde an dieser Stelle kein Lager angetroffen, und im Grundstollen ist der Wechsel ebenfalls sicher lagerfrei ausgebildet (vgl. auch Abb. 17).

Am E-Rand von Blatt Schaumburg ließen sich nach Pingen noch einige Erzlager auskartieren, im Ausstrich allerdings nicht beobachten. Sie sind unterbrochen in die Überdeckung eingetragen. Es handelt sich um zwei Lagerzüge in der Schaumburger Mulde in den Feldern "Schaumburg", "Gericht", "Aurora", "Friedrich", "Heinrichshoffnung", "Eisensegen" und "Hack" (Lagernamen vgl. geol. Karte, Blatt Schaumburg). Die Lager "Schaumburg" bis "Aurora" faßte Kayser als an der Wende Mittel-/Oberdevon liegend auf. Die über Tage nicht ausstreichenden Lager "Aurora"

und "Gericht" gehören dem Grenzlager an ("liegendes Grenzlager" der Bergleute im Fachinger Grundstollen). Die von Kayser irrtümlich mit jenen beiden Namen belegten Lager auf Blatt Schaumburg (über Tage) gehören zu den Schalsteinlagern "Schaumburg" und "Friedrich" (vgl. geol. Karte Schaumburg).

Da Kayser den Schalstein unter (nördlich) den Lagern "Schaumburg" bis "Aurora" zum Oberdevon rechnete, wären diese Lager als Grenzlager anzusprechen. Der Unterschied zwischen Grenz- und Schalstein-Lager war Kayser, der die Lager metasomatisch erklärte, noch nicht bekannt. Im Felde "Friedrich" kartierte Kayser das Lager umlaufend, so daß beide Lagerzüge einem Erz-Horizont angehören, der einen nach E abtauchenden Sattel bildet (Friedrich-Schalstein-Sattel, vgl. Abb. 8 und 17). Aus der im Grundstollen einwandfrei zu beobachtenden Sattelstellung des Schalsteinlagers folgt, daß aller Schalstein in diesem Gebiet zum Mitteldevon gehört. Wenn der Schalstein unter dem nördlichen Lagerzug oberdevonischen Alters wäre, müßte er dem umlaufenden Streichen der Lager folgen und sö. der Lager wieder erscheinen.

400 m s. des Ober-Ems-Untermitteldevon-Zuges am Süd-Flügel der Schaumburger Mulde konnten die Lager "Juraberg" und "Wolfskopf" als vererzte Schalsteine in Pingen und Tages-Aufschlüssen erfaßt werden. Sie setzen sich nach NE fort und sind am Blattrand nochmals nach Pingen zu kartieren (vgl. Lagernamen auf Blatt Schaumburg).

KAYSER trägt auf Blatt Schaumburg noch sehr viele Lager ein, die nicht mehr aufzufinden sind. Nur heute noch belegbare Daten sind in die Karte aufgenommen. Es sei aber betont, daß die Schalsteine in der westlichen Lahnmulde oft Anzeichen von Vererzung erkennen lassen. Alle kleineren Erzvorkommen außer den beiden Schalsteinlagern und dem Grenzlager sind aber nicht als Lager anzusprechen, sondern stellen nur ganz kleine Erzlinsen ohne Bedeutung dar.

y 3. Gruben-Aufnahmen

Der Fachinger Grundstollen beginnt am linken Lahnhang, 500 m s. des Fachinger Bahnhofsgebäudes an der Stelle, an der die Lahn ihren Lauf von SSE nach SW ändert (r = 3428320; h = 5580400). Das Stollenmundloch steht in einer Meereshöhe von 108 m. Von 0—1340 m Länge verläuft der Stollen gradlinig nach N 155 E, von 1340—2120 m gradlinig nach N 128 E. Der Stollen wurde mit den heute noch zugänglichen Querschlägen und Strecken im Maßstab 1:500 kartiert; die vereinfachte Darstellung erfolgt in der Abb. 8 und im Profil der Abb. 17.

Grundstollen-Profil:

(die Zahlen gelten in m vom Stollenmundloch aus)

bis 13,0 Keratophyr-Konglomerate, mit Keratophyrtuff wechsellagernd.

Die Strecke ist verbaut, das Konglomerat am Ende der Verbauung aber noch gut zu erkennen.

138,5 Porphyrit Meist graugrün und mürbe, stark verwittert, frische, festere Partien von dunklerer Farbe. Starke Klüftung, Hauptkluftrichtungen N 125 E, 30 NE; N 185 E, 65 SW; N 200 E, 75 NW.

- 138,5 Störung, N 65 E, 80 SE.
- 170,0 Keratophyr-Konglomerate und -Tuffe wechsellagernd. Konglomerate wie am Stollenmundloch und am Kohlberg anstehend. Schichtung: N 160 E, 35 NE.
- 210,0 Mitteldevonischer Schalstein.
- 720,0 Mitteldevonischer Massenkalk.

Von 170—265 m ist der Stollen verbaut. Die Schalstein-Mächtigkeit ist aus Über-Tage-Ergebnissen und Angaben Ahlburgs (1912) konstruiert, ebenso infolgedessen der Beginn des Massenkalks. Im Massenkalk treten viele tiefe, mit Sanden und Kiesen des Tertiär und Quartär gefüllte Schlotten auf.

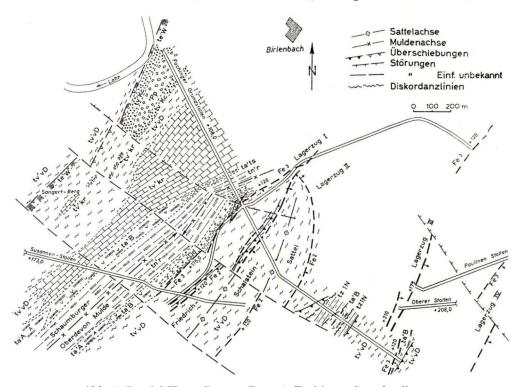


Abb. 8. Spezial-Karte Sangert-Berg — Fachinger Grundstollen.

Die über Tage gewonnenen Kartierungs-Ergebnisse wurden auf das Niveau der Stollensohle umgezeichnet (Überschiebungen in diesem Falle mit offenen Zacken). Die Zahlen bei den Eisenerz-Lagern geben die Höhe des Lagers über NN an dieser Stelle an. Vgl. hierzu auch die Profil-Darstellung der Abb. 17.—Technische Signaturen (Überschiebungen, Verwerfungen etc.) sind in allen folgenden Abb. dieselben wie hier.

- 735,0 Dunkle Schiefer mit Kalkeinlagen, Adorf-Stufe, Schichtung: N 55 E, 60 SE.
- 830,0 Rote, seltener hellgraue Cypridinen-Schiefer, Nehden- bis Hemberg-Stufe, Schichtung nicht zu erkennen (30 SE?), Schieferung: N 45 E, 50 SE.
- 845,0 Dichter Diabas, Decke in der höheren Adorf-Stufe.
- 860,0 Dunkle Schiefer, Adorf-Stufe, Schichtung nicht zu erkennen.
- 862,0 Grenzlager, N 50 E, 70 SE.
- 867,0 Mitteldevonischer Schalstein, darin Überschiebungszone.
- 872,0 Dunkle Schiefer, Adorf-Stufe.
- 874,0 Grenzlager, N 35 E, 65 SE.

880,0	Mitteldevonischer Schalstein, fest, eisenschüssig.
940,0	Dichter Diabas, Lager.
1005,0	Mitteldevonischer Schalstein.
1006,0	Schalsteinlager, N 35 E, 35 SE.
1010,0	Mitteldevonischer Schalstein.
1015,0	Überschiebungszone.
1020,0	Mitteldevonischer Schalstein.
1021,0	Schalsteinlager, N 80 E, 50 SE.
1340,0	Mitteldevonischer Schalstein, hellgrasgrün, sehr gut verschiefert, z. T. stark
	kalkig, z. T. stark eisenschüssig.
1445,0	Mitteldevonischer Schalstein, sehr kalkig, hellgrün, in der Nähe des Lagers
	vererzt.
1448,0	Schalsteinlager.
1510,0	Mitteldevonischer Schalstein.
1525,0	Dichter Diabas, Gang oder Lager?
1535,0	Mitteldevonischer Schalstein.
1580,0	Dichter Diabas, z. T. mandelig.
1590,0	Mitteldevonischer Schalstein, Überschiebung bei: 1590, N 110 E, 45 SW.
1600,0	Mitteldevonischer Schalstein.
	— Diskordanz Schalstein / Unter-Ems —
	(Streichen $\sim N$ 50 E)
1690,0	Nellenköpfchen-Schichten (?), N 55 E, 40 SE.
1715,0	Abschiebungszone (einer Diskordanz folgend?)
	(Streichen N 65 E, 55 SE)
1745,0	Rotschiefer und Kalk, Tuffe; Adorf-Stufe. Buchenauer Schichten, N 55 E,
	35 SE.
	— Diskordanz Oberdevon / Unter-Ems —
	(~N 40 E streichend)
1790.0	Nellenköpfchen-Schichten (?), N 35 E, 40 SE.
1790	Überschiebung, 30—40 SE fallend.
1815,0	Dichter Diabas, Gang oder Lager?
2095,0	Mitteldevonischer Schalstein, dunkel, sattgrün, kalkig, stark verschiefert und
3.50	gestört.
2100,0	Dichter Diabas, vermutlich Lager.
2112,0	Mitteldevonischer Schalstein.
2113,0	Grenzlager, N 25 E, 70 SE.
2115,0	Buchenauer Schichten, Adorf-Stufe.
Name and Addition	## 1.17 M. 1.1 M

Das Grundstollen-Profil schließt folgende Eisenerzlager auf: ein Grenzlager bei Profil-Meter 862 und 874 (ein Lager, Verdoppelung durch Überschiebung bedingt, vgl. Profil-Darstellung), ein Schalsteinlager bei Profil-Meter 1006 und 1021 (Verdoppelung ebenfalls durch Überschiebung hervorgerufen), ein Schalsteinlager bei 1448 m Stollenlänge und ein Grenzlager bei Profil-Meter 2113.

Mitteldevonischer Schalstein.

Überschiebungszone, stark verwalzter Schalstein, rötliche Tuffe und Schiefer.

Im Fachinger Grundstollen werden also vier Lager angefahren. Das erste auf dem Hangendflügel der Schaumburger Mulde, "liegendes Grenzlager" genannt (die Bezeichnungen sind im Bergbau üblich); das zweite und dritte Lager ist das "liegende Schalsteinlager" und das "hangende Schalsteinlager". Das letzte Lager ist wieder ein Grenzlager und wird "hangendes Grenzlager" genannt. Die beiden Grenzlager und Schalstein-Lager sind untereinander jeweils gleich. Durch die Faltung wurden die

Lager verdoppelt, so daß der Bergmann von "liegendem" und "hangendem" Grenzbzw. Schalstein-Lager spricht, je nach der Lage im Profil.

Auch das Grundstollen-Profil zeigt, daß in der westlichen Lahnmulde aller Schalstein in das Mitteldevon einzustufen ist (vgl. Abb. 17). Das liegende Grenzlager ist im Tagesausstrich nicht vorhanden, es tritt im S-Flügel der nach N überkippten Schaumburger Mulde auf. Das Ansetzen des Lagers mit zunehmender Teufe (vgl. auch S. 49) ist vielleicht dadurch bedingt, daß die über Tage nachgewiesenen Buchenauer Schichten (Distrikt Amalienschlag-Viktorholz) mehr oder weniger reine Tuffe darstellen, während nach der Tiefe zu die Schichten der Adorf-Stufe als kalkige und mit Kalklagen durchsetzte Schwarzschiefer ausgebildet sind. Diese dunklen Schiefer liegen infolge der Überkippung der Schaumburger Mulde (S-Flügel) unter dem Grenzlager. Über dem Grenzlager folgen die Schalsteine, die Kayser als Ober-Devon ansprach. Sie gehören aber eindeutig in das stratigraphisch Liegende des Grenzlagers, sie sind demnach als sicheres Mitteldevon einzustufen.

Außer dem Stollen selbst sind heute nur noch wenige Strecken der Grundstollen-Sohle zugänglich. Es sind im Wesentlichen vier Strecken, von denen je zwei dem "liegenden Grenzlager" bei Stollen-Meter 860 und dem "hangenden Grenzlager" am Ende des Stollens nachfahren.

Der Columbus-Querschlag fährt dem "liegenden Grenzlager" nach NE nach. Die Strecke ist im Hangenden des Erzes in mitteldevonischen Schalsteinen aufgefahren und erreicht das Grenzlager mit einem Querschlag ins Liegende (nach NW) bei ungefähr 200 m Länge. Bei 300 m Strecken-Länge fährt ein Querschlag ins tektonisch Hangende (nach SE) das liegende Schalstein-Lager an.

Der Querschlag nach SW ist im Grenzlager aufgefahren und zeigt im Liegenden des Erzes immer die manchmal tuffigen Schwarzschiefer der Adorf-Stufe, die weiter nach SW in Buchenauer Schichten übergehen. Im tektonisch Hangenden (südlich) des Erzes tritt mitteldevonischer Schalstein auf.

Die beiden im Grenzlager aufgefahrenen kurzen Strecken am Ende des Fachinger Grundstollens bringen bei ihrer Kürze keine stratigraphisch wichtigen Ergebnisse.

y 4. Gruppierung der Lager im Balduinstein-Fachinger Erzbezirk

Bei der zusammenfassenden Darstellung des Erzbezirks muß hier auch schon die Tektonik besprochen werden. Alle erreichbaren Unterlagen über die nicht mehr befahrbaren Strecken sind mit verarbeitet (vgl. die geol. Karte der Taf. 6 und Abb. 8 und 17, ferner Prof. 2, Taf. 6).

HATZFELD (1906) teilte den ganzen Erzbezirk in drei Lagerzüge ein. Sein nördlichster Zug ist in zwei Züge aufzuteilen, da HATZFELD Grenzlager und Schalsteinlager miteinander vereinigte. Demnach sind im ganzen vier Lagerzüge zu erläutern, deren Besprechung in ihrer Reihenfolge von N nach S erfolgt.

Der erste Lagerzug ist das "liegende Grenzlager" (vgl. S. 52) des Fachinger Stollens. Der Columbus-Querschlag folgt dem Lager ungefähr 600 m nach NE, wendet sich dann nach SE und erreicht das Lager "Columbus", das zum dritten Lagerzug gehört (vgl. dazu auch geol. Karte Limburg). Die Strecke nach SW fährt das Grenzlager 250 m weit auf, wendet sich dann ebenfalls ins tektonisch Hangende nach SE

und erreicht das "liegende Schalsteinlager" des zweiten Lagerzugs. Von Balduinstein her erreicht der Susannenstollen (mittleres Niveau von + 175 m, also höher als der Grundstollen) bei ungefähr 770 m Stollenlänge das "liegende Grenzlager", ohne ihm jedoch nachzufahren. Zum Lagerzug I gehören die Lager "Gericht", "Aurora" und das "liegende Viktorholzlager" (vgl. auch geol. Karte Schaumburg).

Der zweite Lagerzug wird vom Schalsteinlager gebildet. Bei der Sattelstellung des Lagers (Friedrich-Schalstein-Sattel, Abb. 8) besteht dieser Zug also aus "liegendem" und "hangendem" Schalsteinlager. Das liegende Schalsteinlager wurde in den Feldern "Schaumburg", "hangendes Viktorholz" und "Friedrich" gebaut. Im Felde "Friedrich" zeigt das Lager umlaufendes Streichen (Geol. Karte und Abb. 8), es wurde nach SW hin als hangendes Schalsteinlager auf den Feldern "Heinrichshoffnung", "Eisensegen" und "Hack" gebaut.

HATZFELD (1906) fällt das Verdienst zu, für den Fachinger Bezirk erkannt zu haben, daß alle Eisen-Horizonte echte Lager sind. Sie sollten untereinander gleichalt sein und alle dem Grenzlager angehören. HATZFELD stellte also auch die beiden Schalsteinlager zum Grenzlager und faßte sie mit dem nördlichsten Lager (erster Lagerzug dieser Beschreibung) zu einem Lagerzug zusammen. Da sie nicht gleichalt sind, können beide Lager nicht zusammen behandelt werden. HATZFELD hat zwar für das Auftreten der als Grenzlager angenommenen Lager mitten im Schalstein eine sinnvolle Erklärung (S. 359, Fig. 100—105), er muß jedoch dazu das Vorhandensein von oberdevonischem Schalstein annehmen. Da aber aller Schalstein sicheres Mitteldevon vertritt und die tektonischen Verhältnisse geklärt wurden, ist diese Deutung nicht mehr haltbar. Ausdrücklich aber sei vermerkt, daß die von HATZFELD angenommenen Fazies-Verschiedenheiten des tiefen Oberdevons bestehen und die daraus abgeleitete Entwicklung durchaus möglich sein könnte.

Das "liegende Schalsteinlager" wurde als Lager "Schaumburg" im Susannenstollen angefahren. Das Lager besteht hier aus zwei Teilen. Der höhere Lagerteil wurde auf den unteren aufgeschoben, wie die starke tektonische Beanspruchung verrät. Auch im Fachinger Stollen sind diese Verhältnisse beobachtbar (bei 1015 m, vgl. Abb. 8). Die bei 860 m Grundstollen-Länge nach SW abzweigende Strecke erreicht auch das "liegende Schalsteinlager" und unterfährt noch den Susannenstollen. Dieser fährt an seinem Ende das "hangende Schalsteinlager" an und nach NE und SW ein Stück auf. Ein bei 1340 m Grundstollen-Länge nach SW vorgetriebener Querschlag erreichte das Lager nicht. Wie aus der Karte ersichtlich, ist der gesamte Friedrich-Schalstein-Sattel im Bereich der Susannenstollen-Sohle nach NW versetzt. Deshalb fährt der Grundstollen auch das "hangende Schalsteinlager" erst bei 1445 m Stollenlänge an. Durch einen früher im Felde "Friedrich" umgehenden Drei-Sohlen-Abbau sind die Lagerungsverhältnisse und das umlaufende Streichen am abtauchenden NE-Ende des Schalstein-Sattels sehr gut bekannt.

Den dritten Lagerzug stellt das am Ende des Grundstollens durchfahrene "hangende Grenzlager" dar. Der Lagerzug beginnt im SW bei Hof Habenscheid und besteht aus den Lagern "Habenscheid", "Juraberg", "Wolfskopf", "Gute Hoffnung" und "Columbus". Er setzt dann über das Aartal bis sw. von Limburg fort. Die geol. Karte Schaumburg stellt den Lagerzug im SW als Schalsteinlager, im nördlichsten Teil als Grenzlager dar. Bereits Hatzfeld verwies alle Gesteine im Hangenden des

Lagers ins Oberdevon; diese Stellung ließ sich mehrfach bestätigen. Im Fachinger Grundstollen sind Buchenauer Schichten als Hangendes erwiesen, ebenfalls im Hangenden des Lagers "Juraberg", 900 m nö. von Hof Habenscheid. Die Gesteine im Hangenden dieses Zuges auf Blatt Limburg gehören ebenfalls zum Oberdevon (mdl. Mitt. von Prof. Michels). Im "Oberen Stollen" und "Paulinenstollen", die beide im Tälchen sw. der Aardecker Mühle ansetzen, sind im Hangenden dieses Lagers oberdevonische Schiefer angefahren. Der Columbus-Querschlag des Fachinger Grundstollens erreicht diesen Lagerzug ebenfalls und fährt das Lager im Liegenden des Oberdevons (Buchenauer Schichten?) auf (vgl. S. 53).

Der vierte Lagerzug, ebenfalls Grenzlager, wurde im "Simon-Horstmann-Stollen" im Aartal und im "Paulinenstollen" angefahren. Sein Hangendes ist nach Kaysers Aufnahmen der damals noch befahrbaren Stollen dort ebenfalls Ober-Devon. Die SW-Fortsetzung dieses Zuges ist das von Kayser kartierte Lager "Wilhelmsglück" am E-Rand von Blatt Schaumburg. Das Lager wurde nicht aufgefunden, in seiner SW-Fortsetzung liegt aber ein lagerfreier Mittel-/Ober-Devon-Wechsel vor (1 km onö. von Hof Habenscheid, vgl. die geol. Karte). Das Lager ist somit ebenfalls als Grenzlager identifiziert, vgl. auch Hatzfeld, S. 353 und 363. Kayser kartierte auf Blatt Schaumburg an dieser Stelle Ober-Ems.

HATZFELD hatte bei der tektonischen Beschreibung des Fachinger Erz-Bezirks normale Isoklinalfalten angenommen. Die Abb. 8 und 17 und die Beschreibung in Kap. II zeigen, daß es sich um einen etwas komplizierteren Bau handelt. Die Hangend-Flügel der Sättel sind z. T. auf die Mulden aufgeschoben und haben die Mittel-Schenkel vollständig überfahren. Am Ende des Fachinger Stollens (Lagerzug III) hat eine Überschiebung nahezu das gesamte Oberdevon im Hangenden des Lagers überfahren und mitteldevonischen Schalstein auf wenige Meter an das Grenzlager herangebracht. Lagerzug II stellt einen Schalstein-Sattel dar und Lagerzug I ist der Hangend-Flügel der nord-vergenten Schaumburger Mulde.

b. Normal-sedimentäre Fazies

a. Transgressions-Konglomerate

Bei der Transgression im oberen Mitteldevon, die die durch die Brandenberg-Faltung aufgetauchten Gebiete der westlichen Lahnmulde wieder in den Ablagerungsraum einbezog (vgl. S. 110 ff. und 120 ff.), bildeten sich Konglomerate, die an der Umrandung der Altendiezer Mulde gut aufgeschlossen sind. Sie stellen nahezu reine Keratophyr-Konglomerate dar und liegen meist im Hangenden der vorher subaerisch ausgeflossenen Keratophyre (vgl. S. 78). Das Auftreten von Keratophyr-Geröllen von über 50 cm Durchmesser deutet auf kurzen Transportweg hin; es ist anzunehmen, daß das Material der Gerölle jeweils von den zugedeckten Keratophyr-Vorkommen selbst stammt. Die einzelnen Gerölle liegen lose übereinander, oft sind die Zwischenräume mit Keratophyrtuff ausgefüllt, der auch immer in geschlossener Folge im Hangenden der Keratophyr-Konglomerate folgt. Sehr gute Aufschlüsse in den Transgressions-Konglomeraten finden sich an der Aarmündung (vgl. Profil in Abb. 5), am Kehrberg und am SW-Hang des Geisberg bei Fachingen. Da diskordant über untermitteldevonischen Gesteinen an der Aarmündung Keratophyr-Konglomerate und subaerische Kerato-

phyre auftreten, auf der Karte 1: 25000 eine Trennung der beiden Gesteine im Hang sw. der Aarmündung aber nicht durchzuführen ist, sind in der Karte an dieser Stelle nur brecciöse (subaerische) Keratophyre ausgeschieden.

Im oberen Mitteldevon treten außer den Transgressions-Konglomeraten noch vereinzelt andere Konglomerate auf. Sie wurden schon früher (S. 46) erwähnt und werden, obwohl sie der normal-sedimentären Fazies angehören, wegen ihrer Bedeutung für die Alters-Einstufung von vulkanischen Vorgängen in Kap. E näher erläutert.

β. Plattenkalke

Im Lahnknie w. von Diez und im Heistenbachtal treten dünn bankige, schichtige, z. T. schiefrige, dunkelgraue bis schwarzgraue Kalksteine auf. Sie zeigen feine Lagenanordnung und stellenweise eine feine Bänderung. Im Heistenbachtal sind diese Kalke z. T. dolomitisiert; eine Kartierung der Dolomitanteile war wegen der geringen Ausstrich-Größe nicht möglich. Aus den wenigen Aufschlüssen im bearbeiteten Gebiet läßt sich eine sichere stratigraphische Fixierung der Plattenkalke nicht vornehmen. Die Profile sind stark gestört, der Verband mit dem Massenkalk kann tektonisch bedingt sein.

Kayser (1892, S. 16/17) faßte diese Kalke als die Unterlage der Massenkalke auf. Ahlburg sah sie als Übergangsglieder zwischen Riff-Kalk und Schalstein an (siehe Kegel 1922, S. 31). Demzufolge sind die Massenkalke in ihrem Auftreten an keinen stratigraphischen Horizont gebunden, sondern von den allgemeinen Sedimentationsbedingungen und der Möglichkeit der Kalk-Entstehung abhängig. Nach mdl. Mitt. von Prof. Michels sind die Plattenkalke auf Blatt Limburg als tiefobermitteldevonisch anzusprechen. Dieser Ansicht möchte ich mich für das bearbeitete Gebiet anschließen. Der Vergleich der Schicht-Mächtigkeiten unter den Plattenkalken mit den Mächtigkeiten des Gesamt-Givet spricht für eine solche Einstufung. Die Plattenkalk-Entstehung ist aber noch nach der Obermitteldevon-Transgression anzusetzen, die nach dem ersten Drittel des Givet erfolgte (vgl. S. 79), da in der Altendiezer Mulde Plattenkalke auftreten, dieses Gebiet aber erst mit der genannten Transgression wieder in den Ablagerungsraum des oberen Mitteldevon einbezogen wurde. Nicht überall sind die Plattenkalke unter dem Massenkalk ausgebildet, an verschiedenen Stellen begann die Kalk-Entstehung auch sofort mit der Bildung von massigen Riffkalken.

y. Massenkalk

Der Massenkalk (Stringocephalenkalk) ist das wichtigste Gestein der obermitteldevonischen Kalk-Fazies. Er ist ein meist sehr dichter Kalk von weißer, hellgrauer, blaugrauer oder auch dunkelgrauer Farbe. Die in anderen Teilen der Lahnmulde häufige Buntfärbung des Massenkalks tritt in der westlichen Lahnmulde zurück, obwohl sie nicht ganz fehlt. Schichtung im Kalk ist sehr selten, häufig aber tritt eine Bankung in 2—10 m dicke Bänke auf. Die Verwitterung hat in dem Kalk tiefe Schlotten und Höhlen entstehen lassen, die besonders eindrucksvoll im Fachinger Grundstollen aufgeschlossen sind und dort bis 100 m unter die Erdoberfläche reichen. Dolo-

mitisierung im Massenkalk ist selten, vereinzelte Dolomit-Vorkommen, eng begrenzt, treten im unteren Heistenbachtal auf.

Die stratigraphische Stellung des Massenkalks wechselt sehr stark innerhalb des oberen Mitteldevon (vgl. Ahlburg 1910). Der Beginn der Kalk-Entstehung ist von den Lebens-Möglichkeiten der aufbauenden Tiere abhängig und an kein Niveau gebunden. Aus Mächtigkeits-Vergleichen von verschiedenen Orten ist zu schließen, daß auch in der Schaumburger Mulde die Massenkalk-Bildung erst nach der Transgression des oberen Mitteldevon begann. Außer einigen wenigen schlecht erhaltenen Korallen, von denen sich

Macgeea cf. recta Walther Grypophyllum gracile Wedekind Disphyllum (Temnophyllum) sp.

bestimmen ließen, wurden keine Fossilien im Massenkalk gefunden. Der Kalk wurde diagenetisch verändert und tektonisch durchbewegt, so daß die vorhandenen Fossilien fast ausnahmslos zerstört wurden.

Südlich Balduinstein tritt an drei kleinen und eng begrenzten Stellen ein Kalk-Keratophyr-Mischgestein auf (2 davon in Taf. 6). Seine Farbe wechselt vom Keratophyr-Rot bis zum Blaugrau der Kalke in allen Übergängen. Vereinzelte Teile des Kalkes sind schichtig aufgebaut, Kalklagen und Lagen von eingeschwemmtem Keratophyr-Detritus (Schliff) wechseln ab. An anderen Stellen liegen eckige Kalk-Bruchstücke in Keratophyr-Grundmasse und umgekehrt. Hier sind Fossilien, meist Amphipora ramosa, im Kalk häufig.

C. Ober-Devon

Auf eng begrenztem Raum treten im Oberdevon große Fazies-Verschiedenheiten auf. Deshalb sollen nach einem kurzen stratigraphischen Überblick über das Oberdevon einige bezeichnende Folgen geschlossen beschrieben werden.

1. Stratigraphische Beschreibung a. Adorf-Stufe

Die Fazies-Gegensätze erreichen im tiefsten Oberdevon ihren Höhepunkt und für die westliche Lahnmulde ihren Abschluß. In der Adorf-Stufe treten sechs verschiedene Gesteinsausbildungen auf.

a. Adorfer Kalk

Der Adorfer Kalk besteht aus hellgelbweißen, hellblaugrauen, rötlichen oder auch dunkler roten Kalken und ist meist sehr gut gebankt, stellenweise auch ganz dünnplattig ausgebildet. Der Kalk ist ein Flaserkalk, ganz selten hat er nieriges oder knolliges Aussehen. Fossilien wurden im Adorfer Kalk nicht gefunden. Die Lagerung und petrographische Ausbildung der Gesteine läßt eine Einstufung in die Adorf-Stufe immer als sicher zu (vgl. Karte).

β. Buchenauer Schichten

Die Buchenauer Schichten stellen eine Wechselfolge von bunten Keratophyr-Tuffen, Rotschiefern und Kalkbänken dar. Rote, grüne, gelbe und violette Tuffe, die von Kalk-Bestegen und Kalk-Bänkchen durchzogen sind, wiegen vor; Sandsteine fehlen in den Buchenauer Schichten. Die Tuffe sind sehr fest, hart, sehr feinkörnig und dicht ausgebildet. Oft ist vom Liegenden zum Hangenden eine Korngrößen-Abnahme zu beobachten (graded bedding). Daneben kommen violette und grünliche, leicht schalsteinähnliche Mischtuffe vor. Ihr Korn ist gröber als bei den reinen Keratophyrtuffen. Sie sind auch nicht so hart und fest, sondern, da im Chemismus etwas basischer, inhomogener und der Schieferung mehr zugänglich. Von ganz untergeordneter Bedeutung in den Buchenauer Schichten sind stark tuffige, grünlich-gelbe Schiefer und Tuffite, die mit Kalkbänkchen wechsellagern und auf den Flächen vereinzelt Styliolinen und Zaphrentiden führen (Wasserriß 1 km onö. Hof Habenscheid).

y. Schwarzschiefer

Dunkle, den Cypridinenschiefern ähnliche Tonschiefer bilden eine dritte Fazies der Adorf-Stufe. Sie stehen in enger Beziehung zu den Buchenauer Schichten. Übergänge dazu finden auf engstem Raum statt, z. B. im ersten nach SW vorgetriebenen Querschlag im Fachinger Grundstollen. Da die Schwarzschiefer nach E hin zu reinerer Ausbildung und größerer Mächtigkeit gelangen, ist eine Abtrennung von den Buchenauer Schichten gerechtfertigt.

8. Rotschiefer

Außer den vereinzelten und dünnen Rotschiefer-Einlagerungen in den Buchenauer Schichten kommen Rotschiefer in der Adorf-Stufe vermutlich auch in reiner Ausbildung vor. Da ihre petrographische Ausbildung von der der Cypridinenschiefer des höheren Oberdevon nicht abweicht, konnte bei Mangel an Fossilien eine Abtrennung der adorfischen Rotschiefer nicht durchgeführt werden (vgl. Beschreibung des Höllloch in Kap. I C 2a, S. 59ff.).

E. Sandsteine

Die Sandsteine der Adorf-Stufe sind von gelbbrauner bis grauer Farbe, ziemlich rauh und leicht kalkig. Sie zeigen mittleres Korn, sind leicht verschiefert und enthalten vereinzelt hellgelbbraune feine Tonschiefer-Lagen. Die Sandsteine nehmen einen ganz kleinen Raum ein (250 m sw. Talhof).

ζ. Iberger Kalk

An einigen Stellen des Arbeitsgebietes dauerte die Bildung des Massenkalks vom Mitteldevon bis in das Oberdevon fort. Aus Mangel an petrographischen Unterschieden kann die Abtrennung nur durch Fossilien erfolgen, und die Kartierung läßt sich daher nicht durchführen. In den höchsten Teilen des Massenkalks wurden an einer Stelle im unteren Heistenbachtal

Phillipsastraea troscheli Edw. & Haime (Synonym Phill. ananas var. macromata Roem.?)

Phacelophyllum caespitosum Goldfuss

gefunden. Auf Grund der *Phill. troscheli* ist das oberdevonische Alter des Kalkes sicher. Michels (1923, S. 39) fand in Kalken am West-Hang des Greifenberg bei Limburg die Fauna des Iberger Kalks. Damit steht das hier erwähnte Vorkommen von oberdevonischem Massenkalk in der westlichen Lahnmulde nicht vereinzelt da.

b. Nehden- und Hemberg-Stufe

Mit dem Beginn der Nehden-Stufe sind in der westlichsten Lahnmulde die Fazies-Gegensätze ausgeglichen, Nehden- und Hemberg-Stufe liegen nur in der Fazies der Cypridinen-Schiefer vor. Sie stellen eine 70—100 m mächtige Folge von roten, grünen, gelben und graugrüngelben Tonschiefern dar, deren Schiehtung durch die starke Schieferung vollständig verwischt ist. Die Primär-Mächtigkeit dieser feinen Schiefer ist unbekannt, da hangende Schiehten in der westlichsten Lahnmulde fehlen. Das Leitfossil dieser Schiefer, Entomozoe (R) serratostriata, konnte nirgends gefunden werden; dem petrographischen Aussehen nach aber sind die Schiefer mit den fossilführenden Schiefern der mittleren Lahnmulde gleichzusetzen, deren Alter sicher festliegt.

Die Farbe der Schiefer läßt sich zu einer stratigraphischen Gliederung nicht benutzen. Die rote Farbe herrscht zwar stark vor, alle drei Farben aber sind an kein stratigraphisches Niveau gebunden, wie Untersuchungen im Grundstollen und an der Schaumburg zeigten. Es ist daher unklar, welcher Zeit die Cypridinenschiefer genau entsprechen. Der Mächtigkeit nach zu urteilen, ist die Hemberg-Stufe wohl nicht mehr ganz vertreten, und die Dasberg-Stufe fehlt wahrscheinlich ganz. Der Begriff "Cypridinenschiefer" ist demzufolge hier rein beschreibend, nicht als stratigraphischer Begriff gebraucht.

2. Regionale Beschreibung

a. Oberdevon im Hölloch

Im Hölloch ist die aushebende Schaumburger Mulde zwar nicht ungestört, sie ist aber im Kartenbild gut zu erfassen (vgl. Abb. 7). Nördlich des oberen Hölloch-Tals (1800 m sö. von Cramberg, 250 m nw. Punkt 217,6) schließt ein SW—NE verlaufender Feldweg schalsteinähnliche Grobtuffe auf, die den Buchenauer Schichten angehören. Südöstlich davon legen sich Cypridinenschiefer an, an einer Geländesenke auch morphologisch gut zu erkennen. Zwischen Tuff und Schiefer erscheinen etwas weiter nö. im Feld große Stücke von rotem und blauem Adorfer Kalk. Dieselben Adorfer Kalke, jetzt auf dem überkippten S-Flügel der Mulde, treten sö. des Cypridinenschiefer-Zuges am Waldrand unter einem Eisenerzlager (scharf nw. des Lagers) auf. Das Erzlager ist ein Grenzlager. Da das Grenzlager dort fast unmittelbar auf die Rotschiefer folgt (die Adorfer Kalke zwischen Erz und Cypridinenschiefer sind ganz geringmächtig), gehören die stratigraphisch tiefsten Schiefer (durch die Überkippung höchste Schiefer im Profil) wahrscheinlich zur Adorf-Stufe.

Nach SE folgt auf dem Süd-Flügel der Mulde über dem Grenzlager Givet-Schalstein, dem bald ein Schalstein-Roteisenlager eingeschaltet ist (Näheres in Kap. Erz). In der durch eine Querstörung abgeschnittenen sw. anschließenden Scholle treten stratigraphische Besonderheiten auf. Unter dem hangenden Givet-Schalstein liegt Adorfer Kalk. Die Mittel-/Oberdevon-Grenze ist primär nicht lagerführend. Unter dem darauf nach NW folgenden Cypridinenschiefer ist im N-Flügel der Mulde ein vollständiges Profil durch echte Buchenauer Schichten aufgeschlossen. Diese Buchenauer Schichten reichen bis zu einem Grenzlager, das nur andeutungsweise ausgebildet ist (vgl. Kap. Erz). Die Buchenauer Schichten bestehen aus einer Wechsellagerung von Kalken und bunten Tuffen. Süd- und Nord-Flügel der Schaumburger Mulde unterscheiden sich hier durch sehr ungleiche Mächtigkeiten in der Adorf-Stufe. Während auf dem N-Flügel der Mulde die Adorfer Kalke etwas geringmächtiger sind als auf dem S-Flügel, fehlen hier die auf dem N-Flügel so mächtigen Buchenauer Schichten vollständig (vgl. bes. Profil in Abb. 7).

In den höheren Partien der Buchenauer Schichten des Liegend-Flügels der Schaumburger Mulde werden die Kalke reiner. Man könnte ein Nehden-Alter dieser Kalke annehmen, ihre Grün-Färbung würde nach Erfahrungen in anderen Ober-Devon-Gebieten zur Nehden-Stufe passen. Dann wären nur die reineren Tuff-Partien als Adorf anzusprechen, für die am S-Flügel der Mulde Parallel-Bildungen fehlen würden. Eine Überschiebung müßte dann die gesamte Adorf-Stufe und das Grenzlager überfahren haben. Für eine solche Störung liegen keinerlei Anzeichen vor. Vermutlich begann die Bildung der Buchenauer Schichten an vereinzelten Stellen schon im obersten Mitteldevon, so daß hier im Hölloch die Grenze Mittel-/Ober-Devon innerhalb der Buchenauer Schichten zu suchen ist. Eine klare Entscheidung ist hier nicht möglich (vgl. auch S. 77 und 81).

Südwestlich einer erneuten Abschiebung ist das Oberdevon nicht mehr erhalten. Die Cypridinenschiefer heben aus, die Abschiebung schneidet den aus Adorfer Kalk gebildeten Muldenkern ab; ein vollständiges umlaufendes Streichen der Adorfer Kalke ließ sich nicht beobachten. Südwestlich der Störung folgt mitteldevonischer Schalstein. Zur näheren Erläuterung dient die Karte der Abb. 7.

b. Oberdevon an der Schaumburg

Im Fortstreichen nach NE tritt das Oberdevon erst wieder an der Schaumburg zu Tage. Die Adorf-Stufe ist im Nord-Flügel der Schaumburger Mulde durch Adorfer Kalke vertreten, die in der Haarnadel-Kehre über dem Talhof (sw. der Schaumburg) anstehen. Nach SW hin ein Stück zu beobachten, ist ihr weiterer Verlauf nur an den Auswaschungen in den angrenzenden Wiesen zu sehen. Nach NE sind die Kalke ungefähr 300 m nö. der Schaumburg nochmals aufgeschlossen, dann macht Löß die weitere Kartierung unmöglich.

