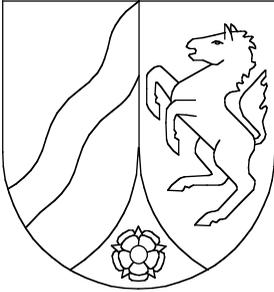


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
4817 Hallenberg

GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN

Geologische Karte
von Nordrhein-Westfalen
1:25000

Erläuterungen
zu Blatt
4817 Hallenberg

von

KLAUS LEUTERITZ

Mit Beiträgen von HEINRICH VON KAMP, HANS MERTENS, ADALBERT SCHERP,
MONIKA WOLF und PETER WEBER

25 Abbildungen, 28 Tabellen und 4 Tafeln

Krefeld

1972

Herausgabe und Vertrieb:

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld



73. 969

Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000	Erl. Blatt 4817 Hallenberg	215 S.	25 Abb.	28 Tab.	4 Taf.	Krefeld 1972
--	-------------------------------	--------	---------	---------	--------	--------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

INHALT

	Seite
1. Allgemeines	15
1.1. Einführung	15
1.2. Oberflächengestalt und naturräumliche Gliederung	19
1.3. Gewässernetz	22
1.4. Klima	23
2. Schichtenfolge	25
2.1. Devon	25
Unterdevon	25
2.1.1. Ems-Stufe	25
2.1.1.1. Sphärosiderit-Schiefer (demSP)	25
2.1.1.2. Kranbuche-Horizont (demKR)	26
2.1.1.3. K6-Horizont („K6)	29
2.1.1.4. K7-Horizont („K7)	31
2.1.1.5. Bemerkungen zur Grenze Ems-/Eifel-Stufe	35
Mitteldevon	36
2.1.2. Eifel-Stufe	36
2.1.2.1. Langwiesener Schichten (deL)	37
2.1.2.2. Berleburger Schichten (südlich des Züschener Sattels) (deB)	43
2.1.2.3. Fredeburger Schichten (nördlich des Züschener Sattels) (deF)	46
2.1.2.4. Raumländer Schichten (südlich des Züschener Sattels)	49
2.1.2.4.1. Unterer Quarzit (deRA,q1)	50
2.1.2.4.2. Dachschiefer-Folge (deRA,t)	52
2.1.2.4.3. Oberer Quarzit (deRA,q2)	55
2.1.2.5. Ramsbecker Schichten (nördlich des Züschener Sattels)	56
2.1.2.5.1. Asten-Folge	56
2.1.2.5.1.1. Unterer Sandstein-Tonschiefer-Horizont (deR,st1)	56
2.1.2.5.1.2. Altastenberg-Horizont (deR,t)	58
2.1.2.5.1.3. Oberer Sandstein-Tonschiefer-Horizont (deR,st2)	58
2.1.3. Givet-Stufe	59
2.1.3.1. Schichten der Givet-Stufe (dv)	59
Oberdevon	62
2.1.4. Adorf-Stufe	62
2.1.4.1. Adorf-Schichten (da)	62
2.1.5. Nehden-Stufe	68

	Seite
2.1.5.1. Nehden-Schichten	68
2.1.5.1.1. Untere Schiefer-Folge (dn,t1)	70
2.1.5.1.2. Dünnbankige Sandstein-Folge (dn,s1)	71
2.1.5.1.3. Dickbankige Sandstein-Folge (dn,s2)	71
2.1.5.1.4. Obere Schiefer-Folge (dn,t2)	72
2.1.6. Hemberg-Stufe	76
2.1.6.1. Hemberg-Schichten (dh)	76
2.1.7. Dasberg-Stufe	81
2.1.7.1. Dasberg-Schichten und Wocklum-Schichten (dd-dw)	81
2.1.8. <i>Gattendorfia</i> -Stufe	86
2.1.8.1. Hangenberg-Schichten (dw-c1H)	86
2.2. Karbon	89
Unterkarbon (Dinantium)	89
2.2.1. <i>Pericyclus</i> -Stufe	91
2.2.1.1. Liegende Alaunschiefer (c2,tal)	91
2.2.1.2. Horizont der vorwiegenden Lydite (Kulm-Kieselschiefer) (c2,i)	94
2.2.1.3. Horizont der vorwiegenden Kieselkalke (Kulm-Kieselkalk) (c2,ki)	98
2.2.1.4. Kieselige Übergangsschichten (c2-3,ti)	101
2.2.2. <i>Goniatites</i> -Stufe	106
2.2.2.1. Kulm-Grauwacke (c3 β 1-c3 γ)	106
2.3. Perm	110
2.3.1. Oberer Zechstein	110
2.3.1.1. Ältere Konglomerate (z,c)	110
2.4. Tertiär (K. LEUTERITZ & H. MERTENS)	111
2.5. Quartär (K. LEUTERITZ & H. MERTENS)	113
2.5.1. Pleistozän	114
2.5.1.1. Bänderschutt (,X,c)	114
2.5.1.2. Schuttlehme (,hg)	115
2.5.1.3. Terrassenreste (,t)	118
2.5.1.4. Tal- und Hangformen	118
2.5.2. Holozän	119
2.5.2.1. Ablagerungen in den Tälern (qh)	119
2.5.2.2. Schwemmkegel	120
2.5.2.3. Niedermoor	120

	Seite
2.5.2.4. Künstliche Aufschüttungen	121
3. Fazies und Sedimentation	122
3.1. Paläozoikum	122
3.2. Mesozoikum	129
3.3. Neozoikum	130
4. Vulkanite (A. SCHERP)	131
4.1. Züscheher Keratophyrtuff (K7-Horizont)	132
4.1.1. Ausbildung und Faziesverlauf	132
4.1.2. Petrographie	134
4.1.2.1. Aschentuff	134
4.1.2.2. Aschenstaubtuff	138
4.1.2.3. Staubtuff	139
4.1.2.4. Gesteineinschlüsse	139
4.1.2.5. Tuffit an der Basis des K7-Horizontes	139
4.2. Tuffite im Liegenden und Hangenden des K7-Horizontes	140
5. Gebirgsbau	141
5.1. Bauelemente	141
5.1.1. Schichtung	141
5.1.2. Falten	142
5.1.3. Schieferung	145
5.1.4. Knickschieferung	146
5.1.5. Klüftung	148
5.1.6. Störungen	149
5.1.6.1. Überschiebungen	149
5.1.6.2. Abschiebungen	149
5.1.6.3. Querstörungen	150
5.2. Baueinheiten	151
5.3. Inkohlungsverhältnisse (M. WOLF)	154
6. Nutzbare Lagerstätten	158
6.1. Erzlagerstätten	158
6.2. Minerale	158
6.3. Nutzbare Gesteine	159
6.3.1. Sandsteine, Quarzite und Quarzgrauwacken	159
6.3.2. Kieselschiefer, Lydite und Kieselkalke	159

	Seite
6.3.3. Dachschiefer	160
6.3.4. Tonschiefer und Siltsteine	160
6.3.5. Quarzkeratophyrtuff (K7-Horizont)	160
6.3.6. Quartärer Schutt	160
7. Hydrogeologie (H. VON KAMP)	161
7.1. Oberirdische Gewässer	161
7.2. Faktoren der Grundwasserneubildung	163
7.2.1. Allgemeines	163
7.2.2. Klima	164
7.2.3. Wasserhaushalt	167
7.2.4. Trockenwetterabfluß	167
7.3. Grundwasserleiter	169
7.3.1. Grundwasser in geklüfteten Gesteinen	169
7.3.2. Grundwasser in porösen Gesteinen	171
7.4. Quellen	172
7.5. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	173
7.6. Wassergewinnung und Wasserreserven	174
7.6.1. Höffigkeit	174
7.6.2. Wasserversorgung	175
7.6.3. Schutz des Grundwassers	176
7.6.4. Wasserreserven	176
8. Ingenieurgeologie (P. WEBER)	178
8.1. Angaben für die einzelnen Gebiete	178
8.1.1. Winterberger Hochland	178
8.1.2. Hohe Seite	181
8.1.3. Hallenberg – Medebacher Hügelland	184
9. Böden (H. MERTENS)	186
9.1. Faktoren der Bodenbildung	189
9.2. Beschreibung der Böden	189
9.2.1. Terrestrische (grundwasserfreie) Böden	189
9.2.1.1. Braunerden	189
9.2.1.2. Pseudogleye	192
9.2.2. Semiterrestrische Böden (Grundwasserböden)	193
9.2.2.1. Auenböden	193

	Seite
9.2.2.2. Gleye, Naßgleye und Anmoorgleye	194
9.2.3. Organogene Böden (Moore)	195
9.2.4. Analysenergebnisse	196
9.3. Nutzung der Böden	198
9.3.1. Geschichtlicher Rückblick	198
9.3.2. Heutige Verhältnisse	199
10. Schriften und Karten	207

Verzeichnis der Textabbildungen

	Seite
Abb. 1 Lage des Blattgebietes	16
Abb. 2 Höhengschichtenkarte und naturräumliche Gliederung	20
Abb. 3 Profil der Kernbohrung am Locus typicus des K7-Horizontes	29
Abb. 4 Verbreitung und Mächtigkeit des K6-Horizontes	30
Abb. 5 Verbreitung und Mächtigkeit des K7-Horizontes	34
Abb. 6 Profil der Mittleren und Oberen Adorf-Stufe im Steinbruch des oberen Liese-Tales	65
Abb. 7 Rote und grüne Tonschiefer am Haltepunkt Liesen	78
Abb. 8 Profil der Devon/Karbon-Grenzschichten am Hesborner Kreuzweg	84
Abb. 9 Kombiniertes Profil der Liegenden Alaunschiefer	92
Abb. 10 Profil des Horizontes der vorwiegenden Lydite im Steinbruch an der Freilichtbühne Hallenberg	95
Abb. 11 Profil der Kieseligen Übergangsschichten im Gemeindesteinbruch Medelon	102
Abb. 12 Schuttdecke am Westrand von Winterberg	117
Abb. 13 Periglaziale Frostverwürgungen	117
Abb. 14 Quarzkeratophyrtuff (K7-Horizont)	135
Abb. 15 Tieftemperatur-Albit mit Zirkon-Einschluß in Aschentuff	137
Abb. 16 Aschentuff (K7-Horizont)	138
Abb. 17 Nehden-Sandstein	142
Abb. 18 Falte im Horizont der vorwiegenden Kieselkalke im Gemeindesteinbruch Hesborn	143
Abb. 19 Falte in den Langwiesener Schichten	144
Abb. 20 Schichtung und Schieferung in Langwiesener Schichten	145
Abb. 21 Knickschieferung in Langwiesener Schichten	147
Abb. 22 Knickschieferung in Langwiesener Schichten	148
Abb. 23 Inkohlungsverhältnisse im Blattgebiet Hallenberg und Umgebung	155
Abb. 24 Mittlere jährliche Niederschlagshöhen im Raum Winterberg – Hallenberg	165
Abb. 25 Lage der sechs Vergleichsgemeinden des Kreises Brilon	201

Verzeichnis der Tabellen

	Seite
Tab. 1 Übersicht der Schichtenfolge	18
Tab. 2 Mittlere Jahreswerte des Klimas	23
Tab. 3 Schichtenfolge des Unter- und Mitteldevons	38–39
Tab. 4 Gliederung der Adorf-Stufe	63
Tab. 5 Fossilfundpunkte in der Adorf-Stufe	68
Tab. 6 Gliederung des höheren Oberdevons	69
Tab. 7 Fossilfundpunkte in der Nehden-Stufe	76
Tab. 8 Fossilfundpunkte im Nehden-/Hemberg-Grenzbereich	79
Tab. 9 Fossilfundpunkte in der Dasberg- und der Wocklum-Stufe	85
Tab. 10 Fossilfundpunkte in den Hangenberg-Schichten	88
Tab. 11 Gliederung des Unterkarbons	90
Tab. 12 Fossilfundpunkte in den Liegenden Alaunschiefern	94
Tab. 13 Fossilfundpunkte im Horizont der vorwiegenden Lydite	97
Tab. 14 Faunenfundpunkte im Kieselkalk-Horizont	100
Tab. 15 Ergebnisse der Reflexionsmessungen an kohligem Pflanzenresten	154
Tab. 16 Abflußverhältnisse an den Pegeln Schreufa und Dalwigksthale	162
Tab. 17 Niedrigwasser-Abflüsse im Jahre 1959	163
Tab. 18 Monatliche Niederschlagssummen im Wasserwirtschaftsjahr	166
Tab. 19 Grundwasser-Analysen	zwischen 172/173
Tab. 20 Wassergewinnungsanlagen	zwischen 172/173
Tab. 21 Klassenzeichen und Wertzahlen der Bodenschätzung von Braunerden	187
Tab. 22 Klassenzeichen und Wertzahlen der Bodenschätzung von Stau- und Grundwasserböden sowie Niedermooren	188
Tab. 23 Chemisch-physikalische Untersuchungen von Braunerde-B _v -Horizonten	zwischen 188/189
Tab. 24 Chemisch-physikalische Untersuchungen von Staunässe- und Grundwasserböden	zwischen 188/189
Tab. 25 Landwirtschaftliche Nutzfläche, Anbauverhältnisse und Tierhaltung	202/203
Tab. 26 Landwirtschaftliche Betriebe	204
Tab. 27 Forstbetriebsfläche	205
Tab. 28 Entwicklung der landwirtschaftlichen und forstlichen Nutzfläche	206

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

Tafel 1 Strukturkarte

Tafel 2 Hydrogeologische Karte

Tafel 3 Bodenkarte

Tafel 4 Karte der Steine und Erden

Anschrift der Autoren

Dr. H. v. KAMP
Dr. K. LEUTERITZ
Dr. H. MERTENS
Dr. A. SCHERP
Dr. P. WEBER
Dr. M. WOLF

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
415 Krefeld
De-Greiff-Str. 195

Druck: Joh. van Acken, Krefeld

1. Allgemeines

1.1. Einführung

Das Blatt 4817 Hallenberg umfaßt zum größten Teil einen Ausschnitt aus dem Gebiet des Hochsauerlandes.

Im Nordwestteil des Blattgebietes liegt der Kamm des Rothaargebirges, während nach Südosten und Osten die Höhen zur Frankenberger Bucht und zum Ostsauerländer Bergland abfallen.

Die genaue Lage des Blattgebietes wird bestimmt durch die geographischen Längen von $8^{\circ} 30'$ bis $8^{\circ} 40'$ und die geographischen Breiten von $51^{\circ} 06'$ bis $51^{\circ} 12'$.

Politisch gehört der größte Teil des Blattbereiches zum südlichen Teil des Landkreises Brilon. Jeweils bei Wunderthausen und bei Mollseifen befinden sich kleinere Gebietsabschnitte im Kreis Wittgenstein. Ein schmaler Geländestreifen, parallel zum südlichen Blattrand verlaufend, liegt im Kreis Frankenberg des Landes Hessen.

Geologisch gesehen liegt das kartierte Gebiet am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges im Bereich der Wittgensteiner Hauptmulde sowie an der Südostflanke des nach Nordwesten anschließenden Ostsauerländer Hauptsattels (Abb. 1).

Die im Blattbereich Hallenberg ausstreichenden gefalteten Gesteine bildeten sich hauptsächlich aus klastischen und seltener aus chemischen und vulkanischen Ablagerungen innerhalb der variscischen Geosynklinale.

Ungefaltete nichtmarine und vorwiegend rotgefärbte klastische Sedimente südöstlich und nordöstlich von Hallenberg sind Zeugen des Abschlusses der variscischen Gebirgsbildung und belegen der Reihe nach das Ende der marinen Sedimentation, den Abschluß der Faltung und den Beginn der nachfolgenden Heraushebung, verbunden mit gleichzeitiger Abtragung, die nach verschiedenen Unterbrechungen auch heute noch anhält.

Die gefalteten Schichten des festen Untergrundes sind von einer (jungen) mehr oder weniger mächtigen, z. T. lückenhaften Schutt- und Bodenschicht bedeckt, die eine forst- und landwirtschaftliche Nutzung des Gebietes ermöglicht.

Der ehemalige Ablagerungsraum der verschiedenartigen Sedimente, seine Tiefe und die Temperatur des Meereswassers, seine Gliederung in Becken und

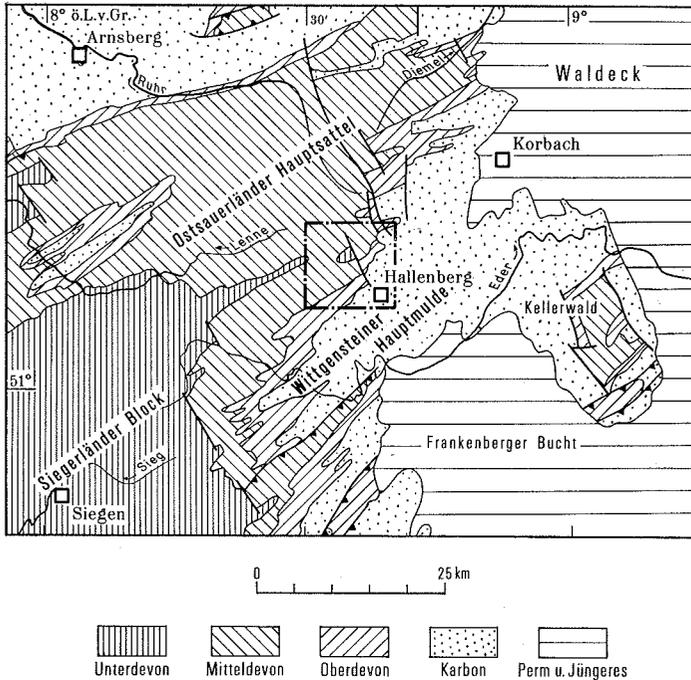


Abb. 1. Lage des Blattgebietes

Schwellen, die Strömungsverhältnisse des Meereswassers, epirogene Hebung und Senkung des Meeresbodens und nicht zuletzt seine Bewohner und die des Wassers, lassen sich teilweise heute noch aus den fossilen tierischen und pflanzlichen Resten sowie aus den Sedimentmarken der anstehenden Schichten ableiten. Sie lassen uns erkennen, daß die gefalteten Schichten im Blattgebiet Hallenberg stratigraphisch zu den Formationen des Devons und Karbons gehören und geben Auskunft über die Zugehörigkeit zu den Faziesbereichen (rheinisch, herzynisch). Die an die Sedimentation anschließende Faltung verstellte die ursprünglich mehr oder weniger horizontal abgelagerten Schichten, wobei die von Südosten nach Nordwesten gerichteten gebirgsbildenden Kräfte eine bestimmte Richtung der Faltenzüge verursachten, die von Südwesten nach Nordosten streichen.