Der S-Flügel der Schaumburger Mulde wird von SW bis zum Tälchen s. der Schaumburg ebenfalls von Adorfer Kalk gebildet. In der Nähe der Überdeckung im Distrikt "Idaholz" wird der Kalk von geringmächtigen, mit gelben Schiefern wechsellagernden Sandsteinen vertreten, n. des Tälchens werden die Kalke von Buchenauer Schichten abgelöst (vgl. geol. Karte der Taf. 6). Die Buchenauer Schichten lassen sich bis zum

Distrikt "Karlskopf" verfolgen und treten in einem Wasserriß n. von Distrikt "Viktorholz" nochmals zu Tage.

c. Oberdevon im Balduinsteiner Burgruinenprofil

Das Profil unter der Balduinsteiner Burgruine vermittelt einen guten Eindruck der Fazies der Buchenauer Schichten. Die das Profil unterlagernden Schichten, die zum Mitteldevon gehören, sind von W her bis zur alten Burgmauer aufgeschlossen, die die Dorfstraße an der Abzweigung des Burgwegs erreicht. Von hier an nach E fehlen

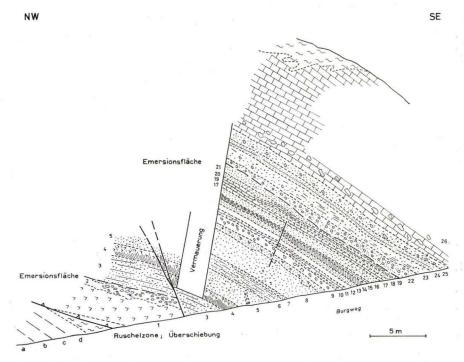


Abb. 9. Profil durch Buchenauer Schichten unter der Balduinsteiner Burgruine.

Die Zahlen beziehen sich auf die Profil-Beschreibung.

40 m des Profils, die z. T. nicht aufgeschlossen, z. T. verbaut sind. Danach beginnt das Profil, das von oben nach unten dargestellt wird. Die Maßangaben verstehen sich in Metern, sie nennen Durchschnittswerte (Abb. 9.)

- 10,00 Massenkalk, mit Schalstein verzahnt; in den unteren Bänken des Kalkes Keratophyrgerölle.
- 0,90 Diabastuff, darin eckige und abgerollte Stücke von Keratophyr, Diabas und Kalk.
- 24. 0,50 Feste, feine Keratophyrtuffe, gut geschichtet, gelbrot, bläulich, z. T. mit Lapilli.

- 23. 1,20 Zusammengeschwemmte Korallenreste, Amphipora ramosa, dazwischen sehr viel umgelagertes (?) Tuffmaterial, Schiefermaterial, einzelne Keratophyr-Gerölle.
- 22. 0,80 Keratophyr-Gerölle in Tuff-Kalk-Matrix.

— Emersionsfläche —

- 21. 0,30 Harter, hellroter bis hellgrauer Feintuff, nach unten hin auskeilend.
- 20. 0,20 Sehr harter Keratophyr-Feinsttuff, ähnlich Schicht 18.
- 19. 0,20 Plattige und gebankte, helle und dunkle Kalke.
- 18. 0,25 Keratophyr-Feintuff, nach oben auskeilend.
- 17. 0,50 Blaugrauer, gebänderter Kalk.
- 16. 0,50 Sehr feiner, hellroter, z. T. körniger Keratophyr-Tuff.
- 15. 0,30 Gebänderter, blaugrauer Kalk.
- 14. 0.15 Kalkiger, verschieferter, mürber, brüchiger Tuff.
- 13. 0,35 Roter, z. T. auch blaugrauer, sehr fester Keratophyr-Feintuff.
- 12. 0,50 Korallen-führender, stark sandiger Kalk.
- 11. 0,40 Blaugrauer, dünnbankiger, harter Kalk.
- 10. 0,04 Keratophyr-Feinsttuff, mit kieseligen Schiefern wechselnd, auskeilende Linsen.
- 9. 0,70 Harter Kalk, mit Keratophyr- und Kalk-Geröllen.
- 8. 3,00 Keratophyrtuffe, oben 0,5 m rot; darunter 2,5 m grün. An der Grenze Keratophyr-Lapilli; in den oberen Tuff-Partien eckige Kalk- und Keratophyr-Bröckchen.
- 7. 0,20 Grüne Keratophyrtuffe, z. T. mit roten Tuffen wechsellagernd.
- 6. 1,00 Rote, sehr feste Keratophyrtuffe, mit Rotschiefern wechselnd.
- 5. 1,80 Harte Keratophyr-Feintuffe, stark Keratophyr ähnelnd.
- 4. 1,00 Dunkelblaugraue kalkige Schiefer, mit Tuff vermischt, nach oben in unreinen Kalk übergehend.
- 3. 3,00 Sehr feiner und harter Keratophyrtuff, gut geschichtet, quarzdurchtrümmert.

- Emersionsfläche -

- 0,50 Rote Keratophyr-Grob- und -Feintuffe, mit Rotschiefern wechsellagernd;
 z. T. stark vererzt, kleine Keratophyr-Bomben und -Gerölle.
- 1. 3,00 Dichter, kristalliner Kalk.
- d) Gebankte Kalke.
- c) Kalkschiefer-Tuff-Material.
- Stark verschieferter und kalkiger Schalstein, nach oben in unreinen Kalk übergehend.
- a) Heller bis dunkelblauer Kalk.

Die Schichten a—d gehören noch zum Mitteldevon. Die Gründe für die Einstufung des darüber lagernden Burgruinen-Profils in die Adorf-Stufe sind in Kap. I E 1 g gegeben. Die tektonische Ausdeutung erfolgt in Kap. II (vgl. Abb. 19).

Bei der Profil-Beschreibung und -Darstellung wurden verschiedene dünne, petrographisch ähnliche Schichten zusammengefaßt. Zur näheren Erläuterung vgl. die geologische Karte.

d. Oberdevon im Fachinger Grundstollen

Das Oberdevon im Fachinger Grundstollen unterscheidet sich nicht von den bekannten Ausbildungen (vgl. Abb. 8). Die Adorf-Stufe ist auf beiden Flügeln der Schaumburger Mulde als ungefähr 20 m mächtiges Schwarzschiefer-Paket vertreten, und das höhere Oberdevon durch Cypridinenschiefer. Nach SW gehen die Schwarz-

schiefer in Buchenauer Schichten über (vgl. auch S. 58). Das Oberdevon über der Diskordanz bei Stollen-Meter 1715—1745 (vgl. Grundstollen-Profil Abb. 17) liegt in Buchenauer-Fazies vor, wobei Rotschiefer und Kalke gegenüber den Tuffen vorherrschen.

Die Adorf-Stufe im Hangenden des "hangenden Grenzlagers" am Stollenende besteht aus fast reinen Tuffen der Buchenauer Schichten.

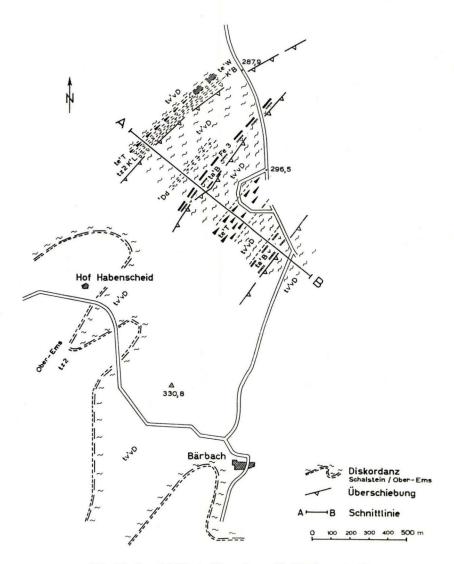


Abb. 10. Spezial-Karte Umgebung Hof Habenscheid.

Vgl. dazu das Profil der Abb. 26. — Die Diskordanz Schalstein/Ober-Ems wurde verfaltet; in streichender Fortsetzung der Ober-Ems-Sättel nach E liegen Sättel von oberem (Schalstein) bzw. unterem Mittel-Devon (Tentaculitenschiefer) entsprechend der Auflagerung jüngerer Sedimente auf Ober-Ems nach E hin.

e. Oberdevon im Raum Hof Habenscheid

In gradliniger Verlängerung des Tälchens s. der Schaumburg nach SE treten noch zwei kleinere Vorkommen von Oberdevon auf. Von der Talbiegung (400 m sw. Punkt 287.9: 800 m nö. Hof Habenscheid) aus nach S folgt Schalstein, der in seinen höchsten Partien stark vererzt ist; in einem Wasserriß liegen reichlich Erz-Brocken und vererzte Schalsteine. Als Fortsetzung des Pingenzugs am Ende des Schaumburger Tälchens (am E-Rand der Karte der Taf. 6) nach SW tritt hier im Hangenden des mitteldevonischen Schalsteins das Grenzlager auf. Rote, schalsteinähnliche Tuffe, mit grünen Feintuffen wechsellagernd, sind im Hangenden des Erzes in einem Steinbruch gut aufgeschlossen. Die roten Tuffe sind vererzt. Auf diese als Buchenauer Schichten anzusprechende Gesteinsfolge ist mitteldevonischer Schalstein von Sher aufgeschoben. In Pingen, die im Hangenden des Erzes liegen, erscheinen reichlich Rotschiefer der Nehden-Stufe; sie stehen über Tage nicht an, da die Störung sie überfahren hat. Nach 200 m Schalstein folgen nach S im Kern eines Sattels mitteldevonische Tentaculitenschiefer als großplattige, gelbliche Schiefer mit Styliolinen und vereinzelten Einlagerungen von Kalkbänken. An der S-Flanke des Sattels folgt wiederum mitteldevonischer Schalstein und darauf in einem Wasserriß, schlecht aufgeschlossen, stark tuffige, gelbbraune dichte Schiefer. Oft ist das Gestein ein reiner, gelbbrauner Tuff mit vielen Schiefer-Fetzen. Der Tuff stellt Adorf-Stufe in Buchenauer Fazies dar, vgl. auch Kap. Erz und Abb. 26.

Kayser kartierte das in diesem Profil nördlichste Vorkommen von Buchenauer Schichten als mitteldevonischen Schalstein. Das dort auftretende Erzlager müßte demnach ein Schalsteinlager sein. Es ist aber an anderen Stellen klar als Grenzlager ausgewiesen. Das südliche Vorkommen von Buchenauer Schichten nö. Hof Habenscheid faßte Kayser als Ober-Ems auf. Aus früher erörterten Gründen (vgl. S. 58) ist das oberdevonische Alter auch hier gesichert.

D. Die paläozoischen Eruptivgesteine

Die zahlreichen Eruptivgesteine der Lahnmulde sind sowohl petrologisch-genetisch als auch geologisch-stratigraphisch sehr unterschiedlich und bieten eine Fülle geologischer und petrologischer Probleme. Der Fragestellung dieser Arbeit entsprechend wurden keine speziellen petrographischen Untersuchungen durchgeführt; bei der Behandlung der vulkanischen Gesteine beschränke ich mich auf eine reine und nur makroskopische Beschreibung. Die tektonisch-stratigraphischen Probleme der Eruptiva, nicht weniger zahlreich und vielfältig, sind in Kap. I E dargestellt.

1. Keratophyre

a. Einleitung

1823 machte v. Dechen zum ersten Mal Beobachtungen über "Lenneporphyre" bekannt. Gümbel beschrieb "dichte, hornfelsartige" Gesteine aus dem Fichtelgebirge und nannte sie "Keratophyre" (1874, S. 43). Lossen (1882a) vermutete, daß Kochs "Lahnporphyre" (1880) zu den Keratophyren Gümbels zu rechnen seien und charakterisierte den Keratophyr (1882b) als "...saures Glied derjenigen paläozoischen Eruptivformation,

an derem basischen Ende die echten Diabase stehen." Lossen, Rosenbusch (1901, 1910) und Brauns (1909) führten Teil-Bearbeitungen durch, bis Goetz (1937) die Keratophyre des Lahngebietes in ihrer Gesamtheit chemisch-petrographisch untersuchte.

b. Beschreibung

Die Keratophyre des westlichen Lahngebietes bestehen aus dunkelroten, fleischroten, z. T. auch braunrot bis dunkelgrün-schwärzlich gefärbten Gesteinen mit vielen eingelagerten Feldspat-Leisten. Die Grundmasse ist dicht ausgebildet; Quarz als Einsprengling ist selten, obwohl das Gestein an Kieselsäure sehr reich ist. Die Absonderungsform der Keratophyre ist zumeist massig und richtungslos, stellenweise plattig, seltener kugelig.

Die Keratophyre ähneln sich im makroskopischen Aussehen; das Gestein variiert innerhalb der oben angegebenen Ausbildung. Der Keratophyr 500 m w. von Heistenbach fällt durch seine sehr gut ausgebildete plattige Absonderung und die Verfaltung der Platten auf. Die Keratophyre am Kehrberg bei Balduinstein und auf der anderen Lahnseite, 450 m nw. von Punkt 236,4, zeigen in ihren tiefsten Teilen kugelige Absonderung; ebenso der Keratophyr an der Aarmündung, der in seinen höchsten ProfilTeilen kugelige Auflösung erkennen läßt. Die kugelige Ausbildung (nicht mit Konglomeraten zu verwechseln) geht z. T. aus massigem oder plattigem Keratophyr hervor, der Zwischenraum zwischen den Kugeln ist immer von Keratophyr der gleichen Zusammensetzung ausgefüllt. Der Keratophyr vom Küppel bei Steinsberg zeichnet sich durch helle, fast weiße, oft hellbläulich-graue Farbe aus. Im Keratophyr am W-Eingang des Hölloch ist leichte Blasen-Bildung zu beobachten.

Die wichtigste von der normalen Gesteinsausbildung abweichende Varietät der Keratophyre ist ein Typ, der durch ein nachträgliches Zerbrechen seiner Bestandteile auffällt. Bei oberflächlichem Hinsehen macht das Gestein ganz den Eindruck eines dichten, massigen Keratophyrs. Größtenteils ist die Ausbildung auch dicht und richtungslos. In den normal ausgebildeten Teilen aber treten Schlieren und Linsen auf, in denen das Gestein zerbrochen ist, die Bruchstücke mehr oder weniger zueinander verstellt und wieder durch Keratophyr-Material verheilt sind. Die einzelnen Teile dieser brecciösen Schlieren sind eckig, sehr scharf und winklig begrenzt und lassen in ihrer Lage zueinander kein System erkennen. Es hat den Anschein, als seien bei einer Verformung des Gesteins schon auskristallisierte Teile des Keratophyrs nochmals zerbrochen worden und dann bei der endgültigen Erstarrung durch noch wanderungsfähige Restschmelze in ihrer jeweiligen Lage zueinander fixiert und "eingebettet" worden. Die die zerbrochenen Teile des Gesteins zusammenhaltende Gesteins-Substanz ist durchweg heller als die breccisierten Gesteinspartien (nur an der Aarmündung ist das Zement an manchen Stellen dunkler), sie dürfte dementsprechend vielleicht saurer sein in ihrer Zusammensetzung. Da die Schlieren und Linsen der Breccien zum übrigen, normal entwickelten Gesteinsverband keine scharfe Grenze besitzen, an keine bestimmte Richtung gebunden sind und ohne System und regellos darin verstreut liegen, wurde diese Erscheinung der Breccien-Bildung "innere Breccie" genannt (vgl. Taf. 1 Fig. 1 u. 2). Die Vorkommen der Keratophyre, die diese innere Breccien-Bildung zeigen, wurden auf der Karte gesondert dargestellt.

Ein SW—NE verlaufender Gesteinszug quert 500 m s. der Mündung des Rupbachs dessen Tal (vgl. geol. Karte der Taf. 6). Stellung und Vorkommen dieses Eruptivs rechtfertigen eine gesonderte Beschreibung. Verschiedene Autoren gaben dem Gestein voneinander abweichende Namen und Deutungen.

In einer feinkörnigen Grundmasse von dunkelgrüner bis schwarzgrauer Färbung, die stellenweise hellgrau und sogar ganz hellrötlich werden kann, sind Feldspat-Einsprenglinge klar und oft zu beobachten; als Einsprenglinge vorherrschend aber sind dunkle Gemengteile als kleine, runde, schwarze Flecken. Vereinzelt sind kleine Pyrit-Kristalle zu beobachten. Das dichte, glasartige Aussehen anderer Keratophyre fehlt.

Auf Grund der makroskopisch erkennbaren Sonderstellung wurde das Gestein auch auf der Karte gesondert dargestellt. Außer dem großen, 250 m nö. Gutenacker beginnenden Zug, der sich über eine Länge von 1,5 km bis auf das nördliche Lahnufer erstreckt, tritt es noch in einem kleineren Vorkommen auf: 180 m s. der Justusmühle am linken Talhang in 180 m Höhe. Drei andere, undeutlich begrenzte Vorkommen dieses Gesteins wurden nicht auskartiert, vgl. Kap. E 1e.

Die erste Mitteilung über dieses Eruptiv-Gestein stammt von Hilger (1879). Er machte eine Analyse bekannt und sprach das Gestein als Diorit an. Schauff (1880) faßte das Gestein als Zwischenglied zwischen Diorit und Diabas auf und nannte es Proterobas, Lossen (1883) nannte es Paläodiorit, Kayser (1892) Augit-Diorit-Porphyrit, und Prior (1901) bestimmte es nach mikroskopischer Untersuchung als Riebeckit-Ägirin-Tinguait. Rosenbusch (1908) und ebenso Brauns (1909) faßten das Gestein als "Lahnporphyr" auf. Goetz (1937) läßt keine der genannten Bezeichnungen gelten. Er stellt das Vorkommen insgesamt zum Keratophyr. Dem kleineren Vorkommen s. der Justusmühle räumt er insofern eine Sonderstellung ein, als es einen an si untersättigten Keratophyr verkörpert. Dieser Keratophyr vertritt einen schwach basischen Magmen-Typ.

Die Keratophyre des Rupbachtals sind in ihrem Chemismus durch negative Quarz-Zahlen ausgezeichnet (vgl. Analysen 23 und 24 bei Lehmann 1941, S. 9). Sie tendieren zu den basischen Eruptiva hin und stellen das basische Endglied der in der westlichen Lahnmulde auftretenden Keratophyre dar. Eine Ausnahme bildet das am wenigsten saure Gesteine s. der Justusmühle (Analyse 24 bei Lehmann), das si-untersättigt und schon als schwach basisch anzusprechen ist. Goetz verzichtet dennoch auf eine aus den Untersuchungen vertretbare neue Namengebung für dieses kleine Vorkommen.

2. Porphyrite

Der Porphyrit, seiner petrographischen Stellung nach ungefähr zwischen Diabas und Keratophyr einzuordnen, besitzt hellgrüne bis graugrüne Grundmasse von dichtem bis ganz feinkörnigem kompaktem Aussehen, in die Feldspäte als Einsprenglinge eingelagert sind. In Struktur und Gefüge ähneln die Gesteine dem Keratophyr, die Farbe tendiert wegen des höheren Gehaltes an dunklen Mineralien (Chlorit) zu der des Diabas hin.

Das Auftreten von Porphyriten ist in der westlichen Lahnmulde auf wenige Punkte beschränkt. In einiger Mächtigkeit kommt Porphyrit nur im Fachinger Grundstollen vor (vgl. Abb. 17). Zwei weniger mächtige Einlagerungen von Porphyrit treten in den untermitteldevonischen Keratophyr-Tuffen im Wasserriß an der Aarmündung auf.

3. Diabase

a. Einleitung

KAYSER teilte die basischen Eruptiva des Paläozoikums in dichte Diabase, körnige Diabase und Diabasmandelsteine ein. Ahlburg trennte bei seinen Aufnahmen in der östlichen Lahnmulde fünf verschiedene Diabas-Arten voneinander. Seine Einteilung ist nach verschiedenen, untereinander nicht gleichwertigen Gesichtspunkten getroffen, und mit Recht wendet sich Lehmann (1941, S. 25) gegen eine Methode, die petrographische Typen-Entwicklung z. T. auf geologisch-stratigraphischen Merkmalen aufbaut.

Gegen Lehmanns Einteilung der Diabase ist anzuführen, daß "Diabas" und "Weilburgit" immer nur im Schliff unterschieden werden können, nie aber am Handstück. Da das Weilburgit-Problem hier nicht behandelt wird, werden die Diabase des Arbeitsgebietes nur makroskopisch unterschieden.

Eine vom Dünnschliff unabhängige Gliederung, die trotzdem nach petrographischen Gesichtspunkten aufgebaut ist, ist die alte Unterteilung von Kayser. Unter Hinzunahme eines vierten Typs, des porphyrischen Diabas, wurde nach dieser Gliederung der Diabas-Komplex bei der Kartierung aufgeteilt.

Die Zugehörigkeit der Diabase zu den einzelnen Unter-Gruppen ist der Kartierung (Taf. 6) zu entnehmen, ihre Alters- und geologische Stellung wird zusammenhängend in Kap. E 3 dargestellt.

b. Beschreibung

a. Dichte Diabase

Es sind immer Einsprenglings-arme, meist sogar Einsprenglings-freie Gesteine von ganz feinkörnigem bis dichtem Gefüge. Die Farbe ist dunkelgrün, grasgrün oder graugrün, die Absonderung in allen Vorkommen massig und dicht. Nur an den dichten Diabasen gegenüber Fachingen macht sich in einzelnen Teilen eine Bankung und Plattung bemerkbar; hier mögen primäre Lagenanordnung und tektonische Überprägung zusammengewirkt haben.

β. Diabasmandelsteine

In einer den dichten Diabasen ähnlichen Grundmasse sitzen hellgelbe bis weiße Calzit-Mandeln oder dunkelgrün-braune Mandeln von Chlorit. Eine kartenmäßige Trennung der Mandelsteine von den dichten Diabasen ist oft schwierig, da Übergänge zwischen beiden Typen vorkommen. Oft, besonders bei Calzit-Füllung, sind die Mandeln herausgewittert, und bei intensiver Verschieferung sehen diese so verwitterten Gesteine den Schalsteinen sehr ähnlich.

Der Diabasmandelstein ist der häufigste Diabas-Typ im bearbeiteten Gebiet. Seine Absonderung ist vorwiegend richtungslos massig. Oft kommen Pillow-Bildungen vor, deren Erkennen an manchen Stellen durch tektonische Verformung ebenfalls sehr erschwert wird.

Die Gesteine vom Gabelstein und bei Balduinstein, hier als Diabasmandelsteine kartiert, rechnet Lehmann auf Grund seiner Analysen (Analysen 51 und 52, Lehmann 1941, S. 58/59) zu den Weilburgiten.

γ. Körnige Diabase

Olivin, Feldspat und Augit bauen das Gestein vorwiegend auf. Durch große Kristall-Ausbildung ist die ophitische Struktur dieser Diabase deutlich zu beobachten. Das Vorkommen der körnigen Diabase ist beschränkt auf das untere Wasenbachtal und seine nächste Umgebung. Auch bei den körnigen Diabasen gibt es vereinzelt Übergänge zu dichten Diabasen, besonders gut in dem großem Diabas-Steinbruch im unteren Wasenbachtal zu beobachten. Nach SW zu neigt das Gestein dieses Diabas-Zuges zu schalig-kugeliger Ausbildung, besonders an den Stellen, die den dichten Diabasen ähneln. Vielleicht aber ist das schalige Aussehen nur ein Ergebnis der Verwitterung.

δ. Porphyrische Diabase

In einer Grundmasse von körniger Beschaffenheit schwimmen bis zu 1 cm große idiomorphe Feldspat-Kristalle, vereinzelt kommen auch Pyroxen-Einsprenglinge vor. Porphyrischer Diabas tritt nur an wenigen Stellen auf. Im unteren Rupbachtal beginnt er an der Landstraße, geht nach NE zu aber in Diabasmandelstein über; er stellt hier also eine Fazies des Diabasmandelsteins dar. An der Mündung des Wasenbachtals tritt porphyrischer Diabas als selbständiger Gang innerhalb der Wissenbacher Schiefer auf. Andere Vorkommen von porphyrischem Diabas sind der Karte zu entnehmen.

E. Die stratigraphische und petrographische Stellung der Eruptiva und ihrer Lockerprodukte

KAYSER und Koch beschränkten sich bei der Bearbeitung der Eruptivgesteine auf den Blättern Schaumburg und Limburg auf eine ungefähre kartenmäßige Festlegung der einzelnen Vorkommen. Petrographische Untersuchungen oder geologisch-stratigraphische Einstufungen wurden von ihnen nicht vorgenommen.

1. Keratophyre und ihre Tuffe a. Erforschungsgeschichtlicher Überblick

Brauns (1909) und Goetz (1937) führten bei ihren Bearbeitungen der Keratophyre des Lahngebietes lediglich petro-chemische Untersuchungen durch und nur aus der östlichen Lahnmulde war durch Ahlburg (1910) bekannt, daß die Keratophyre und ihre Tuffe dort dem oberen Mitteldevon angehören. Meyer (1914) gewann in der westlichen Lahnmulde andere Ergebnisse als Ahlburg. Nach Meyer, der einem Teil der Keratophyre in der westlichen Lahnmulde ebenfalls obermitteldevonisches Alter zuschreibt, sind mehrere Keratophyr-Vorkommen am W-Ende der Lahnmulde in das untere Mitteldevon einzustufen.

In der vorliegenden Arbeit wurden diese Fragen näher untersucht. Die Ergebnisse zeigen, daß die Alters-Einstufung der Keratophyre nicht ohne weiteres im Sinne Ahlburgs (vgl. Ahlburg 1918, Erl. zu Blatt Weilburg, S. 23) aus der östlichen Lahnmulde in ihr W-Ende übertragen werden kann.

Kayser und Koch trennten auf den Blättern Schaumburg und Limburg innerhalb der Produkte des sauren Vulkanismus an wenigen Stellen den "Schalstein des Lahnporphyrs" von dem "Lahnporphyr" ab. Meist sind es Keratophyr-Konglomerate, die auf den beiden Blättern als "Schalsteine des Lahnporphyr" ausgeschieden sind. In den meisten Fällen (wenige Ausnahmen vgl. Blätter Schaumburg und Limburg) wurden die Lockerprodukte der Keratophyre mit den normalen Schalsteinen vereinigt.

Bei der Neu-Bearbeitung der westlichsten Lahnmulde ließen sich innerhalb der Produkte des sauren Vulkanismus die Keratophyr-Tuffe von den Keratophyren gut abtrennen. Die Keratophyr-Konglomerate wurden von den Tuffen ebenfalls kartenmäßig unterschieden (vgl. S. 55/56).

Wie bei der Beschreibung der Keratophyrtuffe schon knapp angedeutet (vgl. S. 46), wurden unter der Keratophyrtuff-Signatur auch keratophyrische Gesteine zusammengefaßt, deren Tuff-Charakter nicht ganz sicher ist. Bei Schliff-Untersuchungen sind in den mitteldevonischen Keratophyrtuffen keine typischen Tuff-Strukturen zu erkennen (Bogen-Strukturen, Bimsteile), wie sie z. B. von den Porphyroiden bekannt sind (vgl. S. 12) und auch bei den Schalsteinen auftreten. Vor allem fehlt das verschieferte Glas in den Tuffen. Man könnte an eine starke tektonische Überprägung denken, die diese Strukturen verwischt hat und heute nicht mehr erkennen läßt. Wenn aber bei den noch älteren Porphyroiden diese Strukturen auftreten, dann fällt das Alter und die Beanspruchung der mitteldevonischen Tuffe als Grund für das Fehlen der Glas-Komponente weg. Die Dünnschliff-Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen; es sei hier aber schon angemerkt, daß die als Keratophyrtuffe kartierten Gesteine vielleicht zu einem großen Teil Schutt-Bildungen oder Umlagerungs-Produkte eines stark tuffitischen Gesteins sind. Die z. T. sehr heterogenen Gesteine, in der geologischen Karte durchweg als Keratophyrtuffe bezeichnet, sind noch nicht klar unterzugliedern und zu trennen.

Das gilt auch von dem als brecciösen Keratophyr kartierten Vorkommen im unteren Birlenbachtal, das stellenweise sicher brecciösen Keratophyr darstellt, z. T. aber auch konglomeratischen Bildungen ähnelt (vgl. S. 79). Die Entstehung der z. T. verbackenen Konglomerate und Breccien im Hang s. des Grundstollens ist ebenfalls noch nicht aufgeklärt (vgl. S. 81). An einer Stelle wurde dort sogar Säulen-Bildung in keratophyrischen Gesteinen beobachtet. Die Säulen sind aus eckigen Keratophyr-Bruchstücken aufgebaut, die miteinander verbacken sind. Mit der Bildung der "inneren Breccien" hat diese Erscheinung aber nichts zu tun.

Es ist unklar, ob der Tuff-Charakter der Keratophyr-Tuffe von der Wende Unter-/Mittel-Devon (vgl. Kap. E 1c) ebenfalls anzuzweifeln ist. Das Vorherrschen von Lapilli und das fast völlige Fehlen der Schieferung in diesen Gesteinen macht ihren Tuff-Charakter wahrscheinlicher.

b. Singhofener Porphyroide

Die Singhofener Porphyroide wurden schon im stratigraphischen Teil eingestuft und besprochen (vgl. S. 12–16). Die Porphyroide stellen Tuffe eines keratophyrischen Magmas dar, zu denen ein Erguß fehlt. U. d. M. läßt sich ihre Tuff-Struktur deutlich erkennen, denn sie zeigen die "Aschenstrukturen" Mügges, die bogigen Glassplitter, wie sie für saure Feintuffe typisch sind.

Die Porphyroide sind auf das rheinische Faziesgebiet beschränkt und haben ihre Haupt-Verbreitung im Taunus, im Hunsrück und am NW-Rand der Moselmulde.

Nach W hin nehmen sie schnell ab, verschwinden dann ganz, und auch nach N hin fehlen Porphyroide. Die Tuff-Vorkommen zeigen keine räumliche Anordnung, die eine Lokalisierung ihrer Entstehung rechtfertigt. Da die Tuffe im Ost-Taunus ziemlich mächtig und zahlreich sind, ist es nicht ausgeschlossen, daß das Ausbruchs-Zentrum, wenn nicht mehrere Ausbruchs-Stellen vorhanden waren, im Gebiet der heutigen Wetterau lag und der Beobachtung unzugänglich ist. Das Auftreten von drei übereinander liegenden Porphyroiden an verschiedenen, nicht zusammenhängenden Stellen, und das Auskeilen der Tuffe macht die Annahme mehrerer kleiner und voneinander getrennter Ausbruchs-Zentren wahrscheinlich. Vorerst besteht noch keine Möglichkeit, diese Frage zu klären.

c. Keratophyre und Tuffe an der Wende Unter-Mittel-Devon

Die Faunen von der Aarmündung (vgl. S. 35 und 44 ff.) belegen, daß vom mittleren Kondel bis zum höheren Unter-Mitteldevon in der NE-Ecke des bearbeiteten Gebietes Keratophyr-Tuffe zur Ablagerung kamen, in deren oberen Schicht-Teilen Schieferlinsen eingelagert sind. Diskordant über den Tuffen und Schiefern lagern ziemlich grobe Keratophyr-Konglomerate und Keratophyre.

MEYER (1914, S. 472) sah in dem Profil nur eine konkordante Folge vom Liegenden zum Hangenden. Wie schon ausgeführt (vgl. S. 35), hängt es von der Einschnitts-Tiefe des Wasserrisses ab, ob im Profil der unterlagernde Tuff zum Vorschein kommt, oder ob nur das Keratophyr-Konglomerat erscheint. Da MEYER diese Lagerung nicht berücksichtigte, stellte er den Keratophyr ins Liegende der einwandfreien Kondel-Schichten (nach MEYER aber unteres Mitteldevon).

Der Keratophyr an der Aarmündung, 115 m nö. des beschriebenen Profils, liegt ungefähr in der Höhe des Lahnspiegels. Er liegt, nach absoluter Höhe gesehen, tiefer als die Kondel-Schichten in dem erwähnten Wasserriß, gehört aber trotzdem nicht in das stratigraphisch Liegende der Schichten, sondern ist von ihnen ebenfalls durch die Diskordanz-Fläche getrennt. Durch die Wellung der Diskordanz-Fläche ist die verschiedene absolute Höhenlage der transgredierenden Gesteine möglich.

MEYERS Diskussion um die Bedeutung der Keratophyr-Konglomerate (S. 473) stimme ich in ihrem Endergebnis zu: bei den Konglomeraten handelt es sich um Transgressions-Konglomerate. Wie auf S. 110 ausgeführt wird, waren Teile der westlichen Lahnmulde im Anschluß an die Brandenberg-Faltung im unteren Givet-Land, das der Abtragung unterlag. Die unter- und untermitteldevonischen Tuffe wurden hier erodiert, wodurch die unebene Land-Oberfläche und spätere Diskordanz-Fläche entstand. Die Transgression des oberen Mitteldevon begann danach mit einem Transgressions-Konglomerat; der Keratophyr von der Aarmündung ist ein terrestrischer Erguß vor der Transgression und der spätere Lieferant der Keratophyr-Gerölle.

MEYER will in dem Profil unterhalb der Aarmündung vier verschiedene Transgressions-Konglomerate erkennen. Die vier Horizonte erklärt er damit, daß "...Pausen zwischen der eruptiven Tätigkeit eingetreten sein müssen..." (S. 473). Er ordnet jeder seiner Konglomerat-Lagen eine Keratophyr-Eruption zu, von denen jede ein neues Transgressions-Konglomerat geliefert haben soll. Selbst bei dem Vorhandensein

mehrerer Konglomerat-Horizonte in dem Profil wäre Meyers Erklärung nicht befriedigend. Die verschiedenen Konglomerate wären dann nur auf einen Wechsel des sedimentierten Materials zurückzuführen, Material-Wechsel aber kann man nicht ohne weiteres mit einer Transgression gleichsetzen.

Das Unwahrscheinliche dieser Erklärung wird auch deutlich, wenn man die Maßangaben Meyers vergleicht. Eine Annahme, daß zwei 4—5 m mächtige Tonschiefer-Pakete, frei von allen Eruptiv-Komponenten, mit Tuffen und zwei Konglomerat-Horizonten von 2 und 15 (!) m Dieke wechsellagern, ist unmöglich. In diesem Punkt schließe ich mich Ahlburg (1918, S. 23) an, nicht aber seinen weiteren Folgerungen. Ahlburg führt an, von Blatt Weilburg verlaufe ein Keratophyr-Zug über Blatt Hadamar bis n. von Diez; aus der petrographisch völligen Übereinstimmung der Gesteine sei auch auf eine Alters-Gleichheit zu schließen. Aus petrographischer Ähnlichkeit oder Gleichheit aber lassen sich keine Rückschlüsse auf das Alters-Verhältnis ableiten.

Auch der biostratigraphische Beweis für das untermitteldevonische Alter des Keratophyrs an der Aarmündung, den Meyer führt, ist zu widerlegen. Die beiden Fossil-Horizonte dürfen nicht als gleich angesehen und zusammen besprochen werden. Die beiden Faunen sind deutlich verschieden, die fossilführenden Schieferpakete sind durch zwischenlagernde Keratophyrtuffe getrennt.

Bei der Diskussion der von Meyer angeführten Faunen aus den blauen und gelben Schiefern ergibt sich eine Trennung zwischen diesen. In den blauen Schiefern spricht Acaste henni sicher für oberstes Unterdevon (R. & E. Richter 1952), kein anderes Fossil spricht dagegen. Proetus holzapfeli deutet zwar meist auf einen höheren Horizont, Acaste henni aber ist sicheres Leitfossil. Meyer führt Proetus holzapfeli aus den Leuner Schiefern an; das ist kein Beweis für untermitteldevonisches Alter dieser Form, denn die Leuner Schiefer beginnen (bei Leun selbst) schon im obersten Unterdevon (Solle 1942a), wie auch aus der Profil-Beschreibung s. des Talhof hervorgeht (vgl. S. 43 fl.). Die Fauna der gelben Schiefer dagegen ist sicher untermitteldevonischen Alters (Dalmanella opercularis, Anoplotheca lepida). Die geringe Entfernung zwischen den blauen und den gelben Schiefern, die Meyer noch zur Stütze der Gleichzeitigkeit heranholt, ist durch epirogene Bewegungen in der Nachbarschaft zu dieser Zeit verständlich. Auch in dem Profil der Leuner Schiefer s. des Talhof sind die Mächtigkeiten sehr unterentwickelt.

MEYER setzte beide Fossil-Horizonte altersgleich und erklärte das "gleichzeitige" Auftreten verschiedener Leitformen mit Fazies-Verschiedenheiten. Da Acaste henni mit keiner Unterart über die Grenze Unter-/Mitteldevon hinausgeht, ist die Alters-Verschiedenheit der beiden Schiefer-Pakete sicher erwiesen.

Auf die Altersstellung, die Meyer verschiedenen anderen Keratophyr-Vorkommen der westlichen Lahnmulde gibt, wird später einzugehen sein.

Aus der Profil-Beschreibung vom Kehrberg (vgl. S. 36ff.) geht das Alter des dort anstehenden Keratophyrs als oberemsisch hervor. Seine Förderung fand an der Wende Laubach/Kondel als submariner Erguß statt. Die Tuff-Förderung setzte danach ein und erreichte im höchsten Unter-Kondel auch das Gebiet der Aarmündung. Am Kehrberg ist die Kondel-Gruppe nur in Tuff-Fazies nachgewiesen (von kleinen und unbedeutenden Schiefer-Zwischenlagen abgesehen), an der Aarmündung liegt die

unterste Kondel-Gruppe noch in der Fazies des Gutenacker-Horizontes vor. Danach beginnt dort die Tuff-Schüttung mit einzelnen Tuff-Linsen im Schiefer; später bilden die Tuffe das Hauptsediment; die Schiefer stellen die Einlagerungen dar.

Das kleine Keratophyr-Vorkommen s. des Kehrbergs, 450 m nnö. von Punkt 236,4, ist ebenfalls oberemsischen Alters. Kontakt-Erscheinungen im umgebenden Unter-Ems (ein einige cm dicker Mantel von Keratophyr-infiltriertem Sediment umgibt an einigen Stellen den Keratophyr) erweisen, daß der Keratophyr aus der Tiefe aufgedrungen ist. Dazu sind die unteremsischen Schichten in seiner Nähe verbogen, z. T. aufgeblättert. Die unmittelbare Nähe des Keratophyrs am Kehrberg legt seine Alters-Gleichheit mit diesem nahe.

Das Vorkommen des Keratophyrs am Kehrberg zeigt Parallelen zu den Keratophyren des Sauerlandes. Der Lenne-Keratophyr-Vulkanismus verteilt sich über das gesamte Ober-Ems und hat seine südwestlichsten Ausläufer in dem Keratophyr von Dieler (Blatt Kestert) und in dem Keratophyrtuff von Hof Ackerbach (Blatt Katzenelnbogen-Rettert), Quiring (1933) parallelisiert das Vorkommen von Blatt Kestert mit dem Vorkommen an der "Basis des Hohenrheiner Sandsteins" des Sauerlandes. Den Tuff von Hof Ackerbach stuft er in die "untere Cultrijugatus-Zone, in die Laubach-Flaser-Schiefer" ein. Nach der neuen Gliederung des Lenne-Vulkanismus (RIP-PEL 1953) entspräche der Keratophyr von Blatt Kestert dem Hauptkeratophyr (tk 4); der Tuff von Hof Ackerbach wäre dann dem Bielstein-Horizont (tk 5) zuzuordnen, ungefähr an der Wende Laubach/Kondel. Aller Wahrscheinlichkeit nach liegt der Tuff von Hof Ackerbach im Unter-Kondel, denn Solle (1942a, S. 42/43) stuft die "Cultrijugatus-Flaserschiefer" Quirings (1928, S. 61) in die untere Kondel-Gruppe ein und belegt dieses besonders für die Gegend um Hof Ackerbach mit Fossilien (S. 168/177). Hof Ackerbach liegt nur 14 km s. des Kehrberg, und bei einer größeren Tuff-Mächtigkeit am Kehrberg kann man einen einzelnen Tuff-Horizont bei Ackerbach schlecht genau parallelisieren.