Die verschiedenen alten Schichten treten auf der geologischen Karte, durch die Faltung bedingt, als schmale oder breite Streifen und Flächen hervor, deren Ausstrich durch die Geländemorphologie, die Richtung und Stärke des Einfallens und durch Störungen stark beeinflußt wird.

Die Abb. 1 zeigt, daß in der Mitte des Blattgebietes an einer Aufsattelung (Züscherer Sattel) die ältesten Gesteine anstehen und die Schichten nach Südosten und Nordwesten jünger werden und, vom Züscherer Sattel ausgehend, hauptsächlich in diesen Richtungen einfallen.

Nach der Faltung begannen mit der anschließenden Heraushebung der Schichten die exogenen Kräfte der Abtragung zu wirken.

Besonders die langsame Hebung des Gebirges vom Tertiär bis zum Pleistozän führte im Zusammenwirken mit extremen Klimaschwankungen zum heutigen Relief, wobei sich Gesteinsbeschaffenheit (Quarzithärtlinge, z. B. Kahler Asten) und mit ihr auch geologische Strukturen (Reliefumkehr, z. B. „Kesselgrund“ von Züschen am Züscherer Sattel) durchpausen. Die Periodizität der Klimaschwankungen führte dazu, daß ältere Oberflächenformen von jüngeren überprägt wurden und daß die Umgestaltung des Landschaftsbildes, nicht zuletzt durch das Eingreifen des Menschen, auch heute noch anhält.

Die hier kurz angedeutete geologische Geschichte des Gebietes wird im folgenden ausführlich erläutert. An dieser Stelle sollen die vorangegangenen geologischen Bearbeitungen, Karten und Manuskripte, die ausführlicher auf die Geologie des Blattes Hallenberg eingehen, besonders erwähnt werden.

Eine erste umfassende Darstellung des Gebietes zusammen mit der weiteren Umgebung erfolgte durch v. DECHEN auf einer geologischen Karte im Maßstab 1 : 80 000 (1879) mit Erläuterungen (1884).

PAECKELMANN's geologische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges (1927) zeigt den auch heute noch gültigen großräumigen Aufbau der Geologie am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Auf einem unveröffentlichten Manuskript im Maßstab 1 : 25 000 ohne Erläuterungen ist die gesamte Geologie des Blattes Hallenberg von REICH dargestellt. Das Mitteldevon wurde von ihm nur wenig untergliedert, während das Oberdevon und Unterkarbon mehr oder weniger nur noch im Detail abgeändert, aber genauer untergliedert wurden.

Das Unterdevon und Mitteldevon des Ostteiles vom Blattgebiet Hallenberg wurden von KNIPPING (1956) beschrieben und auf einer Übersichtskarte ohne Topographie dargestellt. Die gleichen Schichten im westlichen Teil des Blattgebietes wurden von BACHMANN (1965) bearbeitet und auf einer Karte im Maßstab 1 : 50 000 dargestellt.

In einer umfassenden taxonomischen und chronologischen Bearbeitung oberdevonischer Ostracoden von RABIEN (1954) und in einer stratigraphischen und faziellen Darstellung der Waldecker Hauptmulde (RABIEN 1956) wird von ihm ein wesentlicher Beitrag zur Untergliederung der oberdevonischen Schichten innerhalb der herzynischen Beckenfazies geliefert.

Tabelle 1

Übersicht der Schichtenfolge

Quartär	Holozän	(hier nicht untergliedert)		
	Pleistozän			
Perm	Oberer Zechstein	(Ältere Konglomerate)		
Unterkarbon	Goniatites-Stufe (cd III)	γ	Kulm - Grauwacke	
		β		
		α		Kieselige Übergangsschichten
	Pericyclus-Stufe (cd II)	δ	Horizont der vorwiegenden Kieselkalke (Kulm - Kieselkalk)	
		γ	Horizont der vorwiegenden Lydite (Kulm-Kiesel-schiefer)	
		β	Horizont der vorwiegenden Lydite (Kulm-Kiesel-schiefer)	
		α	Liegende Alaunschiefer	
	Gattendorfia-Stufe (cd I)		obere Hangenberg - Schichten	
			untere Hangenberg - Schichten	
	Oberdevon	Wocklum-Stufe VI	Wocklum-Schichten	
Dasberg-Stufe V		Dasberg - Schichten		
Hemberg-Stufe IV III		Hemberg - Schichten		
		Nehden-Stufe II	Nehden - Schichten	
obere Schiefer - Folge				
dickbankige Sandstein - Folge				
Adorf-Stufe I	Adorf - Schichten			
	dünnbankige Sandstein-Folge			
		untere Schiefer-Folge		
Mitte-devon	Givet-Stufe	Schichten der Givet - Stufe		
	Eifel-Stufe	Oberer Quarzit = Burg - Horizont		
		Dachschiefer - Folge = Hörre - Horizont		
		Oberer Sandstein - Tonschiefer - Horizont		
		Norden	Süden	
		Altastenberg - Horizont		
		Unterer Sandstein - Tonschiefer - Horizont		
		Unterer Sandstein - Tonschiefer - Horizont	Unterer Quarzit = Heßler - Horizont	
Fredeburger Schiefer	Berleburger Schichten			
Langewiesener Schichten				
Unterdevon	Obere Ems-Stufe	Züschener Keratophyrtuff K7		
		Kranbuche - Horizont		
		Oberer Keratophyr und -tuff K6 (erbohrt)		
		Sphärosiderit-Schiefer		

Teile des Oberdevons auf Blatt 4817 Hallenberg und Blatt 4818 Medebach wurden von VOGES (1958) in einer unveröffentlichten Diplomarbeit mit Darstellung der Ergebnisse in einer Karte im Maßstab 1 : 25 000 beschrieben.

KULICK (1960) und NICOLAUS (1963) veröffentlichten aus dem Blattbereich Profile und Faunenfundpunkte für stratigraphische und regionalgeologische Übersichten.

Ein weiterer Beitrag stammt von FARSAN (1967), der in einer unveröffentlichten Diplomarbeit (mit Karte) Teile des Züscherer Sattels beschrieb und auf Grund von Trilobitenfunden die Kernschichten genauer einstuft.

Die Tabelle 1 gibt eine Übersicht der nun bei der Kartierung des Blattes Hallenberg ausgedehnten Schichten.

1.2. Oberflächengestalt und naturräumliche Gliederung

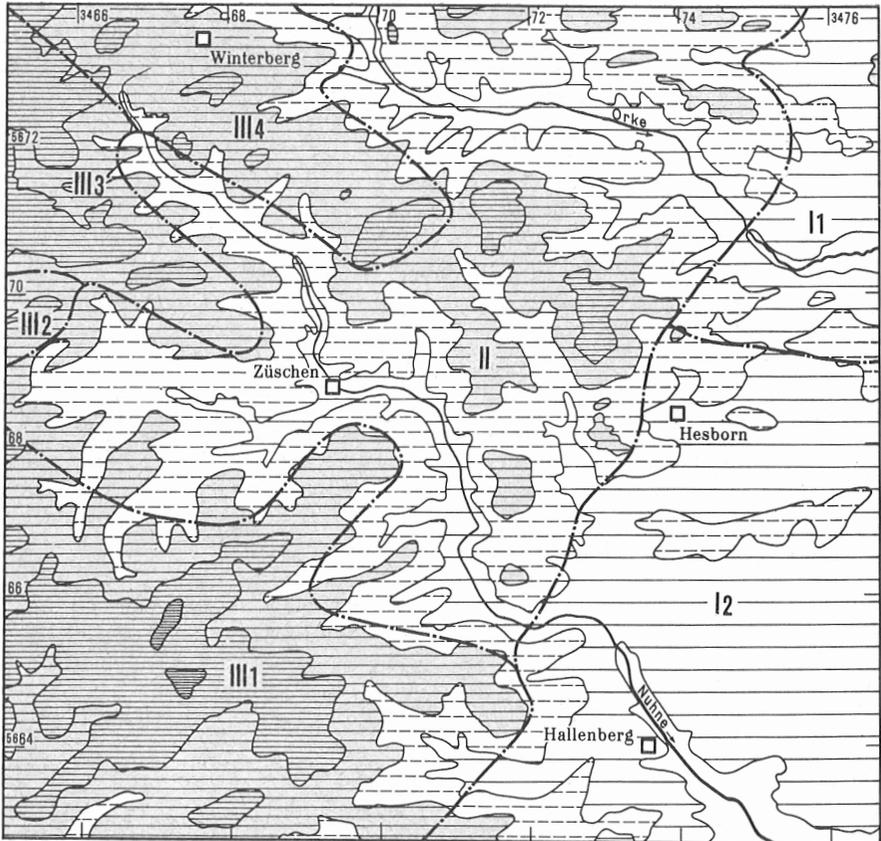
Die sehr unterschiedliche Gestaltung der Landschaft im Blattbereich Hallenberg wird von einem großen Höhenabfall von Westen nach Osten und von Nordwesten nach Südosten beherrscht (Abb. 2). Im Westen und Nordwesten liegt das Winterberger Hochland kurz auch als „Hochland“ bezeichnet, als ein Teil der sternförmig um den Kahlen Asten (840,7 m ü. NN) erhaltenen ehemaligen Rumpffläche. Vom Kahlen Asten aus erstrecken sich besonders nach Südwesten, Süden und Südosten, sowie nach Nordosten und Nordwesten breite, ebene und weitflächige Höhenrücken, die nur gelegentlich von deutlich abhebenden Aufragungen unterbrochen werden.

Die vom Kahlen Asten aus nach Süden und Südosten gerichteten Rumpfflächenreste reichen noch bis in den westlichen und nordwestlichen Teil des Blattgebietes.

Unterschiedlich widerstandsfähige Gesteine des gefalteten Untergrundes sind die Ursache dafür, daß quarzit- und sandsteinreiche Zonen durch die Erosion als Härtinge herauspräpariert wurden und die Rumpffläche überragen.

Durch die Bäche Nuhne und Orke, die nach Südosten entwässern und sich besonders tief und rückschreitend eingeschnitten haben, wurde die Rumpffläche zertalt.

Ziegenhelle (815 m ü. NN) und Wallershöhe (812 m ü. NN), im südöstlichen Bereich des Blattes Hallenberg gelegen, sind Aufragungen aus Quarzit, die sich über die zum Winterberger Hochland gehörende naturräumliche Einheit Ziegenhelle erheben (s. Abb. 2). Durch randlich beginnende Erosion ist der Rumpfflächenrest zertalt worden und besteht heute aus zahlreichen Spornen. Die mehr oder weniger schwach gewölbten Gipfel der einzelnen Sporne sind der Hasselrücken (762 m ü. NN), der Jochumskopf (760 m ü. NN), der Moselkopf (748 m ü. NN) und der sehr langgestreckte Langenberg (698 m ü. NN).



- | | | |
|------|--------------------------------|--|
| I1 | Medebacher Hügelland (Bucht) | } Ostsauerland (Oberland) |
| I2 | Hallenberger Hügelland (Bucht) | |
| II | Hohe Seite | } Winterberger Hochland Hochsauerland (Hochland) |
| III1 | Ziegenhelle | |
| III2 | Langenwieserücken | |
| III3 | Astenberg | |
| III4 | Winterberger Hochfläche | |

Abb. 2. Höhengschichtenkarte und naturräumliche Gliederung

Nördlich dieser Einheit reicht der auch *Langewieserücken* genannte Rumpfflächenrest bei Mollseifen auf das Blattgebiet und vermittelt nach Norden zur schildförmig gewölbten Rumpffläche des *Asten-Berges* und zur *Winterberger Hochfläche* (KÖRBER 1956). Diese beiden Flächen reichen fingerförmig in das Blattgebiet hinein und werden durch das tief eingeschnittene Nuhne-Tal getrennt (Abb. 2).

Die größte naturräumliche Einheit auf Blatt Hallenberg schließt sich nach Osten an das Winterberger Hochland an und wird nach der darin liegenden auffälligsten Erhebung als *Hohe Seite* bezeichnet. Im Unterschied zum flach gewellten Winterberger Hochland hat die junge Erosion hier die Landschaft zu breiten, rundlich gebuckelten Rücken gestaltet (BÜRGENER 1963). Neben der *Hohen Seite* (753 m ü. NN) sind andere wichtige Erhebungen der Dillenscheid (698 m ü. NN), der Teukel-Berg (749 m ü. NN), der Boller-Berg (755 m ü. NN), der Langenstein (732 m ü. NN), der Große Niggen-Berg (683 m ü. NN) und der Heidkopf (704 m ü. NN). Durch die tiefen Kerbtäler der Nuhne, Orke, Liese und Weive werden sie voneinander getrennt oder begrenzt.

Eine mildere Geländeform innerhalb dieser Einheit mit vorwiegend landwirtschaftlicher Nutzung, im Gegensatz zu den bisher genannten reinen Waldgebieten, besitzt der *Kesselgrund* von Züschchen (Reliefumkehr).

Die dritte auffallende Geländeeinheit ist eine Rippen-, Buckel- und Riedelflur im östlichen Blattbereich. Bei Hallenberg erreicht sie fast die Blattmitte und verläuft nach Norden, schmaler werdend, auf die nordöstliche Kartenecke zu.

Schaut man von Hallenberg aus nach Westen und Nordwesten, so heben sich, durch einen deutlichen Geländeanstieg gekennzeichnet, die bisher beschriebenen Einheiten merklich ab.

Diese als *Hallenberger* und *Medebacher Hügelland* bezeichnete naturräumliche Einheit wird auch *Oberland* genannt und besitzt eine durchschnittliche Höhe von ca. 450 m ü. NN. Die unterschiedlichen Gesteinsarten von Kieselschiefern, Tonschiefern und Grauwacken bedingen einen in herzynischer Streichrichtung (NW–SE) aufgegliederten flachwelligen Raum, der durch schmale Buckelzüge (Galgen-Berg 530 m ü. NN, Homböhl 488 m ü. NN und Höhe 513,7) belebt wird. Östlich von Hallenberg dacht sich die Südseite des Hallenberger Hügellandes zu einer welligen Riedelflur bis auf eine Höhe von 400 m und darunter (398 m ü. NN) zum Nuhne-Tal hin ab. In dieser Geländeeinheit ist der Waldbestand völlig zurückgetreten. Die Flächen werden vorwiegend als Anbau- und Weideland genutzt oder sind verheidet.

In der heutigen Zeit werden Teile dieser Flächen wieder aufgeforstet, da sie landwirtschaftlich unrentabel geworden sind.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß wir auf Blatt Hallenberg drei große naturräumliche Einheiten antreffen, die teilweise untergliedert sind (Abb. 2):

- 1) das Winterberger Hochland (III), gebildet aus den Untereinheiten Ziegenhelle (III 1), Langwieserücken (III 2), Astenberg (III 3) und Winterberger Hochfläche (III 4), als Reste einer ehemaligen zusammenhängenden Rumpffläche
- 2) die Hohe Seite (II), eine junge Erosionslandschaft mit breiten, rundlich gebuckelten Rücken und durch tiefe Kerbtäler zerschnitten
- 3) das Hallenberger (I 1) und Medebacher (I 2) Hügelland, eine Rippen-, Buckel- und Riedelflur als Teil des Ostsauerländer Gebirgsrandes

1.3. Gewässernetz

Von Südwesten nach Nordosten gerichtet, gerade noch die Nordwestecke des Blattgebietes Hallenberg streifend, erstreckt sich die Wasserscheide zwischen Lenne und Ruhr einerseits und Eder andererseits (Rhein-Weser-Wasserscheide).

Wichtige, quellnahe Zuflüsse zur Eder, die im Blattgebiet Hallenberg entspringen, sind Nuhne und Orke.

Die Nuhne, der bedeutendere von beiden, beginnt, von mehreren Quellbächen ausgehend, südlich von Winterberg. Sie fließt zunächst tief eingeschnitten von Nordwesten nach Südosten bis zur Ortschaft Züschen. Auf diesem Wege münden mehrere kleine Bäche, von beiden Seiten kommend, in die Nuhne. Die von Westen zufließenden Bäche sind zahlreicher und stärker wasserführend, als die von Osten kommenden. Im Ort Züschen selbst mündet von Westen her die Ahre, die auf Grund ihres großen Einzugsgebietes, das bis an den westlichen Blattrand in die Gegend von Mollseifen reicht, der Nuhne erhebliche Wassermengen zuführt. Nach kurzem West-Ost-Verlauf fließt die Nuhne südlich von Züschen weiter in ihrer ursprünglichen Nordwest-Südost-Richtung. Auf diesem Wege münden, ebenfalls von Westen, die Bäche in die Nuhne. Nordwestlich von Hallenberg biegt die Nuhne eine kurze Strecke lang wieder in Ost-West-Richtung aus. Dort, wo sie wieder ihre ursprüngliche Nordwest-Südost-Richtung einnimmt, mündet, von Norden kommend, die Liese. Sie entspringt zwischen den Wasserläufen der Nuhne und Orke, aber südlicher als diese und führt der Nuhne ebenfalls erhebliche Wassermengen zu.

Von der Einmündungsstelle der Liese an werden das vorher enge Tal der Nuhne breiter und die Höhen auf beiden Talseiten niedriger.

Unmittelbar südlich von Hallenberg fließt aus westlicher Richtung die Weive zu. Kurz nach Verlassen des Blattgebietes ändert die Nuhne abermals ihre Richtung und fließt von Südwesten nach Nordosten.

Auffällig ist beim Verlauf der Nuhne das mehrmalige Ausbiegen aus der Nordwest-Südost-Richtung in eine West-Ost-(Südwest-Nordost)-Richtung. An diese dreimalige Richtungsänderung ist jeweils der Beginn einer neuen naturräumlichen Einheit geknüpft (vgl. S. 20).

Die Orke, das zweite größere Gewässer im Blattgebiet, entspringt ebenfalls wie die Nuhne am Rande des Winterberger Hochlandes. Nach Vereinigung mehrerer Quellbäche fließt die Orke von Westnordwest nach Ost-südost, ohne ihre Richtung deutlich zu ändern. Zuerst tief eingeschnitten, erreicht die Orke in der Mark Wernsdorf einen flachen Talgrund, der sich bis zur Ortschaft Medelon erstreckt. Kurz vor Medelon verläßt die Orke nach Nordosten fließend das Blattgebiet.

1.4. Klima

Das Blattgebiet gehört zum Klimabereich des Hochsauerlandes, der ein Ausschnitt des nordwestdeutschen Klimabezirkes ist. Er liegt im Einzugsgebiet vorwiegend südwestlicher, westlicher und nordwestlicher feuchter Meeresluftmassen, die das Klima weitgehend bestimmen. Die Einflüsse der östlich anschließenden Klimaprovinz, das westliche Mitteldeutschland, deren Sommer wärmer und deren Winter kälter sind, wirkt sich auf den hier beschriebenen Raum nur unbedeutend aus.

Die unterschiedlichen Höhenlagen von 398 m ü. NN (Nuhne südlich Hallenberg) und 815 m ü. NN (Ziegenhelle) im Blattgebiet sind verantwortlich für die gelegentlich beträchtlichen Klimadifferenzen. Tabelle 2 verdeutlicht, daß die Klimaverhältnisse im westlichen und nordwestlichen Blattgebiet wesentlich ungünstiger sind als im östlichen und südöstlichen Bereich. Allein die unter-

Tabelle 2

Mittlere Jahreswerte des Klimas
(aus: Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen, 1960)

Klimaelement	Station		Periode
	Winterberg	Hallenberg	
Mittlere wirkliche Lufttemp. im Januar in °C	-2	-1	1881 - 1930
Mittlere wirkliche Lufttemp. im Juli in °C	13	15	1880 - 1930
Mittlere wirkliche Lufttemp. pro Jahr in °C	5	8	1881 - 1930
Mittlere Zahl der Eistage pro Jahr	50	40	1881 - 1930
Mittlere Zahl der Frosttage pro Jahr	140	120	1881 - 1930
Mittlere Zahl der trüben Tage pro Jahr	200	170	1921 - 1940
Mittlere Zahl der Nebeltage pro Jahr	200	100	1921 - 1940
Niederschläge im Jahr (mm)	1400	850	1891 - 1930

schiedliche mittlere Lufttemperatur macht die exponierte Stellung des Winterberger Raums gegenüber dem von Hallenberg deutlich (vgl. Tab. 2). Weiterhin kommt das zum Ausdruck in der räumlichen Verteilung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen (Beobachtungszeitraum 1891 – 1955), wie Abb. 25 auf S. 165 zeigt.

Im Regenschatten des Kahlen Asten nimmt die mittlere jährliche Niederschlagshöhe sehr schnell von 1400 mm bis unter 900 mm ab. Den aus Westen einströmenden Meeresluftmassen entzieht das Sauerland bereits einen großen Teil der Feuchtigkeit. Nur der Kahle Asten bewirkt im langjährigen Durchschnitt nochmals eine Erhöhung des Niederschlags auf über 1400 mm durch Stau. Dann nehmen die Niederschlagsmengen infolge der Leewirkung auf kurze Entfernung schnell nach Osten ab (SCHIRMER 1964). Dieser starke Abfall der Niederschläge macht sich auch in den Trockenwetterabflußspenden deutlich bemerkbar (vgl. S. 167).

2. Schichtenfolge

2.1. Devon

Unterdevon

Als älteste Gesteine kommen Schichten des Unterdevons in der näheren Umgebung von Züschen vor. Sie treten im Kern mehrerer Spezialsättel zutage, die insgesamt den Züschener Sattel bilden. Ein weiterer kleiner isolierter Sattel mit unterdevonischen Schichten im Kern liegt ca. 4 km nordöstlich von Züschen im Orke-Tal (an der Wernsdorfer Kirche).

2.1.1. Ems-Stufe

2.1.1.1. Sphärosiderit-Schiefer (demSP)

Der Name Sphärosiderit-Schiefer wurde von BACHMANN (1965, S. 549) im Gebiet des Blattes Hallenberg eingeführt und umfaßt einen Teil der Schiefer der Kondelgruppe, die KNIPPING (1956, S. 18) unter dem K6-Horizont ausschied (Bei der Kartierung wurden wegen des Fehlens des K6-Horizontes die Sphärosiderit-Schiefer mit dem nachfolgenden Kranbuche-Horizont zusammengefaßt.)

Definition: Älteste Schichten des Züschener Sattel, die weder biostratigraphisch noch petrographisch genauer abzugrenzen sind. Nach BACHMANN (1965, S. 550) ist der Sphärosiderit-Schiefer eine seitliche Fortsetzung des Unteren Tonschiefers der Zwistkopf-Folge (Blatt 4816 Girkhausen).

Fauna: Bisher sind aus diesen Schichten keine fossilen Reste bekannt.

Schichtenfolge: Die Ablagerungen bestehen vorwiegend aus Ton- und Siltschiefen¹⁾. Die milden Schiefergesteine sind stellenweise seidig glänzend und schwach glimmerhaltig. Die Verwitterungsfarben, die weit in das Gestein hineinreichen, sind braun bis hellbraun. Im frischen Zustand herrschen dunkelgraue bis blaugraue Farben vor. Die Schichten enthalten dünne, bis zu 5 mm mächtige, hellbraune, glimmerhaltige Feinsandlagen, die in sich nochmals feinstgeschichtet sind. Östlich und nordöstlich von Züschen werden die Sandbänder zahlreicher und die Tonschiefer siltiger, so daß die Gesteine rauher sind und die Schieferung weniger deutlich wird (Südwesthang des großen Niggen-Berges). Charakteristisch für die Sphärosiderit-Schiefer sind, wie der Name schon sagt, Sphärosideritkongkretionen. Besonders westlich von Züschen

¹⁾ Silt = Schluff

sind die „Eisengallen“ in unregelmäßigen, horizontalen Abständen lagig angeordnet. Sie sind mehr oder weniger ellipsoid geformt, wobei die große Achse einen Durchmesser bis zu 8 cm erreichen kann. Seltener sind sporadisch im Gestein vorkommende kugelige Formen (Eisengallen). Die Sphärosiderite zeigen einen konzentrisch-schaligen Aufbau und sind unterschiedlich stark mit Eisenoxid und Eisenhydroxid imprägniert.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Die untersuchte Probe stammt aus dem Übergangsbereich des Sphärosiderit-Schiefers zum Kranbuche-Horizont nahe der Kranbuche selbst (R 68 270, H 64 420). Das Gestein ist (GRÜNHAGEN 1971) ein schwach dolomitischer (?) Tonstein, der nur gering geschiefert ist (D 2351, RB 9696)²⁾.

In der tonigen Matrix aus Chlorit, Serizit und feinstkristallinem Quarz liegen verstreut eckige Quarze mit einem Durchmesser bis zu 60 μm sowie selten Muskovitblättchen. Recht häufig sind blastische Chlorite, in die untergeordnet Serizitschichten eingelagert sind. Die Blasten können bis 100 μm groß werden.

In geringer Menge ist ein durch Eisenhydroxidausscheidung braungefärbtes Carbonat in mikrosparitischer Ausbildung am Gesteinsaufbau beteiligt. Wie das Röntgendiagramm zeigt, liegen sowohl Dolomit als auch Calcit vor; es wird jedoch angenommen, daß ursprünglich nur ein eisenhaltiger Dolomit vorhanden war und der Calcit seine Entstehung einer partiellen Dedolomitierung verdankt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Sphärosiderit-Schiefer wurden bei der Kartierung mit dem darüber folgenden Kranbuche-Horizont zusammengefaßt, da außer der Fossilführung keine petrographischen Unterschiede bestehen. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt nach den Aufschlüssen mindestens 50 m. Da die Untergrenze unbekannt ist, dürfte die Mächtigkeit erheblich größer sein. Für die genaue Abgrenzung der Sphärosiderit-Schiefer mit dem einbezogenen Kranbuche-Horizont vgl. S. 30.

Guter Aufschluß: Böschung an der Nordostseite der Straße Züschen – Mollseifen, gegenüber dem Gehöft „Kranbuche“, bei km 14,4 (R 68 270, H 68 500).

2.1.1.2. Kranbuche-Horizont (demKR)

Der Name geht auf BACHMANN (1965, S. 550) zurück, der die oberen fossilreichen Schiefer der Kondelgruppe KNIPPING's (1956, S. 20, 21) von den liegenden fossilfreien Sphärosiderit-Schiefeln abtrennte. Benannt ist dieser Horizont nach dem Gehöft „Kranbuche“, am Ortsausgang Züschen in Richtung Mollseifen.

²⁾ D = Dünnschliff, RB = Röntgenbeugung

Definition: Fossilreiche Schiefer im Hangenden der fossilereen Sphärosiderit-Schiefer und im Liegenden des Keratophyr-Horizontes K7 (= Keratophyrtuff von Züschen; vgl. S. 31).

Fauna: Aus KNIPPING's Fossiliste (1956, S. 20, 21) geht hervor, wie artenreich die Fauna dieses Horizontes ist. Eine weitere Fossiliste gibt BACHMANN (1965, S. 550), die von FARSAN (1967, S. 10,11) durch stratigraphisch wichtige Trilobitenfunde ergänzt wurde:

Otarion (Otarion) druida ERBEN
Acastellina nolens RUD. & E. RICHTER
Kayserops kochi (KAYSER)
Treveropyge rotundifrons (EMMRICH)
Leonaspis aff. *glabrata* FARSAN
Loxonema sp.
Euomphalus sp.
Platyceras sp.
„*Orthoceras*“
Tentaculites sp.
Paleonello sp.
Nuculites truncatus (STEININGER)
Schuchertella sp.
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Modiomorpha anulifera SPRIESTERSBACH
Cyrtina heteroclita (DEFRANCE)
Paraspirifer cultrijugatus (F. ROEMER)
Brachyspirifer carinatus SCHNUR
Acrospirifer mosellanus aff. *dahmeri* SOLLE
Acrospirifer maturus (SPRIESTERSBACH)
Atrypa reticularis (LINNE)
Anoplothea levigata WOLBURG
Aulacella eifeliensis (DE VERNEUIL)
Gosseletia lodanensis (FRECH)
Schellwienella hipponyx (SCHNUR)
„*Stropheodonta*“ der *interstitialis*-Gruppe
Leptaena rhomboidalis (WILCKENS)
Douvillinella bispinosa FUCHS
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Chonetes plebejus SCHNUR
Athyris sp.
Discina sp.
Arthroacantha ornata W. E. SCHMIDT
Crinoidea (Stielglieder)
Favosites sp.
Einzelkorallen

Wie in der Fossiliste bei KNIPPING (1956), überwiegen auch bei BACHMANN (1965) die Spiriferen, Choneten und Formen von *Anoplothea levigata* WOLBURG. Sie machen ca. 80 % der Gesamtf fauna aus.

Die von KNIPPING (1956) und BACHMANN (1965) beschriebenen Funde sind nach der bisherigen Kenntnis nicht nur auf das Unterdevon beschränkt. Nach

BACHMANN (1965, S. 551) stimmen seine zahlreichen Exemplare von *Acrospirifer mosellanus* aff. *dahmeri* SOLLE zwar gut mit den Aufsammlungen SOLLE's³⁾ überein; eine genaue Zuordnung dieser Form blieb jedoch unsicher. Die Unterart *Acrospirifer mosellanus dahmeri* SOLLE erlischt im Rheinischen Schiefergebirge an der Grenze Unterdevon/Mitteldevon und ist daher ein Leitfossil der Oberen Kondelgruppe.

Nach SOLLE (1942) war es vor allem die Reichweite der Form *Eodevonaria dilatata* (F. ROEMER), die die Kondelgruppe zum Hangenden hin abgrenzte. Obwohl diese Art auch im Mitteldevon der Eifel und der Wittgensteiner Mulde (Ilse-Tal bei Laasphe) auftritt, können Schichten mit dieser Form, da sie im Mitteldevon selten und nur an zwei Punkten vorkommt, „bis zum Beweis des Gegenteils“ (SOLLE 1942) in das Unterdevon gestellt werden. Die Art *Chonetes plebejus* SOLLE ist zwar nach SOLLE (1942) auch im Mitteldevon anzutreffen, bleibt aber, wie es für unseren Fall zutrifft, auf das Unterdevon beschränkt, wenn die überlagernden Mitteldevon-Schichten in Wissenbacher Fazies ausgebildet sind. Außer diesen Gründen waren es für BACHMANN (1965, S. 553) vor allem die Parallelen zwischen den unterdevonischen Oberen Tonschiefern (Blatt 4816 Girkhausen) der Oberen Zwickkopf-Folge mit dem Kranbuche-Horizont, die ihn veranlaßten, den Kranbuche-Horizont zum Unterdevon zu stellen.

Diese Folgerung BACHMANN's (1965) wird erhärtet durch den von FARSEN (1967) mitgeteilten Fund von *Kayserops kochi* (KAYSER) aus dem Kranbuche-Horizont. *Kayserops kochi* (KAYSER) ist leitend für das Oberems.

Schichtenfolge: Die Gesteine sind petrographisch den unterlagernden Sphärosiderit-Schiefern sehr ähnlich, abgesehen von der reichen Fossilführung und einem etwas größeren Carbonatgehalt.

Der Fossilreichtum innerhalb dieser Schichten ist nicht gleichmäßig über den ganzen Sattelpbereich verteilt. Lediglich am Locus typicus an der Kranbuche, im Bereich der Dumecke und nördlich von Züschen (auf der Westflanke von Höhe 643,0) sind fossilreiche Lagen aufgeschlossen.

Östlich der Nuhne werden die Ton- und Siltschiefer feinsandiger und sind weniger kalkhaltig. Verbunden damit ist eine Abnahme der Fossilführung in der gleichen Richtung.

Ein weiterer Unterschied ist, daß die „Eisengallen“ im Kranbuche-Horizont etwas kleiner sind (max. 5 cm ϕ), als im Horizont der Sphärosiderit-Schiefer.

Die meist etwas deformierten Fossilien sind sehr auffällig wegen ihrer ockergelb gefärbten Rinde, die sie immer und allseitig umgibt. Gelegentlich sind auch innerhalb der Sphärosiderite des Kranbuche-Horizontes fossile Reste erhalten.

3) Aufsammlung befindet sich im Natur-Museum Senckenberg, Frankfurt/Main

2.1.1.3. K6-Horizont (K6)

Eine Besonderheit enthalten die Schichten an der Kranbuche. Ungefähr 2 m unterhalb des K7-Horizontes liegt ein ca. 30 cm mächtiges Band eines hellen Keratophyrtuffes, das vermutlich in der gleichen Position nochmals südlich des Bahnhofes Züschen vorkommt. Vergleicht man das Profil an der Kranbuche mit der geologischen Beschreibung des Oberen Keratophyrtuffs (K6) BACHMANN's (1965, S. 545) von Blatt 4816 Girkhausen, so läßt sich folgern, daß diese Keratophyrtufflage das bisher östlichste Vorkommen des K6-Horizontes ist und daß der „Obere Tuff“ (K6) nicht im Blattgebiet Girkhausen auskeilt (vgl. BACHMANN 1965, S. 574). Gegen diese Annahme spricht allerdings der geringe Abstand der beiden Tufflagen von nur 2 m, doch ist im vorliegenden Falle eine tektonische Reduzierung der Schiefer zwischen den Tuffen nicht auszuschließen.

Zur Klärung dieser Frage wurde am Locus typicus des K7-Horizontes (Steinbruch auf der Höhe 626,3 1,1 km nordwestlich der Kirche von Züschen) eine Kernbohrung niedergebracht. Wie die Abb. 3 zeigt, beginnt die Schichtenfolge mit dem K7-Horizont, der (wegen des Bohransatzpunktes) in einer Mächtigkeit von 80 cm durchfahren wurde. Die darunter lagernden Tonschiefer entspre-

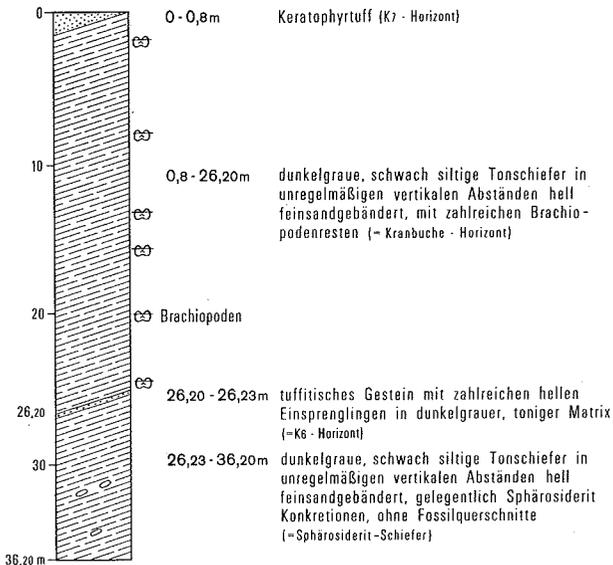


Abb. 3. Profil der Kernbohrung am Locus typicus des K7-Horizontes

chen in ihrer petrographischen Ausbildung und ihrer Fossilführung dem Kranbuche-Horizont. In einer Teufe von 26,20 m wurde ein ca. 3 cm mächtiger Tuffithorizont angetroffen, der als östlicher Ausläufer des K6-Horizontes angesehen wird. Die darunter folgenden Tonschiefer entsprechen in ihrer Ausbildung den Sphärosiderit-Schiefen.

Nach BACHMANN (1965) ist der Kranbuche-Horizont mit dem Oberen Tonschiefer auf Blatt Girkhausen zu parallelisieren, wie auch der Sphärosiderit-Schiefer dem Unteren Tonschiefer entspricht. Zwischen dem Unteren und dem Oberen Tonschiefer liegt im Blattbereich Girkhausen der K6-Horizont, ebenso wie auf Blatt Hallenberg zwischen den äquivalenten Schichten der obengenannte Tuffit erbohrt wurde. Aus diesen Vergleichen wird der Schluß gezogen, daß der Tuffit dem K6-Horizont entspricht, also der bisher östlichst gelegene Fundpunkt ist (s. Abb. 4).

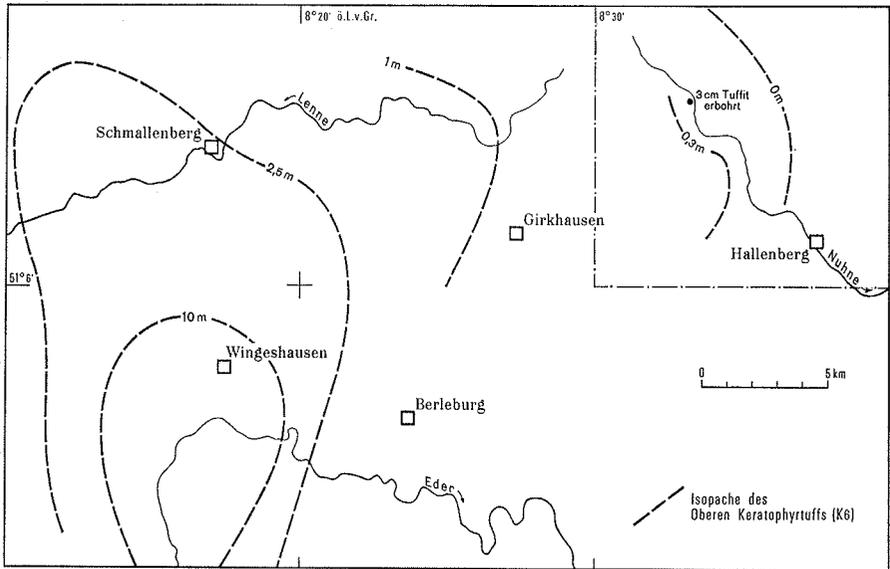


Abb. 4. Verbreitung und Mächtigkeit des K6-Horizontes (nach RIPPEL, WOLBURG, BACHMANN und eigenen Untersuchungen)

Abgrenzung und Mächtigkeit: Bei der Kartierung wurden, wie auf Seite 26 schon angedeutet, die Sphärosiderit-Schiefer und der Kranbuche-Horizont zusammengefaßt. Der Kranbuche-Horizont ist im Hangenden durch den K7-Horizont (= Keratophyrtuff von Züschen) begrenzt. Die Mächtigkeit

des Kranbuche-Horizontes beträgt ca. 30 – 35 m. Die aufgeschlossene Serie der Sphärosiderit-Schiefer umfaßt ca. 50 m.