Der Tuff von Ackerbach fällt zeitlich ungefähr mit dem Beginn der Keratophyrtuff-Förderung am Kehrberg zusammen.

An der Grenze Unter-/Mitteldevon kommt im Sauerland mit dem Oberen Tuff (tk 6) die Keratophyrtuff-Förderung im wesentlichen zum Abschluß. Einzelne kleine Tuff-Horizonte reichen noch in das Mitteldevon hinein. Das Profil an der Aarmündung hat somit ebenfalls eine Parallele im Sauerland. Sowohl am Kehrberg als auch an der Aarmündung sind die Tuff-Eruptionen stärker und ausgeprägter als im Sauerland, erreichen größere Mächtigkeiten und setzen sich durch längere Zeiten fort. Der Vulkanismus ist in der westlichsten Lahnmulde ausgeprägter als im Sauerland selbst, denn er beginnt mit einem Keratophyr an der Wende Laubach/Kondel (am Kehrberg) und setzt sich mit nahezu ununterbrochener Keratophyrtuff-Förderung durch die ganze Kondel-Gruppe (Kehrberg + Aarmündung) bis in das höhere untere Mitteldevon (an der Aarmündung) fort.

Im Sauerland beginnen die meisten Eruptionen mit einem Erguß, um dann in einer Tuff-Phase zu enden. Beginnt die Förderung mit Tuffen, was selten vorkommt, dann wird meist das Effusiv-Stadium nicht mehr erreicht. Den Abschluß bilden dann feine Tuffe (RIPPEL 1953). Ein Beispiel erster Art ist das Kehrberg-Vorkommen, während an der Aarmündung die zweite Möglichkeit verwirklicht ist.

Solle (1942a, S. 217/221) führt die Sphärosiderite der Kondel-Zeit auf den Sauerländer Ober-Ems-Vulkanismus zurück. Nimmt man die Eisensäuerlinge als Nachwirkungen des Vulkanismus an, so kann man dem Kehrberg-Aar-Vulkanismus die Sphärosiderite im Gutenacker-Horizont (vgl. Abb. 30) zuordnen.

MEYER gibt außer dem Vorkommen an der Aarmündung den Keratophyren ö. Langenscheid, w. Heistenbach und w. Aull ein untermitteldevonisches Alter und spricht das die Keratophyre umgebende und von Kayser als Ober-Ems kartierte Gestein als "...vermutlich Unteres Mitteldevon ... im Übergang vom neritischen zum bathyalen Gebiet..." an. — Die Keratophyre ö. Langenscheid sind oberemsischen Alters, wie bei der Besprechung des Kehrberg-Profils nachgewiesen wurde. Das Vorkommen w. Aull wurde nicht bearbeitet. Der Keratophyr w. Heistenbach liegt nicht auf einer "Spezialfazies" des unteren Mitteldevon, sondern auf Porphyroid-führendem Unter-Ems der Singhofener Schichten; auf die Altersstellung dieses Keratophyrs ist später einzugehen. Der Keratophyr am Ausgang des Rupbachtal besitzt ebenfalls kein untermitteldevonisches Alter, wie Meyer vermutet, sondern hat zeitlich zu den ihn umgebenden Wissenbacher Schiefern keine Beziehung.

d. Keratophyrtuffe des unteren Mitteldevon

Außer den Keratophyr-Tuffen an der Aarmündung kommen im unteren Mitteldevon des bearbeiteten Gebietes keine Gesteine vulkanischen Ursprungs vor.

Da außer an ihrem W-Ende in der übrigen Lahnmulde die Keratophyre nur noch im Gebiet Katzenelnbogen-Mensfelden, Weilburg und Wetzlar vorkommen, seien hier die in der Literatur gegensätzlichen zeitlichen Einstufungen dieser Keratophyre kritisch durchgesprochen.

Ahlburg stellte mit guter Begründung alle Keratophyre des östlichen Lahngebietes ins tiefe Givet bzw. an dessen Basis (1910) und konnte (1918) die aus der Lagerung abgeleitete Einstufung auch biostratigraphisch belegen (Erl. zu Blatt Weilburg, S. 23/24). Ahlburg spricht von einer "Porphyr-Stufe" und dokumentiert dadurch, daß er allen Keratophyren tiefobermitteldevonisches Alter gibt.

Kegel gewann bei den Aufnahmen zu Blatt Wetzlar andere Ergebnisse. Ein Profil von der Grube "Raab" bei Wetzlar (1922, S. 381) zeigt Keratophyr konkordant zwischen Ober-Ems und Givet. Kegel sieht den Keratophyr als Vertretung des unteren Mitteldevon an (S. 373). Er vertritt weiter den Standpunkt, daß örtlich der Keratophyr schon in der Cultrijugatus-Zone auftrete und verweist dabei auf H. L. F. Meyer 1914. Kegel meint hier ohne Zweifel das tiefste Mitteldevon, da er sich auf Meyer beruft. Andererseits reiche der Keratophyr auch in die Basisschichten des oberen Mitteldevon hinauf, wie Fossil-Funde von Ahlburg bewiesen. Abschließend (1929, S. 20) betont Kegel, die Haupt-Verbreitung des Keratophyrs falle in das untere Mitteldevon.

Beide Autoren gingen von der Vorstellung aus, die Keratophyr-Förderung sei in der ganzen Lahnmulde gleichzeitig erfolgt. Die Untersuchungen in der westlichen Lahnmulde ergaben, daß es eine "Porphyrstufe an der Basis des oberen Mitteldevon" im Sinne Ahlburgsnicht gibt; der Keratophyr hat auch nicht "ausnahmslos sein Lager zwischen Ober-Ems und Schalstein", wie Kegel meint. Ohne Geländeuntersuchungen an den gleichen Objekten lassen sich solche voneinander abweichen-

den Auffassungen nicht entscheiden; die Beweise Ahlburgs für oberes Mitteldevon scheinen mir aber besser belegt als die von Kegel für unteres Mitteldevon.

Während Ahlburg Über- und Unter-Tage-Aufschlüsse anführt, stützt sich Kegel nur auf einen 40 m langen Aufschluß auf der Grube "Raab". Alle anderen Konkordanzen Ober-Ems/Keratophyr im Profil des Blattes Wetzlar sind konstruiert und können nicht beobachtet sein, weil (am Simberg) an den Keratophyr Massenkalk angrenzt und (am Taubenstein) die geforderte Grenze Ober-Ems/Keratophyr vom Lahn-Alluvium verhüllt ist. Außerdem ist zu fragen, ob ein nur 16—20 m mächtiger Keratophyr das ganze untere Mitteldevon vertreten kann. Wenn an anderen Stellen des Blattes Wetzlar auch größere Keratophyr-Mächtigkeiten beobachtet sind, so ist gerade an diesen Stellen die normale konkordante Grenze zum Ober-Ems konstruiert. Es ist aber sehr wohl möglich, daß die Keratophyre im Raume Wetzlar unter- und obermitteldevonisches Alter haben, wenn auch das obermitteldevonische Alter wahrscheinlicher ist.

Krekeler (1929, S. 93) stuft die Keratophyre von Blatt Merenberg ebenfalls in das untere Mitteldevon ein, vermutlich in Anlehnung an Meyers Einstufung bei Diez. Die von Krekeler angeführten Faunen sprechen nur für oberes Mitteldevon, nicht für Eifel-Stufe. Mit dieser Fauna stützt Krekeler die Einstufung Ahlburgs und widerlegt die von ihm selbst angenommene Diskordanz innerhalb der Eifel-Stufe; auch Krekelers Profil-Zeichnung verweist die Diskordanz in das Hangende des unteren Mitteldevon.

Die Einstufung der Keratophyre von MÜRRIGER in der südlichen Lahnmulde (1932), ebenfalls in das untere Mitteldevon, ist nicht begründet, sondern von anderen Lokalitäten übernommen (Aarmündung), für die ihre Unhaltbarkeit bewiesen wurde.

e. "Basische" Keratophyre

Zur Alters-Einstufung des nach Goetz (1937) "basischen" Keratophyrs im unteren Rupbachtal ist die Erkenntnis wichtig, daß es sich, entgegen der Ansicht von Goetz, bei diesem Gestein um einen Gang handelt (vgl. Abb. 6 und 16), obwohl das Gestein heute horizontal liegt.

Obwohl Goetz die Bezeichnung "basischer Keratophyr" nur für das kleine Vorkommen sw. der Justusmühle gerechtfertigt hält, wird hier unter diesem Namen auch das größere Vorkommen am Ausgang des Rupbachtals mit verstanden, um diese, den Gelände-Befunden nach sicher zusammengehörenden Gesteine den anderen normalen Keratophyren gegenüberstellen zu können.

Die hier besprochenen Keratophyre zeichnen sich durch kleine Quarz-Zahlen aus (Goetz 1937) und gehören alle in ein Kristallisations-Stadium. Im streng chemischen Sinne si-untersättigt aber ist nur das Gestein sw. der Justusmühle.

Die Grube "Mühlberg" baut ihre Schiefer unter dem Keratophyr, die südlichsten Abbaue der Grube "Lahnberg" standen ebenfalls im Liegenden dieses Gesteins. Am NE-Ende des Keratophyrs s. der Lahn (etwa 320 m ö. Bahnhof Rupbach) sind Wissenbacher Schiefer im Hangenden des Eruptivgesteins aufgeschlossen. Sie sind kontaktmetamorph überprägt, ganz rauh und dunkelblauschwarz. Die Kontakt-Zone ist ungefähr 2 m stark aufgeschlossen.

Der basische Keratophyr s. der Justusmühle stellt am S-Ende ohne Zweifel einen Diabas dar, am N-Ende nach kontinuierlichem Übergang aber diesen Keratophyr. Kayser kartierte das Vorkommen insgesamt als Diabas, die chemische Untersuchung (Goetz 1937) erweist basischen Keratophyr.

An der Rupbach-Straße steht bei km 8,118 ein Gestein an, das dem makroskopischen und mikroskopischen Befund nach ebenfalls zu dieser Keratophyr-Varietät zu stellen ist. Störungen oder Kontakte zum umgebenden Diabas sind nicht zu bemerken, vielmehr findet auch hier ein kontinuierlicher Übergang statt. Auch 180 m weiter n., am Hangweg am rechten Rupbachtal-Hang in der Kurve (220 m w. von Punkt 223,1) treten ebenfalls keine trennenden Grenzen zwischen Diabas und basischem Keratophyr auf. Die beiden letztgenannten Vorkommen liegen in einer Decke von Diabasmandelstein, die an der Grenze vom unteren zum oberen Mitteldevon vom Rupbachtal nach NE zu verfolgen ist (vgl. Kap. E 3c). Nördlich des Lahnhöhenwegs gleicht die Ausbildung dieser Diabas-Decke ebenfalls an einer Stelle dem basischen Keratophyr. Die beschriebenen Keratophyr-ähnlichen Gesteine rechts des Rupbachs wurden innerhalb der Diabasmandelstein-Decke auf der Karte nicht ausgeschieden, da Grenzen nicht genau anzugeben sind.

Lehmann spricht diese Diabasmandelsteine meist als "Weilburgite" an (z. B. das Vorkommen vom Gabelstein in demselben Erguß, in dem die eben genannten "Keratophyre" liegen); "Weilburgite" sind "....genetisch mit den Keratophyren eng verknüpfte Alkaligesteine..." (Lehmann 1941, S. 373), und Goetz (1937) nennt das Vorkommen s. der Justusmühle einen "basischen Keratophyr". Das Auftreten von Übergangs-Formen zwischen Diabasmandelstein (z. T. "Weilburgiten") und basischen Keratophyren ist demnach verständlich und in einzelnen Fällen möglich (Hentschel widerspricht in der Klassifikation der "Weilburgite" als Keratophyr-verwandte Gesteine Lehmann nicht; Hentschel 1952, S. 242).

Da einzelne Teile der Diabas-Decke als basische Keratophyre ausgebildet sind, können basische Keratophyre und Diabasmandelsteine auch zeitlich miteinander in Zusammenhang gebracht werden. Die Entstehung des basischen Keratophyrs erfolgte vermutlich mit der Bildung der Diabasmandelstein-Decke an der Basis des oberen Mittel-Devon (vgl. dazu Kap. E 3c). Während die Mandelsteine sich als Decke ergossen, spaltete sich der basische Keratophyr gangförmig in den Wissenbacher Schiefern ab. Er kristallisierte als abgepreßte Schliere mit leicht verändertem Chemismus aus. Bei der Faltung wurde der Gang in die heutige horizontale Lage versetzt (vgl. das Fazies-Schema auf Taf. 4).

f. Keratophyre und Tuffe des oberen Mitteldevon

Zum Vergleich der Keratophyre der westlichen und mittleren Lahnmulde wurde die Fauna der Tuffe von Wirbelau erneut bearbeitet.

In einem Wasserriß 600 m sö. der Grube "Georg-Joseph" bei Wirbelau (Geol. Karte Blatt Weilburg), 80 m sö. von Punkt 210,5, steht eine ziemlich einheitliche Folge von grünen, grünlichgelben, hellgelben und rotgelben Keratophyr-Tuffen an, die einzelne Zwischenlagen von dunkelroten Keratophyrfeintuffen und Tuffiten in der Farbe der oberdevonischen Rotschiefer eingeschaltet enthalten. Die Feintuffe und Tuffite sind

sehr gut gebändert. Es liegt hier ein dreimaliger Wechsel von groben zu feinen Tuffen vor, und bei der hier anzunehmenden überkippten Lagerung ergibt sich auch hier eine Bestätigung für die Korngrößen-Abnahme innerhalb einer Tuff-Schüttung vom Liegenden zum Hangenden (graded bedding).

Ahlburgs Profil-Darstellung von Blatt Weilburg ist an dieser Stelle nicht ganz einleuchtend und steht im Widerspruch zur Karte. Eine Zurechnung der Tuffe dieses Wasserrisses zum Süd-Flügel einer nach N überkippten Mulde erscheint mir wahrscheinlicher als Ahlburgs etwas komplizierte Auffassung.

Die petrographische Zusammensetzung der Tuffe dieses Aufschlusses gleicht der der Buchenauer Schichten des Ober-Devons. Die Fossilien allerdings belegen das Alter der Gesteine als mitteldevonisch. Sie fanden sich in den oben erwähnten dunkelroten tuffitischen Einlagen, sind durch starke tektonische Beanspruchung sehr zerdrückt und schwer bestimmbar. In der folgenden Fossilliste sind die Aufsammlungen und Bestimmungen Ahlburgs (1918, Erl. zu Blatt Weilburg, S. 23/24) mit A und die eigenen mit P bezeichnet.

Fossilliste 9, Fundpunkt 27

_		
\mathbf{A}		Phacops breviceps BARR.
	\mathbf{P}	Phacops sp.
\mathbf{A}		Proetus crassimargo A. Roemer
\mathbf{A}		Buchiola sp.
A		Platyceras compressum A. Roemer
\mathbf{A}		Platyceras conoideum Goldf.
\mathbf{A}		Platyceras Hainense Maurer
\mathbf{A}		Dentalium cf. robustum Maurer
\mathbf{A}		Centronella virgo Phill.
\mathbf{A}		Sieberella acutelobata Sandb.
\mathbf{A}		Gypidula globa Schnur
	P	Pentamerus sp.
	P	Pentamerus sp. sp.
A	\mathbf{P}	Dicamara plebeja Sow.
\mathbf{A}		Dicamara lacryma Sow.
\mathbf{A}		Rensselaeria sp.
\mathbf{A}	P	Atrypa reticularis LINN.
	P	Atrypa cf. reticularis LINN.
	\mathbf{P}	Atrypa aspera Schloth.
	P	Atrypa cf. aspera Schloth.
A	P	Atrypa desquamata Sow.
\mathbf{A}	P	Atrypa longispina Bouch.
\mathbf{A}		Atrypa flabellata A. Roemer
\mathbf{A}		Atrypa cf. arimaspus Eichw.
	P	Atrypa sp.
	\mathbf{P}	Spirifer (Cyrtosp.) der verneuilli-Gruppe
\mathbf{A}	P	Spirifer (Eoreticularia) maureri Holzapfel
\mathbf{A}		Spirifer (Martinia) inflatus Schnur
\mathbf{A}		Spirifer simplex Phill.
\mathbf{A}		Cyrtina heteroclita Defr.
\mathbf{A}	,	Cyrtina n. sp.
\mathbf{A}		Camarotoechia triloba Sow.
\mathbf{A}	P	Uncinulus subcordiformis Schnur
\mathbf{A}		Pugnax acuminata Mart.

Isopoma brachypyctum Schnur A A Camarophoria cf. megistana LE Hon P Tetratomis tetratoma Schnur A Schizophoria striatula Schloth. Dalmanella prisca Schnur A P Dalmanella canalicula Schnur A A Dalmanella opercularis DE VERN. P Dalmanella cf. opercularis. DE VERN. Douvillina interstrialis PHILL. A Stropheodonta (Pholidostrophia?) subtetragona F. ROEMER A Stropheodonta cf. latissima Bouch. A P Schelwinella umbraculum Schloth. P Davidsonia verneuilli Bouch. A Chonetes minutus Goldf. Productella productoides MURCH. A

A Productella subaculeata Murch.
A Productella ef. scabricula Mart.

A Amplexus sp.
A Cladochonus cf. alternans A. Roemer

P Fenestellidae ind. P Zaphrentis sp.

A Hexacrinus granulifer F. ROEMER

A P Crinoidea ind.

Aus dieser Fauna geht das obermitteldevonische Alter der Gesteine zur Genüge hervor. Eine ähnliche Fauna beschreibt GLINSKI (1953) aus der Eifel. Er stellt die Freilinger Schichten, für die diese Fauna leitend ist, an die Basis des Givet. Ahlburgs Einstufung von 1918 wird damit bestätigt.

Vermutlich ist diese Fauna nicht nur an die Basis des oberen Mitteldevon gebunden, sondern kann auch im höheren Givet auftreten. Die Fazies der Buchenauer Schichten, denn um diese Fazies handelt es sich hier einwandfrei, beginnt an verschiedenen Stellen schon im höheren Obermitteldevon (BISCHOFF 1955). Die aus dem Hölloch bekannt gemachten abnormal hohen Mächtigkeiten der Buchenauer Schichten auf dem Nord-Flügel der Schaumburger Mulde lassen diese Möglichkeit auch für die westlichste Lahnmulde an verschiedenen Stellen offen (vgl. S. 60).

In der westlichsten Lahnmulde ist die Einstufung der obermitteldevonischen Keratophyre und ihrer Tuffe entsprechend der nahezu vollständigen Fossil-Leere der Eruptiv-Sedimente nicht mit Faunen zu belegen. Aus der Lagerung und anderen vergleichenden Beobachtungen ließ sich das Alter der Gesteine aber sicher ermitteln.

Die ungestörten Profile im Rupbachtal und Hölloch (vgl. Abb. 7 und 16) erlauben, das Alter der Keratophyre unmittelbar aus ihrer Lagerung und ihrem Gesteinsverband abzuleiten. Das Auftreten der Keratophyre im W-Teil der Schaumburger Mulde bestätigt deren ungestörte Lagerung, denn im Kartenbild erscheinen diese in einem stratigraphischen Horizont, der bei Steinsberg mit "umlaufendem Streichen" aushebt, entsprechend den Sedimenten der Mulde. Die Lagerung zeigt, daß die Keratophyr-Vorkommen vom Küppel, w. Steinsberg, im westlichen Hölloch und s. von Balduinstein zusammengehören und gleichzeitig entstanden sind. Ihre Entstehung, abzuleiten aus der Mächtigkeit der unterlagernden obermitteldevonischen Schichten im Vergleich mit der Gesamt-Mächtigkeit des Givet, ist ungefähr nach dem ersten

Drittel des Givet erfolgt. Die Keratophyre legten sich zu dieser Zeit als submarine Decken auf die unterlagernden obermitteldevonischen Tuffe. Im Hölloch und bei Balduinstein ist die Entstehung als Decken sicher; Kontakt-Erscheinungen sind nicht zu beobachten, die Konkordanz mit den unter- und überlagernden Schichten ist erwiesen. Eine Entstehung der beiden Vorkommen als Gänge oder Lagergänge ist daher ausgeschlossen. Die beiden anderen Keratophyr-Vorkommen werden in Analogie dazu und wegen ihrer Gleichzeitigkeit mit diesen Decken ebenso aufgefaßt.

Die Ausstrich-Form dieser Gesteine ist nicht genau festzustellen, da sie z. T. durch Löß-Überdeckung verhüllt sind. Das Mißverhältnis zwischen Mächtigkeit und Längen-Ausdehnung dieser beiden Vorkommen im Vergleich mit den beiden langgestreckten Decken hat keinen Einfluß auf ihre Deutung als submarine Ergüsse. Die heutige Ausstrich-Form hängt von verschiedenen, untereinander ungleichwertigen Faktoren ab; das gleichzeitige Auftreten der Keratophyre spricht auch für die Gleichartigkeit ihrer Entstehung. Der mächtige Keratophyr bei Hausen wird ebenfalls als submariner Decken-Erguß am Ende des ersten Drittels des oberen Mitteldevon angesehen. Ahlburgs Annahme einer Diskordanz wird in Kap. Tektonik widerlegt.

In der Umrandung der Altendiezer Mulde treten die Keratophyre von Altendiez, Heistenbach, von der Aarmündung, vom Geisberg bei Fachingen und vom unteren Birlenbachtal auf. Diese Vorkommen stellen diskordante Überlagerungen von Keratophyren über älteren Schichten dar, ermöglicht durch eine Abtragung nach der Brandenberg-Faltung im tiefsten Givet (nähere Erläuterungen in Kap. Tektonik). Das Auftreten von Transgressions-Konglomeraten im Hangenden dieser Keratophyre beweist, daß die Förderung und Entstehung dieser Gesteine subaerisch auf der Landoberfläche erfolgte. Große, z. T. nur wenig gerundete Keratophyr-Gerölle in den Konglomeraten machen wahrscheinlich, daß jeder Keratophyr der Schutt-Lieferant der ihn ummantelnden Konglomerate ist.

Diese geologischen Befunde werden auch durch petrographische Beobachtungen gestützt. Die auf S. 65 beschriebenen Erscheinungen der "inneren Breccien" sind, soweit sich das bis jetzt übersehen läßt, auf diese als subaerisch angesprochenen Keratophyre beschränkt, wenn auch nicht alle Vorkommen diese Erscheinungen zeigen. Innere Breccien treten in den Gesteinen an der Aarmündung, am Geisberg bei Fachingen, im unteren Birlenbachtal und 300 m s. von Balduinstein (am Straßentunnel, 600 m nw. der Schaumburg) auf. Z. T. sind diese inneren Breccien makroskopisch beobachtbar, z. T. durch Dünnschliff-Untersuchungen belegt. An der Aarmündung tritt noch eine Kugel-Auflösung des Keratophyrs in den obersten Partien als Besonderheit hinzu.

Die Ausbildung innerer Breccien war bisher ganz unbekannt. Nach mündlicher Mitteilung fand Prof. Hentschel in liparitischen Oberflächen-Strömen auf den Liparischen Inseln dieselben inneren Breccien und kugeligen Strukturen wieder. Die brecciösen Teile sind dort wie an den Keratophyren der westlichsten Lahnmulde entwikkelt: verschiedene, an keine bestimmte Richtung gebundene Schlieren sind brecciös ausgebildet; dicht daneben liegen dann die normal entwickelten Gesteins-Teile, von den Bezirken innerer Breccien nicht scharf getrennt.

Diese Beobachtungen sind kein petrographischer Beweis für die subaerische Entstehung der Keratophyre mit inneren Breccien in der westlichsten Lahmulde, m. E.

aber eine sehr starke Stütze, zumal innere Breccien in der westlichsten Lahnmulde nur an den geologisch als subaerisch erkannten Vorkommen auftreten.

Zur zeitlichen Festlegung der subaerischen Keratophyr-Ergüsse stehen als Hilfsmittel nur Mächtigkeits-Vergleiche zur Verfügung. Aus den Vergleichen der Mächtigkeiten der Altendiezer und Schaumburger Mulde geht hervor, daß das Gebiet der Altendiezer Mulde i. w. S. ungefähr während des ersten Drittels des Givet Land und Abtragungs-Gebiet und somit der Sedimentation nicht zugänglich war. Damit fügen sich die subaerischen Keratophyre in die Alters-Einstufung der submarinen ein. Die Transgression des oberen Mitteldevon begann unmittelbar nach den Keratophyr-Ergüssen (z. T. submarine, z. T. subaerische Ergüsse) am Ende des ersten Drittels des Givet mit Konglomeraten, die sich vorwiegend aus dem Material der subaerischen Keratophyre aufbauen. Danach lagerten sich meist Keratophyrtuffe ab. Über dem

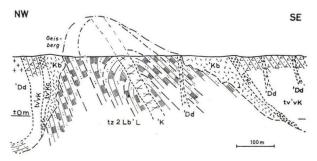


Abb. 11. Deutung des Keratophyrs sö. Fachingen als Rest einer Ausbruchs-Spalte (vgl. Abb. 15 A, Profillinie 3—3).

Konglomerat an der Aarmündung folgen ebenfalls Keratophyrtuffe (im Birlenbachtal), darüber Schalsteine und Massenkalk. Die Übereinstimmung der Sediment-Folge im Birlenbachtal und in der Altendiezer Mulde deutet an, daß die östliche Schaumburger Mulde zusammen mit der Altendiezer Mulde ebenfalls Land war. Ebenso sprechen die Diskordanzen im Fachinger Grundstollen für eine Parallel-Entwicklung von Altendiezer und östlicher Schaumburger Mulde.

Das Keratophyr-Vorkommen 100 m sö. des W-Ausgangs des Fachinger Tunnels ist mangelhaft aufgeschlossen; eine sinngemäße Deutung ist die im Profil gegebene Zurechnung zu den subaerischen Vorkommen (vgl. Abb. 15 A). Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß dieses Keratophyr-Vorkommen der Rest der Spalte ist, aus der der subaerische Keratophyr gefördert wurde (Abb. 11).

Der Keratophyr im unteren Birlenbachtal ist sehr heterogen zusammengesetzt. Das Vorkommen ist als brecciöser Keratophyr kartiert. Das Gestein gleicht in großen Teilen Primär-Schutt-Bildungen, ähnlich den Zerfalls-Produkten rezenter Lavaströme (Schliff). Unter Primärschutt verstehe ich die Formen eines Lavastromes, die durch Ausfließen, Zerbrechen, Wiederverschmelzen etc. entstehen, also Bildungsformen, nicht Umwandlungsformen. Untersuchungen darüber sind noch im Gange. Das Vorkommen solcher Primärschutt-Bildungen würde die subaerische Entstehung des Vorkommens zusätzlich belegen.

Das Keratophyr-Vorkommen 600 m nw. der Schaumburg, 300 m s. Balduinstein (am Straßentunnel), ist in seiner Stellung nicht ohne weiteres zu bestimmen. Diskordanzen sind nicht zu beobachten. Ich nehme die Bildung dieses Keratophyrs auf einer kleinen Schwelle an, die für ganz kurze Zeit aufgetaucht war, dem Angriff der abgetragenden Kräfte aber nicht lange zugänglich blieb. Zu dieser Deutung veranlassen mich folgende Gründe: im Keratophyr treten innere Breccien auf; der Diabas auf der gegenüberliegenden Talseite (vgl. geol. Karte) zeigt Erscheinungen, die auf Oberflächen-Entstehung hindeuten. Er ist ein leicht porphyrischer dichter Diabas; an verschiedenen Stellen gleicht er einem Breccien-Tuff, der Keratophyr-Material enthält. Manchmal besitzt er ein schichtiges Aussehen (Schliff). Die Hauptstütze aber für die subaerische Entstehung des Keratophyrs ist das Auftreten des Kalk-Keratophyr-Mischgesteins in unmittelbarer Nähe. Dieses auf S. 57 beschriebene Gestein ist durch Einschwemmung von Keratophyr-Abrieb in eine sich bildende Massenkalk-Linse entstanden (Schliff). Durch die wechselnde Menge des eingeschwemmten Materials kommen die erwähnten Farb-Übergänge zustande. Bei der Bildung dieses Gesteins lagen demzufolge Keratophyre frei, die der Abtragung zugänglich waren. Der geringfügige Abtragungsschutt wurde in ein sich in der Nähe der Küste bildendes Riff eingeschwemmt. Bei bankigem Wachstum der Korallen konnte an einigen Stellen eine lagenweise Abwechslung von Kalk und von Keratophyr-Detritus entstehen. Das küstennahe Riff wurde durch Brandung ebenfalls angegriffen, wie die eckigen Kalk-Bruchstücke nahelegen. In etwas weiterer Entfernung von hier, im Wasserriß bei Punkt 229,4 über der Straße Balduinstein-Cramberg (an km 0,475), liegen knapp unter der Überdeckung Keratophyr- und Kalk-Gerölle im Schalstein, daneben treten Keratophyrtuffe und Diabas-Brocken auf. Die kleineren Gerölle erweisen einen Transport, dort auch vorkommende Kalk-Blöcke (bis m³-Größe!) lassen die Abbruch-Stelle sehr nahe erscheinen.

Diese Beobachtungen und die ganz geringe Ausdehnung des Kalk-Keratophyr-Mischgesteins deuten darauf hin, daß Kalk und Keratophyr nur während ganz kurzer Zeit der Erosion zugänglich waren. Als Keratophyr-Lieferant kann nur die dünne Decke angesehen werden, die s. von Balduinstein am Bildstock endet. Die zeitliche Entstehung der Keratophyrs vom Straßentunnel s. Balduinstein ist demzufolge etwas später anzusetzen als die der oben angeführten submarinen Decken in der Schaumburger Mulde und der subaerischen Ergüsse in der Altendiezer Mulde. Das geht auch aus der Mächtigkeit der unterlagernden Schichten hervor. Zeitlich gleich mit diesem entstand vermutlich auch der Keratophyr, der nnö. Punkt 279,1 im Feld ansteht. Das Profil ist an dieser Stelle störungsfrei, das Gestein stellt normalen, dichten Keratophyr dar. Da nicht anzunehmen ist, daß die kleine Schwelle von Balduinstein her bis zu diesem Punkt nach W gereicht hat, halte ich diesen Keratophyr für eine submarine Decke.

Zu Beginn des letzten Drittels des Givet ergoß sich in der westlichen Schaumburger Mulde ein letzter Keratophyr als submarine Decke. Es ist das Vorkommen 600 m nö. von Steinsberg. Seine genaue Lage im Profil ist wegen Löß-Überdeckung nicht zu ermitteln. Das Profil ist dort störungsfrei, aus dem Vergleich der Schicht-Dicken läßt sich das Vorkommen sicher als spätobermitteldevonisch ansprechen.

Die Keratophyrtuffe des Givet lassen sich im Einzelnen nicht genau festlegen, da sie zu verschieden sind in ihrem Auftreten. Von kleineren Ausnahmen abgesehen (Hölloch, Kohlberg), beginnt die Keratophyrtuff-Förderung im Anschluß an die ersten Keratophyr-Ergüsse des Givet, überdauert die zweite und dritte Förderung und kommt kurz vor dem Ende des Givet zum Abschluß, wenn man von einem möglichen Beginn der Buchenauer Fazies im oberen Givet absieht (vgl. Fazies-Schema). Keratophyrtuffe kommen in der westlichen Schaumburger Mulde nur im Hölloch in geringer Ausdehnung vor, dann im Hangenden der Keratophyrs s. von Balduinstein. Alle anderen Tuff-Bildungen in diesem Teil der Mulde stellen Schalsteine dar. Daraus geht hervor, daß die Sedimentation während des Givet in der westlichen Schaumburger Mulde einheitlich war. In der Altendiezer Mulde kommen die Keratophyrtuffe in größerer Mächtigkeit und Ausdehnung vor; über das Auftreten an anderen Orten vgl. die Karte.

Das Vorkommen im Hang s. des Fachinger Grundstollen-Mundlochs ist gesondert zu besprechen. Es liegt eine häufige Wechsellagerung von Keratophyrtuff und Keratophyr-Konglomerat vor, besonders gut am Kohlberg-Plateau und nö. des Stollenmundlochs zu erkennen. Heterogenes, zusammengeschwemmtes Keratophyr-Material und sedimentäre Breccien von Keratophyren kommen vor. Bei den Breccien handelt es sich nicht um die erwähnten inneren Breccien im Sinne einer Auto-Breccie, sondern um eine Breccie im Sinne eines klastischen Sediment-Gesteins (Schliff). Konglomerate und Breccien sind, vermutlich tektonisch, intensiv verknetet; Streckungsklüfte in den einzelnen Geröllen deuten darauf hin.

Das Auftreten von sedimentären Breccien neben Konglomeraten deutet kurzen Transport an. Da die Konglomerate und Breccien von der Oberkante des unteren Mitteldevon nur durch eine dünne Tuff-Lage getrennt sind (vgl. die geol. Karte), kommt ein obermitteldevonischer Keratophyr als Schutt-Lieferant nicht in Frage. Als älteres Vorkommen war im tiefsten Givet nur der Kehrberg-Keratophyr bzw. der Keratophyr n. Hausen (s. der Lahn) vorhanden. Die Breccien-Bildung zeigt kurzen Transport an; die geringe Entfernung der beiden genannten Keratophyr vom Hang s. des Grundstollens stimmt damit überein. Der Kehrberg-Keratophyr war vermutlich nach der Brandenberg-Faltung so hoch herausgehoben, daß er einer schnellen Aufarbeitung und Verfrachtung zugänglich war.

g. Keratophyrtuffe des Oberdevon

Die Buchenauer Schichten der Adorf-Stufe setzen sich in der Hauptsache aus Keratophyrtuffen zusammen, zum geringen Teil sind es Mischtuffe, schalsteinähnliche Diabastuffe treten ganz zurück. Wie schon angedeutet, ist aus der ungewöhnlich hohen Mächtigkeit der Buchenauer Schichten im Hölloch an dieser Stelle auf einen Beginn der Buchenauer Fazies schon im oberen Givet zu schließen. Die Mittel-Devon-Fauna in Gesteinen von Buchenauer Fazies bei Wirbelau (Blatt Weilburg, vgl. S. 75) und die Ergebnisse von Bischoff (1955) aus der Buchenau-Amönauer Gegend belegen eine Vorwegnahme der Buchenauer Fazies im Mitteldevon für diese Gebiete auch faunistisch. Die Buchenauer Schichten sind in ihrem Fortstreichen nach NE aus ihrer Lagerung und ihrem Gesteins-Charakter immer sicher anzusprechen. Nur die Einstufung des Balduinsteiner Burgruinen-Profils (vgl. S. 61/62) erfordert eine kurze Begründung: die Ausbildung der Schichtenfolge erweist die Fazies der Buchenauer

Schichten sicher. Sehr harte, feste, rote Keratophyrtuffe wechsellagern mit bunten Mischtuffen und Kalken, Rotschiefern und vererzten Tuff-Partien. Keratophyre kommen im Burgruinen-Profil nicht vor (Schliff). Diese Schichtenfolge hat keine Parallelen im oberen Mitteldevon der westlichsten Lahnmulde. Die Beobachtungen zu den Sedimentations-Bedingungen dieser Schichten lassen sich mit dem etwas tieferen Givet-Meer nicht in Zusammenhang bringen. Schalstein und mitteldevonischer Massenkalk am Dach der ganzen Schichten-Folge und eine Korngrößen-Abnahme innerhalb der einzelnen Tuff-Horizonte von oben nach unten (graded bedding) machen eine überkippte Lagerung des gesamten Profils wahrscheinlich. An der Basis des Profils tritt eine tektonische Breccie auf (Schliff), die einen Gleit-Horizont ausweist. Diese beiden letzten Beobachtungen und die geologischen Befunde der näheren Umgebung (vgl. auch Kap. Tektonik) lassen diesen Teil der Schichten-Folge als nach N überkippten Sattel auffassen, dessen Liegend-Flügel das Balduinsteiner Burgruinen-Profil aufschließt (vgl. dazu Abb. 19).

2. Porphyrite

Die Alters-Einstufung der Porphyrite ist schwierig, da im Profil unterhalb der Aarmündung die geologische Stellung der bei Profil-Meter 60 und 70 auftretenden Porphyrite nicht klar zu erkennen ist. Außerdem ist das stratigraphische Niveau nicht genau zu bestimmen, da unter und über den Porphyriten Keratophyrtuffe anstehen, die in ihrem Alter nicht genau festzulegen sind. Sieht man die beiden Porphyrit-Vorkommen als kleine Ergüsse an, dann sind sie an die Wende Eifel-/Givet-Stufe zu datieren, höheres unteres Mitteldevon vertreten die Tuffe in dieser Mächtigkeit bestimmt. Mit dieser Einstufung würden die Porphyrite von der Aarmündung zeitlich zu dem Porphyrit passen, der im Fachinger Grundstollen aufgeschlossen ist. Die Decken-Natur dieses Vorkommens ist aus dem Fehlen von Kontakten und der für einen Gang ungewöhnlich hohen Mächtigkeit zu schließen. Diese Porphyrit-Decke liegt im Fachinger Grundstollen zwischen Wissenbacher Schiefern und einer Folge von Keratophyrtuffen und Keratophyr-Konglomeraten. Da über Tage im Hangenden der Tuffe und Konglomerate das gesamte obere Mitteldevon als Massenkalk und Schalstein auftritt, kommt für den unterlagernden Porphyrit nur die Basis des Givet in Betracht, denn im Tagesausstrich folgen die Konglomerate und Tuffe sofort über den Wissenbacher Schiefern (vgl. die Karte und Abb. 17). Die im Grundstollen aufgeschlossene Struktur ist demnach als Sattel zu deuten. Diese Einstufung steht auch in Übereinstimmung mit anderen Porphyrit-Vorkommen in der Lahnmulde (vgl. AHLBURG-KEGEL 1922). Für die beiden Vorkommen an der Aarmündung aber ist es nicht ausgeschlossen, daß sie Gänge in hoch-untermitteldevonischen Keratophyrtuffen darstellen.

3. Diabase und ihre Tuffe a. Erforschungsgeschichtlicher Überblick

STIFFT (1831) unterschied zwei Gruppen des Schalsteins: eine Gruppe stellte er eng zum Diorit (früher nannte man den Diabas Diorit), der übrige Teil des Schalsteins hat nach STIFFT das Aussehen eines "wahren Trümmergesteins".

Sandberger (1847) teilte die Schalsteine ebenfalls in zwei Abteilungen ein. Einen Teil der Schalsteine erklärte er durch Vermengung von Diabas-Material und Sedimentgestein, den anderen als "...zusammengeschwemmte Producte plutonischer Durchbrüche...".

MURCHISON und SEDGEWICK (1842) sahen in den Schalsteinen durchweg Tuffe von Diabasen.

Der Tuff-Charakter der Schalsteine war durch Arbeiten von Koch, Kayser, Ahlburg, Paeckelmann, Kegel und Michels immer wieder betont worden. Die Diabase wurden von diesen Autoren als Decken oder Gänge angesehen, die Bildung aller dieser Gesteine als syngenetisch-sedimentär betrachtet.

H. RICHTER (1930) kehrte teilweise zu den Auffassungen der ältesten Autoren zurück.

Er bezeichnete alle Diabase als Intrusionen, alle Schalsteine als Mischgesteine.

E. Lehmann (1941, 1949) lieferte in seinen Arbeiten die petrographisch-petrologischen Belege zu Richters Ansichten. Er kam zu dem Ergebnis, daß der Schalstein weder ein Diabas-Tuff noch ein Tuff schlechthin sei. Er stützt H. Richters Ansicht, daß der ,,...am meisten verbreitete Schalstein... einem Mischgestein (Miktit) aus einer sedimentären und einer magmatischen Komponente..." entspreche (Lehmann 1941, S. 378).

Für die große Mehrzahl der Diabase lehnt Lehmann diese Bezeichnung ab. Er nennt diese Gesteine "Weilburgite", da sie dem Mineralbestand und dem Chemismus nach keine Diabase seien, sondern genetisch mit den Keratophyren eng verknüpfte Alkali-Gesteine. Ihre Entstehung bezeichnet Lehmann als subvulkanisch. Er fand in den "Weilburgiten" primäre Feldspäte und Chlorite; diese Gesteine können also keine veränderten Diabase, genetisch keine Spilite sein.

Hentschel (1951) setzte sich mit Lehmanns Auffassungen auseinander und kam zu dem Ergebnis, die Schalsteine des Lahngebietes seien nach ihren äußeren geologischpetrographischen Merkmalen und ihren mikroskopischen Strukturen ursprünglich echte, jetzt verschieferte Tuffe und Tuffite. Er lehnt danach Lehmanns Auffassung von einer miktitischen Entstehung der Schalsteine ab (1951, S. 136).

Zu den "Weilburgiten" Lehmanns bemerkt Hentschel (1952b), daß sie mit Recht zu dem atlantischen Magmen-Zyklus gehören und stimmt Lehmann in diesem Punkt zu, widerspricht aber Lehmanns genetischer Deutung der "Weilburgite" als subvulkanisch unter hydrothermal-pneumatolytischen Kristallisations-Bedingungen. Da der Name "Weilburgit" von Anfang an streng mit dieser genetischen Deutung gekoppelt ist, meldet Hentschel Bedenken gegen die Verwendung dieses Namens als beschreibenden Terminus für diese Gesteinsgruppe an.

Der Name "Schalstein" war im Laufe der Jahre zu einem Sammel-Begriff für sehr verschiedene Gesteine geworden. So definierte Ahlburg den Schalstein nur als verschieferten Diabas-Tuff (Erl. der vier Lahnblätter, 1918), faßte aber selber nicht tuffogene Gesteine (Konglomerate und andere Schutt-Bildungen) unter dieser Schalstein-Signatur zusammen. Lehmann (1941, 1949a) und Hentschel (1951) haben darauf ausführlicher hingewiesen.

Die Schalsteine sind auf Grund der petrographischen Untersuchungen (HENTSCHEL) als verschieferte Tuffe anzusprechen; auch geologische Beobachtungen verschiedener Autoren belegen die Tuff-Natur dieser Gesteine und ihre Entstehung als Sediment: horizontbeständige Tuff-Zonen, Kreuzschichtung, Wechsellagerung, Bomben verschiedenster Gesteine in der Tuff-Masse, brecciöses Bombenhaufwerk im Schalstein (Lippert 1951a, S. 8).

b. Schalsteine

Die Schalsteine sind verschieferte Diabastuffe, und bei der Kartierung wurden zu den Schalsteinen auch nur solche Gesteine gerechnet, die diese Voraussetzung für die Zurechnung erfüllen. An der Basis der Tuff-Bildungen des oberen Mittel-Devon tritt ein nicht verschieferter Diabas-Feintuff auf (vgl. S. 46). Das Vorkommen dieses Tuffs ist zwar nicht überall nachgewiesen, seine Horizont-Beständigkeit aber ist gesichert. Die Einstufung an die Basis des Givet geht aus seiner Lagerung hervor. Der Tuff liegt im Straßen-Einschnitt am Gabelstein konkordant auf dem unterlagernden Diabas-Erguß, dieser wieder normal auf den Wissenbacher Schiefern (vgl. Taf. 2 Fig. 3). Der Tuff liegt im Fort-Streichen nach NE immer im Hangenden dieser Diabas-Decke; wo sie fehlt, folgt er über den Wissenbacher Schiefern, z. T. mit ihnen in den obersten Partien wechsellagernd. In dieser Position zieht sich der Feintuff bis nach Balduinstein hin und ist dort auch in einer verschuppten Zone nochmals im Hangenden der Wissenbacher Schiefer zu beobachten. Vom Gabelstein aus nach SW ist der Tuff nicht aufzufinden. Er kann primär fehlen, kann aber auch nur durch mangelhafte Aufschlüsse nicht erkennbar sein. Dort, wo der S-Flügel der Schaumburger Mulde ungestört zu beobachten ist, tritt der Feintuff in demselben stratigraphischen Niveau auf (oberhalb des Talhof, vgl. S. 42/43).

Der Diabas-Feintuff ist mit wenig Keratophyr-Material vermischt (Schliff). Das ist vielleicht der Grund dafür, daß der Tuff nicht zu Schalstein wurde. Durch den etwas anders gelagerten Chemismus war der Tuff etwas zäher (saurer) als die normalen Diabas-Tuffe und der Palagonitisierung nicht so leicht zugänglich. Der Diabas in der Nähe kann zusätzlich noch als Schutz vor der Schieferung gewirkt haben.

Die zeitliche Einstufung der übrigen normalen Schalsteine ist dadurch erschwert, daß im Kartiergebiet in Schalsteinen keine Fossilien gefunden wurden. Reste von Versteinerungen treten zwar in dem Basis-Feintuff auf, sind aber unbestimmbar, und auch die von Kayser (1892, S. 18) aus dem Schalstein erwähnten Fossil-Fundpunkte sind verbaut oder verwachsen.

Im Rupbachtal ist das untere Mitteldevon mit allen seinen faunistischen Zonen vorhanden, die über dem Eiflium beginnende Schalstein-Entwicklung ist also sicher an die Basis des oberen Mitteldevon zu verweisen. Wo an verschiedenen Stellen der Lahnmulde durch vorübergehende Unterbrechung der Tuff-Schüttung die Bildung von Massenkalk-Linsen ermöglicht wurde, belegen die Fossilien deren Alter als obermitteldevonisch. Aus der Verzahnung von obermitteldevonischem Massenkalk in größerer Ausdehnung mit Schalstein wird abermals das obermitteldevonische Alter des Schalsteins bestätigt. Die Schalstein-Entwicklung der westlichen Lahnmulde schließt mit der Oberkante des Mitteldevon ab. Das Grenzlager, das an verschiedenen Stellen der Lahnmulde direkt oder indirekt biostratigraphisch an die Wende Mittel-/Oberdevon eingestuft werden kann, liegt immer im Hangenden der Schalsteine. Ahlburg (1910) hat diese Verhältnisse für die östliche Lahnmulde ausführlicher beschrieben.

In der westlichsten Lahnmulde liegt an verschiedenen Stellen das ganze obere Mitteldevon in der Schalstein-Fazies vor, z. B. auf der Linie ö. Steinsberg und am Süd-Flügel der Schaumburger Mulde s. des Talhofs. Die Gesteins-Ausbildung innerhalb der verschiedenen Tuff-Fazies wechselt sehr schnell und stark, Profil-Zusammensetzungen kann man unschwer der Karte entnehmen.

Die Fazies der Schalsteine reicht von der Basis bis zum Dach des oberen Mitteldevon. Im bearbeiteten Gebiet kann der Schalstein in jedem Niveau von anderen Gesteinen (Keratophyrtuffen, Schutt-Bildungen, Massenkalk) abgelöst und vertreten werden. Der Schalstein ließ sich im bearbeiteten Gebiet nicht gliedern, da die Auf-

schlüsse im Schalstein nicht gut und reichlich genug sind, um stellenweise vorhandene petrographische Unterschiede auf längere Strecken zu verfolgen. Erschwerend wirkt eine starke Verwitterung; aus diesen Gründen kann auch nichts wesentlich Neues zur Genese der Schalsteine beigebracht werden. Die wenigen, bei der Beschreibung der Schalsteine genannten Beobachtungen (S. 45) belegen aber für das bearbeitete Gebiet auch von der geologischen Seite her, daß es sich im Schalstein nicht um einen Miktit, sondern um ein tuffogenes Sediment handelt.

Die frühere Schalstein-Gliederung beruhte auf der Annahme, daß der Massenkalk die Gesamtheit der Schalsteine in einen älteren und jüngeren Schalstein trenne. Nachdem bekannt wurde, daß der Massenkalk eine Vertretung des Givet bis zur Grenze zum Oberdevon werden kann, stellte man den jüngeren Schalstein zum Oberdevon (Holzapfel 1894/95). Kayser schloß sich dieser Schalstein-Gliederung auf Blatt Schaumburg an (1892, S. 20). Seine Begründung für die Zurechnung eines Teils des Schalsteins zum Oberdevon ist eine Phillipsastraea, die er s. von Schloß Schaumburg nennt. In den Erläuterungen zu Blatt Dillenburg aber (1906, S. 14/16) mißt Kayser den in diesem Gebiet auftretenden oberdevonischen Fossilien (Spirifer verneuilli, Phillipsastraea) keine Beweiskraft mehr bei, sondern kommt auf Grund einer überholten Beweisführung (die Prolecaniten, d. h. Phaciceraten, reichen nämlich ins Oberdevon hinauf) zu dem Schluß, daß aller Schalstein zum Mitteldevon zu stellen sei.

Für das hier bearbeitete Gebiet wurde der Beweis schon an anderen Stellen erbracht (vgl. S. 50 und 53), daß die Schalsteine insgesamt zum Givet zu rechnen sind. Kaysers Abgrenzung der oberdevonischen Schalsteine auf Blatt Schaumburg hat heute keine Geltung mehr, petrographische Unterschiede, die eine Grenze rechtfertigen, bestehen nicht. Es ist möglich, daß Kayser die *Phillipsastraea* in Buchenauer Schichten gefunden hat, die s. der Schaumburg in Adorfer Kalk übergehen. Er übersah dann aber, daß diese Tuffe nicht Schalsteine, sondern Keratophyrtuffe sind.

Phillipsastraea darf nicht mehr als oberdevonische Leit-Gattung angesehen werden, solange die Art nicht bekannt ist. Kayser (1906, S. 16) bemerkt selbst, daß die Gattung Phillippsastraea in Nordamerika und Rußland in noch tieferem Niveau als oberem Mitteldevon auftritt. Im Devon von Devonshire (England) kommt Phillipsastraea hennahi Lonsdale ebenfalls schon im höheren Mitteldevon vor (mdl. Mitt. von Dr. Middleton, London). Frech (1887) nennt Phillipsastraea Barroisi und Phillipsastraea hennahi aus sieher mittlerem und höherem Mitteldevon von Cabrières (Frankreich). Daraus geht hervor, daß eine auf die Gattung Phillipsastraea gegründeten Einstufung keine entscheidende Bedeutung haben darf. Nur gesicherte Bestimstimmungen der Arten gestatten, Phillipsastraea zur Gliederung zu verwenden. Die im Heistenbachtal gefundene Phillipsastraea troscheli ist hingegen als Leitform für das tiefe Oberdevon anzusehen (Phillipsastraea ananas bei Paeckelmann 1928a, S. 255?), so daß die Einstufung als Iberger Kalk dort gesichert ist.

HATZFELD (1906, S. 354) bringt ein Schema der Faziesverteilung der westlichen Lahnmulde und spricht die Wissenbacher Schiefer des Rupbachtals als Fazies-Vertretung des gesamten Mitteldevon an, in Anlehnung an eine Bemerkung von Kayser in den Erläuterungen zu Blatt Schaumburg (1892, S. 14). Weiter nach E soll dann der Schalstein zunächst das obere, später auch das untere Mitteldevon auf Kosten der Wissenbacher Schiefer einnehmen. Aus den Erörterungen in Kap. I B 1 a ist biostratigraphisch erwiesen, daß die Fazies der Wissenbacher Schiefer am Ende der Eifel-Stufe

abschließt und der eruptiv-sedimentären Fazies des Givet Platz macht. Tektonische Unterdrückung der Wissenbacher Schiefer nach E hin hielt HATZFELD für primäre Mächtigkeits-Verringerung. Das Fehlen des Schalsteins ganz im W des Arbeitsgebietes, das durch das Ausheben der Schaumburger Mulde bedingt ist, verwechselte er mit primärer Vertretung der Schalsteine durch Wissenbacher Schiefer.

c. Diabase

Der Diabasmandelstein des Gabelstein liegt ohne Kontakt-Bildung konkordant zwischen Wissenbacher Schiefer und Schalstein (vgl. S. 84). Seine ausgezeichnet entwickelte Pillow-Struktur (vgl. Taf. 2. Fig 4) deutet auf die Entstehung als submariner Erguß hin. Bei einem Gang müßten zumindest an den Kontakt-Stellen die Pillows fehlen. Sehr deutlich sind bis zu 70 cm große wulstige Kugeln und Sphäroide entwickelt, in denen die Mandeln in konzentrischer Anordnung liegen. Das Vorkommen ähnelt dem Keratophyr-Vorkommen an der Aarmündung in seinem äußeren Bild der kugeligen Auflösung. Die dort beobachteten inneren Breccien treten im Diabas am Gabelstein nicht auf. Ein Grund dafür kann die niedrigere Viskosität des Diabas-Magmas sein. Bei den höher viskosen Keratophyren kam es bei einer Beanspruchung vor dem endgültigen Erstarren dadurch schon zur Breccisierung, während der Diabas in diesem Stadium noch plastischer und formbarer war.

Entgegen der allgemeinen Ansicht, daß Pillow-Bildung bei Diabasen als Zeichen submariner Entstehung anzusehen sei (über Pillow-Bildungen an sauren Eruptiva liegen bis jetzt fast keine Beobachtungen vor), halten Lehmann und H. Richter Pillow-Bildung auch bei Intrusionen für möglich; geklärt ist diese Frage nicht.

Die Diabasmandelstein-Decke ist horizontbeständig — abermals ein Argument für ihre submarine Entstehung — und ist in der westlichen Schaumburger Mulde ziemlich weit zu verfolgen. Die heutige Trennung der beiden Diabase im Wissenbacher Schiefer w. des Rupbachs kommt durch eine kleine Aufsattelung im Muldentiefsten zustande. 500 m sö. von Steinsberg kommt die Diabas-Decke, die sonst auf dem Süd-Flügel der Schaumburger Mulde fehlt, nochmals zum Vorschein. Die Pillows sind hier tektonisch verformt und dadurch undeutlich. Vielleicht ist das Fehlen der Pillows im Rupbachtal ebenso auf tektonische Verformung zurückzuführen, obwohl Pillows auch primär nicht ausgebildet zu sein brauchen.

Die verschiedenen kleinen Vorkommen von Diabasen sind überwiegend Gänge. Vielleicht kommen auch kleine Vorläufer-Ergüsse bei dichten Diabasen vor; sicher gilt dies für alle Diabasmandelsteine. Lipperts Beobachtung aus der Dillmulde wird dahin ergänzt, daß auch in der westlichen Lahnmulde Mandelsteine nicht in Gängen, immer nur als Ergüsse auftreten.

Die körnigen Diabase des unteren Wasenbachtals sind als Lagergänge anzusehen. Kontakte sind vorhanden, die Diabase sind konkordant in die Sedimente eingeschaltet. Die Übergänge von körnigen zu dichten Diabasen innerhalb des großen Vorkommens im unteren Wasenbachtal erweisen, daß beide Diabasarten gleichzeitig entstanden sind. Während die dichten Diabase des oberen Mitteldevon und unteren Ober-Devon als Decken-Ergüsse ausflossen, blieben die körnigen Diabase als Lager in der Tiefe stecken. Dadurch erst wurde ihre körnige Struktur bei langsamer Ab-

kühlung ermöglicht. An verschiedenen Stellen der Lahn- und Dillmulde sind die körnigen Diabase zeitlich mit dem Deckdiabas zu verbinden. Diese zeitliche Einstufung lehne ich für die Diabase der Wasenbacher Mulde ab. Die körnigen Diabase sind intensiv mitgefaltet worden. Da die Haupt-Faltung der Lahnmulde bretonisch erfolgte, ist ein Deckdiabas-Alter der körnigen Diabase in der Wasenbacher Mulde also nicht möglich.

Die mächtigen dichten Diabase des Unterlohskopf und der übrigen südwestlichen Altendiezer Mulde stellen Ergüsse dar. Sie wechsellagern mit Keratophyrtuffen und Schalsteinen des Givet (vgl. Abb. 17). Der Diabas an Straßentunnel 300 m s. von Balduinstein, ein leicht porphyrischer dichter Diabas (Schliff), wird als subaerischer Erguß angesehen. Die Gründe dafür wurden schon in Kap. I E 1f angegeben (vgl. S. 80).

Die Vorkommen von dichten Diabasen (stellenweise gehen sie in Mandelsteine über) im Fachinger Grundstollen stellen Decken im Schalstein bzw. in der höchsten Adorf-Stufe dar.

Interessante Beziehungen zwischen Alter und Ausbildung der Diabase ergeben sich: Die Mandelsteine und porphyrischen Diabase leiteten an der Wende Eifel-/Givet-Stufe den Diabas-Vulkanismus ein; dagegen sind die dichten und körnigen Diabase im höheren Obermitteldevon und Oberdevon entstanden.

Gleichfalls lassen sich Beziehungen zwischen räumlicher Verbreitung und Typen-Ausbildung der Diabase erkennen: Am West-Rand der Schaumburger Mulde erscheinen nur Diabasmandelsteine (die porphyrischen Diabase sind mit dazu gerechnet); im unteren Wasenbachtal und seiner näheren Umgebung treten nur körnige Diabase auf, und die dichten Diabase sind räumlich auf die mittlere und östliche Schaumburger Mulde und die südwestliche Altendiezer Mulde beschränkt. Die Porphyrite kommen nur in der Umgebung von Fachingen (Grundstollen-Aarmündung) vor.

Den Befunden nach erfolgte in der westlichsten Lahnmulde die Entstehung einer jeden Diabas-Varietät zu einer bestimmten Zeit in einem begrenzten Raum, davor und danach und außerhalb nicht!

4. Eisenerze

Zeitlich sind die Eisenerze in der westlichsten Lahnmulde nur nach Lagerungs-Vergleichen einzustufen. Wie schon in Kap. I B 2 ausgeführt, kommen im Givet zwei Schalsteinlager vor. Jedes dieser Lager kann ungefähr einer Keratophyr-Förderungsperiode zugerechnet werden. Die beiden Schalstein-Lager sind demzufolge ungefähr an das Ende des ersten bzw. zweiten Drittels des oberen Mitteldevons zu datieren.

Den Abschluß der Schalstein-Bildung am Ende des oberen Mitteldevon zeigt das Grenzlager zwischen Mittel- und Ober-Devon an. Seine Festlegung ist im bearbeiteten Gebiet immer sicher möglich.

Die vielen, von Kayser kartierten Eisenerz-Linsen im Schalstein des oberen Mitteldevon sind weder horizontierbar noch untereinander oder mit anderen Gesteinen zu parallelisieren. Ihr Auftreten ist zu willkürlich und läßt kein System erkennen. Zu den beiden Haupt-Schalstein-Lagern gehören diese Linsen nicht.

Aus der gleichzeitigen Anhäufung der Erz-Vorkommen und der Steigerung des Keratophyr-Vulkanismus in der westlichsten Lahnmulde und aus der Möglichkeit, die beiden Schalstein-Lager zeitlich mit je einer Keratophyr-Ausbruchs-Phase zu vergleichen, liegt der Schluß vielleicht nahe, daß Keratophyre und Eisenerze in ursächlichem Zusammenhang stehen. In der Gegend um Weilburg sind ähnliche Verhältnisse zu beobachten. Auch dort fallen besser und reicher entwickelte Schalstein-Lager mit einer Anhäufung von Keratophyren zusammen. Zur Genese der Eisenerzlager vgl. Kap. I B 2a 1.

5. Räumliche und zeitliche Magmen-Abfolge

Petrologen und Petrographen erklären die in einem geologisch geschlossenen Raum auftretenden Eruptivgesteine meist als Produkte eines Stamm-Magmas. Die durch Abkühlung, Druck-Entlastung etc. hervorgerufene Auskristallisation von Mineral-

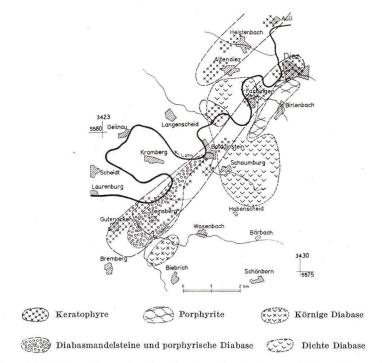


Abb. 12. Die Verbreitung der Eruptiv-Gesteine in der westlichen Lahnmulde, nach Typen getrennt.

Vergesellschaftungen führt zu Gesteinen, die durch fortlaufende Differentiation des vorhergehenden "Restmagmas" entstanden und alle einer petrographischen Provinz angehören. Nimmt man die fortlaufenden Differentiationen eines Stamm-Magmas an, so müßte die Gesteins-Entwicklung in Raum und Zeit rein theoretisch nur in einer Richtung vor sich gehen.

Eine Zusammenfassung der petrographischen Entwicklung in der westlichsten Lahnmulde ist in der Fazies-Tabelle (Taf. 4) gegeben; die Karte der Abb. 12 stellt die

regionale Verbreitung der Eruptiva nach ihrem Chemismus und ihrer Typen-Entwicklung getrennt dar. Aus der Karte und dem Zeit-Schema geht hervor, daß die Entwicklung der Eruptivgesteine im bearbeiteten Gebiet auf keinen Fall im Sinne einer einzelnen Differentiation vor sich ging

Bei den Diabasen kann man vier Eruptionsgebiete unterscheiden. Sie haben die Form von Ellipsen und legen sich ziemlich aneinander an. Ihre Zentren lassen sich bei Steinsberg, in der Ecke Wasenbach/Rupbach, zwischen Schaumburg und Unterlohskopf und bei Fachingen festlegen.

Bei den Keratophyren lassen sich drei Züge abgrenzen, ein langer Schlauch auf dem Nord-Flügel der Schaumburger Mulde, ein kürzerer auf dem Nord-Flügel der Altendiezer Mulde. Dazwischen liegt ein kleineres, mehr kreisförmiges Gebiet.

Die Verbreitung der Diabase ist langgestreckt im Streichen, die der Keratophyre ebenfalls. In der Mitte des Arbeitsgebietes (ö. und n. Balduinstein) verläuft die Längen-Ausdehnung der Verbreitungs-Gebiete in beiden Gesteins-Gruppen quer zum Streichen. Es sind die ältesten Keratophyre und jüngsten Diabase, die hier zusammentreffen.

In der westlichsten Lahnmulde wurden ihrem Chemismus nach entgegengesetzte Gesteine zur gleichen Zeit gefördert, während gleiche Gesteine zu ganz verschiedenen Zeiten entstanden. Die räumliche Anordnung gibt in gleichen Zeiten verschiedene Ausbruchszentren zu erkennen. Demzufolge kann man hier nicht mit der Differentiation eines Magmas rechnen. Man muß mehrere kleine Magmenkörper annehmen, die sowohl räumlich als auch zeitlich voneinander getrennt differenzierten. Wenn von einem teilweise differenzierten Magma kleinere Partien abgepreßt werden und in geologisch verschiedene Höhenlage gelangen, so kann damit schon eine getrennte und voneinander unterschiedlich weiterlaufende Differentiation ermöglicht werden.

F. Junge Deckschichten

Bei der Bearbeitung des Gebietes wurde der Untersuchung des Deckgebirges weniger Aufmerksamkeit geschenkt und nur auf die Kartierung Wert gelegt. Die Arbeit von Ahlburg (1915) zu diesen Fragen besitzt im wesentlichen noch Gültigkeit, es kann darauf verwiesen werden.

1. Tertiär

Die tertiären Schichten gehören der Vallendarer Stufe des Oligozäns an. Sie stellen fluviatile Bildungen von Schottern, Kiesen, Sanden und Tonen dar, deren Entstehung aus der Verwitterung des devonischen Untergrundes resultiert.

Die Schotter und Kiese sind meist rein weiße, mehr oder weniger reine Quarzschotter, der Sand ist ebenfalls weißer Quarzsand. In Wechsellagerung mit Tonen nimmt er deren leuchtend braune, rote, grüne oder gelbe Farbe an. An vielen Stellen sind die Schotter und Sande durch Brauneisen zu Konglomeraten von mitunter beachtlichen Ausmaßen verkittet.

Im Zusammenhang mit den Westerwälder Basalt-Ausbrüchen des Miozäns entstanden auch im bearbeiteten Gebiet Basalte, die alle als Durchschußröhren anzusehen sind.

In der westlichsten Lahnmulde treten tertiäre Fe-Mn-Erze auf. Sie kommen als Verwitterungs-Lagerstätten (Typ Lindener Mark) an der Oberfläche der Massenkalke vor. Die ursprünglich vorhanden gewesenen Vorkommen sind durch die Bodenbearbeitung der Land- und Fortwirtschaft inzwischen meist beseitigt und verschleppt, eine Kartierung war nicht mehr möglich.

Die noch heute auftretenden Kohlensäuerlinge sieht Ahlburg als letzte Nachwirkungen des miozänen Vulkanismus an.

2. Pleistozän

Die Schotter und Kiese des Pleistozäns lagerten sich auf Terrassen ab, für die Ahlburg (1915) eine Gliederung vornahm. Im Gegensatz zu den tertiären Schottern sind die pleistozänen Ablagerungen sehr heterogen zusammengesetzt. Sie bestehen aus Geröllen von Quarz, Quarzit, Grauwacke, Kieselschiefer, Diabas, Kalk und Buntsandstein, stellen also ein Gemisch aller im Lahn-Dill-Gebiet auftretenden Gesteinsarten dar.

Der Löß reicht meist an den westlichen und nordwestlichen Talflanken ziemlich tief herunter (ungefähr bis 180 m über NN), so daß daraus auf Antransport aus dieser Richtung und Ablagerung im Windschatten geschlossen werden kann. Der Löß ist zu Löß-Lehm verwittert, Löß-Kindel treten selten auf. Bei der Kartierung wurde der Löß allgemein mit den anderen Lehm-Bildungen zusammengefaßt (vgl. Legende).

3. Holozän

Unter Tal-Alluvium wurden bei der Kartierung die Alluvionen und Talweg-Terrassen zusammengefaßt. An anderen alluvialen bis rezenten Bildungen lassen sich noch Schutt-Fächer an Taleinmündungen ausscheiden. Vereinzelt auftretende Moor-Bildung und Kalktuff (Sinter-Kalk) ist zu geringfügig und wurde auf der Karte nicht dargestellt.

II. Tektonik

A. Geschichtliches

Ahlburg erfaßte als erster das geologische Gesamtbild der Lahnmulde im Überblick. Er teilte das Lahngebiet tektonisch in zwei Hauptteile ein; westlich der Linie Heckholzhausen-Aumenau-Laubuseschbach herrscht eine einfache Tektonik mit normalem Faltenbau. Das W-Ende der Lahnmulde ist in mehrere Spezial-Mulden und -Sättel gegliedert, die allmählich nach W hin ausheben. Östlich der genannten Linie sind Anzeichen intensiverer Gebirgsbewegungen zu erkennen, sind die Falten enger angelegt und z. T. große Überschiebungen ausgebildet (Kegel 1922).

MEYER (1914) sieht die Lahnmulde als Überschiebungs-Gebirge an, H. RICHTER (1923)

nimmt darüber hinaus sogar Deckenbau in der westlichen Lahnmulde an.

MICHELS (1929) beschreibt aus der westlichen Lahnmulde Schuppenstrukturen, sieht aber trotz des stark gestörten Baues die Tektonik als gebunden an.

Von den tektonischen Einheiten, die Ahlburg in der westlichen Lahnmulde herausstellte (vgl. Karte und Deckblatt in Kegel 1922), gehören zu dem von mir bearbeiteten Gebiet (von N nach S):

Gückinger Sattel Altendiezer Mulde Fachinger Sattel Balduinsteiner Mulde Wasenbacher Sattel. Die Balduinsteiner Mulde und die s. des Wasenbacher Sattels folgende Holzheimer Mulde (nicht mehr in der geol. Karte) faßte Ahlburg weiter östlich, nach dem Abtauchen des Wasenbacher Sattels, zu einer Mulde zusammen und nannte sie von da ab Schaumburger Mulde. Der Übersichtlichkeit halber wird in vorliegender Arbeit der Name "Balduinsteiner Mulde" im Sinne Ahlburgs fallen gelassen und der Name "Schaumburger Mulde" nur auf die Mulde angewendet, in der die Schaumburg liegt (das ist Ahlburgs Balduinsteiner Mulde). Im Bergbau ist der Name Schaumburger Mulde schon seit jeher für diese nördliche Teilmulde üblich; mit dem Namen Balduinstein sind kleinere tektonische Einheiten (Sattel und Mulde) auf dem N-Flügel der Schaumburger Mulde zu verbinden (vgl. S. 81/82).

B. Übersicht

Die Spezial-Kartierung grenzte die durch Ahlburg nur grob festliegenden Sättel und Mulden klarer ab und gliederte sie so weit wie möglich auf. Zu den folgenden Erläuterungen vgl. auch Karte und Deckblatt von Ahlburg in Kegel 1922.

Die Altendiezer Mulde, nicht mehr weiter aufteilbar, vereinigt sich nach E hin mit der Elzer und Niedererbacher Mulde zu der sehr breiten Hadamarer Mulde, die sich nach E im Hadamarer Mitteldevon-Zug fortsetzt. Die Trennung der drei Teil-Mulden vor ihrer Vereinigung zur Hadamarer Mulde erfolgt durch den Hambacher und Gückinger Sattel. Dieser reicht bis über Gückingen hinaus nach E, wurde aber nur auf seinem S-Flügel aufgenommen. Der Fachinger Sattel greift von W her bis nach Diez in die Lahnmulde hinein; ö. Diez vereinigen sich die Massenkalk-Züge der Altendiezer und Schaumburger Mulde, die sich nach S an den Fachinger Sattel anlegt und nach E in der Limburg-Weilburger Oberdevon-Mulde fortsetzt. Die Schaumburger Mulde spaltet auf dem Nord- und Süd-Flügel nochmals in Sättel und Mulden auf: auf dem Nord-Flügel sind es Balduinsteiner Sattel und Mulde, auf dem Süd-Flügel Friedrich-Sattel und Hack-Mulde.

Die Wiederverwendung des Namens "Balduinsteiner Mulde" nach der Einziehung war nicht zu vermeiden, da bei der begrenzten Ausdehnung von Balduinsteiner Sattel und Mulde kein anderer brauchbarer Ortsname zur Verfügung stand und das allgemeine Prinzip der Benennung tektonischer Einheiten nach Ortsnamen nicht durchbrochen werden sollte. Der Name "Friedrich-Sattel" ist die seit langem im Grubenbetrieb übliche Bezeichnung des Schalstein-Sattels, die "Hack-Mulde" wurde nach dem kürzesten Namen eines Eisenerz-Lagers benannt.

Von W her greift in die Schaumburger Mulde der Thornsmühle-Sattel ein (Namengebung von Sperling nach der Thornsmühle im Rupbachtal), der die Wasenbacher Mulde (Name von Sperling nach dem Dorf Wasenbach) von der Schaumburger Hauptmulde abtrennt. An die Wasenbacher Mulde schließt sich nach S der Wasenbacher Sattel an; in dessen streichender Fortsetzung nach NE folgt auf die Hack-Mulde der Herminenschlag-Sattel, der die eigentliche S-Begrenzung der Schaumburger Mulde darstellt. Sein Name wurde nach der Distriktsbezeichnung "Herminenschlag" gewählt. Als Einmuldung an der Gabelung Schaumburger-Holzheimer Mulde legt sich an den Herminenschlag-Sattel nach S die Habenscheider Mulde an. Der folgende Habenscheider Sattel (Namengebung nach Hof

Habenscheid, nö. von Wasenbach) bildet ungefähr die S-Grenze des bearbeiteten Gebietes. Eine nach S anschließende kleine Mulde wurde nicht mehr benannt, da sie nur noch teilweise aufgenommen wurde. Sie gehört noch zu der Habenscheider Sattel-Region, südlich davon erst folgt die Holzheimer Mulde.

An die Holzheimer Mulde nach S (bereits außerhalb des kartierten Gebietes) schließt der sehr breite Katzenelnbogener Sattel an (vgl. Kegel 1913), dem die ebenso

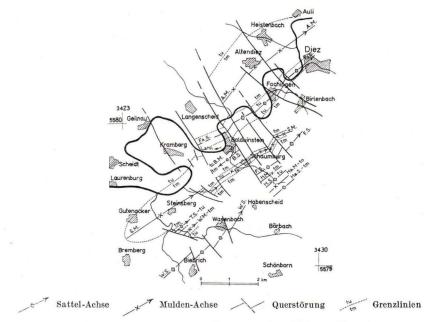


Abb. 13. Strukturkarte der westlichen Lahnmulde.

Dargestellt sind die Achsen der großtektonischen Einheiten mit Richtung des Achsengefälles (Pfeile) und die wichtigsten Querstörungen.

A. M A. M.	=	Altendiezer Mulde	$\mathbf{w}.\mathbf{s}\mathbf{w}.\mathbf{s}.$	=	Wasenbacher Sattel
Fa. S. — Fa. S.	=	Fachinger Sattel	F. S F. S.	==	Friedrich-Sattel
В. М.	=	Balduinsteiner Mulde	H. M.	===	Hack-Mulde
B. S.	=	Balduinsteiner Sattel	H. S.	-	Herminenschlag-Sattel
S. M S. M.	===	Schaumburger Mulde	Ha. M.	-	Habenscheider Mulde
T. S.	==	Thornsmühle-Sattel	Ha. S.	=	Habenscheider Sattel
W. M.	=	Wasenbacher Mulde			

Wo der Platz es erlaubte, sind die ungefähren (stratigraphischen) Begrenzungen der Sättel und Mulden angegeben. Die stratigraphischen Symbole zu beiden Seiten der Grenzlinien bzw. auf den Faltenachsen (bei den Einheiten, bei denen aus Platzmangel nur die Achsen angegeben werden konnten) nennen (bei den Mulden) die jüngsten eingefalteten und (bei den Sätteln) die ältesten herausgehobenen Sedimente.

```
to = Ober-Devon tm = Mittel-Devon tu = Unter-Devon
```

breite Hahnstättener Mulde folgt. Damit ist die S-Grenze der Lahnmulde erreicht, und das höhere Unterdevon des Taunus bildet den S-Rand bis zu ihrem E-Ende.

Das Gebiet der hier bearbeiteten westlichsten Lahnmulde ist durch Überschiebungs-Tektonik ausgezeichnet. Die Kartierung deutet auf zahlreiche Überschiebungen hin, und auch die kleintektonischen Beobachtungen weisen an vielen Stellen den Überschiebungsbau des Gebirges aus. Die Überschiebungs-Tendenz geht bis zur Ausbildung zahlreicher Schuppen auf engstem Raum. Normaler Sattel- und Mulden-Bau ist daher selten zu beobachten. Die in der Arbeit ausgeschiedenen Sattel- und Mulden-Bezirke bestehen meist aus mehreren Schuppen.

Im Mittel- und Oberdevon ist die Schuppen-Bildung gemäß dem Charakter der Gesteine (meist Tuffe als Gleitbahnen, oft starre Diabas- und Keratophyr-Decken) sehr begünstigt. Aber auch die sandig-quarzitischen Gesteine des Unterdevon sind verschuppt, wenn auch die Intensität und Mannigfaltigkeit der Tektonik des höheren Devon nicht erkennbar ist. Nach W hin, wo die unterdevonischen Unterlagen der Mulden zu Tage ausstreichen, wird dementsprechend der Bau des Gebirges einfacher und ruhiger. Die Mulden heben z. T. aus, bei manchen wird das Ende auch durch Abschiebungen angezeigt. Die E-Enden der von W her zwischen die Mulden eingreifenden Sättel sind oft wegen Überdeckung nicht klar zu beobachten, ein normales Abtauchen ist bei den meisten zu vermuten.

Die Begriffe "Sattel" und "Mulde" werden hier z. T. stratigraphisch gefaßt, wobei die Mulden relativ jüngere Gesteine (meist Mittel- und Ober-Devon) enthalten, die Sättel sich aus relativ älteren Gesteinen (meist Unter-Devon) aufbauen. Die Abgrenzung der tektonischen Bezirke ist demzufolge mehr oder weniger willkürlich und konventionell. Eine geometrische Abgrenzung der Sättel und Mulden war nicht immer möglich, da die Zahl der tektonischen Grund-Einheiten zu groß ist und die hier ausgeschiedenen Sattel- und Mulden-Bezirke sich oft wieder aus mehreren, z. T. verschuppten Sätteln und Mulden aufbauen.

Die Haupt-Faltung des hier bearbeiteten Gebietes erfolgte nach Ablagerung des Ober-Devon in der bretonischen Faltungsphase. Im Kartiergebiet treten als jüngste Gesteine Rotschiefer des mittleren Oberdevon auf. Die Festlegung der Faltung kann demnach nur nach Vergleichen mit anderen Gebieten vorgenommen werden. Auf Blatt Hadamar transgrediert Culm über ältere Schichten (mdl. Mitt. von Prof. Michels). Die Falten-Züge des Blattes Hadamar liegen in der streichenden Fortsetzung des hier neu bearbeiteten Gebietes; die räumliche Entfernung ist sehr gering, sodaß eine im Raum Hadamar mögliche Einstufung der Faltung für die westliche Lahnmulde insgesamt als gültig angesehen werden muß. Auch Pilger (1952) nimmt im Anschluß an Stille (1951) bretonische Faltung der Lahnmulde an, die dann sudetisch überprägt wurde. Seine Karte (S. 213) stellt die Abgrenzung der zu verschiedenen Zeiten gefalteten Räume dar.