Gute Aufschlüsse :

1. Schichtköpfe auf dem Feldweg von der Straße Züschen – Mollseifen zum HP 519,0 (R 68 340, H 68 460)
2. Böschung an der Straße Züschen – Mollseifen, gegenüber der Abzweigung zum Campingplatz Züschen (R 68 340, H 68 310)
3. Wegböschung 200 m südwestlich des Großen Niggen-Berges (R 70 400, H 70 140)
4. Böschung an der Straßenkehre südöstlich der Kirche von Züschen (R 69 420, H 68 700)
5. Wegkehre östlich der B 236 „Auf dem Sonneborn“ (R 69 180, H 69 840)

2.1.1.4. K7-Horizont (K7)

Im Blattbereich Hallenberg bezeichnete KNIPPING (1956, S. 21) den Tuff über den Schiefen der Kondelgruppe in Anlehnung an RIPPEL (1954) als „Der obere Tuff“ (K6) und stellt ihn zum Mitteldevon. BACHMANN (1965, S. 552–554) führt als neuen Namen für den oberen Tuff KNIPPING's (1956) „Züscher Keratophyrtuff (KtZ) mit fossilreicher Bank am Dach“ ein. Als Locus typicus wählte er den Steinbruch auf der Höhe 626,3, 1,1 km westnordwestlich der Kirche von Züschen.

Als neue Bezeichnung wird für diesen Horizont der Name „K7-Horizont“ eingeführt, da sich (vgl. S. 30) herausgestellt hat, daß der obere Tuff (K6) im Blattbereich Hallenberg vom Züscher Keratophyrtuff überlagert wird. Zur Anlehnung an das RIPPEL'sche Schema scheint die Bezeichnung („K7-Horizont“) gerechtfertigt. Die von BACHMANN (1965) gewählte Typuslokalität wird beibehalten.

FARSAN (1967, S. 14) bezeichnete den Züscher Keratophyrtuff bereits als Kt7, ohne jedoch die Überlappung von K6 und K7 an der Kranbuche nachzuweisen. Auch H. SCHMIDT (1965, S. 886) hatte in Anlehnung an die Folgerungen BACHMANN's (1965) schon vorgeschlagen, den Kt Z in Kt 7 umzubenennen, obwohl ihn die Gründe BACHMANN's (1965) nicht überzeugten. Er schlug vor, die Bestimmung der von FARSAN (1967) gefundenen Trilobiten abzuwarten. Wie schon oben ausgeführt, bestätigten die Trilobiten die Vermutungen von BACHMANN (1965), daß demnach der K7-Horizont noch zum Oberem gehört.

Definition: Ein 4–1 m mächtiger Keratophyrtuff-Horizont über dem Kranbuche-Horizont. Das Hangende sind stellenweise ein fossilführender Tuffit oder fossilarme Kieselgallenschiefer.

Fauna: Aus der am „Dach“ des K7-Horizontes vorkommenden Tuffitlage beschrieben KNIPPING (1956) und BACHMANN (1965, S. 552–553) eine reiche Fauna, die wiederum von FARSAN (1967, S. 19–20) durch Trilobitenfunde ergänzt wurde:

Cornuproetus (Cornuproetus) cf. midas ERBEN
Paralejurus dormitzeri (BARRANDE)
Phacops sp.
Proetus (Proetus) aff. bohemicus
Kayserops kochi (KAYSER)
Acastoides henni (RUD. RICHTER)
Cyrtina heteroclita (DEFRANCE)
Paraspirifer cultrijugatus (F. ROEMER)
Acrospirifer mosellanus SOLLE
Uncinulus pila (SCHNUR)
Camarotoechia tetratoma (SCHNUR)
Rhynchonella sp.
Atrypa reticularis (LINNE)
Atrypa zonata (SCHNUR)
Anoplothea venusta (SCHNUR)
Bifida lepida (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL)
Anoplothea levigata WOLBURG
Platyorthis cf. circularis (SCHNUR)
Strophomena sowerbyi BARRANDE
Schellwienella hipponyx (SCHNUR)
Schizophoria sp.
Stropheodonta der *interstitialis*-Gruppe
Schuchertella sp.
Leptostrophia explanata (SOWERBY)
Leptaena rhomboidalis (WILCKENS)
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Anoplia nucleata (HALL)
Chonetes plebejus SCHNUR
Athyris macrorhyncha (SCHNUR)
Athyris sp.
Gypidula galeata (DALMAN)
Arthroacantha ornata W. E. SCHMIDT
Cladochonus sp.
Favosites sp.
Pleurodictyum selcanum GIEBEL
 Einzelkorallen
 Crinoiden (Stielglieder)

Durch die Funde von zwei Trilobitenpygidien von *Paralejurus dormitzeri* (BARRANDE) und eines Brachiopodenabdrucks von *Strophomena sowerbyi* BARRANDE wurde KNIPPING (1956) vermutlich veranlaßt, den K7-Horizont bereits zum Mitteldevon zu stellen. Nach BACHMANN (1965, S. 553) schließt sich die Fauna vom Dach des K7-Horizontes eng an diejenige des Kranbuche-Horizontes an. Außerdem sind die den K7-Horizont überlagernden Langewiesener Schichten fossilarm und petrographisch deutlich anders, so daß allein aus diesen Gründen schon eher ein unterdevonisches Alter für diese Schichten in Frage kommt. Auch spricht das Vorkommen von *Atrypa reticularis* (L.), *Eodevonaria dilatata* (F. ROEMER), *Acrospirifer mosellanus* SOLLE, *Anoplothea venusta* (SCHNUR) und *Chonetes plebejus* SCHNUR eher für ein unterdevonisches Alter, da die genannten Arten in den Kieselgallenschiefern nur noch vereinzelt vorkommen oder aussterben.

Von FARSAN (1967, S. 19) wird auch aus dem Tuffit über dem Keratophyrtuff *Kayserops kochi* (KAYSER) beschrieben, der danach sowieso zum Oberem gestellt werden muß.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Eine genaue Beschreibung erfolgt im Kapitel 4, Vulkanische Ablagerungen (s. S. 132).

Schichtenfolge: Der K7-Horizont läßt die Zerlegung des Züscher Sattels in zahlreiche Spezialsättel erst deutlich werden. Da der unterlagernde Kranbuche-Horizont nur im westlichen Teil des Sattels fossilführend ist, könnte ohne den K7-Horizont keine Trennung der mitteldevonischen von den unterdevonischen Schichten erfolgen.

Am Locus typicus, im Steinbruch am HP 626,3, beträgt die Mächtigkeit der vulkanischen Ablagerungen ca. 2,7 m.

Soweit sich die Beobachtungen von RIPPEL (1954, S. 416–417) auf die obige Lokalität beziehen, können sie nur teilweise bestätigt werden, während die von KNIPPING (1956, S. 22) und BACHMANN (1965, S. 552) sich mit den eigenen decken.

Der Keratophyrtuff ist am Locus typicus deutlich gebankt und innerhalb der Bank geschichtet; diese Schichten sind nochmals fein- und feinstgeschichtet. Die Gesteine bestehen aus einer Wechsellagerung von grob- und feinkörnigen Tufflagen, die eine weiße bis weißgelbliche Farbe besitzen. Einzelne Feldspatleisten fallen auf wegen ihrer rötlichen Färbung und ihrer Größe, die im Durchschnitt 3 – 5 mm beträgt. Gelegentlich enthalten die Tuffe Schieferfetzen, die in sehr groben Lagen bis zu 5 cm groß sind. Lagenweise tritt eine deutliche Gradierung der Tuffe auf, die nach oben in eine vollkommen dichte, muschelrig brechende Keratophyrtufflage übergeht. Von der Ostwand des Bruches beschrieb RIPPEL (1954, S. 416, 417, Abb. 12) im Zentimeter-Bereich gefaltete Tufflagen und hielt sie für tektonische Kleinfalten, entstanden durch inkompetentes Verhalten weniger fester Bänke gegenüber festeren Lagen bei der räumlichen Einengung.

Dagegen spricht aber, daß die „Faltung“ nur in einer geringmächtigen Lage auftritt und daß Schichten gleicher Ausbildung nicht verformt sind. Weiterhin weicht die Streichrichtung der Kleinfaltenachsen von der Streichrichtung der Achsen einer höheren Ordnung ab. Die Differenz beträgt bis zu 30°.

BACHMANN (1965, S. 552) beobachtete richtig, daß es sich hier nicht um eine Fältelung, sondern um Fluidaltextur handelt, zumal im Bankinneren die „Faltung“ deutlicher ausgeprägt ist und nach oben und unten abnimmt.

Über dem Keratophyrtuff liegt am Locus typicus (heute nur in einem Schurf aufgeschlossen) ein 30 – 50 cm mächtiger Tuffhorizont, der den Komplex des K7-Vulkanismus nach oben abschließt.

Die Matrix des fossilführenden Tuffits ist dunkelgrau, tonig bis schwach siltig und glimmerhaltig. Die Einsprenglinge sind eckig, weißlich bis rötlich gefärbt und können bis zu 8 mm groß werden. Bei der Verwitterung entsteht oft ein poröses Gefüge, da die Fossilien und vulkanischen Einsprenglinge weniger widerstandsfähig sind als das Bindemittel. Außerdem wurden am Sonneborn einige „Tuffkügelchen“ mit einem Durchmesser bis zu 4 cm gefunden, die an die kugelige Verwitterung des Deckdiabases in der Lahn-Dill-Mulde denken lassen.

Außer am Locus typicus tritt die Tuffitlage nochmals im Steinbruch 1 km nördlich von Züschen auf. Aus ihr stammt auch die größte Anzahl der auf Seite 32 angeführten Fossilien. Weiter östlich gelegene Vorkommen sind nicht bekannt. Ebenso ist die deutliche Schichtung des Keratophyrtuffs auf den Locus typicus beschränkt.

RIPPEL (1954) ebenso wie BACHMANN (1965) vermuteten, daß das Ausbruchszentrum der K7-Vulkanite im östlichen Bereich des Blattgebietes gelegen habe. Diese Vermutung kann insofern bestätigt werden, als daß die Mächtigkeit des K7-Horizontes am östlichsten Vorkommen (Wernsdorfer Kirche) ca. 4 m beträgt und nach Westen abnimmt.

Sowohl im Westen als auch im Osten tauchen die Kernschichten des Züscher Sattels ab und entziehen sich somit einer direkten Beobachtung.

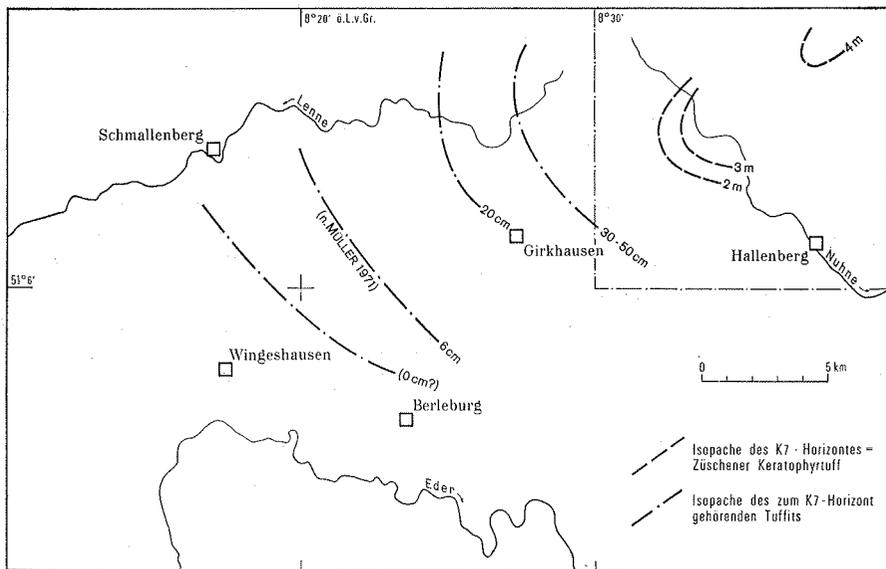


Abb. 5. Verbreitung und Mächtigkeit des K7-Horizontes (nach RIPPEL, WOLBURG, BACHMANN und eigenen Untersuchungen)

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung des K7-Horizontes bleibt weder zum Liegenden noch zum Hangenden problematisch, da sich die vulkanischen Ablagerungen deutlich von den klastischen unterscheiden.

Abb. 5 zeigt, daß die größte beobachtete Mächtigkeit an dem nach Nordosten abtauchenden Spezialsattel an der Wernsdorfer Kirche im Orke-Tal auftritt und dort ca. 4 m beträgt. Im Westen, wo der Züscher Sattel nach Südwesten abtaucht, beträgt die Mächtigkeit noch 1 – 2 m. Die Schichten werden von Osten nach Westen nicht stetig geringmächtiger, sondern es treten geringe Schwankungen auf, die vermutlich durch ein vorgegebenes Kleinrelief bei der Sedimentation oder tektonisch bedingt sind.

Gute Aufschlüsse:

1. Steinbruch auf der Höhe 626,3 m, 1,1 km westnordwestlich der Kirche von Züschen (R 68 310, H 69 180)
2. Steinbruch 1 km nördlich von Züschen, unmittelbar östlich der B 236 (R 69 080, H 70 040)
3. mehrere Aufschlüsse des Keratophyrteilsattels im Orke-Tal an der Wernsdorfer Kirche (R 71 120, H 72 300)
4. Wegkehre östlich der B 236 „Auf dem Sonneborn“ (R 69 180, H 69 840)
5. südwestlich des Bahnhofes Züschen, Böschung am Weg zur Müllkippe (R 70 100, H 68 700)
6. Wegböschung 300 m südwestlich der Dumecke (R 67 700, H 68 980)
7. Bahneinschnitt oberhalb des Wassertretbeckens in Züschen (R 68 960, H 69 120 bis R 68 970, H 69 140)

2.1.1.5. Bemerkungen zur Grenze Ems-/Eifel-Stufe

Die unveröffentlichten Ergebnisse der Diplomarbeit von FARSAN (1967) ermöglichen eine Diskussion über die Lage der Grenze in dieser Gegend im Zusammenhang mit den bisher veröffentlichten Bemerkungen zu dieser Frage.

RIPPEL (1954, S. 435) läßt an der Oberkante des K6-Horizontes im Sauerland das Unterdevon enden, bemerkt aber zum K7-Horizont (den er noch für den K6 hielt) auf Blatt Hallenberg, daß dessen Parallelisierung mit dem Hauptverbreitungsgebiet faunistisch noch zu überprüfen sei.

Die eigenen Untersuchungen ergaben, daß der K7-Horizont des Züscher Sattels jünger ist und an der Kranbuche vom K6-Horizont unterlagert wird (BACHMANN 1965).

KNIPPING (1956) hingegen legt die Grenze Ems-/Eifel-Stufe an die Unterkante des Keratophyrtuffs und bezeichnet ihn ebenfalls wie RIPPEL (1954) als „Oberer Tuff“ (K6).

KNIPPING verglich seine Funde von *Paralejurus dormitzeri* BARRANDE mit den gleichen Formen aus dem Leuner Schiefer (BURHENNE 1899, S. 19) und wies daraufhin seinem K6-Horizont ein mitteldevonisches Alter zu. Dabei ist aber

das genaue Alter des Leuner Schiefers nicht gesichert (SOLLE 1942, S. 184). Nach CHLUPAC (1959) reicht die Form *Paralejurus dormitzeri* BARRANDE von der Oberems- bis in die Obere Eifel-Stufe. Diese Art ist daher für eine Grenz-ziehung ungeeignet, ebenso wie die Form *Strophomena sowerbyi* BARRANDE. BACHMANN (1965) legt die Grenze Unterdevon/Mitteldevon wie RIPPEL (1954) an die Obergrenze des Tuffithorizontes und nennt den K7-Horizont „Kerato-phyrntuff von Züschen“. Gleichzeitig folgert er, daß dieser jünger ist als der K6-Horizont. Besonders das Vorkommen von *Atrypa reticularis* (LINNE), *Eodevonaria dilatata* (F. ROEMER), *Acrospirifer mosellanus* SOLLE, *Anoplothecca venusta* (SCHNUR) und *Chonetes plebejus* SCHNUR innerhalb der Tuffitbank veranlaßten BACHMANN (1965), die Grenze an diese Stelle zu legen.

H. SCHMIDT (1965, S. 886) äußert dazu folgendes: „Der jüngere Tuff, den man jetzt tk7 nennen sollte, ist der von Züschen, der von bisherigen Bearbeitern irrtümlich dem tk6 zugerechnet wurde. Dicht über ihm liegt eine etwas andere Fauna, die von KNIPPING (1956) schon als mitteldevonisch angesprochen wurde. BACHMANN möchte sie noch als unterdevonisch bestimmen; indessen konnten mich seine Gründe nicht überzeugen. Ich schlage daher vor, daß die Bestimmung der bereits dort gefundenen weiteren Triboliten abgewartet wird.“ Die Tribolitenfaunen, die H. SCHMIDT meint, sind inzwischen von FARSAN (1967) bearbeitet worden, wobei die Arten *Kayserops kochi* (KAYSER), *Acastoides henni* (R. RICHTER) und *Paralejurus dormitzeri* (BARRANDE) von Bedeutung sind. Nach R. & E. RICHTER (1952), SOLLE (1942) und ERBEN (1962) ist *Kayserops kochi* (KAYSER) eine Leitform für die Obere Ems-Stufe. *Acastoides henni* (R. RICHTER) ist nach den gleichen Autoren ebenfalls auf die Oberems-Stufe beschränkt. Damit gehören die Faunen aus dem oberen Abschnitt des K7-Horizontes einwandfrei zum Unterdevon; die überlagernden Kieselgallenschiefer werden hier zum Mitteldevon gerechnet.

Mitteldevon

2.1.2. Eifel-Stufe

Die Beschreibung der Schichten der Eifel-Stufe erfolgt nach folgendem Schema:

nördlich des Züschener Sattels	südlich des Züschener Sattels
Ramsbecker Schichten (Astenfolge)	Raumländer Schichten
Fredeburger Schiefer	Berleburger Schichten
Langewiesener Schichten	

Diese von BACHMANN (1965) aufgestellte Gliederung zeigt eine unterschiedliche Entwicklung der Gesteine oberhalb der Langewiesener Schichten nord-westlich und südöstlich des Züschener Sattels. Die Gliederung der Schichten erfolgt ausschließlich nach lithologischen und anderen faziellen Unterschieden, so daß die auf der geologischen Karte ausgeschiedenen Grenzen nicht unbedingt Zeitgleichheit bedeuten.

In keinem Falle war es innerhalb der Eifel-Stufe möglich, eine nach lithologischen Gesichtspunkten gezogene Grenze biostratigraphisch zu untermauern.

Nach Vergleichen mit den Nachbargebieten gehören die von KNIPPING (1956) und BACHMANN (1965) beschriebenen Faunen der Langwiesener Schichten in die Reichweite des *Anarcestes lateseptatus* BEYRICH. Die höheren Fredeburger Schiefer bis zu dem Dachschiefer-Horizont der Raumländer Schichten gehören in die Zone des *Werneroceras ruppachense* KAYSER. Die Untergrenze der Eifel-Stufe ist festgelegt durch den K7-Horizont (vgl. S. 36). Die Obergrenze Eifel-/Givet-Stufe wurde in Anlehnung an die nach Westen und Südwesten anschließenden Blätter bestimmt, ohne daß dafür genaue biostratigraphische Belege vorliegen.

2.1.2.1. Langwiesener Schichten (deL)

Die Unteren Schichten der Eifel-Stufe, die Langwiesener Schichten, wurden von BACHMANN (1965, S. 554) nach dem Dorf Langwiese auf Blatt Girkhäuser benannt und von ihm auch als solche im westlichen Bereich von Blatt Hallenberg ausgeschieden. Die Langwiesener Schichten sind zeitgleich mit den von KNIPPING (1956, S. 24) auf Blatt Hallenberg kartierten „unteren Wissenbacher Schiefen“. Dem Begriff von BACHMANN (1965) wird deswegen der Vorzug gegeben, weil die Bezeichnung „untere Wissenbacher Schiefer“ bereits eine Deutung der faziellen Ausbildung enthält, die nicht für den gesamten Schichtenkomplex zutreffend ist.

Im westlich anschließenden Gebiet (vgl. Tab. 3), auf Blatt 4816 Girkhausen (Westteil), umfassen die Langwiesener Schichten den mitteldevonischen Anteil der *cultrijugatus*-Schichten und die Schmallenberger Schiefer (WOLBURG 1933). Auf Blatt 4716 Bödefeld entsprechen ihnen die Brabecker Schichten (EBERT 1965) und auf dem Südflügel der Elspen Mulde (Blatt 4814 Altenhunden) die *Orthocrinus*-Schichten und die Stöppeler Tonschiefer (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922).

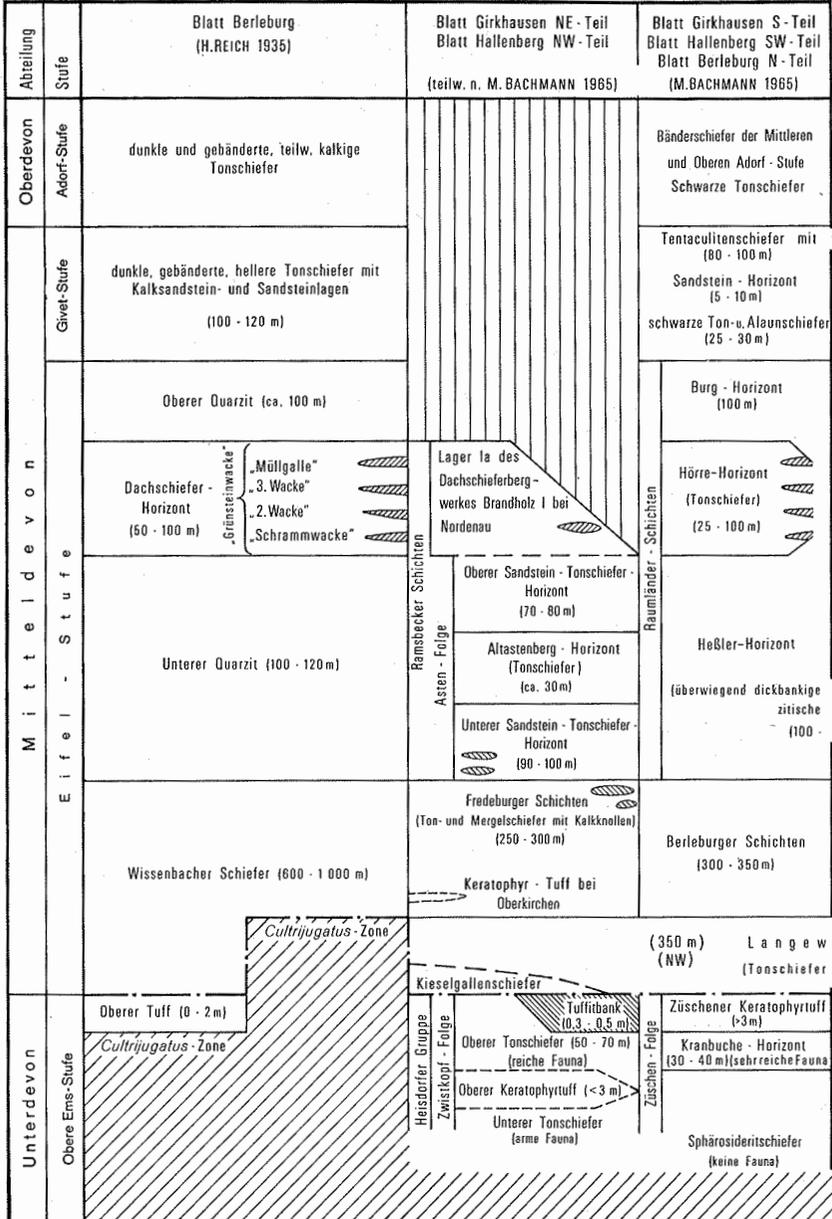
Definition: Dunkelgraue, vorwiegend rauhe Silt- und Tonschiefer mit charakteristischen Kieselgallen über dem K7-Horizont.

Fauna: Die bestimmenden Faunen der Langwiesener Schichten sind Crinoiden, kleinwüchsige Brachiopoden und Einzelkorallen. Die im Unterdevon vorherrschenden Brachiopoden (Spiriferen) spielen kaum noch eine Rolle. Die Faunenhäufigkeit nimmt von Westen nach Osten ständig ab und ist gleichmäßig über die gesamte Schichtenfolge verteilt. Lediglich an der Straße Mollseifen – Züschen bei km 11,4 und im Brekergrund, östlich Höhe 629,0, kommen in schwach karbonatischen Schiefen Fossilien gehäuft vor. Nach KNIPPING (1955, S. 25, 26) und BACHMANN (1965, S. 556) ist die Fauna nicht sehr individuenreich und besteht aus folgenden Formen:

Phacops (Phacops) fecundus degener BARRANDE
Phacops (Phacops) fecundus cf. degener BARRANDE
Orthoceras sp.
Loxonema sp.

Tabelle 3

Schichtenfolge des Unter- und Mitteldevons auf Blatt Hallenberg und Vergleiche mit Nachbargebieten

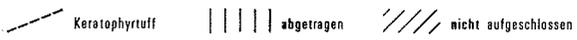


„Grünsteinwacke“

Tuffit

Lage der Grenze du/dm der einzelnen Bearbeiter

Blatt Hallenberg W-Teil		Blatt Hallenberg E-Teil		Blatt Hallenberg	
SW-Teil	NW-Teil	südlich	nördlich	Norden	Süden
		des Züschenener Sattel			
		(nach K. LEUTERITZ 1972)		(H.D. KNIPPING 1956)	
Bänderschiefer, teilw. kalkig mit Flinzkalcken schwarze Tonschiefer (40 - 50 m)		Bänderschiefer, teilw. kalkig mit Flinzkalcken und Kellwasser - Kalkschwarze Tonschiefer (40 - 50 m)			nicht gegliedert
Kalksandsteinbänken (50 - 70 m)		dunkle z.T. mergelige Tonschiefer u. Siltsteine, mit geringmächtigen hellen Sandsteinen, gelegentlich Kalkkonkretionen (70 - 80 m)			nicht gegliedert
helle Sandsteine (10 m)		Oberer Quarzit = Burg - Horizont (ca. 100 m)			Wilzenberg - Schichten
dunkle Tonschiefer (20 m)		dunkle Tonschiefer und Siltstiefer, wechsellagernd mit hellen dünnbankigen Sandsteinen (50 - 100 m)			
Oberer Quarzit = „Burg - Horizont“ (ca. 100 m)					
dunkle und schwarze Tonschiefer, selten Siltstiefer, mit hellen dünnbankigen Sandst. (50 - 60 m) Dachstiefer-Folge					
Unterer Quarzit = Heßler-Horizont Quarzite und quar-Sandsteine 120 m	Oberer Sandstein - Tonschiefer - Horizont	Unterer Quarzit = Heßler-Horizont	Oberer Sandstein - Tonschiefer-Horizont (70 - 80 m)	Wilzenberg - Schichten	Schichten (150 m)
	Altastenberg-Horizont (überw. Tonschiefer) (35 m)	dickbankige Quarzite u. quarzitische Sandsteine (80 - 120 m)	Altastenberg - Horizont (überw. Tonschiefer) (35 m)	Obere Wissenbacher Schiefer (80 m)	
	Unterer Sandstein - Tonschiefer - Horizont (ca. 100 m)		Unterer Sandstein - Tonschiefer-Horizont (50 - 70 m)		
Berleburger Schichten (300 - 350 m) (Ton-, Silt- und Mergelschiefer mit Kalkknollen)	Fredeburger Schiefer (250 - 300 m) (Ton-, Silt- u. Mergelschiefer mit Kalkknollen u. -bänken)	Berleburger Schichten (300 - 350 m) (Ton-, Silt- und Mergelschiefer)	Fredeburger Schiefer (250 - 300 m) (Ton-, Silt- und Mergelschiefer)	(Tonschiefer mit Kalkknollen) Mittlere Wissenbacher Schiefer (150 m)	„Mittlere u. Obere Wissenbacher Schiefer in südl. Entwicklung“
iesener Schichten mit einzelnen Kieselgallen (250 m) (SE)				Tonschiefer Untere Wissenbacher Schiefer (150 m) Kieselgallenschiefer	
	< 3 m Keratophyrtuff (K7)	(bis 4 m)		Oberer Tuff (K6)	
	Kranbuche-Horizont (30 - 35 m) (sehr reiche Fauna)				
	Oberer Keratophyrtuff (Tuffit) (3 - 30 ? cm) (K6)				Schiefer der Kondelgruppe
	Sphärosiderit-Schiefer (keine Fauna)				



„Pleurotomaria“ sp.
Euomphalus sp.
Nucula cf. confluentina BEUSHAUSEN
Cyrtina heteroclita (DEFR.)
Paraspirifer cultrijugatus (F. ROEMER)
Acrospirifer intermedius (SCHLOTHEIM)
Camarotoechia hexatoma (SCHNUR)
Rhynchonella sp.
Palaeferella sp. rhenana SPIESTERSBACH
Plectospira ferita (v. BUCH)
Atrypa reticularis (LINNE)
Atrypa zonata (SCHNUR)
Atrypa cf. zonata (SCHNUR)
Anoplotheca levigata WOLBURG
Bitida lepida (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL)
Aulacella eifeliensis (DE VERNEUIL)
 „*Stropheodonta*“ der *interstitialis*-Gruppe
Leptostrophia schmallenbergensis WOLBURG
Douvilinella filifer (W. E. SCHMIDT)
Chonetes sacrinulatus (SCHLOTHEIM)
Chonetes plebejus SCHNUR
Chonetes minuta GOLDFUSS
Leptaena rhomboidalis (WILCKENS)
Athyris sp.
Arthroacantha ornata W. E. SCHMIDT
Cladochonus sp.
 Crinoiden
 Einzelkorallen

Schichtenfolge: Die Langwiesener Schichten nehmen im Blattgebiet Hallenberg große Flächen ein und erreichen teilweise eine Ausstrichbreite von ca. 4 km. In relativ einheitlicher Entwicklung bilden sie die Flanken der Kernschichten des Züscherer Sattel auf einer Strecke von ca. 5 km. Weiter nach Südwesten und Nordosten sind sie die allein kennzeichnenden Schichten infolge Abtauchen des Sattels.

Die Gesteine bestehen vorwiegend aus dunkelgrauen siltigen und tonigen Schiefen. Oft ist der Siltgehalt angereichert und verleiht den Tonschiefern einen gefaserten oder gebänderten Charakter. Die Flaserung und Bänderung ist immer heller als die umgebenden dunkelgrauen Tonschiefer und in der Regel 1 – 5 mm dick. Die Bänder sind meist leicht gefältelt und erinnern an „convolute bedding“. Einzelne Bänder gehen glatt durch, so daß die Fältelung nicht auf tektonische Vorgänge zurückzuführen ist. In einigen Bereichen ist die Bänderung besonders ausgeprägt, wie z. B. östlich der chemischen Fabrik Züschen an der B 236, oder kann fehlen, wie z. B. westlich des Denzerhammers und des Gasthauses Sonneborn.

In der Regel sind die dünnen Bänder in unregelmäßigen vertikalen Abständen eingelagert, oft in Abständen bis zu mehreren Metern. Gelegentlich sind die Gesteine dickbankig abgesondert und nur noch undeutlich geschiefert.

Das wird verursacht durch einen schwankenden Carbonatgehalt, der den Schichten eine dunkelbraune bis rostbraune Farbe verleiht. Eine Bänderung oder Flaserung ist nicht vorhanden.

An einigen Lokalitäten, wie z. B. im Ortsmittelpunkt von Züschen, am Abzweig der Straße nach Mollseifen von der B 236 und im Steinbruch an der Shell-Tankstelle in Züschen kommen ca. 10 cm mächtige stark karbonatische Lagen vor, die aber auf den Schieferungsflächen sitzen. Bei kleineren Aufschlüssen ist deshalb ohne eine Bänderung die Schichtfläche nicht festzulegen.

Besonders charakterisiert werden die Langwiesener Schichten durch das Vorkommen von Kieselgallen, die sie deutlich von den liegenden und hangenden Gesteinen unterscheiden. Die Kieselgallen sind vorwiegend ellipsoid, seltener kugelig ausgebildet. Der Durchmesser der Kieselkonkretionen in Richtung der längsten Achse beträgt meist 5 – 10 cm. Gelegentlich sind dünne Tonschieferlagen verkieselt, die zusammen mit den Kieselgallen auch bei der Lesesteinkartierung die Langwiesener Schichten gut markieren. Im zentralen Bereich des Züscher Sattels folgen die Kieselgallenlagen in regelmäßigen Abständen von ca. 25 cm übereinander. Vom Bereich des Ortsmittelpunktes Züschen (Hotel Peters) nach Süden sind Kieselgallen bis an die Oberkante der Langwiesener Schichten ausgebildet. Nördlich und westlich von Züschen sind sie nur im unteren Abschnitt häufig und nehmen zu Hangenden ständig ab oder können völlig fehlen, so daß dann die Grenzziehung zum Hangenden problematisch ist.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung:
Für die petrographische Untersuchung wurden drei Proben von verschiedenen Lokalitäten entnommen.

Bei Probe 17 (R 69 360, H 70 440; D 2343, RB 9674) und Probe 27 (R 70 440, H 68 780; D 2354, RB 9688) handelt es sich jeweils um einen siltigen Tonschiefer oder schwach siltigen Tonschiefer.

Die tonige Matrix besteht nach GRÜNHAGEN (1971) aus Chlorit, Serizit und feinstkörnigem Quarz. Der Siltanteil wird vorwiegend von eckigen bis abgerundeten Quarzen von max. 60 μm ϕ , neben albitisierten (?) Plagioklasen, Muskovit- und Biotitschüppchen, sowie Chloritblasten gebildet. Der Siltanteil ist sehr ungleichmäßig verteilt. Er ist z. T. in die tonige Matrix eingestreut, meist bildet er aber kleine Linsen, die vermutlich durch Rutschungsbewegungen des noch unverfestigten Sedimentes entstanden sind. In diesen kleinen, stark siltigen Bereichen ist z. T. (felsquarzitische) Korn-an-Korn-Bindung ausgebildet.

Gewisse Unterschiede zu den beiden erstgenannten Gesteinen von verschiedenen Fundpunkten zeigt die Probe 26 (R 68 340, H 68 360; D 2352, RB 9687). Neben den tonigen Bestandteilen Chlorit, Serizit und feinstkörnigem Quarz

(zus. 79 Vol.-%) und einem Siltanteil von 14 Vol.-% (überwiegend eckige bis angerundete Quarze bis 60 $\mu\text{m } \phi$) bestehen 7 Vol.-% des Mineralbestandes aus Dolomit und Calcit in mikrosparitischer Ausbildung.

Allen Proben der Langewiesener Schichten ist gemeinsam, daß die zwar makroskopisch gut erkennbare Schieferung im Schliﬀ lediglich in der Nachbarschaft der Schieferungsflächen durch eine Einregelung des Serizites erkennbar ist.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Langewiesener Schichten sind zum Liegenden deutlich abzugrenzen durch den K7-Horizont. Die für diese Schichten charakteristischen Kieselgallen reichen nur südlich von Züschen bis an die Obergrenze und fehlen in den Berleburger Schichten völlig. Hier ist also die Grenzziehung sehr einfach möglich. In den übrigen Bereichen des Züscher Sattels kommen nur vereinzelt Kieselgallen bis zu Oberkante vor oder fehlen. Bei völligem Fehlen der Kieselgallen ist man bei der Grenzziehung auf Vergleiche mit den Nachbargebieten angewiesen.

Die Mächtigkeit beträgt ca. 250 – 350 m. Die unterschiedliche Häufigkeit der Kieselgallen und der wechselnde Silt- und Feinsandgehalt sind Anhaltspunkte für primäre aber nicht näher erkennbare Mächtigkeitsschwankungen zwischen den obengenannten Werten, will man nicht nur das tektonische Geschehen als Erklärung heranziehen.

KNIPPING (1956) gibt für seine „unteren Wissenbacher Schiefer“ eine Mächtigkeit von 150 m an, die nach den eigenen Beobachtungen jedoch zu niedrig angesetzt wurde.