Die meisten streichenden Störungen in der westlichsten Lahnmulde sind Aufoder Überschiebungen, obwohl vereinzelt (wahrscheinlich jüngere) Störungen vorkommen, an denen Gräben in ältere Gesteine abgesunken sind. Der Culm wurde weiter im E nicht mehr verschuppt (vgl. Profile bei Kegel 1922 und 1934); demnach sind die Überschiebungen wie die Faltung bretonischen Alters. Da die Graben-Einbrüche nicht mit der bretonischen Einengungs-Tektonik in Verbindung gebracht werden können, sehe ich sie als ein Ergebnis der sudetischen Überprägung der Falten an. Die streichenden Abschiebungen entstanden wahrscheinlich als Folge einer sudetischen Zerrungs-Tektonik.

Die Zahl der Querstörungen (Ab- und Blatt-Verschiebungen) ist so groß, daß sie auf der Karte nicht alle zu erfassen sind. Da im bearbeiteten Gebiet verschiedene, durch Querstörungen voneinander getrennte Sattel- und Mulden-Abschnitte sich in der Art ihrer Schuppen-Ausbildung und im stratigraphischen Schicht-Inhalt oft stark unterscheiden, sind die Querstörungen altersgleich mit der Faltung und wie diese als bretonisch anzusehen. Ahlburg (1908) sieht im östlichen Lahngebiet die Querstörungen ebenfalls als bretonisch an.

Tertiäre Störungen (Ahlburg 1915) sind im bearbeiteten Gebiet nicht sicher zu erkennen. Die Basalte haben nachweislich paläozoische Querstörungen benutzt, um — wenigstens in der Tiefe, vgl. Knetsch 1939 — daran emporzusteigen. Ahlburg (1915) lokalisiert die Kohlensäuerlinge an die Kreuzungspunkte junger Störungen mit alten Sattelachsen. Die Störungen, auf deren Kreuzungspunkten mit den Sattelachsen die Fachinger und Geilnauer Mineralbrunnen sitzen, sind paläozoischen Alters, eine tertiäre Belebung ist nur zu vermuten.

C. Einzelbeschreibung

Die hier beschriebenen tektonischen Einheiten sind in der Strukturkarte (Abb. 13) zusammenfassend und in ihren Beziehungen zueinander dargestellt. Zu den einzelnen Spezialbeschreibungen vgl. die geologische Karte (Taf. 6) und die betreffenden Abbildungen.

1. Gückinger Sattel

Der Gückinger Sattel am N-Rand des bearbeiteten Gebietes stellt die N-Begrenzung der Altendiezer Mulde dar. Diese Sattel-Region ist in sich stark gestört und überschoben. Da hier nur die S-Flanke des Sattels mit bearbeitet wurde, sind nähere Aussagen über die Struktur unmöglich. Dieser S-Teil des Gückinger Sattels besteht fast nur aus Laubacher Schichten (Ausnahme siehe Karte!), die auf Nellenköpfchen-Schichten aufgeschoben wurden. Der im Gebiet des Schollenberg sehr mächtige Ems-Quarzit wurde vermutlich überfahren. Über die Beziehungen des NW-SE streichenden Schollenberg-Quarzits zum übrigen Unter- und Ober-Ems des Gückinger Sattels wurden keine Untersuchungen angestellt.

2. Altendiezer Mulde

Die Altendiezer Mulde schließt sich an den Gückinger Sattel nach SE an. Eine Diskordanzlinie markiert die Grenze. Die Mulde zeichnet sich durch einen dreigeteilten Bau aus. Im NE-Teil der Mulde herrscht Schuppenbau, wie aus Aufschlüssen in den großen Steinbrüchen des Heistenbachtals und aus den Bohrungen abzuleiten ist. Die einzelnen Schuppen sind Mulden, die Sättel dazwischen sind meist überfahren.

Nach SW hin, im mittleren Muldenabschnitt, besteht die Altendiezer Mulde vermutlich aus einer großen, nach NW überkippten einheitlichen Mulde ähnlich der Schaumburger Mulde im Rupbachtal. Die Löß-Überdeckung läßt Einzelheiten des Baus nicht erkennen; der Massenkalk nimmt stark zu, Keratophyrtuffe und Schalsteine treten ganz zurück, wie spärliche Aufschlüsse und die Bohrungen zeigen. Da Tuffe meist als Schmiermittel Schuppenbau begünstigen, ist bei ihrem Fehlen auf eine einheitliche Massenkalk-Mulde zu schließen.

Das südwestliche Drittel der Altendiezer Mulde ist durch einen relativ einfachen und normalen Faltenbau mit z. T. gegenfallenden Flügeln gekennzeichnet (vgl. Abb. 17 und Profil 2 auf Taf. 6). Die Unterlage der Altendiezer Mulde streicht am Kehrberg aus; hier läßt sich die einfache Verfaltung der Sedimente deutlich erkennen.

Das SW-Ende der Altendiezer Mulde in ihrem Mittel-Devon-Anteil wird im S von der Transgression des Givet auf Ems, im N von der N-Fortsetzung der Daubachstörung angezeigt.

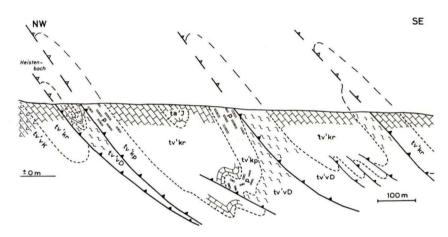


Abb. 14. Querprofil durch die nordöstliche Altendiezer Mulde im Heistenbachtal (Profillinie 2—2 in der geol. Karte Taf. 6).

3. Fachinger Sattel

Der Fachinger Sattel schließt mit einer diskordanten Auflagerung an die Altendiezer Mulde nach S an. Auch seine S-Begrenzung wird von einer Diskordanzlinie angedeutet (vgl. Abb. 15A). Südwestlich Fachingen werden diese Diskordanzen auf dem S-Flügel des Sattels von Überschiebungen abgelöst. Vermutlich benutzten die Überschiebungen die früheren Diskordanzlinien. Der einfache Sattelbau des Fachinger Sattels reicht von NE her bis zu einer Querstörung, die vom Lahntal (bei km 88) nach SE verläuft (vgl. geol. Karte und Abb. 8). Die Störung ist in ihrem SE-Teil als Blattverschiebung, im NW als schräge Abschiebung anzusehen. Südwestlich dieser Querstörung baut sich der Fachinger Sattel aus verschuppten Sätteln und Mulden des Unter-Ems auf (vgl. Taf. 6, Profil 2). Durch eine neue Abschiebung wird das Ausheben des Fachinger Sattels nach SW zu beschleunigt, der Bau wird etwas einfacher (Abb. 15B). Die Sattelachse kulminiert nw. Hausen, nach SW zu taucht sie wieder ab. Infolge dieses leichten Abtauchens erscheinen bei Balduinstein auch wieder Laubacher Schichten im Kern des Sattels (kleine Mulde, Abb. 15C). Die Fortsetzung des Fachinger Sattels nach SW liegt im Raum Cramberg-Scheid. Die Unter-Ems-Gesteine sind verschuppt, nach SW hin stellt sich dann einfacher Sattel- und Mulden-Bau ein (vgl. Taf. 6 Profil 1).

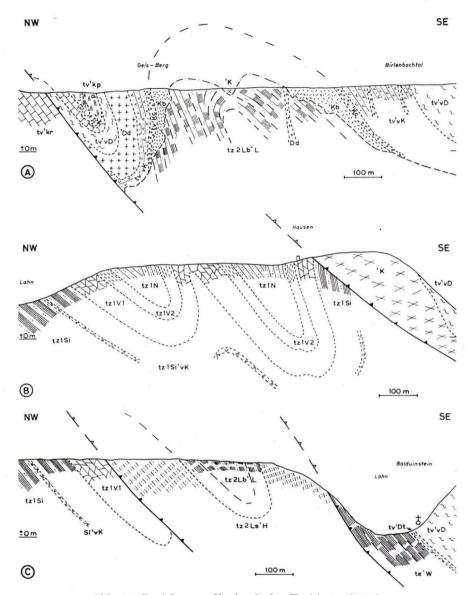


Abb. 15. Drei Querprofile durch den Fachinger Sattel.

Profil A: bei Fachingen (Linie 3-3)

Nord- und Süd-Begrenzung des Sattels werden von Diskordanzen dargestellt.

Profil B: bei Hausen (Linie 4-4)

Die Laubacher Schichten werden hier von Unter-Ems-Schichten vertreten. Die Grenze Laubacher zu Unter-Ems-Schichten zwischen Profil A und B ist nur zu vermuten, da sie im Lahntal liegt. Eine Querstörung ist sicher, sie ist im Schalstein der Schaumburger Mulde noch zu erkennen (Abschiebung), vgl. geol. Karte Taf. 6.

Profil C: bei Balduinstein (Linie 5-5)

Durch leichtes Achsen-Einfallen nach SW bauen hier wieder Laubacher Schichten den Sattel auf.

4. Schaumburger Mulde

a. Übersicht und Muldenkern

Die Schaumburger Mulde zeigt normalen, leicht nach NW überkippten Bau (Abb. 16, 17). Sie ist in ihrer Nord-Begrenzung vom Cramberger Lahnschlingen-Hals bis nach Fachingen mit wechselndem Schichten-Ausfall auf den Fachinger Sattel aufgeschoben. Westlich des Lahnschlingenhalses tritt das normale Liegende der Mulde zu Tage, an einer Überschiebung sind die Mächtigkeiten des mittleren Ober-Ems etwas reduziert (vgl. Profil 1 auf Taf. 6). Östlich Fachingen grenzt die Mulde mit diskordanter Auflage an den Fachinger Sattel.

Die Muldenachse der Schaumburger Mulde verläuft vom Fachinger Grundstollen (ungefähr bei 820 m Stollenlänge) über Schloß Schaumburg nach Steinsberg. Bei der Bischofsmühle quert sie das Rupbachtal und ist danach durch Löß-Überdeckung nicht genau festzulegen. 200 m s. der Brunnenburg ist ihr Verlauf wieder klar zu ermitteln. Die Mulde hebt dort normal mit umlaufendem Streichen in den Laubacher Schichten aus. (Herr Sperling machte mich auf diesen Aufschluß aufmerksam, bevor ich selbst dieses Gebiet kartiert hatte.)

Kayser läßt die Schaumburger Mulde an der großen "Rupbachspalte" enden. Schöppe (1911, S. 68) und Kegel (1913, S. 161) bezweifeln das Ausmaß und die Bedeutung dieser Störung.

Außer dem Ausheben der Schaumburger Mulde an der Brunnenburg erweisen noch andere Beobachtungen die ungestörte Fortsetzung der Mulde über das Rupbachtal hinaus: in dem Wasserriß 500 m sö. von Gutenacker stehen Wissenbacher Schiefer an; in dem von der Bischofsmühle nach Bremberg verlaufenden Tal stehen zunächst Wissenbacher Schiefer, danach fossilführende Kondel-Gesteine an. Der basische Keratophyr des unteren Rupbachtal reicht bis an die Landstraße Gutenacker-Bremberg und ist in Lesesteinen gut zu erfassen (Herr Sperling nannte mir diesen Punkt, bevor

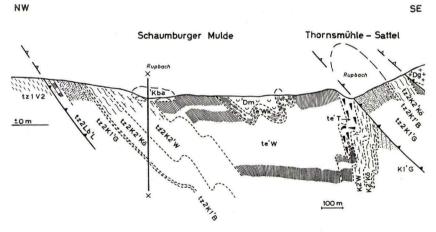


Abb. 16. Querprofil durch die Schaumburger Mulde im Rupbachtal (Profillinie 6—6). Die senkrechte Linie zwischen den beiden Kreuzen gibt die Lage des Längsprofils durch den basischen Keratophyr (Linie 1—1, Abb. 6) an.

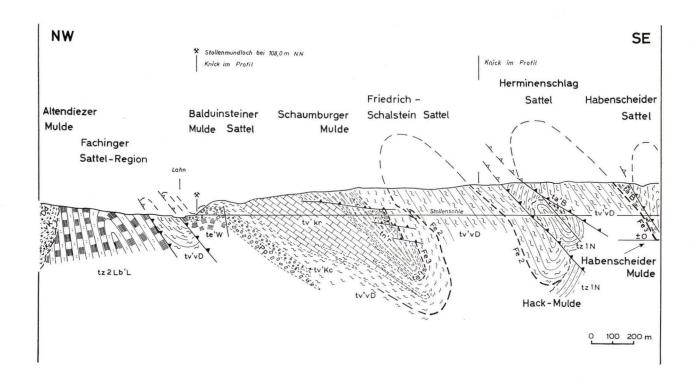


Abb. 17. Profil durch den Fachinger Grundstollen; Schnitt durch Schaumburger Mulde (mit Spezialfaltung auf N- und S-Flügel), Herminenschlag-Sattel, Habenscheider Mulde und Habenscheider Sattel.

Das Profil ist vom Stollenmundloch aus nach NW quer durch den Fachinger Sattel bis zum Südrand der Altendiezer Mulde verlängert (Schnittlinie 7—7). Die Fortsetzung des Profils nach SE zeigt die Abb. 26, deren Schnittlinie etwas im Streichen nach SW versetzt verläuft. In der Profil-Darstellung des Grundstollens sind alle Diabase innerhalb des Schalsteins weggelassen, vgl. die Profilbeschreibung auf S. 50.

ich diesen Raum untersucht hatte). Alle genannten Punkte liegen w. der "Rupbachspalte" Kaysers. Schöppes Angabe, die Störung sei in den Dachschiefer-Gruben des Rupbachtals aufgeschlossen, konnte bei Grubenbefahrungen nicht bestätigt werden. Auch weiter südlich, im Raum w. von Biebrich, treten keine Anzeichen für eine Störung auf.

Einen guten Einblick in den Bau der Schaumburger Mulde bietet das auf S. 37–40 beschriebene Profil des Rupbachtals.

KAYSER schloß aus nordfallender Schichtung an der Petersmühle im Rupbachtal (1884, S. 8/9) auf einen normalen Muldenbau mit gegenfallenden Flügeln. KAYSERS Angaben konnten an derselben Stelle bestätigt werden (ungefähr an km 7,84 der Rupbachstraße), wie Fig. 5, Taf. 3, zeigt. Im Stollen der Grube "Langscheid" ließ sich ebenfalls nordfallende Schichtung nachweisen. Insgesamt aber sind solche Fälle Ausnahmen. Das Profil zeigt eine leicht nach N überkippte Mulde. An vereinzelten Stellen kann dabei selbstverständlich lokales Saigerstehen oder N-Fallen der Schichtung und des Faltenspiegels auftreten.

Die Lagerungsverhältnisse der Schaumburger Mulde im Hölloch-Tal wurden schon auf S. 59/60 beschrieben und in Abb. 7 (Karte und Profil) dargestellt. Der oberdevonische Anteil der Schaumburger Mulde wird im Grundstollen-Profil stark eingeengt. An zwei Querstörungen wird die Mulde staffelförmig herausgehoben, ohne allerdings ganz auszuheben (vgl. Abb. 8).

b. Nord-Flügel

Auf beiden Flügeln der Schaumburger Mulde bilden sich neue tektonische Einheiten, die auf dem N-Flügel beginnen. Am Cramberger Lahnschlingenhals springt das Streichen der Schichten von N 45 E auf N 70 E um; gleichzeitig tritt eine Ausweitung der Mulde ein. Die Gesteine im Liegenden (Ober-Ems) werden von W nach E zunehmend überfahren (vgl. die Karte). Beginnend mit Hohenrheiner und Laubacher Schichten ö. Cramberg, fehlt bei Balduinstein Ober-Ems, unteres Mitteldevon und das erste Drittel des oberen Mitteldevon, denn der Keratophyr des unteren Givet liegt dort auf Unter-Ems auf (vgl. Abb. 15B).

Ahlburg faßte diese Überlagerung des Keratophyr über Unter-Ems bei Hausen als Transgression auf. Mehrere Gründe aber lassen hier tektonische Ursachen der Aufeinanderfolge sicher erscheinen. Ahlburgs Transgressions-Konglomerat mit Unter-Devon-Geröllen bei Hausen ist nicht aufzufinden. Es kommen massenhaft Ems-Quarzit-Gerölle vor, sie liegen aber auf der Hochfläche und gehören zum Pleistozän. Was Ahlburg vielleicht als Keratophyr-Konglomerat angesehen hat, sind kugelig ausgebildete Teile am E-Rand des Keratophyrs bei Hausen, ungefähr in Höhe des alten, aufgelassenen Kalkbruchs. Es ist heller Keratophyr, dicht, der stellenweise kleinkugelig abgesondert ist. Kleine, beim Zurückfallen etwas abgeplattete Bömbehen verleihen dem Keratophyr stellenweise ein konglomeratisches Aussehen. Ahlburgs Gründe für die Transgression sind nicht gegeben, für eine Überschiebung lassen sich Beobachtungen anführen.

Vom Cramberger Lahnschlingenhals her ist der N-Flügel der Schaumburger Mulde auf den Fachinger Sattel aufgeschoben. Die Konkordanz Schalstein/Wissenbacher Schiefer ist in Balduinstein an zwei Stellen nachgewiesen (vgl. die Karte und Abb. 19). Liegt in Balduinstein konkordante Auflagerung von oberem auf unterem Mitteldevon vor, so kann am Sangert-Berg, scharf nö. Balduinstein nicht transgredierende Überlagerung auftreten, denn im weiteren Fortstreichen nach NE ist die Konkordanz bewiesen. Nur an der Stelle des massigen Keratophyrs wurden die großen Überschiebungs-Beträge erzielt.

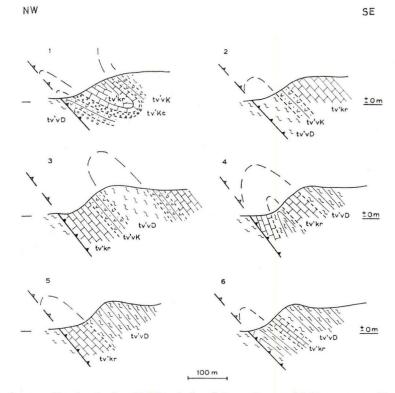


Abb. 18. Querprofile durch den N-Flügel der Schaumburger Mulde sw. von Fachingen. Die Schaumburger Mulde ist in diesem Bereich auf den Fachinger Sattel aufgeschoben. Massenkalk-Linsen im Schalstein lassen eine intensive Zerstückelung dieser Aufschiebung erkennen (vgl. Karte). Die Überschiebung liegt unter dem Lahn-Alluvium verhüllt. Sie ist auch im Grundstollen-Profil an dieser Stelle anzutreffen (vgl. Abb. 17). — Jedes der 6 Profilchen erklärt den Bau eines Flügel-Abschnitts zwischen zwei Querstörungen von SW nach SE fortlaufend, beginnend mit dem ersten nö. des Fachinger Grundstollens.

Die gut kartierbaren Kalke im Feld n. der Schaumburg deuten zusammen mit dem Kalk-Keratophyr-Mischgestein s. Balduinstein und dem Massenkalk am Dach des Burgruinen-Profils einen Schalstein-Sattel mit umlaufendem Streichen an (Balduinsteiner Sattel). Er ist auf den Schalstein in Balduinstein aufgeschoben, die Überschiebungsbahn ist am Fuße des Burgruinen-Profils aufgeschlossen. Dort treten im Gestein Trümmer-Bezirke, tektonische Breccien-Bildung und Mikro-Gleithorizonte auf (Schliff). Unter dem Schalstein-Sattel folgen die Buchenauer Schichten des Burgruinen-Profils (Balduinsteiner Mulde). Im S schließt dicht an den Sattel normal die Schaumburger Mulde an.

Das Abtauchen des Balduinsteiner Sattels nach SW wird von Querstörungen beschleunigt, an denen der Sattel staffelförmig abgesunken ist. Das Absinken der Schollen verlief nicht gleichmäßig, sondern war mit Kipp-Bewegungen verbunden, wie aus den Profilen abzuleiten ist: in der Scholle der Balduinsteiner Burgruine ist der N-Flügel stärker abgesunken als der S-Flügel. Dadurch erst ist die Erhaltung der oberdevonischen Schichten der Balduinsteiner Mulde möglich. In der sw. anschließenden

Scholle sank der S-Flügel stärker ab, wie die Lage des Kalk-Bandes erweist. Auf dem N-Flügel des Balduinsteiner Sattels kann in dieser Scholle der Massenkalk nicht mehr auftreten, da das Kalkband im Luftsattel schon ausstreicht.

Balduinsteiner Sattel und Mulde werden an der Querstörung abgeschnitten, an der der Hausener Keratophyr nach N verschoben wurde und werden von diesem Keratophyr überfahren. Nordöstlich der nach E folgenden Querstörung (E-Grenze des Keratophyrs) treten Balduinsteiner Sattel und Mulde wieder auf (vgl. Profil 2 der Taf. 6 am Sangert-Berg) und sind bis nach Fachingen zu verfolgen (vgl. Abb. 17, 18).

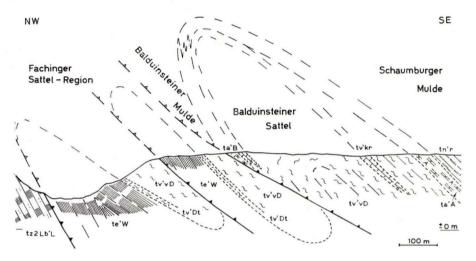


Abb. 19. Querprofil durch den S-Rand der Fachinger Sattel-Region und den N-Rand der Schaumburger Mulde mit Balduinsteiner Sattel und Mulde (Profillinie 8—8).

Der Fachinger Sattel besteht hier aus mehreren Sätteln und Mulden.

c. Süd-Flügel

Vom Tälchen s. der Schaumburg nach E hebt sich auf dem S-Flügel der Schaumburger Mulde ein Schalstein-Sattel heraus. Er ist im Fachinger Grundstollen gut aufgeschlossen (Friedrich-Schalstein-Sattel) und taucht nach NE mit umlaufendem Streichen an der Stelle ab, wo die Schaumburger Mulde aufsteigende Bewegungen erkennen läßt (vgl. Abb. 8 und 17). Beide Einheiten werden an der großen, östlich des Sangert-Berges verlaufenden Störung etwas versetzt. Nach S hin schließt sich an den Friedrich-Sattel die Hack-Mulde an. Sie ist im Fachinger Grundstollen aufgeschlossen.

Im Grundstollen-Profil treten zwei Arten streichender Störungen auf: ganz flache Überschiebungen und steile Aufschiebungen. Ihr Auftreten unmittelbar neben- und miteinander ist mechanisch nicht ohne weiteres zu verstehen und schwierig zu deuten. Die steilen Aufschiebungen sind in den heute noch befahrbaren Strecken zu beobachten, die flachen Überschiebungen wurden aus Profilen von Ahlburg übernommen. Zur Profil-Konstruktion lagen Ahlburg Untersuchungsergebnisse aus dem heute unzugänglichen Drei-Sohlen-Abbau der Grube "Friedrich" vor, so daß auch diese flachen Überschiebungen als gesichert erscheinen.

Im Gegensatz zum Nord-Rand ist der Süd-Rand der Schaumburger Mulde im E-Teil normal gebaut und von größeren Störungen frei. Im W-Teil tritt, vielleicht an derselben Querstörung wie auf dem N-Flügel am Cramberger Schlingenhals, auch auf dem S-Flügel eine Ausweitung der Mulde ein. Sie ist ö. des Höllochs am Verlauf des Grenzlagers erkennbar (vgl. Abb. 7).

Das tektonische Bild der Schaumburger Mulde läßt sich sehr gut erfassen, weil der Burgschwalbacher Sandstein die ganze Mulde umrahmt. Sogar die Abspaltung von Thornsmühle-Sattel und Wasenbacher Mulde ist erkennbar (Abb. 20).

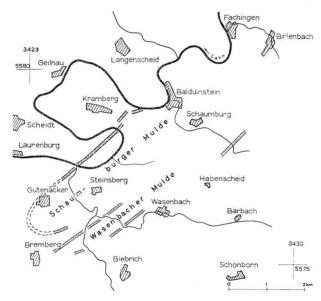


Abb. 20. Die Ausstriche des Burgschwalbacher Sandsteins in der Umrandung von Schaumburger Mulde, Thornsmühle-Sattel und Wasenbacher Sattel.

Die gebrochene Begrenzungslinie deutet die Konstruktion unter der Überdeckung an.

5. Thornsmühle-Sattel

Ganz im W-Teil der Schaumburger Mulde spalten sich auf ihrem S-Flügel Thornsmühle-Sattel und Wasenbacher Mulde ab. Die größere Selbständigkeit dieser Einheiten rechtfertigt eine gesonderte Besprechung. Thornsmühle-Sattel und Wasenbacher Mulde tauchen nach E rasch ab. Zunächst wird der Sattel nach E zunehmend unterdrückt, danach verringert sich der Überschiebungs-Betrag, der Sattel ist dann nicht mehr allzu stark zerrissen (vgl. Taf. 6 Profil 1 und Abb. 21—25).

Im Rupbachtal fehlt am S-Flügel der Schaumburger Mulde die gesamte Kondel-Gruppe. Der Liegend-Flügel des nach SE anschließenden Thornsmühle-Sattels ist an einer den Muldenrand begleitenden Überschiebung überfahren. Diese Überschiebung löst sich nach SW hin vom Muldenrand ab (vgl. Karte). Dadurch erscheint die Kondel-Gruppe im Rupbachtal und im Tälchen 500 m w. des Rupbachtals in normaler Lagerung als Hangend-Flügel (S-Flügel) des Thornsmühle-Sattels, in dem kleinen Tälchen

400 m sö. Punkt 264,8 aber in überkippter Lagerung und stellt dort den liegenden N-Flügel des Thornsmühle-Sattels bzw. den hangenden S-Flügel der Schaumburger Mulde dar. In dem zuletzt genannten Tälchen besitzt der Burgschwalbacher Sandstein ein Streichen, das sich in das umlaufende Streichen der Mulde an dieser Stelle einfügt (ungefähr N 65 E). Zwei kleine Profile rechts und links des Rupbachs erweisen auch kleintektonisch den Überschiebungsbau an Aufschlüssen im Burgschwalbacher Sandstein.

6. Wasenbacher Mulde

Mit den auf S. 40 beschriebenen Wissenbacher Schiefern beginnt die Wasenbacher Mulde, in sich gestört und insgesamt auf den Thornsmühle-Sattel aufgeschoben. Das tektonisch wirksamste Glied der Mulde ist der Diabas; Kluftmessungen im Rupbachtal erweisen seine Faltung. Im Hangenden des Diabases folgt auf der rechten Wasenbachseite das höhere untere Mitteldevon (Zone des *Anarc. vittiger*), dem die untere Kondel-Gruppe aufgeschoben ist. Mit diesen Kondel-Gesteinen beginnt der Wasenbacher Sattel.

Nordöstlich des Wasenbachs ist der mächtige Diabas ungestört erhalten, sw. des Tals wird er durch eine W-E verlaufende Störung und eine daran ansetzende Überschiebung in seiner Austrichbreite reduziert. Das untere Mitteldevon der Steinsberger Mulde wird an dieser W-E-Störung abgeschnitten; w. der Störung folgen im Hangenden des Diabases die gesamte Kondel-Gruppe mit Ausnahme des Burgschwalbacher Sandsteins. Als tiefstes sichtbares Schichtglied der Wasenbacher Mulde hebt der Diabas im Rupbachtal aus, ebenso die hangende Kondel-Gruppe.

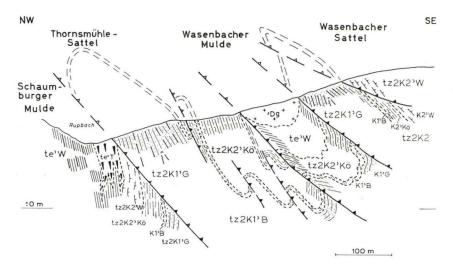


Abb. 21. Querprofil durch den S-Rand der Schaumburger Mulde am Ausgang des Wasenbachtals (Schnittlinie 9—9).

An die Schaumburger Mulde nach S schließen sich Thornsmühle-Sattel, Wasenbacher Mulde und Wasenbacher Sattel an.

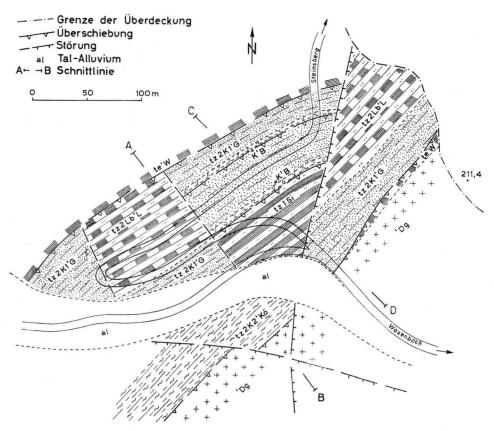


Abb. 22. Spezial-Karte unteres Wasenbachtal — Straße nach Steinsberg. Ein kompliziert gebauter Teil des Thornsmühle-Sattels bildet ein von drei Störungen begrenztes Dreieck, dessen tektonischer Bauplan an der Straße nach Steinsberg gut zu erkennen ist. Die NW-Grenze dieses Dreiecks ist die Überschiebung des Sattels auf die Schaumburger Mulde, E- und S-Begrenzung sind zwei Querstörungssysteme, die im großen Diabasbruch des Wasenbachtals gut aufgeschlossen sind (N 10 E und N 80 E streichend). Die Lagerungsverhältnisse sind durch die Abb. 23—25 näher erläutert.

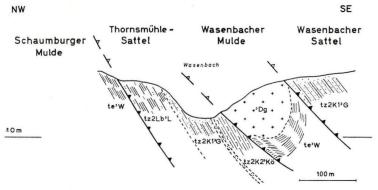


Abb. 23. Querprofil durch den Thornsmühle-Sattel (Profillinie A—B der Abb. 2)

Nach S schließen sich Wasenbacher Mulde und Wasenbacher Sattel an.

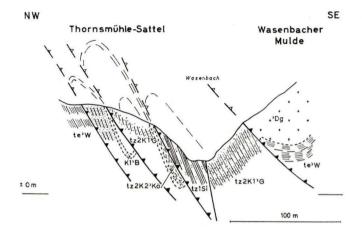


Abb. 24. Querprofil durch den Thornsmühle-Sattel (Profillinie C—D der Abb. 22) mit nach S anschließender Wasenbacher Mulde.

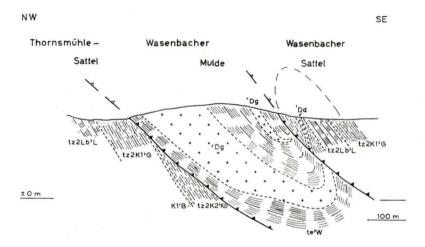


Abb. 25. Querprofil durch Thornsmühle-Sattel, Wasenbacher Mulde und Wasenbacher Sattel (Profillinie 10—10 in Taf. 6).

7. Wasenbacher Sattel

Auf die Wasenbacher Mulde und ihre unterlagernden Schichten w. des Rupbachs ist der Wasenbacher Sattel aufgeschoben. Der Sattel ist durch Über- und Abschiebungen stark gestört. Im Unter-Ems des Sattels sind Gräben von Ober-Ems eingebrochen (vgl. die geol. Karte und Profil 1 der Taf. 6). Nach NE ist der Wasenbacher Sattel wegen Überdeckung nicht klar erfaßbar, an Hof Habenscheid taucht er schnell ab, dort erscheinen Schalsteine in diskordanter Auflage.

8. Herminenschlag-Sattel

An die Hack-Mulde legt sich nach SE hin der Herminenschlag-Sattel an. Er ist im Tälchen sö. der Schaumburg und im Fachinger Grundstollen aufgeschlossen.

In der Sattel-Firste wurde der Herminenschlag-Sattel von Schalstein überfahren, die Überschiebung ist im Fachinger Grundstollen gut aufgeschlossen (vgl. Abb. 17). Der Unter-Ems-Aufbruch im Grundstollen ist die unmittelbare streichende Fortsetzung des Herminenschlag-Sattels nach NE. Über dem Unter-Ems folgen diskordant Mittel- und Oberdevon. Die Diskordanz ist verfaltet, darüber folgt auf der Überschiebung Schalstein. Diese Überschiebung bringt im Grundstollen Schalstein über

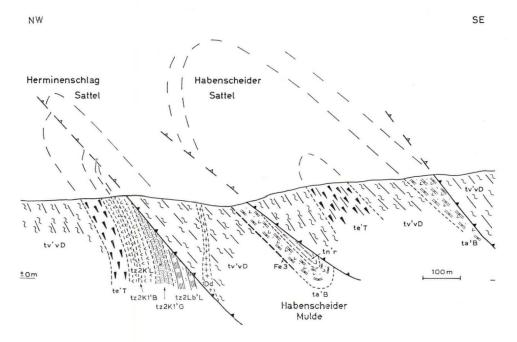


Abb. 26. Querprofil durch die Bau-Elemente nö. Hof Habenscheid (Profillinie A—B in Abb. 10).

höheres Unter-Ems, sö. der Schaumburg aber hat dieselbe Überschiebung den Schalstein über höheres Ober-Ems geschoben. Das hat zwei Ursachen: der Herminenschlag-Sattel taucht nach SW ab, es kommen immer jüngere Gesteine zur Oberfläche; die Überschiebung verläuft etwas schräg zur Sattelachse, so daß aus einem Voreilen der Überschiebung im NE eine Überlagerung über ältere, dem Sattelkern angehörende Schichten resultiert.

Eine Parallele ergibt sich zwischen dem Fachinger und dem Herminenschlag-Sattel: beide Sättel werden in ihrem E-Teil auf dem S-Flügel von Diskordanzen begrenzt. Nach W hin ist die S-Grenze bei beiden Sätteln durch Überschiebungen angezeigt. Vielleicht waren diese Überschiebungen im W als Diskordanzen früh angelegt.

9. Raum nordöstlich Hof Habenscheid

Über dem Herminenschlag-Sattel nach S folgt die Habenscheider Mulde, die mit dem Grenzlager und den Buchenauer Schichten ihr Tiefstes erreicht (vgl. Abb. 10 und 26). Diese Mulde schließt der Fachinger Grundstollen an seinem Ende auf, ebenso die im Hangenden der Mulde folgende Überschiebung (vgl. Abb. 17), an der Schalstein auf Buchenauer Schichten liegt. Dieser Schalstein stellt den Liegend-Flügel des nach N überkippten Habenscheider Sattels dar, der in seinem Kern unteres Mitteldevon (Tentaculitenschiefer) enthält (vgl. Abb. 26). Den Hangend-Flügel des Habenscheider Sattels bildet Schalstein, dem Buchenauer Schichten folgen. Das Grenzlager ist an dieser Stelle primär nicht ausgebildet. Diese über Tage beobachtete Aufeinanderfolge konnte in den inzwischen verstürzten Grubenbauen nicht mehr überprüft werden; alte Grubenrisse bestätigen jedoch das tektonische Bild.

Im Hangenden dieser südlichsten, nicht mehr benannten Mulde folgt auf einer Überschiebung abermals ein Schalstein-Sattel.

10. Unter-Devon am NW-Rand der südwestlichen Lahnmulde

a. Raum um Langenscheid

Die SE-Begrenzung des Unter-Devons ist die Überschiebung des Fachinger Sattels, die E-Grenze die Daubach-Störung.

Bei Langenscheid sind Überschiebungen weniger erkennbar. Das Gebiet ist z. T. von Löß und Schotter überdeckt, die unterdevonischen Gesteine bieten zu wenig petrographische Unterschiede, um Verschuppungen erkennen zu lassen.

Das Daubachtal ist an eine Zone von Haupt-Querstörungen gebunden; auch das Lahntal sw. Langenscheid ist von Abschiebungen, daneben vielleicht auch Blattverschiebungen, begünstigt. Die nördlichste dieser Störungen ö. der Balduinsteiner Schleuse stellt die tektonische SW-Grenze des Raumes um Langenscheid dar, sie bildet das ungefähre W-Ende des Fachinger Sattels. Südwestlich dieser Abschiebung tritt das normale Liegende der Schaumburger Mulde zu Tage, nö. der Störung ist die Schaumburger Mulde auf den Fachinger Sattel aufgeschoben.

b. Cramberger Schuppenzone

Südwestlich der oben erwähnten Abschiebung, die ö. der Balduinsteiner Schleuse das Lahntal quert, beginnt das Unter-Devon der Cramberger Schuppenzone (Name von Sperling übernommen). Das Gebiet der Cramberger Halbinsel ist in zwei Teile geteilt, die durch eine Querstörung voneinander getrennt sind. Die NE-Hälfte ist durch einen intensiven Schuppenbau gekennzeichnet (vgl. geol. Karte).

In der NW-SE verlaufenden Schlucht s. Cramberg schneidet die genannte Querstörung den erkennbaren Schuppenbau der NE-Hälfte der Cramberger Halbinsel ab. Diese Störung ist an der NW-Seite der Cramberger Halbinsel abermals festzulegen und setzt sich dann n. der Lahn nach NW fort. Das Basalt-Vorkommen nnö. von Geilnau (nicht mehr auf der Karte, vgl. Blatt Schaumburg) deutet den weiteren Verlauf der Störung an.

Der SW-Teil der Cramberger Halbinsel baut sich aus leicht nordvergenten Sätteln und Mulden auf. Das Achsengefälle wechselt stark und zeigt Abtauchen sowohl nach

NE als auch nach SW. Das Profil ist an der W-Seite der Halbinsel gut aufgeschlossen (vgl. Taf. 6, Profil 1).

Eine Störung, vielleicht eine Blattverschiebung, trennt den SW-Teil der Cramberger Halbinsel nochmals in zwei Teile. Nordöstlich der Störung (im mittleren Abschnitt der Cramberger Halbinsel) sitzt im Unter-Ems ein Graben von Ober-Ems-Gesteinen (vgl. die Karte). Die durch diese Blattverschiebung (?) voneinander getrennten Teile innerhalb der SW-Hälfte der Cramberger Halbinsel weisen gleichen Baustil auf, normale Sättel und Mulden. Östlich der Scheider Schleuse legt sich an diese normalen Falten auf einer Überschiebung ein Sattel an, der im Kern Nellenköpfchen-Schichten, auf den Flügeln Hohenrheiner Schichten enthält (vgl. Abb. 3).

Beim Unter-Ems s. Cramberg fällt auf, daß die tektonische Anlage der der Unter-Ems-Gesteine n. Hausen ähnelt. Bei Hausen und bei Cramberg schiebt sich das Unter-Ems horstartig in das Ober-Ems hinein. Beide Lahnläufe des Cramberger Schlingenhalses sind in Unter-Ems-Horstzonen angelegt.

c. Raum Laurenburg-Scheid

Von der Cramberger Halbinsel setzt sich der unverschuppte Faltenbau nach SW fort und ist aus der Karte klar ersichtlich. Südwestlich einer Blattverschiebung (?) verändert sich der Bau geringfügig; Hohenrheiner und Nellenköpfchen-Schichten werden ganz überschoben, die Laubacher Schichten in ihrer Ausstrichbreite vermindert. Im Liegenden nach W hin erscheinen Gesteine unteremsischen Alters.

11. Unter-Devon westlich des Rupbachs

In der Fortsetzung der Wasenbacher Mulde streichen w. des Rupbachs die die Mulde unterlagernden Schichten aus. Es sind Ober-Ems-Gesteine, überwiegend dem Königsberger Horizont der Kondel-Gruppe (Normal-Fazies) angehörend.

Über diese Ober-Ems-Gesteine schieben sich Gesteine des Unter-Ems; damit ist der S-Rand der Wasenbacher Mulde in seiner W-Fortsetzung erreicht. Ebenso wie im Wasenbachtal legt sich nach S der Wasenbacher Sattel an, sowohl über dem Unter-Ems w. des Rupbachs als auch über den Kondel-Gesteinen und dem Diabas der Wasenbacher Mulde.

D. Datierbare orogene und epirogene Bewegungen

1. Bewegungen im Unter-Devon

Bei einem Vergleich der vorliegenden Unter-Ems-Gliederung mit der des Mittelrheins fällt die Ähnlichkeit der oberen Vallendarer Schichten der westlichsten Lahnmulde mit den untersten Teilen der Nellenköpfchen-Schichten am Mittelrhein auf. Zieht man die Schichten, die hier als obere Vallendarer Schichten eingestuft sind, zu den Nellenköpfchen-Schichten und sieht sie als deren untere Hälfte an, so ergeben sich in den einzelnen Unter-Abteilungen des Unter-Ems große Mächtigkeits-Unterschiede zwischen der unteren Lahn und dem Mittelrhein-Gebiet. Die Vallendarer-Schichten wären dann an der Unterlahn nur 300—400 m mächtig, während die Nellen-

köpfchen-Schichten durch eine Schicht-Dicke von 1200—1400 m ausgezeichnet wären. Aus diesem Grunde werden die in ihrer Einstufung nicht ganz gesicherten Schichten-Folgen zu den oberen Vallendarer Schichten gerechnet.

Auch biostratigraphisch läßt sich diese Einteilung stützen. In Fundpunkt 7 der Fossilliste 1 tritt in dem fraglichen Schicht-Komplex noch Hyst. (A.) arduennensis latestriatus α neben der Form β auf. Den früher geäußerten Vermutungen entsprechend (vgl. S. 12, und 17/18) würden diese Fossilien für eine Zurechnung der Schichten zum mittleren Unter-Ems, also zu den Vallendarer Schichten sprechen. Genaue Aussagen sind nicht möglich, da die biostratigraphische Gliederung des Unter-Ems noch zu unsicher ist und Untersuchungs-Ergebnisse aus dem Unter-Ems zwischen Laurenburg und Koblenz nicht vorliegen.

Bei einer Einstufung der oberen Vallendarer Schichten als tiefe Nellenköpfehen-Schichten würde sich in der Tektonik der westlichsten Lahnmulde nichts ändern, für eine Entwicklung der Sedimentations-Verhältnisse des Unter-Ems aber ergäben sich aufschlußreiche Zusammenhänge.

In der Singhofener Zeit lag im Ost-Taunus vermutlich die tiefste Stelle des Sedimentationsraumes und damit ein Maximum der Sedimentation, wie die großen Schicht-Mächtigkeiten der Singhofener Schichten des Ost-Taunus, z. B. auf Blatt Usingen (F. Michels, 1929), andeuten. Für die Vallendarer Zeit wäre das Trog-Tiefste am Mittelrhein zu suchen. In der Nellenköpfchen-Zeit läge das Maximum der Sedimentation im Bereich der heutigen westlichsten Lahnmulde, während für die Lahnstein-Gruppe die Trogachse und die größte Schichtmächtigkeit in der Montabaurer Gegend zu suchen wäre, wo die Ems-Quarzit-Mächtigkeit weitaus am größten ist.

Die Frachtsonderung, die an der Basis des Ober-Ems zur Entstehung des Ems-Quarzits führte (vgl. S. 118), war durch Bodenbewegungen bedingt, die Schwellen und Becken im Streichen entstehen ließen. Die Strömungsrinnen hatten eine wechselnde Tiefe und nahmen nach N hin an Ausmaß zu (vgl. Abb. 29). Die Bodenbewegungen waren demnach unterschiedlich stark und reichten von N her noch in das Gebiet der westlichen Lahnmulde hinein.

Die genannten Bewegungen bei der Wanderung der Trogachsen im Unter-Ems und der Meeresboden-Relief-Bildung in der Lahnstein-Gruppe lassen sich am besten an die von anderen Gebieten her bekannte praesideritische Faltung anschließen. Fuchs (1931) machte wahrscheinlich, daß diese Faltung nur im Unter-Ems wirksam war und mit der Rimmert-Transgression abschloß. Die Eruptionen der Porphyroide läßt sich vielleicht an den Beginn dieser Faltungsphase knüpfen. Bei den erwähnten Trog-Wanderungen im Unter-Ems müßte diese Faltung sich über das gesamte Unter-Ems erstreckt haben. Solle (1950) erwägt in der Gegend von Usingen Abtragung der Singhofener Schichten und Porphyroide im höheren Unter-Ems. Die praesideritische Faltung muß demnach auch im Ost-Taunus wirksam gewesen sein.

Das sehr unruhige Bodenrelief zur Zeit der Lahnstein-Gruppe kann durch die letzten Ausklänge der praesideritischen Faltung hervorgerufen worden sein. Eine Transgression wie die Rimmert-Transgression ist an der Unterlahn aber nicht anzunehmen. Ein Ausfall von Schichten ist hier nicht wahrscheinlich.

Vielleicht aber sind die Fazies-Verschiedenheiten in der Lahnstein-Gruppe auch einer von Dahlgrün erkannten Faltung zuzuschreiben, die er cheruskische Faltung

nennt und an die Wende Unter-/Ober-Ems ansetzt. STILLE (1928) und SCHRIEL (1950, mit Vorbehalt) stimmen Dahlgrün zu und bestätigen die Bewegungen an der Basis des Ober-Ems. Für das hier bearbeitete Gebiet ist eine genaue Zuordnung der Bewegungen zu einer der orogenen Vor-Phasen nicht möglich.

2. Bewegungen an der Wende Unter-/Mittel-Devon

Im Zusammenhang mit der Vorstellung vom "Koblenzer Pressungsgelenk" nahm Quiring (1928, S. 72) im unteren Mitteldevon in Hunsrück und Taunus Land an. Die Küstenlinie legte er im Taunus ungefähr auf die Linie Lorch-Camberg fest.

Dahmer (1928, S. 1157) versuchte, diese Forderung Quirings biostratigraphisch zu belegen und fand Beweise einer Schichtlücke zwischen Wissenbacher Schiefern und "unterer Cultrijugatus-Zone" im Profil des Iltisbergs bei Burgschwalbach. Er bewies das Fehlen der Sedimente der Kieselgallenschiefer-Zeit und engte die von Quiring auf das ganze untere Mitteldevon bemessene Zeit des Auftauchens wesentlich ein.

Nach Solle (1942a) fehlt am Iltisberg die obere Kondel-Gruppe. Aus den Profil-Beschreibungen von Dahmer und Solle geht hervor, daß die den Schichtausfall bedingende Bewegung großräumig war und keine Winkeldiskordanzen im Gefolge hatte. Es war eine flache Aufwölbung im Sinne einer epirogenen Bewegung, die sich auch in der westlichsten Lahnmulde noch auswirkte.

Aus eigenen Geländebeobachtungen im Vergleich mit den Ergebnissen von Solle (1942 a) läßt sich die Küste des Taunus-Landes etwas genauer festlegen (vgl. Abb. 32): am Nord-Rand von Blatt Katzenelnbogen ist die Kondel-Gruppe vollständig erhalten. Die tiefere Kondel-Gruppe von Hof Ackerbach beschreibt Solle, die obere Kondel-Gruppe sehe ich als primär fehlend an. Bei Dörsdorf ist nur tiefste Kondel-Gruppe biostratigraphisch belegt, bei Rückershausen liegt die obere Kondel-Gruppe ganz geringmächtig vor (Solle, S. 195); bei Burgschwalbach fehlt die gesamte obere Kondel-Gruppe und bei Erbach nennt Solle auch nur tiefere und die Basis der oberen Kondel-Gruppe.

Durch das Taunus-Land und den Verlauf seiner Nord-Küste sind verschiedene Besonderheiten der Sedimentation in der westlichsten Lahnmulde zu erklären (Mächtigkeits-Unterschiede, Burgschwalbacher Sandstein). Sie sind in Kap. III näher erläutert.

Wie Solle (1942b) nachweist, besteht auch im Ost-Taunus zur Wende Unter-/Mittel-Devon Festland, so daß die Lahnmulde schon damals auf ihrer S-Begrenzung zum ersten Mal angedeutet war. Die folgende Mitteldevon-Transgression aber überflutete diese Gebiete wieder.

3. Bewegungen im Mittel-Devon

In der Umrandung der Altendiezer Mulde liegen obermitteldevonische Gesteine transgredierend auf älteren Schichten. Keratophyre, Tuffe und Konglomerate liegen über Laubacher Schichten (am N-Flügel des Fachinger Sattels), Hohenrheiner, Laubacher und Kondel-Schichten (am Kehrberg), Singhofener Schichten (w. Heistenbach) und über Schichten der oberen Eifel-Stufe (an der Aarmündung).

Die Diskordanzen zeigen orogene Bewegungen im Mitteldevon an. Die Bewegungen müssen an der Wende Eifel/Givet stattgefunden haben, denn an der Aarmündung werden hoch-untermitteldevonische Gesteine von tief-obermitteldevonischen diskordant überlagert. Im Anschluß an diese Bewegungen war das Gebiet der Altendiezer Mulde Land mit verschieden starken Abtragungs-Beträgen.

Die Beobachtungen in der Altendiezer Mulde und am Fachinger Sattel sind eindeutig und lassen keine andere Deutung zu. Um das Bild der mitteldevonischen Bewegungen zu ergänzen und ihre Wahrscheinlichkeit zu erhöhen, seien kurz ähnliche Beobachtungen aus der übrigen Lahnmulde und dem Rheinischen Schiefergebirge zusammengestellt.

Ahlburg machte als erster auf übergreifende Lagerung in der Lahnmulde aufmerksam (1908, 1910, 1918) und gab (1918) einen Überblick über die tektonische Entwicklung der Lahnmulde. An die Wende vom unteren zum oberen Mitteldevon stellt er die "zweite tektonische Hauptphase" der Lahnmulde. Als Belege für diese Phase nennt er u. a. auch das Kehrberg-Profil. Wie aus der Profil-Beschreibung des Kehrberg hervorgeht (vgl. S. 36ff.), trifft das im Sinne Ahlburgs nicht zu. Die Keratophyre am Kehrberg (es sind nicht nur Keratophyr-Konglomerate, wie Ahlburg angibt) transgredieren nicht, wohl aber sind mitteldevonische Keratophyr-Konglomerate aus der Altendiezer Mulde bekannt. Die Gerölle von Unter-Ems und Ems-Quarzit, die Ahlburg (1921, S. 7/8) unterhalb Fachingen erwähnt, konnten bestätigt werden.

KEGEL (1922, S. 75/76) erläutert Ahlburgs Ansicht nochmals und verweist auf den gesamten Westrand der Lahnmulde.

Fuchs macht aus dem sauerländisch-bergischen Raum Anzeichen von orogenen Bewegungen an der Grenze Unter-/Ober-Mitteldevon bekannt und nennt diese schwache Faltung (1931) "Brandenberg-Faltung".

Quiring (1933) erwähnt solche Schichtenverbiegungen in seiner zusammenfassenden Übersicht über den Siegener Hauptsattel und Kegel (1934) faßt die Vorgänge im Mitteldevon dahingehend zusammen, daß er im Dill-Gebiet eine schwache Faltung annimmt, die in einzelnen Fällen bis zur Abtragung führte. Er vergleicht diese leichte orogene Phase mit der Brandenberg-Faltung von Fuchs.

THIENHAUS (1940) macht aus der Attendorner Mulde die Transgression der Odershäuser Schichten (= Basis des Givet) und eine lokal begrenzte Schichtlücke zwischen Selscheider Schiefern (= höchstes Eifel) und Odershäuser Schichten bekannt.

Zusammenfassend nennt Kegel (1948) die Brandenberg-Faltung aus dem Lennetrog, der Dill- und der Lahnmulde.

Pilger (1952) erkennt an, daß innerhalb des Devon schon Bewegungen vorhanden waren, die nicht mehr als epirogen zu bezeichnen sind, sondern die Wirkung von Faltungen erreichen. Zu diesen Vor-Faltungen rechnet Pilger auch die Brandenberg-Faltung.

LIPPERT & SOLLE (1952) nennen einen Aufschluß bei Übernthal (Dillmulde) und ziehen ihn als Beweis für die Brandenberg-Faltung heran. Auch bei Usingen treten evtl. Anzeichen für eine Diskordanz auf. Die Einstufung des Kalkes als oberes Mitteldevon ist noch nicht gesichert.

Aus dieser Zusammenstellung geht das Vorhandensein von Bewegungen an der Grenze Unter-/Ober-Mitteldevon in großen Teilen des ostrheinischen Schiefergebirges

hervor. Handelt es sich meist um mehr oder weniger schwache Bewegungen, so waren diese in der Altendiezer Mulde so stark, daß das ganze untere Mitteldevon und die Kondel-Gruppe abgetragen werden konnten und die Erosion z. T. noch tiefer in das Unter-Devon eingriff. Danach erst setzte die Transgression des oberen Mitteldevon ein.

Nach allen mitgeteilten Befunden ist die Brandenberg-Faltung gesichert. Dadurch werden von der Altendiezer Mulde her andere Beobachtungen im Kartiergebiet erklärt, sie stützen diese Faltung und legen das Gebiet ihrer Verbreitung fest.

Der Keratophyr w. Altendiez ist wegen Löß-Bedeckung der unterlagernden Gesteine nicht sieher einzuordnen. Aus der räumlichen Nähe der Laubacher Schichten ist die gleiche Lagebeziehung wie bei Heistenbach zu vermuten: übergreifende Lagerung des Keratophyrs auf Laubacher Schichten.

Im Unter-Devon-Aufbruch des Fachinger Grundstollens sind zwei Diskordanzen aufgeschlossen. Drei in der Abb. 27 dargestellte Entwicklungsstadien erleichtern die Rekonstruktion vom heute vorliegenden Faltenbild (vgl. Abb. 17) hin zur Zeit der Ablagerung des Mittel- und Ober-Devons.

Östlich und so. von Hof Habenscheid, in Wasenbach und 150 m wsw. Kirche Wasenbach erscheinen Laubacher Schichten neben Schalstein. Die Einstufung ist gesichert, die Kartierung erfolgte z. T. nur nach Lesesteinen, z. T. in schlechten Aufschlüssen.

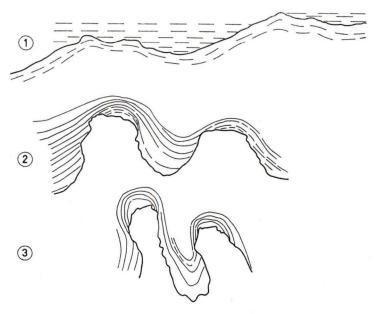


Abb. 27. Erläuterung des im Fachinger Grundstollen (vgl. Abb. 17) aufgeschlossenen Unter-Ems-Aufbruchs mit einer verfalteten Diskordanz.

Über Becken und Schwellen von unterschiedlicher Höhenlage transgredierte zunächst Schalstein, danach noch etwas Ober-Devon (Stadium 1), nachdem durch die Brandenberg-Faltung die Voraussetzungen für eine teilweise Abtragung von Eiflium und Emsium gegeben waren. Bei der bretonischen Faltung wurde die Diskordanzfläche zunächst einfach (Stadium 2), dann vergent gefaltet (Stadium 3). Durch danach einsetzende Überschiebungstektonik kam das Faltenbild der Abb. 17 zustande.

Nachdem die Brandenberg-Faltung in der westlichsten Lahnmulde nachgewiesen ist, sehe ich diese Vorkommen als diskordante Auflagerungen von Schalstein auf Ober-Ems an (vgl. Taf. 6 Profil 1) am S-Flügel der Wasenbacher Mulde. Die abgedeckte Karte der Abb. 10 zeigt den Ausstrich der später verfalteten Diskordanz im Raum Habenscheid.

Auf Blatt Schaumburg kartierte Kayser im Raum Wasenbach und an Hof Habenscheid Eisenerzlager im Schalstein in der Nähe des Unter-Devons bzw. auf der Grenze Schalstein/Unter-Devon. Bei der Neukartierung konnten diese Lager nicht mehr beobachtet werden. Da Kayser aber ohne Zweifel Anhaltspunkte für seine Kartierung hatte und diese Lager in dem oben beschriebenen Gebiet mit diskordanter Auflage von Schalstein auf Unter-Devon auftreten, sehe ich diesen Erz-Horizont als transgredierend an. Im Grundstollen-Profil (Abb. 17) und dem Fazies-Schema (Taf. 4) ist dieser Auffassung Ausdruck gegeben (Fe 2 transgredierend auf ältere Schichten).

Kontroll-Begehungen in die Holzheimer Mulde lassen ebenfalls an mehreren Stellen Anzeichen für eine Diskordanz von Schalstein über Ober-Ems vermuten (nicht mehr auf Karte 1, vgl. Karte und Deckblatt bei Kegel 1922). 250 m sw. Hof Bärbach sind Laubacher Schichten in unmittelbarer Nähe von Schalstein aufgeschlossen; am N-Rand von Blatt Katzenelnbogen liegt Ober-Ems von Laubacher Schichten bis zum Ober-Kondel überkippt vor, dem in geringer Entfernung Schalstein wahrscheinlich diskordant aufliegt.

Die bei der Alters-Einstufung der Eruptiva besprochenen Besonderheiten in anderen Teilen der Lahnmulde lassen sich jetzt vielleicht zwanglos erklären. Die von Krekeler (1929) und Mürriger (1932) beschriebenen Diskordanzen sind an die Wende Unter-/Ober-Mitteldevon zu stellen. Beide hatten H. Richters Anschauungen übernommen und Diskordanzen innerhalb der Eifel-Stufe angenommen. Krekeler zog 1930 seine Einstufung der Gesteine im Liegenden des Erzes zurück, lieferte damit eine Stütze für die Diskordanz an der Wende Eifel/Givet und einen Beweis für die Horizontbeständigkeit des Grenz-Lagers. Das Neben- und Übereinander von Unterdevon und Keratophyr bei Katzenelnbogen (Kegel 1913) wird besser verständlich, wenn man eine diskordante Überlagerung annimmt (die tektonische Deutung Kegels ist wenig wahrscheinlich), und vielleicht liegen auf der Grube "Raab" (Kegel 1922) ähnliche Verhältnisse vor.

Durch die schwach orogenen Bewegungen im Unter- und Ober-Ems, die epirogenen Vorgänge an der Grenze Unter-/Mitteldevon und die Brandenberg-Faltung an der Grenze Eifel-/Givet-Stufe ist es für das Gebiet der westlichsten Lahnmulde wahrscheinlich, daß Bodenunruhen eine ziemlich große Bedeutung besaßen und die Zeiten der Ruhe und der Bewegung nicht immer scharf voneinander absetzten.

E. Beziehungen zwischen Tektonik und Fazies

Zur Zeit des tiefsten Ober-Ems entstand der Ems-Quarzit in Strömungsrinnen, deren Anlage aus den epirogenen Bewegungen an der Grenze Unter-/Ober-Ems resultiert. Der mächtige Quarzit-Komplex im Schollenberg-Sattel gab als Widerlager den Ausschlag für die Verschuppung der nordöstlichen Altendiezer Mulde. Aus der faziellen Dreiteilung der Altendiezer Mulde resultiert auch ein dreigeteilter Bau: im NE-

Teil wird durch die Kalk-Keratophyrtuff-Wechsellagerung der Schuppenbau ermöglicht. Im mittleren Teil der Mulde entspricht der reineren Massenkalk-Verbreitung vermutlich eine einheitliche Mulde, während im SW-Teil der Mulde durch die Diabas-Decken normale, z. T. gegenfallende Falten entstanden.

Der einheitliche Charakter der Sedimente der Schaumburger Mulde ermöglichte die Anlage einer einheitlichen, überkippten Mulde. Die gegenfallenden Sättel- und Mulden-Flügel am Kehrberg sind durch Keratophyr-Kerne bedingt, die eine Vergenz der Falten nicht zuließen.

Auch verschiedene Querstörungen lassen eine fazielle Anlage erkennen. Die Störung des Birlenbachtals (verm. Blattverschiebung), die den SW-Teil der Altendiezer Mulde nach NW versetzt, ist dadurch begünstigt, daß der Schichtenaufbau am S-Flügel des Fachinger Sattel auf beiden Seiten der Störung voneinander abweicht. Diese Störung verwirft in der Altendiezer Mulde obermitteldevonische Massenkalke im NE gegen Diabase und Tuffe gleichen Alters im SW, ist also auch da faziell bedingt. Die Störung griff an der Naht-Stelle an, an der die Diabase und Tuffe am Kalkriff enden. Der Massenkalk des Fachinger Grundstollens wird von einer Querstörung ö. des Sangert-Berges abgeschnitten, die ich ebenfalls als Blattverschiebung ansehe. Westlich der Störung kommen Schalsteine mit kleinen Kalk-Einlagerungen vor, ö. der Störung tritt reiner Massenkalk auf. Die Störung benutzte demzufolge die Grenzfläche Schalstein/Kalkriff als Bahn. Die Querstörung, die im Hölloch das Ende der Schaumburger Mulde im Oberdevon anzeigt, ist dort entstanden, wo eine mächtige Folge von Buchenauer Schichten rasch abbricht und auf dem Gegen-Flügel keine Vertretung besitzt.

F. Zur Decken-Hypothese H. RICHTERS

Auf Grund von Profil-Aufnahmen unterscheidet H. RICHTER (1923) in der westlichen Lahnmulde vom oberen Unterdevon an verschiedene Syn- und Antiklinalfazies-Gebiete, die Mischglieder ausbilden können. Die mitteldevonischen Antiklinalen sollen sich zu Decken ausgebildet haben, das Nebeneinander von Syn- und Antiklinal-Fazies im heutigen Kartenbild soll auf große flache Überschiebungen zurückzuführen sein.

Die Neu-Bearbeitung der westlichsten Lahnmulde brachte keine Belege für H. Richters Auffassung. Die Profil-Aufnahmen, besonders aber die Kartierung und die dabei gemachten Beobachtungen lassen Richters Deckentheorie unwahrscheinlich werden. Aus den Arbeiten H. Richters (1923, 1930), die sich z. T. mit dem von mir neu bearbeiteten Gebiet befassen, z. T. aber auch den Anspruch erheben, für die gesamte Lahn- und Dill-Mulde umfassend gültig zu sein, sind hier nur geologische Fragen aus dem westlichsten Lahngebiet zu besprechen. Die Schalstein-Frage wurde schon an anderer Stelle behandelt. Da in erster Linie stratigraphische Befunde H. Richter zur Vorstellung seiner Decken-Theorie führten, muß zur Widerlegung dieser Hypothese zuerst auf Richters stratigraphische Erkenntnisse eingegangen werden. (Hier nur ganz knapp erläutert, nähere Einzelheiten in den stratigraphischen Kapiteln).

Zu H. RICHTER 1923: Die Ideal-Profile, nur z. T. aus dem hier neu bearbeiteten Raum abgeleitet, weisen verschiedene stratigraphische Fehler auf.

Synklinalfazies (S. 490): Die Kieselgallenschiefer (1c) und unteren Wissenbacher Schiefer mit der Fauna der Grube "Königsberg" (2a) vertreten die obere Kondel-Gruppe, sind gleichalt und nur verschiedene Gesteins-Ausbildungen dieser Zeit. Die oberen Wissenbacher Schiefer (2c) haben nur in ihrem Hangenden einen feinen Diabastuff, den Basis-Tuff des oberen Mitteldevon.

Antiklinalfazies (S. 490): Das Ober-Ems führt keine Porphyroide in seiner Normal-Fazies, die Porphyroide des Daubach- und Heistenbachtals sind unteremsisch. Eine Trennung von unteren und oberen Diezer Schiefern ist nicht gerechtfertigt, da die unteren Diezer Schiefer (2a) einwandfrei oberemsisch sind und die oberen Diezer Schiefer (2b) nur eine kleine Einlagerung in Keratophyrtuffe darstellen (vgl. Kritik zu Meyer 1914 auf S. 70ff.). Der Keratophyr (3a) folgt nicht überall diskordant auf älteren Gesteinen, eine Diskordanz zwischen Keratophyr und Konglomerat ist nicht vorhanden. Die Plattenkalke stellen überall, wo sie auftreten die Unterlage des mitteldevonischen Massenkalks dar und wechsellagern in keinem Falle mit Sandsteinen. Das Balduinsteiner Burgruinen-Profil ist kein Musterbeispiel einer Misch-Fazies, sondern schließt Buchenauer Schichten auf. Die Landpflanzen-Reste sind eingeschwemmt (vgl. die Sedimentations-Bedingungen des tiefen Ober-Devon auf S. 124). Die Fazies-Gegensätze sind vorhanden, haben aber nicht die angenommene große Bedeutung durch lange Zeiträume hindurch. Nicht alle Keratophyre sind subaerisch, es treten auch submarin entstandene Keratophyre als Decken zwischen Tuffen auf. Die nach H. RICHTER zur Erklärung des Kartenbildes der Schaumburger Mulde (Keratophyre der "Antiklinalfazies" neben Schalsteinen der "Synklinalfazies") notwendige Deckenüberschiebung ist zur Erklärung des Baus nicht erforderlich; für sie bestehen auch keinerlei Beobachtungsgrundlagen. Im Balduinsteiner Burgruinen-Profil (siehe Abb. 9) ist nicht "Antiklinalfazies" auf "Synklinalfazies" geschoben, sondern Buchenauer Schichten liegen über Schalstein derselben Mulde (vgl. Abb. 19). Das Burgruinen-Profil gehört nicht zum Keratophyrzug Steinsberg-Balduinstein. Es treten unter der Burgruine nur Tuffe auf, keine Keratophyre. Für die aufgestellten Zyklen in Sedimentation und Faltung (H. RICHTER, S. 495 ff.) bestehen keinerlei Anhaltspunkte (vgl. auch Kap. III)!

Zu H. RICHTER 1930: Auch hier sind weitgehende stratigraphische Unklarheiten zu beseitigen. Der Singhofener Horizont stellt nicht das obere, sondern das untere Unter-Ems dar, auch in der westlichen Lahnmulde (S. 3, Sp. 11). Die Schichten an der Balduinsteiner Lahnbrücke sind nicht höchstes Ober-Ems, sondern Hohenrheiner Schichten (S. 4, Sp. 2). Der Ems-Quarzit fehlt auch an der Lahnschlinge oberhalb von Balduinstein, Richters Ems-Quarzit (S. 3, Sp. 2) ist in die Nellenköpfehen-Schichten einzustufen. Die Schiefer der Grube "Gnade Gottes" sind wesentlich jünger als die der Grube "Königsberg" (S. 4/5), keinesfalls gleichalt.

Sekundärfazies: Der Steinbruch Gabelstein (S. 8, Sp. 1) zeigt deutlich Pillow-Struktur, die schwer mit Intrusionen verknüpft werden kann (vgl. S. 83–86 und Taf. 2, Fig. 4 dieser Arbeit).

Kartenausschnitte (Fig. 2, 6 und 7): Sie geben nicht angenähert die wahre Verbreitung der Gesteine wieder, oft sind Keratophyre und Diabase verwechselt. Die Karten erwecken den Eindruck, als hätte eine tektonische Verformung unter hoher Belastung in einiger Tiefe stattgefunden. Die vorhandene Quer-Tektonik fehlt vollständig. Eine solche Durchbewegungs-Tektonik in der Tiefe trifft für die westliche Lahnmulde nicht zu (vgl. Kap. IIC und die Profile). Hier herrscht eine oberflächennahe Tektonik, die zwar zahlreiche Überschiebungen entstehen ließ, deren Quer-Tektonik aber mindestens ebenso stark ist. Eine Decken-Theorie ist demnach nicht vertretbar; die Kartenskizzen entstanden unter dem Eindruck angenommener Fazies-Unterschiede, die aus Profil-Aufnahmen generalisiert und durch flächenhafte Kartierung nicht genug überprüft wurden.

Bei Lehmann (1941, S. 27) veröffentlicht H. Richter eine Tabelle als Zusammenfassung seiner stratigraphischen Ansichten. Hier wird die Unmöglichkeit einer Gegenüberstellung von "Synklinal- und Antiklinalfazies" deutlich:

Die Diskordanz kommt nicht nur im "Antiklinalbereich" vor, sondern hat z. B. auch den "Synklinalbereich" der Schaumburger Mulde erfaßt. Keratophyre treten nicht nur in der "Antiklinalfazies" auf, sondern finden sich auch als Decken im Schalstein, Richters "Synklinalfazies". Plattenkalke sind die Basis der Massenkalke, beide Kalke können nicht verschiedenen Faziesbereichen zugerechnet werden. — H. Richter berücksichtigt nicht die Wechsellagerung von Schalstein, Keratophyrtuff und Kalk, wodurch die Zurechnung der Gesteine zu verschiedenen Faziesbereichen sich als nicht haltbar erweist.

Durch die Zurechnung faziell gleichartiger Gesteine (z. B. Massenkalk und Plattenkalk, Keratophyr und Schalstein) zu getrennten Faziesbereichen und durch das Nebeneinander solcher, nach H. Richters Meinung verschieden-fazieller Gesteine im heutigen Kartenbild kommt Richter zu der Auffassung, dieses Neben- und Übereinander durch große Decken-Überschiebungen zu deuten. — Nach Beseitigung stratigraphischer Irrtümer und mit dem Nachweis, daß von Richter verschiedenen Faziesbezirken zugerechnete Gesteine gleichen Entstehungsräumen angehören, und nach der Erkenntnis, daß in der westlichen Lahnmulde Schuppen-Tektonik mit starker Quer-Tektonik gekoppelt ist, ist die Vorstellung H. Richters von einem flachen Deckenbau in diesem Gebiet eindeutig widerlegt.

KLÜPFEL (1952, S. 247) deutet das Profil vom Kehrberg bei Balduinstein und nimmt beim Altvulkanismus zwischen Tuff-Förderung und Laven-Aufstieg bedeutsame tektonische Bewegungen an. Aus den Beobachtungen in der westlichsten Lahnmulde und der Profil-Darstellung des Kehrbergs (vgl. Profil 2, Taf. 6) ist diese Vorstellung widerlegt. Der Keratophyr ist an dieser Stelle nicht intrudiert, wie KLÜPFEL annimmt, sondern submarin ausgeflossen. Es treten auch keine vertikal-tektonischen Schwellen auf, sondern die Keratophyr-Förderung erfolgte hier nachweislich vor der Tuff-Förderung und war nicht unmittelbar von einer Faltung gefolgt. Das Kehrberg-Konglomerat stellt das Transgressions-Konglomerat des oberen Mitteldevon aus der Altendiezer Mulde dar. KLÜPFELS Tabelle (S. 248) und die darin gegebene zeitliche Festlegung von Intrusionen sind nach den Ausführungen in Kap. I E ebenfalls nicht aufrecht zu erhalten.

III. Fazies, Paläogeographie und geologische Geschichte A. Allgemeine Übersicht

Als Abschluß und Zusammenfassung der Untersuchungs-Ergebnisse wird versucht, die fazielle und paläogeographische Entwicklung des Gebietes im Zusammenhang aufzuzeigen und eine geologische Geschichte zu entwerfen. Die Darstellung lehnt sich an die Entwicklung der Gesamt-Lahnmulde an und soll für den bearbeiteten Raum nur Verfeinerungen und genauere Festlegungen bringen. Zur Übersicht im größeren Rahmen dienen die Arbeiten von Kegel 1922 und 1948.

In den zugehörigen Karten (Abb. 29—41) wurden die durch tektonische Vorgänge bedingten Ortsveränderungen der Gesteine vernachlässigt. Die Karten geben die Projektion der Sedimentationsräume auf das Gradnetz nach der Faltung.

Das Lahngebiet gehörte in der Zeit des Devon in der Hauptsache dem rheinischen Faziesbereich an (Fuchs 1907, Kegel 1948), der durch große Grauwacken- und Schiefer-Mächtigkeiten und die rheinische Fauna ausgezeichnet ist. Zeitweise griff vom Ostrand der Geosynklinale her die herzynische Fazies verschieden weit in den rheinischen Bezirk ein. Ihre Merkmale sind verringerte Mächtigkeiten, Zurücktreten der klastischen Bestandteile und das Auftreten von Kalken, sogen. Herzyn-Kalken. Die böhmische (herzynische) Fauna ist kennzeichnend für diese Ablagerungen.

B. Fazies-Verteilung und geologische Geschichte 1. Unter-Devon

Mit dem Ende der Siegen-Zeit war auch die Hunsrückschiefer-Bildung im bearbeiteten Gebiet beendet. Im tiefsten Unter-Ems folgten darauf die Spitznack-Schichten. Mit der Entstehung der Singhofener Porphyroide begann die Fazies der Singhofener Schichten, denen Vallendarer und Nellenköpfchen-Schichten folgten. An der Wende vom Siegen zum Unter-Ems macht sich die praesideritische Faltung, eine der intradevonischen Vor-Faltungen, bemerkbar. Ihr Beginn fällt ungefähr mit der Förderung der Singhofener Tuffe zusammen, ihr Ende findet sie an der Grenze zum Ober-Ems. Im Zusammenhang mit den Bodenunruhen der cheruskischen Faltung stehen die faziellen Besonderheiten der Lahnstein-Gruppe.

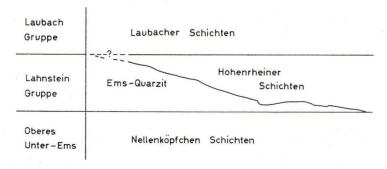


Abb. 28. Schematischer Fazies-Schnitt durch die Lahnstein-Gruppe.

Es entstanden Schwellen und Becken mit entsprechenden Strömungs-Verhältnissen. Die Strömungs-Unterschiede führten eine scharfe Fracht-Sonderung durch, der Ems-Quarzit kam als heller, gelbweißer Sand in den Strömungsrinnen zur Ablagerung (Näheres zur Ems-Quarzit-Entstehung bei Solle 1937, dessen Deutung sich bestätigen ließ). Solche Verhältnisse am Meeresboden ermöglichen es, daß die Hohenrheiner Schichten die Nellenköpfchen-Schichten überlagern. Die Fazies der Hohenrheiner Schichten vertritt dann die gesamte Lahnstein-Gruppe. Im N des Arbeitsgebietes hielt sich eine Strömungsrinne so lang, daß die Quarzit-Bildung bis zum Ende der Lahnstein-Gruppe andauerte und dementsprechend große Mächtigkeiten erzeugte. Dort folgen auf den Quarzit sofort die Laubacher Schichten.

Altendiez The same 3423 Habenscheid 3430 5575 3 20

Abb. 29. Die Verbreitung des Ems-Quarzits. Die Zahlen geben die Primär-Mächtigkeiten in Metern an.

Der Ausgleich der Becken und Schwellen ging sehr schnell vor sich, die Sedimentation der Laubacher Zeit zeigt keine großen Gegensätze. Sie erfolgte in einer sandigen Fazies in einem einheitlichen Meeresraum.

Mit dem Beginn der Kondel-Zeit ließen neue Bewegungen abermals stark unterschiedene Faziesgebiete entstehen. Gleichzeitig damit setzten in Parallele zum Lenne-Vulkanismus Ausbrüche von Keratophyren und Tuffen ein. Im Gefolge dieses Vulkanismus traten Eisensäuerlinge aus, die als Urheber der Sphärosiderit-Bildung anzusehen sind.

Die Tuff-Förderung (nur ganz örtlich begrenzt) hielt durch die gesamte Kondel-Gruppe bis zum hohen unteren Mittel-Devon an, dagegen kam die Ausbildung von Sphärosideriten bald zum Abschluß. Mit Schiefern in Leuner Petrofazies beginnt am Ende der unteren Kondel-Zeit der Vorstoß der böhmischen Fazies nach W.

Die Bewegungen, die zu Anfang der Kondel-Zeit begannen, waren rein epirogener Art. Sie bildeten im mittleren und oberen Kondel im Taunus ein Festland heraus,

Von diesem Festland mündete bei Burgschwalbach ein Fluß ins Meer, der als Mün-

dungsschuttfächer den Burgschwalbacher Sandstein ablagerte.

Innerhalb des Sandsteins treten nochmals Unterschiede in der Fazies-Ausbildung auf. Die Nähe des Taunus-Festlandes hatte eine verringerte Sedimentation auf dem Süd-Flügel der Schaumburger Mulde zur Folge. Nach Wiederherstellung der Faziesund Sedimentations-Bedingungen des oberen Unter-Kondel zu Beginn der jüngeren Kondel-Zeit nach der Ablagerung des Burgschwalbacher Sandsteins (vgl. Abb. 31). setzte im höheren Ober-Kondel in weiten Gebieten die Fazies der Wissenbacher Schiefer ein.

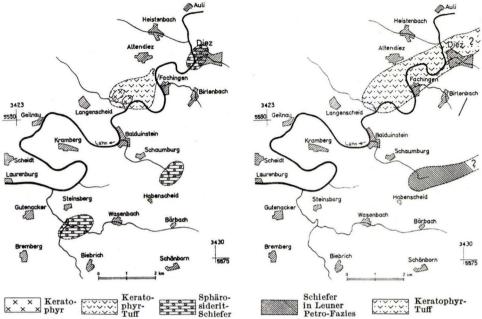


Abb. 30. Fazies-Verteilung der tiefen unteren Kondel-Gruppe. Weiß: Normalfazies des Gutenacker-Horizontes.

Abb. 31. Fazies-Verteilung der hohen unteren Kondel-Gruppe. Weiß: Normalfazies des Gutenacker-Horizontes.

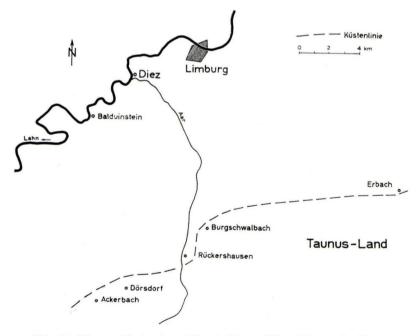


Abb. 32. Küsten-Verlauf zur Wende Unter-/Mittel-Devon im Taunus.

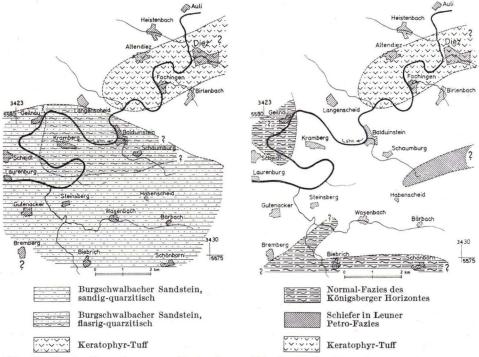


Abb. 33. Fazies-Verteilung am Ende der unteren Kondel-Gruppe. Weiß: Normalfazies des Gutenacker-Horizontes.