Gute Aufschlüsse:

1. nördliche bzw. nordöstliche Böschung an der B 236 im Bereich der Ortschaft Züschen (R 69 400, H 68 840 bis R 70 480, H 68 770)
2. nordöstliche Böschung an der B 236, südöstlich von Züschen (R 70 610, H 68 650 bis R 70 920, H 68 200)
3. östliche steile Böschung an der B 236 nördlich von Züschen, unmittelbar südlich des „Denzerhammer“ (R 69 020, H 70 320 bis R 69 060, H 70 100)
4. Klippenzone an der Nordwestflanke des Birkenstein, unmittelbar südöstlich der Straße von Mollseifen nach Züschen (R 65 900, H 69 400 bis R 65 620, H 69 200)
5. südöstliche Talseite des Flachengrundes, nordöstlich des HP 563,7 (R 66 000, H 67 360 bis R 66 260, H 67 900)
6. Bahneinschnitt an der Strecke Winterberg – Züschen (R 67 940, H 70 800 bis R 68 900, H 69 900)
7. Steinbruch an der Nordseite des Orke-Tales, innerhalb der Mark Wernsdorf (R 70 820, H 72 520)

2.1.2.2. Berleburger Schichten (südlich des Züscher Sattels) (deB)

Die Bezeichnung „Berleburger Schichten“ wurde von BACHMANN (1965, S. 560) eingeführt. Nach ihm sind danach die „Wissenbacher Schiefer“ (= Schieferstufe von REICH 1935 a, S. 9) auf Blatt Berleburg und die „mittleren und oberen Wissenbacher Schiefer in südlicher Entwicklung“ von KNIPPING (1956, S. 30) auf Blatt Hallenberg zu verstehen.

Auf Blatt 4916 Berleburg hatte REICH (1935 a, S. 9) die Wissenbacher Schiefer zwischen der *cultrijugatus*-Zone im Liegenden und der Quarzit-Stufe im Hangenden ausgeschieden. Er erkannte jedoch bereits aufgrund des häufigen Fehlens des Oberen Tuffes (K6), daß wegen der relativ gleichen petrographischen Ausbildung eine Grenzziehung zwischen den Schichten der *cultrijugatus*-Zone und den Schichten der Wissenbacher Schiefer erhebliche Schwierigkeiten bereitete.

Bei der Kartierung des Blattes 4316 Girkhausen nach Südwesten erkannte BACHMANN (1965), daß sich seine Langwiesener Schichten (Schichten über dem „Oberen Tuff“) auf Blatt 4916 Berleburg fortsetzen, z. B. in das Gebiet des Forstes Paulsgrund. Von REICH (1935 a) wurden diese Schichten wegen des Fehlens des K6-Horizontes teilweise noch zur *cultrijugatus*-Zone gerechnet. Dieses Beispiel macht deutlich, daß unter dem Namen „Wissenbacher Schiefer“ im Sinne von REICH (1935 a) heute unterschiedlich alte Schichten zu verstehen sind.

KNIPPING (1956) erkannte richtig, daß seine „mittleren und oberen Wissenbacher Schiefer“ südlich des Züscher Sattels nicht mehr zu trennen sind. Ferner ergab die eigene Kartierung, wie schon BACHMANN (1965, S. 560) beschrieb, daß Teile der „oberen Wissenbacher Schiefer“ KNIPPING's (1956), nördlich des Züscher Sattels, seinen „mittleren Wissenbacher Schiefen“ (= Fredeburger Schiefer) entsprechen. Um hier Verwechslungen vorzubeugen, kann für die Kartierung des Blattes Hallenberg nur dem Vorschlag von BACHMANN (1965, S. 560) gefolgt werden, einen nicht vorbelasteten Namen neu einzuführen.

Definition: Graubraune, gelegentlich siltige Tonschiefer mit dunkelgrauen Tonschiefern und Kalkkonkretionen im oberen Bereich.

Fauna: Verglichen mit den liegenden Langwiesener Schichten und den gleichalten Fredeburger Schiefen nördlich des Züscher Sattels sind die Berleburger Schichten relativ fossilarm. Lediglich im oberen Drittel dieser Schichtenfolge kommen einige Brachiopoden (*Cyrtina heteroclitia* DEF.) und kleine Spiriferen vor. In Kalkknollen im Bäche-Tal fand KNIPPING (1956, S. 31, 32) vor allem Lamellibranchiaten, Gastropoden, Orthoceren, Trilobiten und Goniatiten. Vom gleichen Fundpunkt bei R 70 560, H 67 110 stammt aus frischen Kalkknollen folgende Conodontenfauna:

Icriodus sp.

Polygnathus kockelianus BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus cf. *robusticostatus* BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus webbi STAUFFER

Polygnathus xylus STAUFFER

Datierung: *kockelianus*-Zone = Obere Eifel-Stufe.

Ebenfalls aus Kalkknollen stammt eine Conodontenfauna von der B 236 unmittelbar nördlich HP 452,0 bei R 70 970, H 68 140:

Icriodus sp.
Polygnathus webbi STAUFFER
Polygnathus xylus STAUFFER

Datierung: oberer Teil der *bidentatus*-Zone bis *kockellanus*-Zone = Obere Eifel-Stufe.

Alle übrigen Conodontenproben enthalten, wie die beiden conodontenführenden Proben, zahlreiche Tentaculiten und Styliolinen, jedoch ohne bestimmbare Formen.

Schichtenfolge: Die Berleburger Schichten, auf der Südflanke des Züscher Sattels gelegen, besitzen am westlichen Blattrandgebiet eine Ausstrichbreite von ca. 2,5 km, bedingt durch eine großenteils verborgene Spezialfaltung, die besonders deutlich am Weg südlich des Ahrenkopfes aufgeschlossen ist. In Streichrichtung wird die Breite des Ausstreichens infolge der Abnahme der Spezialfaltung geringer, und südlich der Wacht bei Züschen beträgt sie nur noch 450 m.

Am Störungssystem des Liese-Tales sind die Berleburger Schichten ca. 3 km nach Nordwesten versetzt. Dort erstrecken sie sich vom Lagerstein bis zur Hohen Schlade mit stark wechselnder Ausstrichfläche.

Die Berleburger Schichten bestehen vorwiegend aus graubraunen, in unregelmäßigen vertikalen Abständen hellgebänderten Tonschiefern. Gelegentlich sind die Tonschiefer durch einen gewissen Siltgehalt etwas rau, der teilweise so hoch wird, daß er zu dünnen, manchmal geflaserten Bändern zusammentritt. Im nordöstlichen Blattgebiet, im Bereich des Immensteins, ist der Siltanteil so beträchtlich, daß bis zur Obergrenze der Berleburger Schichten ca. 2 cm mächtige graue Siltbänder mit ebenfalls 2 cm mächtigen Tonschieferpartien wechsellagern. In der Regel nimmt jedoch der Siltgehalt zum Hangenden hin ab, und die dünnschiefrigen graubraunen Schiefer werden dunkler und entsprechen lagenweise dem Typ nach den echten Wissenbacher Schiefern der Dill-Mulde. Vereinzelt kommen im oberen Drittel innerhalb der dunklen, schwach glimmerhaltigen Tonschiefer blaugraue, z. T. spätige Kalkknollen bis zu 10 cm ϕ vor, die die auf S. 43 erwähnten Faunen enthalten.

Die graubraune Grundfarbe der Berleburger Schichten, ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal zu den liegenden Schichten, wird durch einen höheren Carbonatgehalt hervorgerufen.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Probe 28 (R 71 120, H 67 750; D 2355, D 2370, RB 9689). Dabei handelt es sich um einen schwach geschieferten Tonstein, der dolomit- und calcitführend ist.

Die Tonfraktion des Gesteins setzt sich (GRÜNHAGEN 1971) aus Chlorit, Serizit und auffallend viel feinstkristallinem Quarz zusammen. Der geringe Siltanteil besteht aus eckigen bis angerundeten Quarzen von max. 50 μm ϕ sowie untergeordnet Feldspäten, vor allem albitisierten (?) Plagioklassen und Muskoviten. Eine Anzahl der Muskovite ist randlich in Chlorit umgewandelt. Ein Teil der verstreut zu beobachtenden Chloritblasten (Größe bis 30 μm), die meist parallel (001) mit dünnen Serizitpaketen verwachsen sind, dürfte ebenfalls durch Chloritisierung von Muskoviten und anschließendes Weiterwachsen entstanden sein. Ob dies für alle blastischen Chlorite zutrifft, erscheint jedoch fraglich.

Mikrospartischer, eisenhaltiger Dolomit ist ein verbreiteter Gemengteil. Der etwa in gleicher Menge auftretende Calcit dürfte gemeinsam mit Eisenhydroxid in erster Linie ein Abbauprodukt des eisenhaltigen Dolomits sein. Zusammen machen die beiden Carbonate 13 Gew.-% des Mineralbestandes aus.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung der Berleburger Schichten ist nur in der Umgebung von Züschen relativ einfach, weil in diesem Raum die Langewiesener Schichten von der Unter- bis an die Oberkante Kieselgallen (lagenweise) enthalten. Die Berleburger Schichten dagegen sind ohne diese Einlagerungen. Demgemäß liegt also die Untergrenze da, wo Schichten ohne Kieselgallen beginnen.

Weiter nach Westsüdwesten und Ostnordosten wird die Grenzziehung insofern problematisch, als daß die Kieselgallen der unterlagernden Langewiesener Schichten nicht mehr bis an deren Oberkante reichen. Dort bietet sich als einziges Kriterium für die Grenzziehung das graubraune Farbmerkmal der Berleburger Schichten an. Im Gegensatz dazu überwiegen bei den Langewiesener Schichten wegen des geringeren Carbonatgehaltes von nur 7 Gew.-% (vgl. S. 42) graue und dunkelgraue Farbtöne.

Die die Berleburger Schichten überlagernden Raumländer Schichten beginnen ohne Übergangsbereich mit quarzitischen Gesteinen; die Obergrenze ist demnach im gesamten Blattgebiet ohne Schwierigkeiten festzulegen, nämlich an dem Wechsel Tonschiefer/Quarzit. Die Mächtigkeit beträgt im Westen des Blattgebietes und im Zentrum, in der Umgebung von Züschen, 300 – 350 m, im Nordosten ca. 300 – 320 m. Die Angabe von KNIPPING (1956) mit 150 m Schichtmächtigkeit für die Berleburger Schichten ist zu niedrig angesetzt.

Gute Aufschlüsse:

1. Wegkehre unmittelbar nordwestlich des Forsthauses Rehseifen (R 65 260, H 64 940)
2. Kurve am Fahrweg 400 m südlich des Forsthauses Rehseifen (R 65 230, H 64 590)

3. neuer, auf der Karte nicht verzeichneter Weg, 300 m westlich HP 742,8 (R 65 240, H 65 740)
4. Straßenböschung an der Nordseite der B 236 (R 71 160, H 67 360)
5. Straßenböschung an der B 236 bei km 33,3 (R 71 080, H 67 850)
6. bei km 33,4 an der B 236, unmittelbar an der Wegabzweigung (R 71 120, H 67 760)
7. Weg vom HP 471,4 zum Forsthaus Glindfeld (R 73 000, H 73 290)

2.1.2.3. Fredeburger Schiefer (nördlich des Züscher Sattels) (deF) (Äquivalent der Berleburger Schichten südlich des Züscher Sattels)

Die Fredeburger Schiefer wurden erstmals von WOLBURG (1933, S. 13) weiter westlich vom Blattgebiet Hallenberg als „Fredeburger Schiefer“ ausgeschieden. BACHMANN (1965, S. 557) konnte die Fredeburger Schiefer WOLBURG's bis auf das Blatt Hallenberg verfolgen und gab ihnen hier die Bezeichnung „Fredeburger Schichten“, um den oft im anderen Sinne verwendeten Begriff „Schiefer“ zu vermeiden. Die Fredeburger Schichten von BACHMANN (1965) entsprechen im Blattgebiet den „mittleren Wissenbacher Schiefen“ von KNIPPING (1956, S. 26–29), deren Abgrenzung gegen das Hangende, wie schon BACHMANN (1965, S. 557) erkannte, recht problematisch ist. Im Ostsauerländer Hauptsattel führte EBERT (1957, 1965) bei der geologischen Landesaufnahme der Blätter 4616 Eversberg und 4716 Bödefeld für die stratigraphischen Einheiten „Liegende Tonschiefer“ und „Ältere Tonschiefer“ (BEHREND & PAECKELMANN 1937) die Bezeichnung „Fredeburger Schiefer“ ein. MEYER (1960) bezeichnete auf dem nach Norden anschließenden Blatt 4717 Niedersfeld, wie BACHMANN (1965) südlich davon, gleichalte Gesteine als „Fredeburger Schichten“.

Definition: Dunkelgraue, schwach siltige Tonschiefer nördlich des Züscher Sattels, im Liegenden der Asten-Folge.

Fauna: Der untere Abschnitt der Fredeburger Schichten ist durch eine monotone Brachiopoden-Crinoiden-Fauna charakterisiert (vgl. BACHMANN 1965, S. 559), die teilweise bereits in den Langwiesener Schichten vorkommt.

Im oberen Teil der Fredeburger Schichten finden sich besonders in Kalkknollen Goniatiten, Brachiopoden, Triboliten, Ostracoden und Conodonten. Umfassende Listen der Makrofauna aus dem Blattbereich Hallenberg gaben bereits KNIPPING (1956, S. 27–29) und BACHMANN (1965, S. 559).

Schichtenfolge: An der Nordwestflanke des Züscher Sattels folgen die Fredeburger Schiefer ohne scharfe Grenze über den Langwiesener Schichten. Südlich Winterberg haben sie eine Ausstrichbreite von ca. 700 – 1000 m und bilden die Gipfel des Ruh-Berges, Bären-Berges und des Wimpert, ohne jedoch die Höhen der Quarzithärtlinge zu erreichen. Weiter nach Nordwesten werden die Fredeburger Schiefer durch eingemuldete jüngere Schichten überlagert, bis sie im Ortsbereich von Winterberg als teilweise überkippter Sattel wieder zutage treten.

Die Fredeburger Schiefer gehen aus den unterlagernden Langwiesener Schichten durch Abnahme des Siltgehaltes hervor. Sie bestehen überwiegend aus dunkelgrauen Tonschiefern, die nur gelegentlich schwach siltig sind. Der auffallendste Unterschied zu den liegenden Gesteinen besteht in den vorherrschenden graugrünen, braunen und hellbraunen Anwitterungsfarben.

Eine Silt- und Feinsandbänderung tritt nur selten auf und erschwert deswegen die Bestimmung des Schichteinfallens. Gelegentlich ist eine Zerteilung der Fredeburger Schiefer entwickelt, die auf einem unterschiedlichen Kalkgehalt beruht. Besonders im oberen Teil sind wenig geschieferte Mergelschiefer entwickelt, die durch ihre bräunlichen Anwitterungsfarben auffallen. Daneben kommen in schwach geschieferten Mergelschichten im Bereich der Daubermühle, an der Bahnstrecke Hallenberg – Winterberg, lagig angeordnet, ellipsoide Kalkkonkretionen vor. Die lange Achse beträgt bis zu 35 cm, wobei Formen mit einem Durchmesser von ca. 10 cm am häufigsten sind. Sie bestehen aus einem dunkelblauen bis blauschwarzen, tonigen Kalk, der gelegentlich spätig entwickelt ist und Pyritreste enthält. Schalentrümmer der vorher genannten Fossilien (vgl. S. 46) sind sehr häufig und besonders im Zentrum der Konkretionen angereichert.

Bei R 66 860, H 71 620 wurde aus ca. 200 kg Kalk folgende kleine Conodontenfauna isoliert:

Icriodus sp.

Polygnathus kockelianus BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus robusticostatus BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus webbi STAUFFER

Polygnathus xylus STAUFFER

Datierung: *kockelianus*-Zone = Obere Eifel-Stufe.

Eine weitere Besonderheit bildet eine ca. 15 cm mächtige, offensichtlich durchgehende, stark tonige, sehr harte Kalklage, die immer wieder dicht unter der Hangendgrenze der Fredeburger Schichten angetroffen wurde.

Ebenfalls westlich der Daubermühle, im Bahneinschnitt der Strecke Hallenberg – Winterberg, treten mehrere stark verwitterte, gelbliche, 3 – 5 cm mächtige Bänder auf, bei denen es sich nach KNIPPING (1956, S. 27) um einen Tuffit handelt. Südöstlich der Daubermühle, ebenfalls im Bahneinschnitt, wurde ein tuffitisches Gestein im frischen Zustand gefunden, das von GRÜNHAGEN (1971) untersucht wurde (vgl. S. 48). Ein ähnliches aber mächtigeres Tuffitbänkchen fand BACHMANN (1965, S. 558) im Oberborn-Tal im Blattgebiet 4816 Girkhausen. Nach seinen Untersuchungen handelt es sich dabei um einen reinen Serizit-schiefer mit wenig feinstem Quarz. Es liegt in stratigraphisch mehr oder weniger gleicher Position wie die Tuffitlage im Blattgebiet Hallenberg. BACHMANN (1965, S. 558) vergleicht diese Tuffitlage mit ähnlichen Gesteinen, die KRAUME & JASMUND (1951), KRAUME (1955) und ABT (1959) aus den Goslarer Schiefer des Harzes beschrieben und ebenfalls als saure Tuffe deuteten. WOLBURG (1933,

S. 14) beschreibt Tuffbänder aus dem Lenne-Tal, die nach BACHMANN (1965, S. 558) als die südliche Fortsetzung der von EBERT (1965) von Blatt 4716 Bödefeld und von MEYER (1960) von Blatt 4717 Niedersfeld beschriebenen Tuffe gedeutet werden können. Wegen der offensichtlichen regionalen Bedeutung dieses auf Blatt Hallenberg nur wenige Zentimeter mächtigen Tuffits soll hier das genaue Untersuchungsergebnis von GRÜNHAGEN (1971) wiedergegeben werden: Der geschieferte Tuffit (Probe 51; D 2606, RB 9883; R 67 450, H 71 300) enthält an pyroklastischen Bestandteilen in der Hauptsache rundliche Vulkanitfragmente bis 1 mm ϕ , bestehend aus zu Chlorit zersetztem Glas mit wechselnden Anteilen von Alkalifeldspat, einzelnen Plagioklasleisten, selten albitisierten und calcitisierten Plagioklaseinsprenglingen sowie rundlichen Quarzen, die aber eher den Eindruck von Einschlüssen als von Einsprenglingen machen.

Der zweithäufigste pyroklastische Gemengteil sind bis zu 0,5 mm große, ehemalige Plagioklaseinsprenglinge, die meist in ein Mosaik kleiner Albitkristalle sowie untergeordnet Calcit und Chlorit umgewandelt worden sind. Ein Teil der Plagioklase ist auch völlig durch sparitischen Calcit und ausnahmsweise etwas Serizit ersetzt worden. Die mosaikartige Ausbildung des Albites könnte auf Zerknacken der Kristalle während der Schieferung und nachträgliche Rekristallisation zurückzuführen sein.

Ganz vereinzelt wurden Eisenhydroxidpseudomorphosen nach Pyroxenen und/oder Amphibolen beobachtet.

Untergeordnet gehören kleine Tuffbröckchen, Tonschiefer und Siltsteine zu den pyroklastischen Komponenten.

Epiklastische Komponenten sind Ton, Silt und Sand der Grundmasse.

Die Tonfraktion besteht aus feinkörnigem Chlorit und Serizit, die Silt- und Sandfraktion aus eckigen, teilweise auch gerundeten Quarzen, Muskovitblättchen, sowie aus diesen hervorgegangenen Chloritporphyroblasten.

Aufgrund der Vulkanitfragmente ist folgende Klassifikation möglich: Der primäre Mineralbestand dieser Bruchstücke bestand aus Plagioklaseinsprenglingen unbekanntes Anorthitgehaltes sowie einzelnen Pyroxen- und/oder Amphibolphanokristen in einer überwiegend glasigen Grundmasse mit unterschiedlichem Gehalt an feinbüscheligem Alkalifeldspat und spärlichen Plagioklasleisten. Da Quarz zwar modal fehlt, virtuell aber bei dem hohen Glaseanteil vorhanden ist, kann es sich um einen Rhyolith oder Dacit handeln. Als weitere Möglichkeiten kommen (bei Fehlen virtueller Quarzes) Latit und Trachyt in Betracht.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: (vgl. epiklastische Bestandteile von Probe 51 oben).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zu den liegenden Langwiesener Schichten ist insofern problematisch, als sich aus ihnen durch

allmähliche Abnahme des Siltgehaltes und veränderte Anwitterungsfarben (vgl. S. 46) die Fredeburger Schiefer entwickeln. Naturgemäß erfolgt das in einem Übergangsbereich, dessen Mächtigkeit schwankt, aber 25–30 m nicht überschreitet.

Zu den überlagernden Schichten ist, wie südlich des Züscher Sattels, die Grenze sehr deutlich markiert, da die Schichten vorwiegend aus quarzitischen Gesteinen bestehen.

KNIPPING (1956) gab für seine „mittleren Wissenbacher Schiefer“ eine Mächtigkeit von 150 m an. Die Aufnahme des Profils an der Bahnstrecke Hallenberg – Winterberg zeigt jedoch, daß die Fredeburger Schichten ca. 250 – 300 m mächtig sind. Zu gleichen Ergebnissen kommen WOLBURG (1933) für den Fredeburger Raum und BACHMANN (1965) für das Gebiet um Berleburg, Girkhausen, Winterberg.

Gute Aufschlüsse:

1. Bahneinschnitt südöstlich der Daubermühle, an der Strecke Hallenberg – Winterberg (R 67 800, H 71 140 bis R 67 200, H 71 360)
2. Bahneinschnitt westlich der Daubermühle, an der Strecke Hallenberg – Winterberg (R 67 080, H 71 440 bis R 66 660, H 71 640)
3. Tunneleinschnitt südlich des Bahnhofes Winterberg (R 67 350, H 73 160)
4. Weganschnitt an der Westseite des Herrloh, 732,9 m ü. NN (R 66 080, H 73 540)
5. im Verlauf der Bobbahn am Nordosthang der Kappe, 775,6 m ü. NN (R 65 700, H 72 080)

2.1.2.4. Raumländer Schichten (südlich des Züscher Sattels)

Die Bezeichnung „Raumländer Schichten“ wurde von BACHMANN (1965, S. 565) eingeführt. Darunter sind – ohne Änderung des stratigraphischen Inhaltes – die von REICH (1935 a, S. 9) als „Quarzitstufe“ auf Blatt Berleburg ausgeschiedenen Schichten zu verstehen. Da diese Schichten von BACHMANN (1965) besonders gut in der Umgebung von Raumland (Blatt Berleburg) studiert werden konnten und weil der Begriff „-stufe“ (vgl. Quarzitstufe) nicht mehr zur Benennung nur lokal ausgebildeter Schichten verwandt werden sollte, führte er den neuen Namen ein.

KNIPPING (1956) übertrug die von WOLBURG (1933) auf Blatt Schmallenberg ausgeschiedenen „Wilzenberg-Schichten“ auf das Blatt Hallenberg. Hier jedoch entsprechen die „Wilzenberg-Schichten“ nicht genau der stratigraphischen Abgrenzung der Raumländer Schichten (= „Quarzitstufe“ von REICH 1935 a), da damals diese auch noch die Robecke-Schiefer (WOLBURG 1933, S. 17–18) auf Blatt Schmallenberg mit umfaßten. Auf Blatt Schmallenberg gehören die Robecke-Schichten nach der Kartierung von THOME (1970) nicht zu den Wilzenberg-Schichten, sondern liegen unter den Fredeburger Schiefen.

Zur Vermeidung von Mißverständnissen wird daher dem Begriff „Raumländer Schichten“ der Vorzug gegeben, obwohl durch die Bezeichnung von REICH

(1935 a, S. 9) — abgesehen von „-stufe“, die angesprochenen Schichten deutlich benannt wurden.

Definition: REICH (1935 a, S. 9–10) unterteilte seine „Quarzitstufe“ in:

Oberer Quarzit
Dachschieferhorizont
Unterer Quarzit

Dieser Einteilung entsprechen bei gleicher stratigraphischer Abgrenzung und in gleicher Reihenfolge die von BACHMANN (1965, S. 565) neu eingeführten Begriffe:

Burg-Horizont
Hörre-Horizont
Heßler-Horizont

Da die Unterbezeichnungen der Raumländer Schichten stratigraphisch denen von REICH (1935 a) genau entsprechen und von Blatt 4916 Berleburg über Blatt 4816 Girkhausen bis zum Ostrand des Blattgebietes Hallenberg verfolgt werden können, werden die von REICH (1935 a) eingeführten Namen beibehalten.

2.1.2.4.1. Unterer Quarzit (deRA,q1)

(= Heßler-Horizont von BACHMANN 1965, S. 565)

Die Schichten des „Unteren Quarzites“ bilden südlich des Züscherer Sattels einen Streifen auffallender Gesteine, die sich deutlich von den älteren monotonen Schieferserien abheben. Häufig spezialgefaltet, bilden sie von Südwesten nach Nordosten und an der Liesetal-Störung nach Norden versetzt, die Gipfel des Moselkopfes, der Ziegenhelle, des Radensteins, des Bäckekopfes, der Hohen Seite, der Schlade, sowie des Bauernkopfes.

F a u n a : Wenige Crinoidenreste, schlecht erhaltene kleinwüchsige Brachiopoden, Styliolinen und fragliche Ostracodenreste sind gleichmäßig über diese Folge verteilt. An den Schichtunterseiten treten gelegentlich nicht näher bestimmbare Spuren auf (keine Mäander). Aus tonigen Zwischenlagen unmittelbar südwestlich des Forsthauses Rehseifen stammen einige Cephalopodenreste, die von Dr. CLAUSEN, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, näher untersucht wurden. Danach handelt es sich:

1. um unbestimmbare Abdrücke und zerquetschte Gehäuse orthoconer Cephalopoden, deren Erhaltung nicht erkennen läßt, ob es sich um Vertreter der Bactritidae oder der Nautiloidea handelt,
2. um Abdrücke convoluter Cephalopoden (Goniatiten) mit Resten von Anwachsstreifen. Die Goniatitenreste lieferten folgende Diagnosemerkmale: bikonvexe Anwachsstreifen und eine enge Nabelung.

Auf Grund dieser Merkmale dürfte es sich um eine oder mehrere Arten der Gattung *Agoniatites* handeln: *Agoniatites* sp. sp. *Agoniatites* reicht von der Unteren Eifel-Stufe bis zur Oberen Givet-Stufe.

Schichtenfolge: Der Untere Quarzit besteht vorwiegend aus gutgebankten quarzitischen Siltsteinen, die in der Regel zentimeter- bis dezimeterdick sind, aber z. B. im Schweizergrund (Südwestecke des Blattgebietes) eine Bankmächtigkeit von 1,5 m erreichen können. Von Südwesten bis etwa zur Mitte des Blattgebietes enthalten die quarzitischen Gesteine nur selten Tonschieferzwischenlagen, doch nehmen diese von da ab nach Nordosten ständig zu; so sind z. B. an der Schlade geschieferte tonige Zwischenlagen und quarzitisches Siltsteine im Verhältnis 1 : 1 entwickelt. Mit der Zunahme der schiefrigen Zwischenlagen erfolgt gleichzeitig eine Abnahme der Bankmächtigkeit der quarzitischen Gesteine, so daß an der Schlade von einer gleichmäßigen Wechsellagerung dieser Gesteine gesprochen werden kann.

Auf Blatt Hallenberg wurden die Gesteine des Unteren Quarzites von KNIPFING (1956) und BACHMANN (1965) durchweg als quarzitisches Sandsteine bezeichnet. Durch den relativ hohen Quarzgehalt und den damit verbundenen muscheligen Bruch kann bei der Feldbeobachtung ohne weiteres dieser Eindruck entstehen.

Die Farbe der quarzitischen Siltsteine ist grau bis graubraun, oft ist eine rostfarbene bis rötliche Sprenkelung zu bemerken. Je geringmächtiger die quarzitischen Bänke entwickelt sind, umso mehr nehmen die Sedimentmarken zu. Besonders im nordöstlichen Teil des Blattgebietes ist mit der Abnahme der Bankmächtigkeit eine Zunahme von Schrägschichtung, Flaserung und Wickelschichtung zu verzeichnen. Mit der Zunahme der Tonschieferzwischenlagen geht einher, daß die Unterseiten der quarzitischen Bankfolgen oft Spuren zeigen, die aber wegen der unruhigen Sedimentationsbedingungen nicht näher zu bezeichnen sind.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung:

Probe 29, R 71 180, H 67 200 (D 2356, RB 9690)
Probe 29,1 R 71 180, H 67 200 (D 2358, RB 9691)
Probe 35, R 71 400, H 70 000 (D 2369, RB 9696)
Probe 39, R 71 200, H 70 840 (D 2375, RB 9700)

Die Proben wurden quarzitischen, makroskopisch gleichförmigen Gesteinen entnommen.

Die Untersuchung von GRÜNHAGEN (1971) ergab, daß die quarzitischen Gesteine des Unteren Quarzites durchweg als schwach tonige, quarzitisches Siltsteine zu bezeichnen sind. Allen untersuchten Proben ist gemeinsam, daß die mittlere Korngröße ca. 40 – 50 μm beträgt, und nur bei Probe 39 können teilweise größere Kornfraktionen bis zu 60 μm ϕ beobachtet werden.

Die Gesteine bestehen vorwiegend aus Quarz, während Muskovit, chloritisierter Biotit, Orthoklase und albitisierte Plagioklase nur untergeordnet am Gesteinsaufbau beteiligt sind.

Auf den Korngrenzen sitzen meist Serizit- und Chloritschüppchen, die auch zusammen mit feinstkristallinem Quarz kleine Aggregate bilden. Gelegentlich kommen Eisenhydroxidhäufchen vor, die einen Durchmesser von ca. 40 μm besitzen und, wie die oft noch erkennbare Rhomboederform zeigt, Pseudomorphosen nach Dolomit, evtl. auch nach Siderit, darstellen.

Die Bindung ist überwiegend eine Korn-an-Korn-Bindung.

In den Proben 29 und 29,1 sind in den quarzitischen Siltsteinen makroskopisch dunkel erscheinende Lagen von siltigen Tonschiefern eingelagert, dessen Tonfraktionen aus Serizit, Chlorit und feinstkristallinem Quarz bestehen.

Die Tonschieferlagen verlaufen ganz unregelmäßig, z. T. wellig, geflasert oder schließen Teile des Siltsteines taschenartig ein.

In Probe 35 ist bei den Schweremineralen das häufige Vorkommen von Apatit bemerkenswert.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung des Unteren Quarzites, sowohl zum Liegenden als auch zum Hangenden, ist sehr deutlich durch den Wechsel Tonschiefer / quarzitisches Gestein unten, wie ebenso durch den Wechsel quarzitisches Gestein / Tonschiefer oben gekennzeichnet.

Die Mächtigkeit dieser Gesteine auf Blatt Hallenberg beträgt 80 – 120 m, wobei besonders im Nordostteil des Blattgebietes auf Grund der vorher beschriebenen Schieferzwischenlagen die Mächtigkeit auf 120 m anschwillt, während in den relativ geschlossenen Quarzitserien im Westen die Mächtigkeit ca. 80 m beträgt.

Gute Aufschlüsse:

1. kleiner aufgelassener Steinbruch im Schweizergrund, südlich des Forsthauses Rehseifen (R 65 220, H 63 650)
2. Steinbruch (auf der Karte nicht verzeichnet) südlich des Forsthauses Rehseifen (R 65 170, H 64 180)
3. 400 m südlich des Forsthauses Rehseifen (R 65 230, H 64 590)
4. Profil an der Westseite des Seller-Berges, unmittelbar östlich der B 236 (R 71 180, H 67 200)

2.1.2.4.2. Dachschiefer-Folge (deRA,t)

Die im folgenden beschriebenen Gesteine wurden von REICH (1935 a, S. 9) als „Dachschieferhorizont“ bezeichnet. Dafür wird der Name „Dachschiefer-Folge“ eingeführt, da der obengenannte „-horizont“ nicht biostratigraphisch definiert ist. Der neue Name „Hörre-Horizont“ von BACHMANN (1965, S. 567) wird zumindest für Blatt Hallenberg nicht verwendet, da die Bezeichnung von REICH (1935 a, S. 9) diese Schichten besser charakterisiert und der „Hörre-Horizont“ genau der stratigraphischen Abgrenzung des „Dachschieferhorizontes“ entspricht. Eine Profilbeschreibung erfolgte von REICH (1935 a, S. 19) aus dem

Tagebau der Grube „Hörre“ bei Raumland (Blatt 4912 Berleburg), die von BACHMANN (1965, S. 567), nur wenig abgeändert, nochmals gebracht wurde, so daß sich an dieser Stelle eine Wiederholung erübrigt. KNIPPING (1956, S. 33) trennt die Dachschiefer-Folge nicht von den vorwiegend sandigen Gesteinen im Liegenden und Hangenden ab, sondern faßt sie mit diesen als „Wilzenberg-Schichten“ zusammen.

F a u n a : In den pelitischen und psammitischen Gesteinen der Dachschiefer-Folge wurden keine Fossilien gefunden (vgl. BACHMANN 1965, S. 567). Dagegen kommen in den Kalkknollen, die den dachschieferartigen Gesteinen eingelagert sind, spärliche Reste von Orthoceratiten, Goniatiten, Ostracoden und Styliolinen neben Conodonten vor, die von den folgenden Fundpunkten eine bestimmbarere Fauna lieferten:

1. R 65 170, H 64 220; auf der Karte nicht verzeichneter Steinbruch südlich des Forsthauses Rehseifen

Polygnathus kockelianus BISCHOFF & ZIEGLER
Polygnathus robusticostatus BISCHOFF & ZIEGLER
Polygnathus webbi STAUFFER

Datierung: *kockelianus*-Zone = Obere Eifel-Stufe.

2. R 71 020, H 66 500; bei km 34,8 an der B 236

Polygnathus kockelianus BISCHOFF & ZIEGLER
Polygnathus robusticostatus BISCHOFF & ZIEGLER
Polygnathus webbi STAUFFER
Polygnathus xylius STAUFFER

Datierung: *kockelianus*-Zone = Obere Eifel-Stufe.

Verschiedenartige Spuren sind gelegentlich an den Unterseiten von hellen siltigen Lagen vorhanden.

S c h i c h t e n f o l g e : Dachschiefer im eigentlichen Sinne sind lediglich am Westrand des Blattgebietes im Bereich des Schweizergrund (südlich von Forsthaus Rehseifen) ausgebildet.

Es handelt sich dabei um ca. 40 – 50 m mächtige, hellgrau anwitternde, im frischen Zustand schwarze Tonschiefer, die gelegentlich eine helle siltige Feinbänderung aufweisen. Selten sind den schwarzen Tonschiefern dunkelgraue bis schwarze sehr harte, pyritführende Kalkkonkretionen mit einem Durchmesser von 20 – 25 cm (= lange Achse der Ellipsoid-Körper) eingelagert. Diese Kalkknollen, die sich regional bis in das Nuhne-Tal verfolgen lassen, enthalten die vorher erwähnten Conodontenfaunen.

Mit der Abnahme der Anzahl der Kalkkonkretionen in östlicher Richtung erfolgt eine Zunahme des Silt- und Feinsand-Gehaltes. Die Silt- und Feinsand-Lagen sind vorwiegend von hellgrauer Farbe, besitzen eine Mächtigkeit bis zu 5 cm und weisen nur selten bankinnere Strukturen auf. Die Kartierung der Dachschiefer-Folge wird insofern erleichtert, als die Feinsandlagen im Gegensatz zu den liegenden und hangenden Schichtfolgen auf den Schichtunterseiten

häufig Ausfällungen von Spuren (keine geführten Mäander) zeigen. Besonders an der Südseite des Seller-Berges und an der B 236 bei km 34,8 sind dachschieferartige Gesteine von 3 m Mächtigkeit entwickelt. KNIPPING (1956, S. 33) sah darin die östlichsten Ausläufer der Dachschiefer-Folge (vgl. BACHMANN 1965, S. 567). Viel wahrscheinlicher ist jedoch, wie oben angedeutet, daß zum Ostrand des Blattgebietes hin nur noch gelegentlich Dachschieferlagen größerer Mächtigkeit entwickelt sind. Im Bereich der Hohen Schlade sind die schwarzen Tonschiefer so weit zurückgetreten, daß man von einer engständigen Wechsellagerung von schwarzen Tonschiefern mit hellgrauen feinkörnigen Sandsteinen sprechen kann. Die Schieferung ist stellenweise so intensiv, daß die langen Achsen der Kalkknollen in die Schieferungsrichtung eingeregelt sind.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung:
Probe 38 (R 71 300, H 70 660; 2393, RB 9759)

Nach den Untersuchungen von GRÜNHAGEN (1971) besteht die Matrix des dunklen bis schwarzen Tonschiefers aus Serizit, Chlorit und feinstkörnigem Quarz. Chlorit ist allerdings nur noch in sehr geringer Menge nachweisbar. Das liegt vermutlich daran, daß er in der angewitterten Probe weitgehend zu Eisenhydroxid, Quarz (?) und röntgenamorpher Substanz (?) zersetzt worden ist.