Abb. 34. Fazies-Verteilung der jungen oberen Kondel-Gruppe. Weiß: Wissenbacher Fazies des Königsberger Horizontes.

Vorerst ist nur der petrofazielle Wechsel vollzogen, mit Beginn des Mitteldevon erst hat auch biofaziell die volle Ausbildung der böhmischen Fazies das West-Ende der Lahnmulde erreicht. Die rheinische Fazies ist vollständig verdrängt, die Leuner Petro-Fazies im S des Arbeitsgebietes erhält sich ungefähr bis zum Beginn des Mittel-Devon.

2. Mittel-Devon

Mit dem Beginn des unteren Mitteldevon und der vollen Ausbildung der herzynischen Fazies fällt die gesamte Lahn- und Dill-Mulde aus dem bis dahin mehr oder weniger einheitlichen Fazies-Bezirk heraus. Die weitere fazielle Entwicklung dieses Gebietes weicht von der benachbarter Mittel-Devon-Gebiete (Eifel, Westfalen) stark ab, so daß von jetzt an die Lahn-Dill-Mulde ihre eigene Entwicklungs-Geschichte besitzt. Die Wittgensteiner Mulde im N stellt eine Verbindung zu anderen Fazies-Bereichen her.

Für die gesamte Zeit des unteren Mitteldevon bleibt am W-Rand der Lahnmulde die Fazies der Wissenbacher Schiefer im weiteren Sinne ungestört erhalten. An verschiedenen Stellen entstehen Kalk-Knollen, zur Ausbildung von Herzyn-Kalken kommt es jedoch nicht. An die Stelle der hochunterdevonischen "Leuner Schiefer" treten im Kartiergebiet in der tiefsten Eifel-Stufe die Tentaculitenschiefer und erreichen mit dem Rupbachtal ihre nordwestlichste Ausdehnung. Im Rupbachtal stellen sie jedoch nur eine Fazies-Insel dar, sö. des Talhofs bilden sich zu dieser Zeit echte Wissenbacher Schiefer.

Durch die Verlagerung der Tentaculitenschiefer-Fazies von W nach E kommen am Talhof in der oberen Eifel-Stufe Tentaculitenschiefer zur Ablagerung. Das Taunus-Land ist durch die Mitteldevon-Transgression wieder vollständig vom Meer überflutet.

Die Wissenbacher Schiefer treten in dunkelblauer, hellblauer, hellgrüner und hellrötlicher Farbe auf. In den hellgrüngrauen Schiefern kommen Einlagerungen von sehr stark Serizit-haltigen Schiefern vor. Auf Grube "Langscheid" treten in den blauen Schiefern Blau-grün-Bänderungen auf. Diese Bänderung ist als Schichtung anzusprechen. Die Schichtung bestimmt die Grenzen der Farben, die Färbung ist demzufolge primärer Natur. Für die Annahme einer primären Färbung sprechen auch die Beobachtungen, daß die einzelnen, verschieden gefärbten Schieferzüge mehr oder weniger horizontbeständig sind. Die Unmöglichkeit, diese Farbunterschiede zur Kartierung zu verwenden, beruht nur auf dem Mangel an Aufschlüssen und dem Verschwinden der Farben bei Verwitterung. Die primäre Färbung der Schiefer kann abhängig sein von dem Fehlen oder Vorherrschen einzelner Mineralien. Entscheiden läßt sich diese Frage zur Zeit nicht.

Zum Ende des unteren Mitteldevon kommt auch die Tuff-Schüttung, die sich in der Gegend der Aarmündung als Fortsetzung des Ober-Ems-Vulkanismus erhalten hatte, zum Abschluß.

Nach den epirogenen Bewegungen an der Grenze Unter-/Mittel-Devon sind im unteren Mitteldevon keine Anzeichen von Bewegungen zu erkennen. Nach ruhiger Sedimentation der Wissenbacher und Tentaculiten-Schiefer setzen am Ende der Eifel-Stufe erneut orogene Bewegungen ein. Die Brandenberg-Faltung an der Basis des oberen Mitteldevon faltet Teile des Gebietes und läßt sie sogar Abtragungsraum werden.

Zusammen mit der Brandenberg-Faltung beginnt submarin die Förderung von basischen Eruptivgesteinen, die sich als Diabasmandelsteine deckenartig auf das untere Mitteldevon legen. Der basische Keratophyr des unteren Rupbachtals entsteht als Gang, und kleinere Ergüsse von Porphyriten breiten sich submarin aus. Diese ganze Eruptivgesteins-Folge wird von mächtigen Tuff-Bildungen begleitet, die heute als Schalsteine vorliegen.

Die Sedimente des oberen Mitteldevon gehören zunächst nur der eruptiv-sedimentären Fazies an. Der Abtragungsschutt des Festlandes wird vom Raum Altendiez her in das Schaumburg-Balduinsteiner Becken eingeschwemmt. Die Land-Phase dauerte so lange und die Abtragung war so stark, daß das gesamte untere Mitteldevon und die Kondel-Gruppe zerstört wurde. An manchen Stellen wurde sogar das tiefere Unter-Ems freigelegt; das war an den Stellen der Fall, die von der Brandenberg-Faltung besonders betroffen waren. Normalerweise reichte die Abtragung nur bis zu den Laubacher Schichten.

Etwa am Ende des ersten Drittels des Givet (vgl. die Fazies-Tabelle der Taf. 4) trat zu dem basischen Diabas-Vulkanismus erneut saure Förderung in Form von

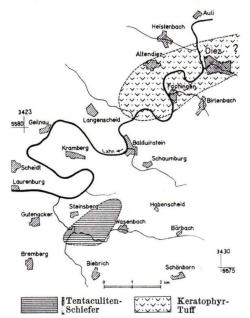
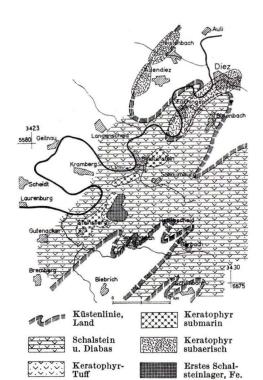


Abb. 35. Fazies-Verteilung der tiefen Eifel-Stufe. Weiß: Wissenbacher Schiefer.



Keratophyr-Tuff Erstes Schalsteinlager, Fe.

Abb. 37. Fazies-Verteilung nach dem ersten
Drittel der Givet-Stufe.

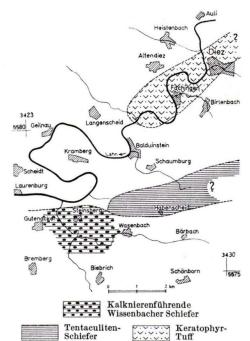


Abb. 36. Fazies-Verteilung der hohen Eifel-Stufe. Weiß: Wissenbacher Schiefer.

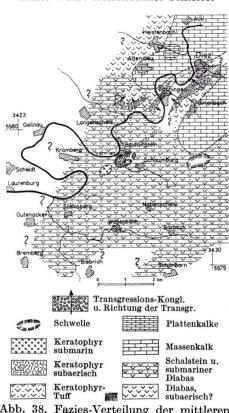


Abb. 38. Fazies-Verteilung der mittleren Givet-Stufe.

Keratophyren hinzu. Sie flossen z. T. subaerisch auf dem Land aus, z. T. schalteten sie sich als submarine Ergüsse in die Tuffe ein. Zu den Diabas-Tuffen (Schalsteinen) gesellten sich im Anschluß an die Keratophyr-Förderungen auch wieder Keratophyr-Tuffe. Zusammen mit den Keratophyren entstand als erstes Schalsteinlager ein Roteisensteinlager geringer Ausdehnung.

Diese Keratophyre leiteten die Transgression des oberen Mittel-Devon ein, die das Land mit Transgressionskonglomeraten wieder in den Ablagerungsraum einbezog. Nur s. von Birlenbach blieb eine kleine submarine Schwelle bis in das tiefe Ober-Devon von Sedimentation frei. Die Verbreitung der Transgressions-Konglomerate ist der Einfachheit halber in Abb. 38 mit dargestellt, obwohl diese Karte ein etwas früheres Stadium der Sedimentation zeigt.

Nach Beendigung der Transgression stellten sich mächtige Decken von dichtem Diabas ein, die hauptsächlich die südwestliche Altendiezer und die daran südlich anschließende mittlere Schaumburger Mulde einnehmen. Zur gleichen Zeit ungefähr bildeten sich im unteren Wasenbachtal die körnigen Diabase als Lagergänge aus, und in der mittleren Schaumburger Mulde traten zwei Keratophyr-Ergüsse auf, von denen der eine als submariner Erguß entstand. Der zweite floß subaerisch auf einer kleinen Schwelle aus, die sich für kurze Zeit s. Balduinstein gebildet hatte; auch ein subaerischer Diabas entstand an dieser Stelle (noch in Abb. 38).

Ebenfalls ungefähr gleichzeitig damit beginnt wieder die Ablagerung normaler Sedimente und stellt sich mit der Bildung von Plattenkalken ein, denen die Massenkalke unmittelbar folgen; auch im Schalstein treten Massenkalk-Linsen auf (Abb. 38, ebenfalls schon mit dargestellt, obwohl diese ein etwas späteres Stadium der Sedimentation erfaßt).

Die Sonderstellung der Altendiezer Mulde bleibt auch nach erneuter Überflutung im höheren Givet weiter gewahrt. Die Mulde ist in drei scharf getrennte Fazies-Bezirke geteilt. Im NE herrscht innige Keratophyrtuff/Massenkalk-Verzahnung, bei den Tuffen treten die basischen stark zurück. Im mittleren Abschnitt tritt fast reine Massenkalk-Entwicklung auf, im SW wechsellagern mächtige Diabase mit fast reinen Keratophyrtuffen. Die Eisenerz-Ausscheidungen der Altendiezer Mulde sind unbedeutend.

Für eine längere Zeit des mittleren Givet bilden sich Schalsteine, Keratophyrtuffe, Diabase und Massenkalke nebeneinander und gleichzeitig. Am Ende des zweiten Drittels des oberen Mitteldevon fördert der saure Vulkanismus abermals einen Keratophyr, dem zeitlich ungefähr ein zweites Schalsteinlager entspricht.

Am Ende des oberen Mitteldevon findet die Schalstein-Bildung mit der Entstehung des Grenzlagers ihren Abschluß. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, kommt auch die Massenkalk-Entwicklung zu einem Ende.

Die Eisenerzlager sind in ihrer Ausbildung an die eruptiv-sedimentäre Fazies gebunden. Im Schalstein des oberen Mitteldevon treten zwei Haupt-Erzlager auf, zwischen denen viele kleine Erzlinsen vorkommen. Das erste Schalstein-Lager hat z. T. Keratophyrtuff zum Liegenden. Das Grenzlager ist immer nur dort entwickelt, wo das Liegende des Mittel-/Ober-Devon-Wechsels von Schalstein gebildet wird. Als Hangend-Fazies ist die Kalk-Fazies bevorzugt.

Im oberen Mitteldevon nimmt die eruptiv-sedimentäre Fazies den breitesten Raum ein. Eng begrenzt hat der Massenkalk einige Bedeutung; die Schiefer-Fazies ist voll-

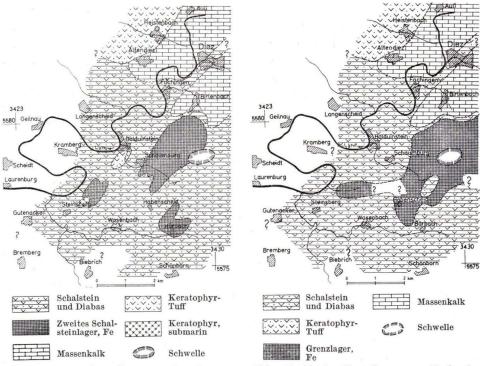


Abb. 39. Fazies-Verteilung vor dem letzten Drittel der Givet-Stufe.

Abb. 40. Fazies-Verteilung am Ende der Givet-Stufe.

ständig verschwunden. Das Vorherrschen der Eruptiv-Fazies hängt ursächlich vielleicht mit der hier deutlich ausgebildeten Brandenberg-Faltung zusammen.

3. Ober-Devon

Die Tuff-Förderung reicht bis in das Ober-Devon, es sind aber fast ausschließlich Keratophyrtuffe, die die Buchenauer Schichten zusammensetzen. Vielleicht beginnt die Fazies der Buchenauer Schichten schon im oberen Mitteldevon (vgl. S. 60, 77 und 80). Die Fazies-Verhältnisse in der Adorf-Stufe sind wechselhaft, leichte Bodenunruhen machen sich bemerkbar, die der Sedimentation in ganz flachem Wasser ein unbeständiges Gepräge geben.

Die Mächtigkeiten in der Adorf-Stufe sind durchweg sehr gering. Die Gesamt-Dicke der im tiefsten Oberdevon abgelagerten Sedimente schwankt zwischen 20 und 90 m, geht aber im allgemeinen nicht über 50 m hinaus; eine Ausnahme bilden vielleicht die Buchenauer Schichten im Hölloch. Bei den Ablagerungen in der Adorf-Stufe werden sehr flache, seichte Meeres-Verhältnisse angenommen, die bei einiger Untergrund-Morphologie und wechselnder Wasserbewegung das Nebeneinander der verschiedenen Fazies ermöglichten. Im Burgruinen-Profil aufgeschlossene subaquatische Rutschungen, eng begrenztes Auskeilen von Schichten und Anzeichen von vorübergehendem Trockenfallen erweisen, daß bei geringer Wassertiefe das Meeresbodenrelief sehr un-

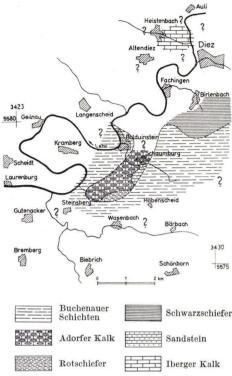


Abb. 41. Fazies-Verteilung in der Adorf-Stufe.

ruhig war. Diese Beobachtungen werden bekräftigt durch Befunde aus anderen Teilen der Lahn- und Dillmulde, die ebenfalls auf Flachwasser zur Zeit der Adorf-Stufe hindeuten.

Am Ende der Adorf-Stufe strebten die wechselvollen Verhältnisse einem Ausgleich zu. Noch einmal erscheint eine Decke von dichtem Diabas; danach tritt eine Meeres-Vertiefung ein, die in der Nehden- und Hemberg-Stufe im gesamten Gebiet die Ablagerung der roten, grünen und gelben Cypridinen-Schiefer ermöglicht.

Ähnlich wie die Wissenbacher Fazies im äußersten W in der oberen Kondel-Gruppe vorausgenommen wird, beginnt auch die Fazies der Rotschiefer im W schon in der oberen Adorf-Stufe, um nach E zu erst in der Nehden-Stufe voll zur Entfaltung zu kommen.

Mit dem mittleren Oberdevon ist die Zeit erreicht, von der ab die Geschichte der Lahnmulde im W nur noch nach Vermutungen und Analogie-Schlüssen entworfen werden kann. Das höchste Ober-Devon kam vermutlich noch zur Ablagerung, wurde später aber abgetragen.

Die hier dargestellte fazielle Entwicklung und zeitliche Einstufung der Gesteinsbildung des Devons zeigt Taf. 4. Die Aufeinander-Folge der verschiedenen Fazies-Ausbildungen an verschiedenen Orten wird an Hand von Schicht-Säulen in Taf. 5 erläutert. Die Mächtigkeits-Angaben der Säulen stellen Näherungswerte dar.

4. Post-Ober-Devon

In der bretonischen Faltungs-Phase erfolgte die Haupt-Faltung des Gebietes, die Querstörungen bildeten sich, die Überschiebungen wurden angelegt. Das Unter-Karbon (auf Blatt Hadamar noch anstehend) lagert diskordant auf devonischen Gesteinen. In der folgenden sudetischen Faltungs-Phase erfuhren die bretonisch angelegten Faltenzüge eine leichte Überprägung, die streichenden Abschiebungen und die Graben-Einbrüche entstanden.

Nach der sudetischen Faltung lag die westliche Lahnmulde trocken und wurde in der Zeit bis zum Tertiär zur Rumpffläche abgetragen.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Die N-Hälfte der südwestlichen Lahnmulde wurde untersucht und im Maßstab $1:25\,000$ kartenmäßig dargestellt. Die Ergebnisse der Untersuchungen lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

Die Schichtenfolge des Gebietes reicht lückenlos von der Basis des Unter-Ems bis zum mittleren Ober-Devon. Das Unter-Ems wird gemäß der Mittelrhein-Gliederung unterteilt (IAa). Die Abgrenzung der einzelnen Unter-Ems-Horizonte erfolgt im Wesentlichen nach petrofaziellen Gesichtspunkten; eine biostratigraphische Unterteilung wird vielleicht durch Hyst. (A). arduenn. latestriatus möglich.

Bei den Singhofener Porphyroiden werden drei primär übereinander liegende Tuff-Horizonte nachgewiesen; die von KAYSER im Kartiergebiet ausgeschiedenen "Hunsrückschiefer" werden zu den Singhofener Schichten verwiesen (IAa α 2). Die Vallendarer Schichten werden nochmals untergliedert (IAa β).

Für das Ober-Ems wird die Gliederung in Gruppen von Solle (1937) auf die westlichste Lahnmulde übertragen (IAb). In der Lahnstein-Gruppe treten Besonderheiten in der Fazies-Ausbildung auf. Der Ems-Quarzit entsteht in Strömungs-Rinnen und kann primär fehlen. Am NW-Rand der Lahnmulde dauerte die Quarzit-Entstehung bis zum Ende der Lahnstein-Gruppe an, die Hohenrheiner Schichten fehlen dort primär. In Richtung auf die Lahnmulde keilt der Quarzit aus und fehlt in weiten Teilen des Arbeitsgebietes (IAb).

Die von Dahmer (1929) für das mittlere Ober-Ems vorgeschlagene "Ignoratus-Zone" wird als unzweckmäßig angesehen und abgelehnt (IAb 2).

Die Gliederung der Kondel-Gruppe von Solle (1942) wird für das Gebiet der westlichsten Lahnmulde übernommen, die einzelnen Kondel-Profile des Arbeitsgebietes werden getrennt beschrieben (IAb).

Die Fazies der Wissenbacher Schiefer beginnt in der westlichsten Lahnmulde schon in der höchsten Kondel-Gruppe. Die Petro-Fazies der Leuner Schiefer und der Keratophyrtuffe wird für die Kondel-Gruppe der westlichen Lahnmulde zum ersten Mal nachgewiesen (IAb).

Das untere Mitteldevon in der Fazies der Wissenbacher Schiefer wird an verschiedenen Profilen beschrieben, die klassischen Profile des Rupbach- und Wasenbach- Tals werden stratigraphisch und tektonisch neu gedeutet; das Fehlen des unteren Mitteldevon in der Altendiezer Mulde wird erörtert, eine mitteldevonische Abtragung wird angenommen (IB1a).

Die Fazies der Tentaculitenschiefer und die Tuff-Fazies des unteren Mitteldevon werden an je einem Profil beschrieben (IB1b und 1c).

Das obere Mitteldevon liegt vorwiegend in der eruptiv-sedimentären Fazies vor. Die Vorstellungen Heinr. Richters und Lehmanns von der Miktit-Natur der Schalsteine werden abgelehnt, der Tuff-Charakter der Gesteine wird bewiesen. Auch für die Keratophyrtuffe wird ihre Entstehung als klastische vulkanische Sedimente nachgewiesen. Bei den Eisenerzlagern werden drei horizontbeständige Lager ermittelt (1. und 2. Schalstein-Lager und Grenzlager). Die Tektonik des Balduinstein-Fachinger Erzbezirks wird erläutert (IB2a).

Die normal-sedimentäre Fazies des oberen Mitteldevon liegt in Form von Transgressions-Konglomeraten, Plattenkalken und Massenkalken vor; ein Kalk-Keratophyr-Mischgestein wird beschrieben (IB2b).

Die Gesteine der Adorf-Stufe treten in 6 verschiedenen Fazies auf (Adorfer Kalk, Buchenauer Schichten, Schwarzschiefer, Rotschiefer, Sandstein, Iberger Kalk). Die Fazies der Buchenauer Schichten ist in der westlichen Lahnmulde nicht auf die

Adorf-Stufe beschränkt, sondern beginnt vermutlich schon im oberen Mittel-Devon. Das höhere Oberdevon ist einheitlich als Cypridinenschiefer ausgebildet (IC1). Die oberdevonischen Gesteine werden regional getrennt beschrieben (IC2).

Die paläozoischen Eruptivgesteine werden makroskopisch beschrieben. Bei den Keratophyren wird ein neuer Gesteins-Typ bekannt gemacht, die "innere Breccie". Ihre Entstehung ist auf leichte Durchbewegung in halberstarrtem Zustand zurückzuführen. Ein basischer Keratophyr wird den anderen, normalen Keratophyren gegenübergestellt (ID1). Porphyrite werden beschrieben (ID2), die Diabase in dichte Diabase, Diabasmandelsteine, körnige Diabase und porphyrische Diabase eingeteilt (ID3).

Die Eruptiva und ihre Lockerprodukte werden stratigraphisch und petrographisch eingeordnet, die Unsicherheit der als "Keratophyrtuffe" angesprochenen Gesteine wird erläutert. Die Fauna der Tuffe von Wirbelau wird erneut bearbeitet, Ahlburgs Einstufung (1918) bestätigt. Die Einstufung von Meyer (1914) wird abgelehnt, die anderer Autoren kritisch durchgesprochen, (IE1).

Das mitteldevonische Alter aller Schalsteine im Arbeitsgebiet wird nachgewiesen; die Bedeutung von *Phillipsastraea* als Leitfossil wird diskutiert. *Phillipsastraea* als Leit-Gattung für das Oberdevon wird abgelehnt. Zusammenhänge und Abhängigkeiten zwischen Alter und Typen-Entwicklung und räumlicher Verbreitung und Typen-Entwicklung bei Diabasen werden aufgezeigt und kartenmäßig dargestellt (IE3).

An der Basis des Unter-Ems tritt ein Keratophyrtuff auf (Porphyroid), zu dem ein altersgleicher Eruptivkörper fehlt. Im obersten Ober-Ems setzt sich ungefähr gleichzeitig mit dem Lenne-Vulkanismus der saure Vulkanismus mit Keratophyren und Tuffen fort, die bis zum hohen unteren Mitteldevon reichen. Nach Auftreten von Porphyriten an der Wende Unter/Ober-Mitteldevon als Übergangsglieder vom sauren zum basischen Vulkanismus beginnt an der Basis des Givet die Förderung von Diabasen und Schalsteinen, nachdem einzelne Vorläufer-Diabase schon im höchsten Eifel erschienen sind. Im Ober-Mitteldevon laufen Keratophyr- und Diabas-Vulkanismus parallel; der basische Vulkanismus übertrifft den sauren an Bedeutung und dauert auch bis ins Oberdevon fort, während die Keratophyrtuff-Förderung im obersten Givet beendet ist. Bei den Keratophyren lassen sich subaerische und submarine Ergüsse unterscheiden. Vereinzelt lebt die Keratophyrtuff-Förderung bei der Bildung der Buchenauer Schichten in der Adorf-Stufe nochmals auf. Die Ausscheidungen von Eisen-Lösungen am Meeresboden führten in Verbindung mit den Keratophyren zur Entstehung der beiden Schalstein-Lager und des Grenzlagers. Ein Keratophyr, der den oberdevonischen Keratophyrtuffen der Buchenauer Schichten zuzuordnen wäre, kommt nicht vor (IE1-4).

Für die westliche Lahnmulde wird die Annahme der Differentiation eines Magmas abgelehnt, mehrere getrennt voneinander differenzierende Magmenkörper werden angenommen (IE5).

Das bearbeitete Gebiet wird tektonisch in mehrere Sättel und Mulden aufgeteilt, die in einer Struktur-Karte dargestellt werden.

In der westlichen Lahnmulde herrscht flacher Überschiebungs- und z. T. Schuppen-Bau, der besonders in den mittel- und oberdevonischen Gesteinen zu erkennen ist. Die Hauptfaltung des Gebietes erfolgte in der bretonischen Phase. Damit gleichzeitig wurden die Überschiebungen angelegt, und die Querstörungen entstanden. Bei einer sudetischen Überprägung rissen die streichenden Abschiebungen auf (IIB).

In der Einzelbeschreibung werden die verschiedenen Sättel und Mulden im Detail beschrieben und an Hand von Abbildungen und Spezial-Karten dargestellt (IIC1—11).

Für die westliche Lahnmulde können scharfe Gegensätze zwischen Zeiten der Ruhe und der orogenen Bewegung im Sinne Stilles nicht angenommen werden. Orogene und epirogene Bewegungen lassen sich im Devon des bearbeiteten Gebietes nachweisen (IID1—3). Im Unter-Ems machen sich die praesideritische und cheruskische Faltung bemerkbar. An der Wende Unter-/Mitteldevon lassen epirogene Bewegungen im Taunus ein Festland entstehen. An der Grenze vom unteren zum oberen Mitteldevon wurden in der Brandenberg-Faltung große Teile des Arbeitsgebietes aufgefaltet und waren danach für längere Zeit Abtragungsgebiet. Die Verbreitung der Brandenberg-Faltung im Rheinischen Schiefergebirge wird besprochen; im Anschluß daran werden Ergebnisse früherer Autoren in der gesamten Lahnmulde erörtert und z. T. umgedeutet.

Die Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik werden kurz besprochen (IIE).

Die Decken-Hypothese von H. RICHTER (1923) wird auf Grund eines umfangreichen Materials als nicht haltbar erkannt. Die Vorstellungen Klüpfels von den Beziehungen zwischen Tektonik und Intrusionen werden für die westliche Lahnmulde widerlegt und abgelehnt (IIF).

Abschließend wird eine geologische Geschichte der westlichen Lahnmulde vom tiefen Unter-Ems bis zum Tertiär entworfen; die faziellen und paläogeographischen Veränderungen werden kurz erläutert und in 13 Karten dargestellt. Eine Zusammenfassung der zeitlichen Aufeinanderfolge der geologischen Ereignisse wird in 2 Tabellen gegeben.

Schriftenverzeichnis

A. Schriften

- Ahlburg, J.: Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Z. deutsch. geol. Ges., 60, Mon.-Ber. 12, S. 300–317, Bln. 1908.
- Die Grube "Schöner Anfang" bei Breitenbach (Kreis Wetzlar). Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1909, 30, S. 345–368, Bln. 1912.
- Bericht über die Begehung des Distriktsfeldes Schaumburg. Archiv Hess. Berg- u. Hüttenwerke, Wetzlar, 1912, unveröffentlicht.
- Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1910, 31, I, S. 448–481, Bln. 1913.
- Über den geologischen Aufbau des Blattes Merenberg. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1910, 31, II, S. 465–476, Bln. 1913.
- Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, 36, 1, S. 269–373, Bln. 1915.
- Über die Eisenerze und Eisen-Mangan-Erze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Z. prakt. Geol., 25, S. 29—38 u. 49—56, Halle 1917.
- 1918a siehe Blatt Braunfels.
- 1918b siehe Blatt Merenberg.
- 1918c siehe Blatt Weilburg.

AHLBURG, J.: 1918d siehe Blatt Weilmünster.

— Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1919, 40, S. 1–82, Bln. 1919.

Ahrens, W.: Die devonischen Eruptivgesteine des östlichen Sauerlandes. 1. Teil. Die Diabase des höheren Mittel- und Oberdevons. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1928, 49, S. 947–994, Berlin 1929.

ANGELBIS, G.: 1891a siehe Blatt Girod.

- 1891 b siehe Blatt Hadamar.

- 1891c siehe Blatt Mengerskirchen.

Bausch van Bertsbergh, J. W.: Richtungen der Sedimentation in der rheinischen Geosynklinale. — Geol. Rdsch., 31, S. 328-364, Stuttgart 1940.

Becker, H.: Über Ausweich-Bewegungen in Mulden. — Cbl. Mineral. usw., 1932, B, S. 561-567, Stuttgart 1932.

Beckmann, H.: Die Bedeutung von Conodonten für die Stratigraphie des Devons in der Lahn- und Dillmulde. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., 81, S. 63–68, Wiesbaden 1953.

Behrend, F.: Rezenter Vulkanismus und die Bildung von Eisenerzen. — Z. deutsch. geol. Ges., 86, S. 360–367, Berlin 1934.

Bernauer, F.: Das Tote Feld auf der Insel Vulcano im Sommer 1931. — Geol. Rdsch., 23 a, S. 32-38, Berlin 1933.

— Rezente Erzbildung auf der Insel Vulcano. Teil I. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., 69, A, S. 60-92, Stuttgart 1935.

— Geschichtete Lava an isländischen Vulkanen. — Z. deutsch. geol. Ges., 89, S. 88–97, Berlin 1937.

BEUSHAUSEN, L.: Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 17, 514 S., Berlin 1895.

— Zur Frage nach dem geologischen Alter des Pentamerus rhenanus F. Roemer. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1899, 20, S. 173–179, Berlin 1900.

Beyrich, E.: Beiträge zur Kenntnis der Versteinerungen des Rheinischen Übergangsgebirges. — 1, S. 1-44, Berlin 1837.

BISCHOFF, G.: Das Profil Amönau bei Marburg und das Alter der "Buchenauer Schichten" auf Grund von Conodonten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83, S. 126—130, Wiesbaden 1955.

Born, A.: Über die Erscheinungsform eines submarinen Ergusses. — Z. deutsch. geol. Ges., 74, Mon.-Ber., S. 101-117, Berlin 1923.

— Gefügestudien an Gesteinen des varistischen Gebirges. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd. 52, B., S. 123–161, Stuttgart 1925.

Die Anordnung der Schieferungsflächen in der Rheinischen Masse. — Senckenbergiana,
 9, S. 169–178, Frankfurt a. M. 1927.

— Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. — Fortschr. Geol. u. Pal., 7, 22, S. I-VI, 327-427, Berlin 1929.

Branco, W.: Schwabens 125 Vulkan-Embryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren, das größte Gebiet ehemaliger Maare auf der Erde. 816 S., Stuttgart 1894.

Brauns, R.: Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. 21, S. 302–324, Stuttgart 1906.

— Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiet der Lahn und Dill. — 1. Teil: N. Jb. Mineral. usw., Beil. Bd. 27, S. 261–325, Stuttgart 1909. 2. Teil: N. Jb. Mineral. usw., Beil. Bd. 28, S. 379–420, Stuttgart 1909.

Breddin, H.: Gibt es sichere Anzeichen für eine unter- oder mitteldevonische Faltung im Rheinischen Schiefergebirge? — Z. deutsch. geol. Ges., 1927, 79, S. 181–182, Berlin 1928.

Brinkmann, R.: Über die sedimentäre Abbildung epirogener Bewegungen sowie über das Schichtungsproblem. — Nachr. Ges. Wiss. Gött., math.-phys. Kl., 1925, S. 202–228, Berlin 1926.

- Brinkmann, R.: Die Mitteldeutsche Schwelle. Geol. Rdsch., 36, S. 56-66, Stuttgart 1948.
- BÜCKING, H.: Über Porphyroidschiefer und verwandte Gesteine des Hinter-Taunus. Ber. senckenb. naturf. Ges., 1903, S. 155–170, Frankfurt a. M. 1903.
- Burnenne, H.: Beitrag zur Kenntnis der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet mit besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Leun unweit Braunfels. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 29, 56 S., Berlin 1899.
- CLOOS, H.: Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an schwäbischen Vulkanen. Geol. Rdsch., 32, S. 704–800, Stuttgart 1941.
- Cornelius, H. P. & Furlani-Cornelius, M.: Über gangförmige Eruptivbreccien aus dem Villnösstal (Südtirol). Cbl. Mineral. usw., Jg. 1922, S. 110–114, Stuttgart 1922.
- Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolata-Gebiet. Cbl. Mineral. usw., Jg. 1924, S. 366-373, Stuttgart 1924.
- Dahlgrün, F.: Über Vergenzen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. Sber. preuß. geol. L.-A., 7, S. 63-69, Berlin 1932.
- Dahmer, G.: Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg. Jb. preuß. geol. L.-A., für 1915, 36, 1, S. 174–248, Berlin 1915.
- Die Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. Jb. pr. geol. L.-A. für 1921, 42, S. 655-693, Berlin 1923.
- Die Fauna der Sphärosideritschiefer der Lahnmulde. Zugleich ein Beitrag zur Kenntnis unterdevonischer Gastropoden. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1925, 46, S. 34–67, Berlin 1926.
- Waren Hunsrück und Taunus zur Zeit der Wende Unterdevon-Mitteldevon Land? Jb. preuß, geol. L.-A. für 1928, 49, S. 1152–1162, Berlin 1929.
- Die Fauna der Oberkoblenzschichten des Fachinger Sattels am Südwestrand der Lahnmulde.
 Jb. preuß. geol. L.-A. für 1929, 50, S. 202-215, Berlin 1929.
- Oberste Koblenzschichten bei Miellen an der Lahn. Jb. preuß. geol. L.-A. für 1935, 56, S. 264–265, Berlin 1936.
- Die Fauna der Unterkoblenzschichten von Oppershofen (Blatt Butzbach, Hessen). Senckenbergiana 21, S. 119–134, Frankfurt a. M. 1939.
- Die Cephalopoden des Oberharzer Kahlebergsandsteins (Unter-Devon). Senckenbergiana 21, S. 338–356, Frankfurt a. M. 1939.
- Die Fauna des Koblenzquarzits (Unterdevon, Oberkoblenzstufe) vom Kühkopf bei Koblenz. — Senckenbergiana 29, S. 115–136, Frankfurt a. M. 1948.
- v. Dechen, H.: Notiz über die geologische Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen. Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., 23, S. 171–218, Bonn 1866.
- 1883 siehe Karte der Rheinprovinz.
- Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen.
 933 S., Bonn 1884.
- Denckewitz, R.: Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisensteinvorkommens Lindenberg am Südwestrand der Lahnmulde. Hess. Lagerstättenarch., 2, 87 S., Wiesbaden 1952.
- DENCKMANN, A.: Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1894, 15, S. 8-64, Berlin 1895.
- Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisengänge. Arch. Lagerstättenforsch., 6, 66 S., Berlin 1912.
- DIETERICH, J.: Der Eisenbergbau im Lahn-Dill-Gebiet und in Oberhessen. Erzmetall, 2, S. 225–233, Stuttgart 1949.
- Drevermann, F.: Zusammenstellung der bei Oberstadtfeld in der Eifel vorkommenden Versteinerungen. Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., 58, S. 168–180, Bonn 1902.
- Die Fauna der Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. Palaeontogr., 49, S. 73–120, Taf. 9–14, Stuttgart 1902.
- EINECKE, G.: Der Bergbau und Hüttenbetrieb im Lahn- und Dillgebiet und in Oberhessen. Berg- und Hüttenm. Ver. Wetzlar, Wetzlar 1932.

- Erdmannsdörfer, O. H.: Vertreter der Essexit-Theralit-Reihe unter den Diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Z. deutsch. geol. Ges., 59, Mon.-Ber., S. 16–23, Berlin 1907.
- Fenner, C. N.: The Origin and Mode of Emplacement of the Great Tuff Deposit of the Valley of the Ten Thousand Smokes. Papers from the Geophysical Laboratory, Carnegie Institut of Washington, 480, Washington 1923.
- Follmann, O.: Über devonische Aviculaceen. Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., 42, S. 181-216, Taf. 3-5, Bonn 1885.
- Über die unterdevonischen Schichten bei Coblenz. Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., 48, (5. Folge, 8. Jg.), S. 117-173, Bonn 1891.
- Die Koblenzschichten am Mittelrhein und im Moselgebiet. Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. f. 1921 u. 1922, 78/79, S. 1-105, Bonn 1925.
- Frank, W.: Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus, insbesondere der Porphyroide dieses Gebietes. Ber. oberh. Ges. Nat. u. Heilk., 32, S. 42–77, Gießen 1897/99.
- Frech, F.: Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Z. deutsch. geol. Ges., 37, S. 21–130 u. Nachtrag S. 946–958, Berlin 1885.
- Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). Z. deutsch. geol. Ges., 39, S. 360–488, 10 Fig., 2 Tab., 1 Taf., Berlin 1887.
- Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des "Hercyn". Z. deutsch. geol. Ges., 41, S. 175–287, Berlin 1889.
- Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Ein Beitrag zur Systematik und Stammesgeschichte der Zweischaler. Abh. preuß. geol. L.-A., 9, 3, 261 S., Berlin 1891.
- Fuchs, A.: Das Unterdevon der Loreleigegend. Jb. nass. Ver. Naturk., 52, S. 1–96, Wiesbaden 1899.
- Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Fazies und die Faziesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevons. Z. deutsch. geol. Ges., 59, S. 96–119, Berlin 1907.
- Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und im Ganggebiet von Bad Ems. Arch. Lagerstättenforsch., 9, 80 S., Berlin 1916 (1916a).
- Zur Stratigraphie und Tektonik der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus. Z. deutsch. geol. Ges., 68, Mon.-Ber., S. 57–70, Berlin 1916 [1916b].
- Lagerungsform und Alter der sauerländisch-bergischen Diabasgänge. Sber. preuß. geol. L.-A., 6, S. 137–151, Berlin 1931.
- Sedimentation und Faunenfolge im Unter- und Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges.
 Z. deutsch. geol. Ges., 85, S. 455-457, Berlin 1933.
- Furlani-Cornelius, M. & Cornelius, H. P. siehe Cornelius, H. P. & Furlani-Cornelius, M.
- GLINSKI, A.: Die Freilinger Schichten der Rohrer Mulde (Devon, Eifel). Senckenbergiana, 34, S. 149–162, Frankfurt a. M. 1953.
- GOETZ, H.: Die Keratophyre der Lahnmulde. Mineral.-petr. Mitt., 49, S. 168–215, Leipzig 1937.
- Zur Petrographie der devonischen Magmatite der Dillmulde. Z. deutsch. geol. Ges., 104, S. 277–286, Hannover 1953.
- Groh, H.: Karte und Profile aus einer unveröffentlichten markscheiderischen Konzessionarbeit. Archiv Hess. Berg- u. Hüttenw. Wetzlar, Wetzlar 1937.
- GÜMBEL, C. W.: Die paläozoischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. 50S., München 1874.

 Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. 698 S., Gotha 1879.
- Gundlach, K.: Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 157, 59 S., Berlin 1933.
- HARRASSOWITZ, H. L. F.: Die Bedeutung der gesteinsbildenden Vorgänge für die Erzlagerstättenlehre. Z. prakt. Geol., 29, S. 65–72, Halle 1921.
- Anchimetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefenumwandlung in der Erdrinde. — Ber. oberh. Ges. Nat. u. Heilk., 12 (1928/29), S. 11–17, Gießen 1929.

- HATZFELD, C.: Die Roteisensteinlager bei Fachingen an der Lahn. Z. prakt. Geol., 14, S. 351-365, Berlin 1906.
- HENTSCHEL, H.: Über die Tuffnatur der Schalsteine. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (6) 2, S. 122–137, Wiesbaden 1951 [1951a].
- Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. N. Jb. Mineral., Abh. 82, A, S. 199 bis 230, Stuttgart 1951 [1951b].
- Zum Chemismus der Schalsteine der Lahnmulde. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (6) 3, S. 191–198, Wiesbaden 1952 [1952a].
- Zur Petrographie des Diabasmagmatismus im Lahn-Dill-Gebiet. Z. deutsch. geol. Ges., 104, S. 238–246, Hannover 1952 [1952b].
- "Weilburgit" und "Schalstein". Z. deutsch. geol. Ges., 104, S. 257–259, Hannover 1952 [1952c].
- Zur Petrographie fossiler basischer Laven und Tuffe. 32. Jahrestag. deutsch. mineral. Ges. in Mainz 1954, S. 93–102, o. O. u. J.
- & Michels, F.: Geologisch-petrographische Exkursion durch die Lahnmulde. Z. deutsch. geol. Ges., 104, S. 306–313, Hannover 1952 [Hentschel 1952d].
- Hilger, A.: Mittheilungen aus dem Laboratorium für angewandte Chemie der Universität Erlangen. N. Jb. Mineral., Jg. 1879, S. 128–132, Stuttgart 1879.
- Holzapfel, E.: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 15, 124 S., Berlin 1893.
- Das obere Mitteldevon (Schichten mit Stringocephalus Burtini und Maeneceras terebratum) im Rheinischen Gebirge. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 16, 459 S., Berlin 1895.
- Einige Beobachtungen über "Flinz" und "Büdesheimer Schiefer". Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., 58, 1901, S. 181–201, Bonn 1902.
- Die Facies-Verhältnisse des rheinischen Devon. v. Koenen-Festschrift, S. 231–262, Stuttgart 1907.
- Hummel, K.: Die Eisen-Manganerze der Lindener Mark und des Lahngebietes. Z. prakt. Geol., 32, S. 17–23, 40–46, Halle (Saale) 1924.
- Oberflächennahe Intrusionen und Trümmerlaven in der südalpinen Mitteltrias. Fortschr. Geol. u. Pal., 11, (Deecke-Festschrift), S. 44-74, Berlin 1932.
- KAYSER, E.: Die Brachiopoden des Mittel- und Ober-Devon der Eifel. Z. deutsch. geol. Ges., 23, S. 491-647, Berlin 1871.
- Die Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg an der Lahn.
 Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1883, S. 1-56, 2 Fig., 6 Taf., Berlin 1884.
- Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Ems, Rettert, Niederlahnstein (Coblenz) und Braubach. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1885, S. LVI-LX, Berlin 1886 [1886a].
- 1886b siehe Blatt Eisenbach.
- 1886c siehe Blatt Kettenbach.
- 1886d siehe Blatt Limburg.
- 1892a siehe Blatt Rettert.
- 1892b siehe Blatt Schaumburg.
- Mittheilung über Aufnahmen im Dillenburgischen. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1894, 15, S. XXXIII-XXXV, Berlin 1895.
- Über große flache Überschiebungen im Dillgebiet. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1900, 21, S. 7–25, Berlin 1901.
- 1906a siehe Blatt Dillenburg.
- 1906b siehe Blatt Herborn.
- Kegel, W.: Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 76, 162 S., Berlin 1913.
- Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahme im Jahre 1920. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, 41, II, S. XXX-L, Berlin 1922 [1922a].
- Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie der südöstlichen Lahnmulde.
 Jb. preuß. geol. L.-A., 41, II, S. 368, Berlin 1922 [1922b].
- Abriß der Geologie der Lahnmulde. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 86, 81 S., Berlin 1922, [1922c].

- Kegel, W.: Gutachten über weitere Aufschlußmöglichkeiten auf der Grube Schaumburg bei Fachingen. Archiv Hess. Berg- u. Hüttenw. Wetzlar, unveröffentlicht, 1922 [1922d].
- Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südlichen Lahnmulde. Z. prakt. Geol., 31, S. 1–6, 20–29, 36–41, Halle 1923.
- & RICHTER, RUD.: Zur Stratigraphie der Sattelachse zwischen Lahn- und Dillmulde. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, 44, S. 514–516, Berlin 1924.
- Das Unterkarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, 45. S. 287–306, Berlin 1925.
- Über Transgressionen im Dillgebiet. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, 47, S. 350–355, Berlin 1926.
- 1929 a siehe Blatt Kleeberg-Kirchgöns.
- 1929b siehe Blatt Wetzlar-Großenlinden.
- Zur Tektonik des Lahn-Dill-Gebietes. Jb. preuß. geol. L.-A. für 1932, 53, S. 344 bis 357, Berlin 1933 [1933a].
- Über den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dillgebiet. Jb. preuß. geol. L.-A. für 1932,
 53, S. 936–946, Berlin 1933 [1933b].
- Die geologischen Grundlagen des Roteisenbergbaus im Dillgebiet. Z. deutsch. geol. Ges., 86, S. 314–324, Berlin 1934 [1934a].
- Geologie der Dillmulde. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 160, 48 S., Berlin 1934 [1934b].
- Sedimentation und Faltung im Rheinischen Schiefergebirge. Z. deutsch. Geol. Ges., 88, S. 577–578, Berlin 1936.
- Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. Z. deutsch. geol. Ges. 1948, 100. Hannover 1950.
- Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 7, 55 S., Wiesbaden 1953.
- KLÜPFEL, W.: Diskussionsbemerkungen zu Problemen im Devon und Karbon der Rheinischen Masse. Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, 104, S. 247-253, Hannover 1953.
- Knetsch, G.: Kohlensäure, Vulkane, Erzlagerstätten des Rheinischen Gebirges. Geol. Rdsch., 30, S. 777–789, Stuttgart 1939.
- Koch, C.: Paläozoische Schichten und Grünsteine in den Herzoglich Nassauischen Ämtern Dillenburg u. Herborn. – Jb. Ver. Naturk. Herzogt. Nassau, 13, S. 85–88, Wiesbaden 1858.
- Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1880, S. 190–242, Berlin 1881.
- Krekeler, F.: Geologische Untersuchungen in der nördlichen Lahnmulde. Ber. oberh. Ges. Nat. u. Heilk., nat. Abt., 12, (1928–29), S. 78–139, Gießen 1929.
- Tektonik und Lagerausbildung der Roteisensteingrube Eppstein-Schiefer (Bergrevier Weilburg). Z. prakt. Geol., 38, S. 33-41, Halle (Saale) 1930.
- LEHMANN, E.: Die magmatische Mineral- und Gesteinsprovinz im Lahn-Dill-Gebiet. Z. deutsch. geol. Ges., 86, S. 348–359, Berlin 1934.
- Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. 391 S., Wetzlar 1941.
- Das Keratophyr-Weilburgit-Problem.
 Heidelberg. Beitr. Mineral. Petrogr., 2, S. 1–166, Berlin
 Göttingen
 Heidelberg 1949.
- Diskussionsbemerkung zum Thema "Weilburgit" und "Schalstein". Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, 104, S. 255–256, Hannover 1952.
- LIEBER, H.: Beiträge zur Geologie des Rimberg-Gebietes bei Marburg. 98 S., 12 Taf., Bamberg 1917.
- Liebrecht, J.: Beiträge zur Geologie und Paläontologie des Gebietes um den Dreiherrnstein am Zusammenstoß von Wittgenstein, Siegerland und Nassau. Jb. preuß. geol. L.-A. für 1911, 32, S. 412–484, Berlin 1912.
- LIPPERT, H.-J. & SOLLE, G.: Die Manderscheider Schwelle im Devon der Eifel. Senckenbergiana, 19, S. 392–399, Frankfurt a. M. 1937.
- LIPPERT, H.-J.: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisensteingruben des östlichen Dillgebietes. Abh. senckenb. naturforsch. Ges., 485 (Rud. Richter-Festschrift), S. 1-30, Frankfurt a. M. 1951 [1951a].

- LIPPERT, H.-J.: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in der östlichen Dillmulde. Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1950, 102, S. 383–385, Hannover 1951 [1951b].
- Das Roteisenstein-Grenzlager von der Wende Mittel-Oberdevon in der Dillmulde. Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, 104, S. 260–276, Hannover 1952 [1952a].
- & Solle, G.: Profil durch die Dillmulde von Haiger bis Herborn. Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, 104, S. 292–303, Hannover 1952 [Lippert 1952b].
- Aus dem Roteisenstein-Bergbau an Lahn und Dill. Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1953, 105, S. 20–24, Hannover 1954.
- Lossen, K. A.: Metamorphische Schichten aus der paläozoischen Schichtenfolge des Ostharzes Porphyroide —. Z. deutsch. geol. Ges., 21, S. 281–340, Berlin 1869.
- Zugehörigkeit von Keratophyren zu paläozoischen Eruptivgesteinen. Z. deutsch. geol. Ges., 34, S. 455–456, Berlin 1882.
- Über die antegranitische Eruptivformation im Gebiete der Elbingeroder Devonmulde. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1882, S. XXII–XXIII, Berlin 1883.
- Übersicht über die Eruptivgesteine im Harz. Z. deutsch. geol. Ges., 35, S. 215–219, Berlin 1883.
- Über Porphyroide unter besonderer Berücksichtigung der sogenannten Flaserporphyroide in Westfalen und Nassau. Sitzungsber. Ges. naturf. Freunde Berlin, Berlin 1883 [1883b].
- MAURER, F.: Paläontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devon 3. Die Thonschiefer des Ruppbachthales bei Diez. N. Jb. Mineral., 1876, S. 808–848, Stuttgart 1876.
- Briefliche Mitteilung gegen die Auffassung E. Kaysers über die Schiefer des Ruppbachthales. N. Jb. Mineral. f. 1878, S. 48–50, Stuttgart 1878.
- Paläontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devon 5. Beiträge zur Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten. N. Jb. Mineral., 1882, I, S. 3–40, Stuttgart 1882.
- Über das rheinische Unterdevon. Z. deutsch. geol. Ges., 35, S. 633-635 (verh.), Berlin 1883.
- Paläontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devon 10. Nachträge zur Stratigraphie und Fauna der Orthocerasschiefer des Ruppbachthales. N. Jb. Min., Beil.-Bd. 10, S. 613, Stuttgart 1896.
- Mauz, J.: Vergleichende Untersuchungen über die Unterkoblenz-Stufe bei Oberstadtfeld und Koblenz. Abh. senckenb. naturf. Ges., 429, S. 1–94, 3 Taf., Frankfurt a. M. 1935.
- MEYER, H. L. F.: Der Lahnporphyr bei Diez und eine begleitende Fauna. Cbl. Mineral. 1914, S. 469—473, 503—511, Stuttgart 1914.
- MICHELS, F.: Das Roteisenerzvorkommen der Grube "Neuelust" bei Nanzenbach (Dill-kreis). Senckenbergiana, 3, S. 98–115, Frankfurt a. M. 1921.
- Die Grube "Altenberg" bei Laubuseschbach im Taunus. Z. prakt. Geol., 30, S. 13 bis 15, Halle (Saale) 1922.
- Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Hadamar und Limburg. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, 44, S. XXXVII-XL, Berlin 1924.
- Die Gaudernbacher Schichten. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, 46, S. 231–248, Berlin 1926.
- Schuppentektonik in einem Steinbruch bei Limburg an der Lahn. Jb. nass. Ver. Naturk., 80, 2, S. 7–14, Wiesbaden 1929 [1929a].
- 1929b siehe Blatt Usingen-Fauerbach.
- & HENTSCHEL, H. siehe HENTSCHEL, H. & MICHELS, F.
- Mügge, O.: Untersuchungen über die "Lenneporphyre" in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 8, S. 535–721, Stuttgart 1893.
- MÜRRIGER, F.: Geologische Untersuchungen in der südlichen Lahnmulde unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevons. Ber. oberh. Ges. Nat. Heilk., 15, (1932/33), S. 108 bis 165, Gießen 1932.
- NIEDER, R.: Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerausbildung in Roteisensteinlagern an der Lahn. Arch. Lagerstättenf., 51, 62 S., Berlin 1931.
- NÖRING, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 192, 96 S., 9 Taf., 11 Abb., Berlin 1939.

- NÖRING, F. K.: Diskussionsbemerkung zum Vortrag G. SOLLE, "Die Hunsrückschiefer und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon" vom 9. April 1949. Geol. Rdsch., 37, S. 108, Stuttgart 1949.
- Oberbergamt Bonn: Beschreibung der Bergreviere Wiesbaden und Diez. 252 S., Bonn 1893.
- Paeckelmann, W.: Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 91, 112 S., Berlin 1922.
- Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon in Westfalen. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, 46, S. 210–230, Berlin 1926 [1926a].

- 1926 b siehe Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges.

- Der Scharfenberger Sattel bei Brilon in Westfalen. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, 49, I, S. 254–262, Berlin 1928 [1928a].
- Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, 49, I, S. 370–412, Berlin 1928 [1928b].
- Die Flinzschiefer des Bergischen Landes und ihre Beziehungen zum Massenkalk. Decheniana, 101, S. 108–116, Bonn 1942.
- Beiträge zur Kenntnis devonischer Spiriferen. Abh. Reichsamt Bodenf., N. F. 197, 188 S., 8 Taf., 93 Abb., Berlin 1942.
- Pilger, A.: Die tektonischen Probleme des initialen Magmatismus. Geol. Jb. f. 1949, 65, S. 1-30, Hannover 1951.
- Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, 104, S. 198–218, Hannover 1952.
- Prior, G. T.: Tinguaites from Elfdalen and Rupbachtal usw. Min. Mag., 13, Nr. 57, S. 86-90, London 1901.
- Quiring, H.: NW-SO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, 49, S. 59–80, Berlin 1928.
- 1930 siehe Blatt Koblenz 1: 200 000.
- 1931 (Erl.) und 1934 (Karte) siehe Blatt Bendorf.
- Die Fortsetzung des Siegener Hauptsattels in den Ardennen. Z. deutsch. geol. Ges., 85, 1933, S. 214–228, Taf. 15, 3 Abb., Berlin 1934 [1934a].
- Gab es im Unterdevon ein rotes Südland? Z. deutsch. geol. Ges., 85, 1933, S. 457 bis 458, Berlin 1934 [1934b].
- RICHTER, H.: Zur Geologie der westlichen Lahnmulde. Cbl. Mineral. usw., 1923, S. 489-498, Stuttgart 1923.
- Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. Internat. Bergwirtschaft u. Bergtechnik, 23, S. 65–80 und 85–101, Halle 1930.
- & Kegel, W. siehe Kegel, W. & Richter, R. 1924.
- RICHTER, RUD.: Die unterscheidende Benennung von Stufe und Stufe und Schicht. Senkkenbergiana, 19, S. 116, Frankfurt a. M. 1937.
- Die Priorität in der Stratigraphie und der Fall Koblenzium/Siegenium/Emsium. Senckenbergiana, 34, S. 327–338, Ffm. 1954.
- RICHTER, RUD. & E.: Coblencien c/a Koblenz-Stufe und Eifélien c/a Unteres Mittel-Devon, läßt sich die Verwirrung international lösen? Senckenbergiana, 31, S. 273–276, Frankfurt a. M. 1950.
- Phacopacea von der Grenze Emsium/Eiflium (Tril.). Senckenbergiana, 33, S. 79 bis 108, Frankfurt a. M. 1952.
- RIEMANN, W.: Beschreibung des Bergreviers Wetzlar. 115 S., Bonn 1878.
- RIPPEL, G.: Zum erdgeschichtlichen Bild des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1951, 103, S. 336–337, Hannover 1952.
- Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland.
 Geol. Jb., 68, S. 401–456, 29 Abb., 1 Tab., Hannover 1953.
- Rose, G.: Zur Frage der Entstehung der nassauischen Roteisensteinlager. Z. prakt. Geol., 16, S. 497–501, Berlin 1908.

- Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart 1908.
- Elemente der Gesteinslehre. 692 S., Stuttgart 1910.
- Salomon, W.: Kugelförmige Absonderung. Sber. Heidelberg. Ak. Wiss., math.-nat. Kl., 1926, Abh. 11, 7 S., Berlin Leipzig 1926.
- Sandberger, F.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. S. I–IV, 1–44, Wiesbaden 1847.
- Über einige neue Funde im Mittel- und Oberdevon der Lahngegend. N. Jb. Mineral. 1883, 2, S. 176–178, Stuttgart 1883.
- Über die Entwicklung der unteren Abtheilung des devonischen Systems in Nassau, verglichen mit jener in anderen Ländern. Jb. nass. Ver. Naturk., 42, S. 1–107, Wiesbaden 1889.
- Sandberger, G. & F.: Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. XV u. 564 S., Wiesbaden 1850—56.
- Scupin, H.: Die Spiriferen Deutschlands. Pal. Abh., N. F. 4, Heft 3, 140 S., 10 Taf., 14 Abb., Jena 1900.
- Schauf, W.: Untersuchungen über nassauische Diabase. Verh. naturh. Ver. Rheinl. Westf., 37, S. 1-53, Bonn 1880.
- Schmidt, H.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. Z. deutsch. geol. Ges., 77, Jg. 1925, Mon.-Ber., S. 226–234, Berlin 1926.
- Beobachtungen über mitteldevonische Zonen-Goniatiten. Senckenbergiana, 8, S. 291 bis 295, Frankfurt a. M. 1926.
- Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. Z. deutsch. geol. Ges., 88, S. 680 bis 686, Berlin 1936.
- Schmidt, Herta: Die mitteldevonischen Rhynchonelliden der Eifel. Abh. senckenb. naturf. Ges., 459, 78 S., 7 Taf., 1 Abb., Frankfurt a. M. 1941.
- SCHMIERER & QUIRING siehe Blatt Koblenz.
- Schnur, I.: Zusammenstellung und Beschreibung sämmtlicher im Übergangsgebirge der Eifel vorkommender Brachiopoden. Palaeontographica, 3, S. 169–192, Kassel 1853.
- Schönenberg, R.: Zur Geologie des Devon-Kulm-Gebietes bei Buchenau (Lahn). Z. deutsch, geol. Ges., Jg. 1953, 105, S. 1–19, Hannover 1954.
- Schöppe, W.: Der Holzappeler Gangzug. Arch. Lagerstättenforsch., 3, 96 S., Berlin 1911.
- Scholtz, H.: Das varistische Bewegungsbild. Fortschr. Geol. u. Pal., 8, Heft 25, S. 235-316, 31 Fig., 8 Taf., Berlin 1930.
- Schriel, W.: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Gebietes der Hauptsattelachse des Unterharzes zwischen Bad Lauterberg und Hasselfelde. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, 48, S. 528–554, Berlin 1928.
- Siegener Schichten und alte Tektonik im Bergischen Land. Z. deutsch. geol. Ges., 101, S. 220–221, Hannover 1950.
- Simon, W.: Über die Entfaltung von Spiriferen aus der subcuspidatus-Gruppe. Geol. Jb., 68, S. 185–224, Hannover 1953.
- Solle, G.: Revision der Fauna des Koblenzquarzits an Rhein und Mosel. Senckenbergiana, 18, S. 154-214, Frankfurt a. M. 1936.
- Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. Abh. senckenb. naturf. Ges., 436, S. 1-72, Frankfurt a. M. 1937 [1937a].
- Zur Entstehung der Kieselgallen. Senckenbergiana, 19, S. 385–391, Frankfurt a. M. 1937 [1937 b].
- & LIPPERT, H.-J. siehe LIPPERT & SOLLE 1937.
- Die Kondel-Gruppe im Südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Abh. senckenb. naturf. Ges., 461, 464, 467, S. 1-240, Frankfurt a. M. 1942 [1942a].
- Neue Einstufung des Oberkoblenz von Oberkleen (Taunus) und ihre paläogeographischen Folgerung. Senckenbergiana, 25, S. 255–263, Frankfurt a. M. 1942 [1942b].
- Die Hunsrückschiefer und ihre Eingliedernug ins Rheinische Unterdevon. Geol. Rdsch., 37, S. 108, Stuttgart 1949.

- Solle, G.: Beobachtungen und Deutungen zum Unterkoblenz in Taunus und Hunsrück. Senckenbergiana, 31, S. 185–196, Frankfurt a. M. 1950.
- Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. Geol. Jb., 65, S. 299–380, Hannover 1951.
- & Lippert, H.-J. siehe Lippert & Solle 1952.
- Die Spiriferen der Gruppe arduennensis-intermedius im Rheinischen Devon. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 5, 156 S., 45 Abb., 18 Taf., Wiesbaden 1953.
- Spriestersbach, J.: Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes.— Jb. preuß. geol. L.-A. für 1924, 45, S. 367–450, Berlin 1925.
- Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies, Fauna). Abh. Reichsamt Bodenf., N. F. 203, 219 S., Berlin 1942.
- STIFFT, G.: Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau in besonderer Beziehung auf die Mineralquellen dieses Landes. 606 S., Wiesbaden 1831.
- STILLE, H.: Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Z. deutsch. geol. Ges., 71, 1919, S. 164–208, Berlin 1920.
- Über Alter und Art der Phasen varistischer Gebirgsbildung. Nachr. Ges. Wiss. Gött., math.-phys. Kl., 1920, S. 218–224, Göttingen 1920.
- Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 443 S., 14 Abb., Berlin 1924.
- Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. Z. deutsch. geol. Ges., 80, Stuttgart 1928.
- Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beih. geol. Jb., 2, 138 S., 2 Taf., 15 Abb., Hannover 1951.
- THIENHAUS, R.: Die Faziesverhältnisse im Südwestteil der Attendorner Mulde und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des bergisch-sauerländischen Mitteldevons. Abh. Reichsst. Bodenf., N. F. 199, 77 S., 2 Taf., 11 Abb., Berlin 1940.
- Torley, K.: Die Brachiopoden des Massenkalks der oberen Givet-Stufe von Bilveringsen bei Iserlohn. Abh. senckenb. naturf. Ges., 43, S. 67–147, Frankfurt a. M. 1934.
- VIËTOR, W.: Der Koblenzquarzit, seine Fauna, Stellung und linksrheinische Verbreitung. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1916, 37, S. 317–476, Taf. 16–18, Berlin 1918.
- WAGER, R.: Kugelförmige Absonderung in einem Tuffvorkommen der mittleren Schwäbischen Alb. Jahresber. u. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F. 22, S. 19–22, Stuttgart 1933.
- Über die mehrmalige Förderung von Tuffen in den Vulkanen der mittleren Schwäbischen Alb. Jahresber. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 90, S. 122, Stuttgart 1941.
- Wenckenbach, F.: Beschreibung der im Herzogthum Nassau an der unteren Lahn und dem Rhein aufsetzenden Erzgänge. S. 104–151 in: Odernheimer, F., "Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogtum Nassau", Wiesbaden 1865.
- Beschreibung des Bergreviers Weilburg. 176 S., Bonn 1879.
- Wentworth, Ch. K. & Williams, H.: The Classification and Terminology of the Pyroclastic Rocks, Bull. Nat. Research Counc., 89, S. 19—53, Washington 1932.
- Weyl, R.: Beiträge zur Geologie El Salvadors, V. Die Schmelztuffe der Balsamkette. N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., 99, S. 1–32, Stuttgart 1954.
- Glutwolken, Gluttuffe und Schmelztuffe. Nat. u. Volk, 84, S. 275–282, Frankfurt a. M. 1954.
- WILLIAMS, H. & WENTWORTH, CH. K. siehe WENTWORTH & WILLIAMS 1932.
- WITTE, W.: Der Bergbau an Lahn und Dill. Z. deutsch. geol. Ges., 86, S. 325–328, Berlin 1934.
- Wolf, M.: Alter und Entstehung des Wald-Erbacher Roteisensteins (Grube Braut im Hunsrück). Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 123, 105 S., 5 Taf., Berlin 1930.
- v. Wolff, F.: Der Vulkanismus. Stuttgart 1930.

B. Karten

1. Geologische Karte von Preußen 1:25000

Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin

Bendorf Erl. von H. Quiring, 1931-1934. Braunfels Erl. von J. Ahlburg, 1918. Erl. von E. KAYSER, 1906. Dillenburg Eisenbach (= Villmar) Erl. von E. KAYSER, 1886. Girod (= Meudt) Erl. von G. Angelbis, 1891. Hadamar Erl. von G. Angelbis, 1891. Erl. von E. KAYSER, 1906. Herborn

siehe Rettert. Katzenelnbogen

Kettenbach Erl. von E. KAYSER, 1886. Erl. von W. KEGEL, 1929. Kleeberg-Kirchgöns

Erl. 2. Aufl. von Schmierer & Quiring, 1933. Koblenz

Limburg Erl. von E. KAYSER, 1886. Mengerskirchen Erl. von G. Angelbis, 1891. Merenberg Erl. von J. Ahlburg, 1918.

siehe Girod. Meudt

Rettert (= Katzenelnbogen) Erl. von E. Kayser, 1892. Schaumburg Erl. von E. Kayser, 1892. Usingen-Fauerbach Erl. von F. Michels, 1929.

Villmar siehe Eisenbach.

Weilburg Erl. von J. Ahlburg, 1918. Erl. von J. Ahlburg, 1918. Weilmünster Wetzlar-Großenlinden Erl. von W. KEGEL, 1929.

2. Sonstige geologische Karten

Geologische Übersichtskarte von Deutschland, 1: 200000:

Frankfurt, bearb. von Fliegel, Michels, Diehl & Schottler, 1935.

Koblenz, bearb. von Quiring, 1930.

Marburg, bearb, von Fliegel, Schottler & Diehl, 1935.

Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges, 1:200000, bearb. von W. PAECKELMANN, Berlin 1926.

Geologische Übersichtskarte der Loreleigegend (Mittelrhein), 1:50000, von A. Fuchs, Berlin 1915.

Geologische Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, 1:500000, von v. Dechen, Berlin 1883.

Geologische Karte der Umgebung von Limburg an der Lahn, 1:50000, von J. AHLBURG, Berlin, ohne Jahr.

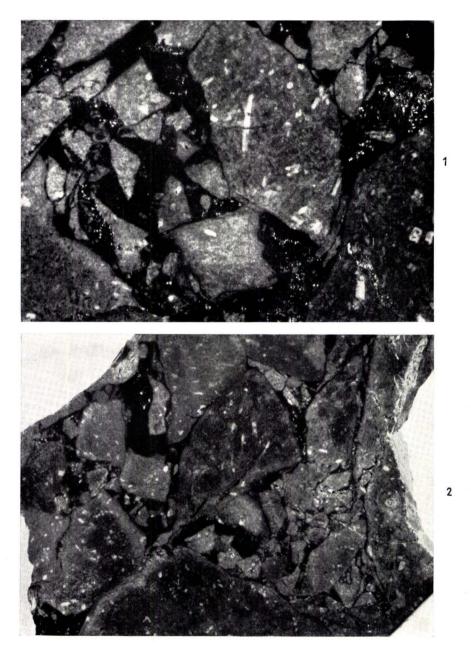
Manuskript eingegangen am 23. 9. 56

Adresse des Autors: Dipl.-Geol. Dr. Ernst Pauly, z. Z. Mina do Mayoi, Caixa Postal 14, Maquela do Zombo, Angola — Port. West-Afrika.

Für die Redaktion verantwortlich: Dipl.-Geol. Dr. FRITZ KUTSCHER, Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25.

- Fig. 1 Innere Breccie aus dem Keratophyr an der Aarmündung bei Diez/Lahn. Vergrößerung etwa $1^{1}/_{2}$ -fach.
- Fig. 2 Innere Breccie aus dem Keratophyr an der Aarmündung bei Diez/Lahn. Vergrößerung etwa $2^{1}/_{2}$ -fach.

E. Pauly Tafel 1

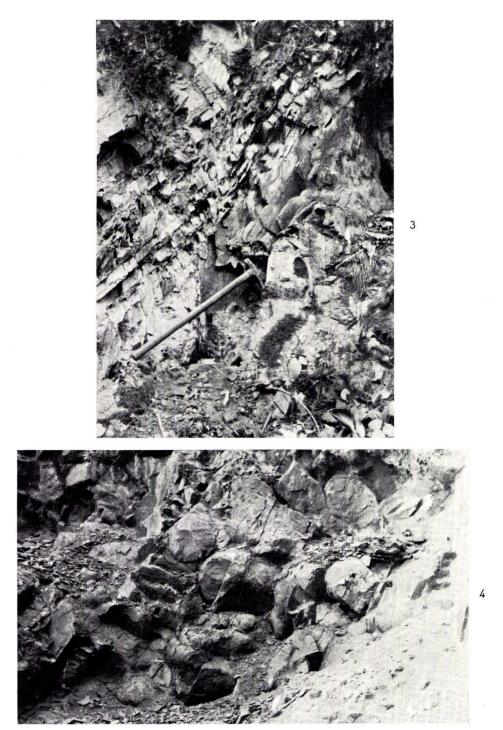


Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958



- Fig. 3 Die Grenze der Diabasmandelstein-Decke (Wende Eiflium/Givet) zum überlagernden gut geschichteten Diabasfeintuff. Aufschluß an der SW-Seite des Straßeneinschnitts an der Haarnadelkurve am Gabelstein sö. von Cramberg. Der Hammerstiel (60 cm lang) markiert die Grenze. SE = links im Bild.
- Fig. 4 Pillow-Bildung in der Diabasmandelstein-Decke an der Basis des Givet. Aufschluß im großen Steinbruch am Gabelstein sö. von Cramberg. Größe der Pillows: 50—60 cm Durchmesser.

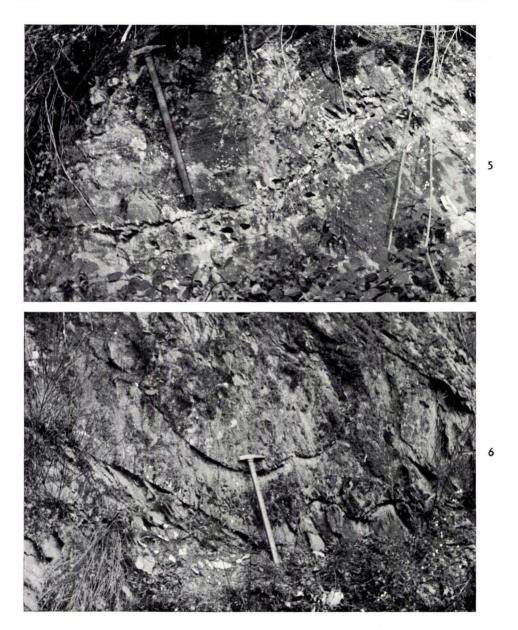
E. Pauly Tafel 2



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958

- Fig. 5 Nordfallende Schichtung im Wissenbacher Schiefer des Rupbachtales (S-Flügel der Schaumburger Mulde). Aufschluß an km 7,84 der Rupbachstraße. Die Schichtung ist an der Bänderung und den z. T. herausgewitterten Kalk-Knollen zu erkennen. Länge des Hammerstieles = 60 cm, SE = rechts.
- Fig. 6 Einmuldung von Gutenacker-Horizont und Burgschwalbacher-Sandstein. Muldentiefstes einer Spezialmulde am N-Rand des Wasenbacher Sattels. Aufschluß im Straßenknie der Straße Wasenbach-Rupbachtal, 210 m sö. km-Stein 1,0, SE = rechts, Hammerstiel = 60 cm.

E. Pauly Tafel 3



Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958

Schematisches Fazies-Profil durch die westliche Lahnmulde

Das Schema soll eine rein zeitliche Festlegung der Sedimentations-Veränderungen ohne örtliche Bezogenheit geben. Manche Schichtglieder, deren verschiedene Altereinstufung bei gleicher Fazies auf der Karte nicht möglich war, wurden im Fazies-Schnitt unterteilt. Es sind dann getrennte Signaturen für die gleiche Fazies angegeben (z. B. ta'r und tn'r, tz2'vK und te'vK). Die rechte Seite der Profile gilt für die Gebiete mit ununterbrochener Sedimentation, auf der linken Seite sind die Beziehungen für den Teil des bearbeiteten Gebietes dargestellt, der von der Brandenberg-Faltung erfaßt wurde und erst nach Trockenfallen und teilweiser Abtragung wieder in den Ablagerungsraum einbezogen wurde. Die Legende gilt für das Unter-Devon und charakterisiert dessen wechselnde petrographische Ausbildung in den einzelnen Horizonten. Für das Mittel- und Ober-Devon gelten die Signaturen der Abb. 2.

E. PAULY

Schematisches Fazies-Profil durch die westliche Lahnmulde

Kontakt-Zone

Abtragungsschutt

Sphärosiderite

Kieselgallen

Quarzitischer Sandstein

Grauwacke

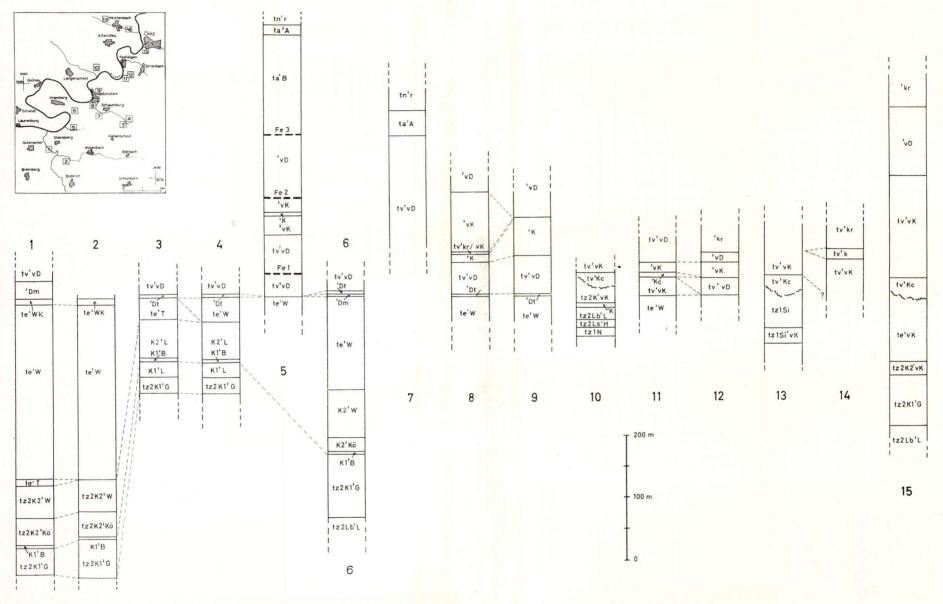
Sandstein

laserschiefer

Sandschiefer

Tonschiefer

Abh. hess.-L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958

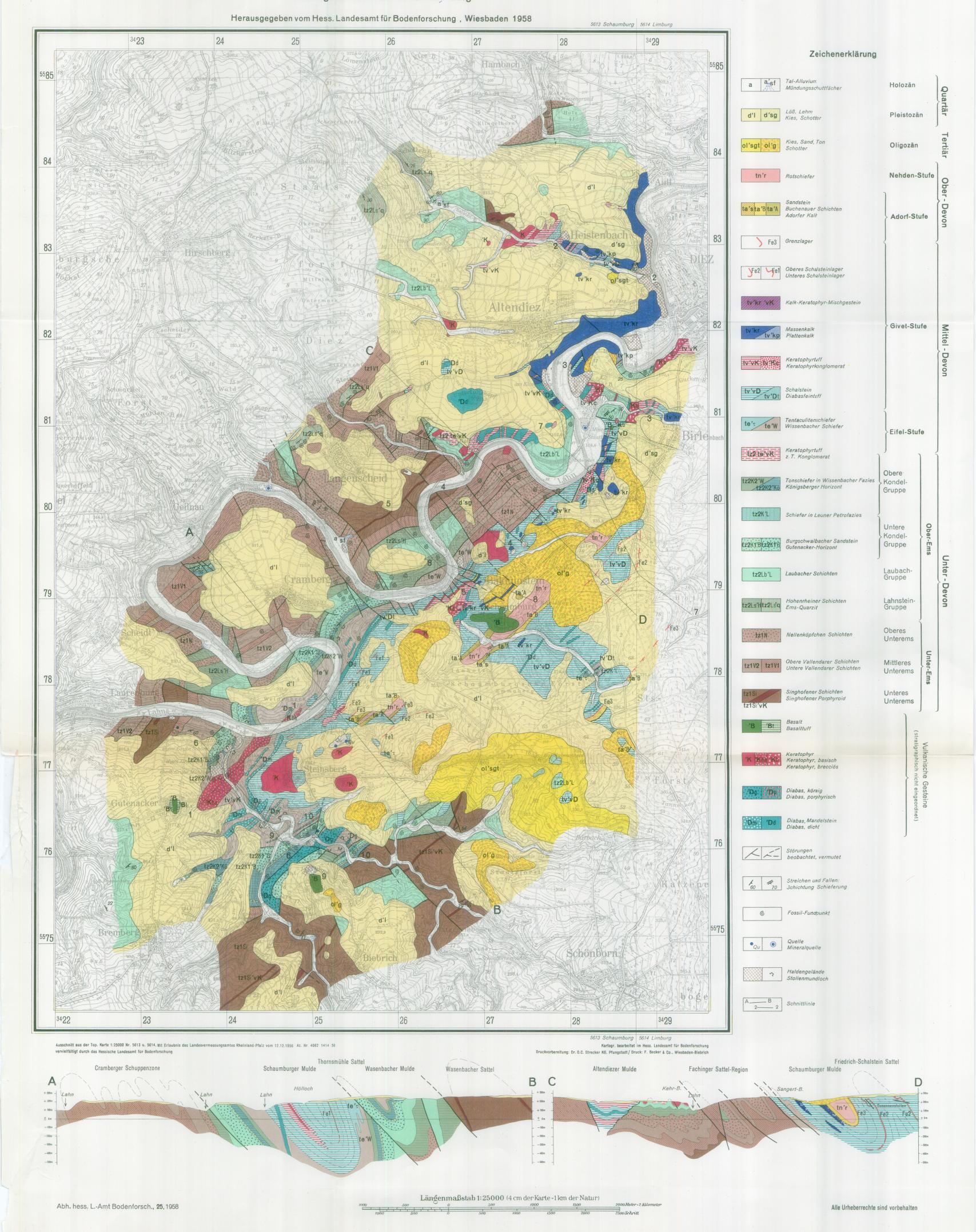


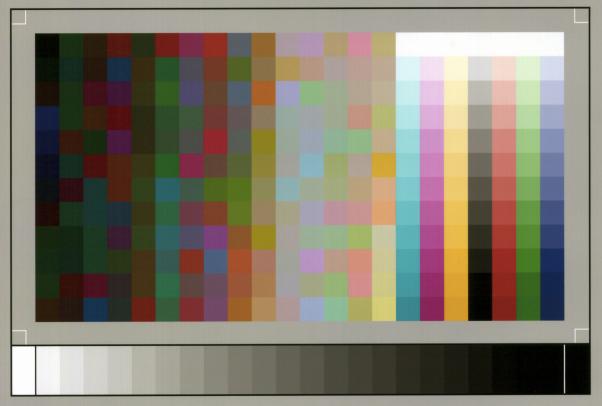
15 Schichtsäulen in der westlichen Lahnmulde mit Angabe der ungefähren Mächtigkeiten

Die Signaturen entsprechen denen der geologischen Karte (Taf. 6). Das Kärtchen in der linken oberen Ecke gibt die Standpunkte der Säulen an. In den Säulen 13 und 15 wurden der Einfachheit halber die subaerischen Keratophyre unter den Konglomeraten weggelassen.

Geologische Karte der Lahnmulde im Gebiet Diez - Laurenburg

Geologisch bearbeitet von E. Pauly





ScanPrint® autopilot Scan Target v2.0