Der Silt- und Feinsand-Gehalt ist sehr gering und liegt etwa in der Größenordnung von 5 %. Er besteht in erster Linie aus eckigen oder abgerundeten Quarzen mit einem Durchmesser von max. 200 μm ; daneben findet sich etwas Feldspat und Muskovit.

Die vorher erwähnte starke Schieferung wird durch die mikroskopische Untersuchung unterstrichen. Danach erfolgte bei der Schieferung eine ausgezeichnete Einregelung der Serizite; auch die Muskovite sind ausgewalzt, und selbst die Quarze sind deutlich eingeregelt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Dachschiefer-Folge ist im Liegenden und Hangenden durch vorwiegend siltige und quarzitisches Gesteine abgegrenzt, die keinerlei dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer enthalten. Die Mächtigkeit beträgt im westlichen Blattrandbereich ca. 50 m und steigt bis zum östlichen aufgrund der sandigen Einlagerungen auf ca. 100 m an.

Gute Aufschlüsse:

1. Profil am Wege nördlich des auf der Karte nicht verzeichneten Steinbruches südlich des Forsthauses Rehseifen (R 65 170, H 64 220)
2. bei km 34,8 der B 236 (R 71 020, H 66 500)
3. kleiner auf der Karte nicht verzeichneter Steinbruch nördlich der Ponyfarm Müller (R 70 980, H 66 410)
4. an der Südwestseite des Seller-Berges (R 71 600, H 67 050)

2.1.2.4.3. Oberer Quarzit (deRA,q2)

Der Name „Oberer Quarzit“ geht auf REICH (1935 a, S. 10) zurück, der diese Schichten erstmals auf Blatt Berleburg ausschied. Unter Beibehaltung des stratigraphischen Inhalts wurden die gleichen Gesteine als „Burg-Horizont“ von BACHMANN (1965, S. 568) von Blatt Berleburg ausgehend über Blatt Girkhausen bis zum westlichen Teil von Blatt Hallenberg verfolgt.

Wie die Bezeichnung „Unterer Quarzit“ wird auch der Name „Oberer Quarzit“ (REICH 1935 a) beibehalten.

F a u n a : Die tonigen Zwischenlagen der vorwiegend quarzitisches Gesteine enthalten stellenweise Abdrücke von Styliolinen und Ostracoden neben Pflanzenhäcksel.

S c h i c h t e n f o l g e : Die Gesteine des Oberen Quarzits bestehen aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen Tonschiefern und hellen graubraunen, gelegentlich rötlichen quarzitisches Siltsteinen.

Die Schieferzwischenmittel sind in der Regel 1 – 2 cm mächtig, während die quarzitisches Siltsteine eine Bankdicke von 5 – 10 cm aufweisen. Lediglich im Westteil des Blattgebietes erreichen einzelne Bänke eine Mächtigkeit von 30 cm.

Besonders der obere Teil der Schichtenfolge ist durch eine sehr regelmäßige Wechsellagerung von Tonschiefern und plattigen quarzitisches Siltsteinen gekennzeichnet.

Wie der Untere Quarzit, so bildet auch der Obere Quarzit wegen seiner relativen Härte Gipfel (z. B. Jochumskopf 760,1 m, Wallershöhe 812 m, Radenstein und Seller-Berg 671,5 m).

M i k r o s k o p i s c h e U n t e r s u c h u n g u n d R ö n t g e n b e u g u n g :
Probe 30 (R 71 050, H 66 640, D 2363, RB 9692)

Der quarzitisches Siltstein ist nach GRÜNHAGEN (1971) ein relativ gleichkörniges Gestein mit Korngrößen von ca. 40 μm . Hauptbestandteile sind Quarz, untergeordnet Muskovit (subparallel zur Schichtung eingeregelt und oft randlich chloritisiert), albitisierte Plagioklase und ganz vereinzelt chloritisierte Biotite. Gelegentlich auftretende Eisenhydroxidhäufchen sind möglicherweise Pseudomorphosen nach sparitischem, eisenhaltigem Dolomit oder Siderit.

Die Bindung ist fast ausschließlich eine Korn-an-Korn-Bindung, wobei sich auf den Korngrenzen meist Serizit- und Chloritschüppchen angesiedelt haben, die aber auch gemeinsam mit feinstkristallinem Quarz Aggregate von Siltkorngröße bilden.

Der niedrigere Tongehalt ist das einzige deutliche Unterscheidungsmerkmal zu den untersuchten Proben des Unteren Quarzites (vgl. S. 51). Eine weitere Probe (Probe 31, R 71 320, H 66 180; D 2364, RB 9693) brachte, abgesehen von minimalen Abweichungen, die gleichen Ergebnisse.

Weiterhin wurde von GRÜNHAGEN (1971) eine Probe aus den tonigen Zwischenlagen untersucht. Danach handelt es sich bei Probe 31,2 (R 71 330, H 66 180;

D 2392, RB 9758) um einen Tonschiefer, dessen Tonfraktion überwiegend aus Serizit und feinstkörnigem Quarz besteht. Chlorit ist nur untergeordnet am Gesteinsaufbau beteiligt. Den geringen Siltanteil bilden hauptsächlich eckige bis angerundete Quarze von max. 60 μm ϕ , zu denen sich untergeordnet Muskovitblättchen gesellen. Serizit- und Muskovitschüppchen sind in die Schieferungsebene eingeregelt, die Quarze hingegen sind weniger eingeregelt und vielfach zerbrochen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Im Liegenden und Hangenden ist der Obere Quarzit immer deutlich von vorwiegend tonschieferartigen Schichten begrenzt. Die Mächtigkeit beträgt gleichbleibend für das gesamte Blattgebiet ca. 100 m.

Gute Aufschlüsse:

1. auf der Karte nicht verzeichneter Steinbruch zwischen Wallershöhe und Gaulskopf (R 67 900, H 64 950)
2. Böschung an der Nordostseite der B 236, gegenüber der Ponyfarm Müller R 71 350, H 66 260 bis R 71 270, H 66 370)

2.1.2.5. Ramsbecker Schichten (nördlich des Züscher Sattels)

2.1.2.5.1. Asten-Folge

(= Unterer Quarzit südlich des Züscher Sattels)

BACHMANN (1965, S. 561), der den Begriff „Asten-Folge“ aufstellte, versteht darunter Äquivalente des unteren Teils der Ramsbecker Schichten (vgl. Tab. 3). Bei KNIPPING (1956) entsprechen auf Blatt Hallenberg nördlich des Züscher Sattels seine „oberen Wissenbacher Schiefer“ den Gesteinen der Asten-Folge.

Definition: Nach BACHMANN (1965, S. 562) kann die Asten-Folge wie folgt untergliedert werden:

Oberer Sandstein-Tonschiefer-Horizont
Altastenberg-Horizont
Unterer Sandstein-Tonschiefer-Horizont

Da auch MEYER (1960) für Blatt Niedersfeld die von BACHMANN (1959) aufgestellte Gliederung übernommen hat und sie auch für den Ostteil von Blatt 4816 Girkhausen Gültigkeit besitzt, wird sie für Blatt Hallenberg ebenfalls übernommen. (Zur Parallelisierung der Asten-Folge mit dem Unteren Quarzit südlich des Züscher Sattels vgl. BACHMANN 1965, Tab. 2).

2.1.2.5.1.1. Unterer Sandstein-Tonschiefer-Horizont (deR,st1)

Fauna: In schwach karbonatischen, stark angewitterten Lagen wurden unbestimmbare Reste von Goniatiten, Brachiopoden, Crinoiden und Styliolinen gefunden.

Schichtenfolge: Nördlich des Züscher Sattel bilden die Schichten des Unteren Sandstein-Tonschiefer-Horizontes die Flanken unterschiedlich tief eingefalteter Teilmulden.

Die besten Aufschlüsse befinden sich außerhalb des Blattgebietes; lediglich im Bahneinschnitt der Strecke Züschen–Winterberg ist 250 m westnordwestlich der Daubermühle die untere Hälfte der gesamten Schichtenfolge aufgeschlossen. Eine genaue Profilbeschreibung gibt BACHMANN (1965, S. 562) von Blatt 4816 Girkhausen, die sich, soweit die Schichten aufgeschlossen sind, mit den eigenen Beobachtungen deckt. Lediglich die von BACHMANN (1965, S. 562) erwähnten Tuffitbänke konnten nicht nachgewiesen werden.

Im Verhältnis zum gleichalten, unteren Abschnitt des Unteren Quarzites (südlich des Züscher Sattels) sind die Tonschieferinlagerungen im Unteren Sandstein-Tonschiefer-Horizont wesentlich zahlreicher und können stellenweise überwiegen. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke schwankt in weiten Grenzen. Sie beträgt für die teilweise quarzitischen Siltsteine und Sandsteine 3 cm bis 1,7 m, für die Tonschiefer 2 cm bis 4 m. In diesem Horizont sind gelegentlich verschiedenartige Marken auf den Schichtunterseiten der Sand- und Siltsteinbänke häufig. Auch innerhalb der Bänke sind Strukturen zu bemerken, insbesondere „convolute bedding“ und Schrägschichtung.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung:
Probe 4 (R 65 220, H 73 500; D 2236, RB 9754)

Makroskopisch handelt es sich bei dieser Probe um einen quarzitischen, schwach tonigen, feldspat- und glimmerführenden Siltstein (der überwiegende Teil der psammitischen Bänke sind Siltsteine und keine Sandsteine), der nach GRÜNHAGEN (1971) folgende Eigenschaften besitzt: Die mittlere Korngröße (der eckigen bis angerundeten Quarze) des recht gleichkörnigen Gesteins liegt bei 30 μm . Der Feldspatgehalt dürfte bei 10 – 15 % liegen. Die Feldspäte sind in erster Linie albitisierte (?) Plagioklase und nur untergeordnet Orthoklase. Muskovit- und Biotitblättchen sind lagenweise angereichert und mehr oder weniger schichtparallel eingeregelt. Hellgrüne Chlorite von der gleichen Größe wie die detritischen Glimmer sind wohl überwiegend durch Blastese aus toniger Substanz entstanden, z. T. mögen sie auch Pseudomorphosen nach Biotit sein.

Eine Korn-an-Korn-Bindung besteht zwischen den Quarzen und Feldspäten. Auf den Korngrenzen finden sich meist Chlorit- und Serizitschüppchen, die nicht selten auch zusammen mit feinstkörnigem Quarz oft durch Eisenhydroxid braun gefärbte Aggregate bis 30 μm ϕ bilden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Das Liegende des Unteren Sandstein-Tonschiefer-Horizontes sind vorwiegend tonige Gesteine der Fredeburger Schiefer, die keine Sand- und Siltsteinbänke enthalten. Ebenfalls die hangenden Schichten bestehen hier aus vorwiegend tonigen Gesteinen, so daß dieser

Horizont bei der Kartierung relativ gut abgegrenzt werden konnte. Die Mächtigkeit dieser Schichten auf Blatt Hallenberg beträgt ca. 50 – 70 m.

Guter Aufschluß:

Bahneinschnitt der Strecke Winterberg – Züschen, ca. 250 m westnordwestlich der Daubermühle (R 66 800, H 71 600 bis R 66 700, H 71 650)

2.1.2.5.1.2. Altastenberg-Horizont (deR,t)

Fauna: Fossilien sind selten und nicht auf bestimmte Lagen beschränkt. Es wurden unbestimmbare Reste von Goniatiten, Trilobiten, Brachiopoden und Styliolinen gefunden.

Schichtenfolge: Die Schichten des Altastenberg-Horizontes bestehen vorwiegend aus dunkelgrauen bis blaugrauen Tonschiefern, gelegentlich Silt-schiefern, mit zum Teil bis zu 2 cm mächtigen, hellen feinsandigen Zwischenlagen. Lediglich am Wetzstein und westlich des Poppen-Berges streichen diese Schichten aus und sind meist nur durch Lesesteine, von den Nachbarregionen ausgehend, bis in den Blattbereich Hallenberg zu verfolgen, so daß eine genauere Schichtenbeschreibung hier nicht möglich ist.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Auf eine solche Untersuchung wurde wegen ungünstiger Möglichkeiten für eine Probenentnahme verzichtet.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Auf Grund der günstigen Aufschlußverhältnisse unmittelbar westlich der Blattgrenze an der Straße von Winterberg nach Neuastenberg kann gesagt werden, daß dieser Horizont nur wenige sandige und siltige, meist geringmächtige Einlagerungen enthält. Im Liegenden und Hangenden sind die psammitischen Einlagerungen stets zahlreicher, so daß eine Abgrenzung auch bei der Lesesteinkartierung möglich ist. Nach Vergleichen mit den Nachbargebieten beträgt die Mächtigkeit ca. 30 – 35 m.

Aufschlüsse:

Bis zum Abschluß der Kartierung im Herbst 1970 waren nennenswerte Aufschlüsse nicht vorhanden.

2.1.2.5.1.3. Oberer Sandstein-Tonschiefer-Horizont (deR,st2)

Fauna: Im Blattgebiet wurden in diesen Schichten keine Fossilien gefunden.

Schichtenfolge: Die kleinen Vorkommen im Kern von Spezialmulden nördlich des Wetzsteines und westlich des Poppen-Berges wurden auf Grund des gehäuften Vorkommens von Sand- und Siltsteinen von dem liegenden Altastenberg-Horizont abgetrennt. An dieser Stelle sei auf die genaue Profilbeschreibung von BACHMANN (1965, S. 564) hingewiesen, der diesen Horizont

besonders gut aufgeschlossen an der Straße Winterberg—Altastenberg beobachten konnte.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Wegen der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse wurde auf eine Probenentnahme verzichtet.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze bilden die vorwiegend tonigen Gesteine des Altastenberg-Horizontes; die hangenden Schichten sind erodiert. Nach BACHMANN (1965, S. 564) beträgt die Mächtigkeit ca. 70 — 80 m.

Aufschlüsse:

Bis zum Abschluß der Aufnahme im Sommer 1970 waren keine guten Aufschlüsse bekannt.

2.1.3. Givet-Stufe

2.1.3.1. Schichten der Givet-Stufe (dv)

Am Nordwestflügel der Wittgensteiner Hauptmulde sind im Blattgebiet, ebenso wie auf Blatt 4916 Berleburg, die Schichten der Givet-Stufe in Verhältnis zu den Ablagerungen der Eifel-Stufe nur sehr geringmächtig entwickelt. Für das Blattgebiet Berleburg führte REICH (1935 a) für die Gliederung der Givet-Stufe folgende Namen ein:

Tentaculitenschiefer
Sandsteinhorizont
schwarze Ton- und Alaunschiefer

In der gleichen Unterteilung sind diese Schichten im Blattgebiet Hallenberg ungefähr bis in das Liese-Tal, südlich des kleinen Niggen-Berges, zu verfolgen. Weiter nach Nordosten ist lediglich noch eine Zweiteilung in Sandsteinhorizont und Tentaculitenschiefer möglich. Bei der Kartierung des Blattgebietes Hallenberg wurde die obige Gliederung nicht angewandt, da der Sandsteinhorizont nicht gleichmäßig durchhält. Weiterhin sind die Schiefergesteine nur selten zusammenhängend aufgeschlossen. Da diese Abfolge außerdem nur eine relativ geringe Gesamtmächtigkeit besitzt, wurde auf eine Untergliederung verzichtet.

F a u n a: Lediglich im oberen Teil der Givet-Stufe, in den Tentaculitenschiefern, wurden in zwischengelagerten Kalksandsteinen neben unbestimmbaren Brachiopodenresten hauptsächlich Styliolinen, seltener Tentaculiten, gefunden. In den Tonschiefern sind die gleichen Fossilien weniger zahlreich.

Schichtenfolge: Die Schichtenfolge beginnt mit dunklen bis schwarzen Tonschiefern, die einen merklichen Glimmeranteil aufweisen. Gelegentlich enthalten sie dünne Bänder von stets helleren Silt- und Feinsandlagen. Einzelne Lagen dieser Tonschiefer zeigen auf den Schichtflächen wenige nicht einge-

regelte Styliolinen. Der erhöhte Pyritgehalt der Schiefer verursacht eine oberflächennahe Bleichung, so daß sie dann leicht mit den Liegenden Alaunschiefern des Unterkarbons verwechselt werden können. Zum Hangenden hin schalten sich in diese ca. 25 m mächtige Schieferfolge dünne, bis 5 cm mächtige, feinkörnige graubraune Kalksandsteine ein. In der Regel folgen über den unteren Schiefern ca. 5 – 10 m mächtige, feinkörnige hellgraue bis graubraune Sandsteine. Sie sind gebankt in einer Stärke von Zentimetern bis Dezimetern und maximal 25 cm mächtig. Innerhalb der Bänke sind sie feingeschichtet, nicht selten auch schrägschichtet. Auf den Schichtoberseiten kommen Rippelmarken, auf den Schichtunterseiten Spuren (keine Mäander) vor. Besonders gut aufgeschlossen (zusammen mit den unterlagernden Ton- und Alaunschiefern) sind sie an der Nordseite des Bubenkirch-Baches und am Gefälle. Über den Sandsteinen folgen ca. 40 m dunkelgraue bis blaugraue Ton- und Siltschiefer, denen gelegentlich dünne Silt- und Feinsandbänder eingelagert sind. Oft ist ein merklicher Kalkgehalt vorhanden, der besonders im angewitterten Gestein auffällt.

In unregelmäßigen vertikalen Abständen sind den Schiefergesteinen bis zu 20 cm mächtige, feinkörnige, hellgraue bis graubraune, kalkhaltige Silt- und Feinsandbänke eingelagert. Bei der Verwitterung hinterlassen sie ein feinswabiges Skelett mit zahlreichen Steinkernen von Styliolinen.

Zum Hangenden treten die psammitischen Einlagerungen zurück und erlöschen kurz vor der Obergrenze völlig.

Interessant ist noch, daß es sich bei den im oberen Teil der Tentaculiten-schiefer eingelagerten Feinsandbänken um Quarzgrauwacken handelt (vgl. S. 61).

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Für diese Untersuchung wurden jeweils Proben aus den drei obengenannten charakteristischen Schichtenfolgen entnommen.

Probe 34 (R 71 880, H 69 450; D 2366, D 2367) stammt aus den unteren schwarzen Ton- und Alaunschiefern. Dabei handelt es sich nach GRÜNHAGEN (1971) um einen siltigen und geschieferten Tonstein, dessen Matrix aus Serizit, Chlorit und feinstkörnigem Quarz besteht.

Den Siltanteil stellen in erster Linie eckige und angerundete Quarze von max. 60 μm ϕ , untergeordnet Muskovitblättchen, die oft randlich chloritisiert sind, und Feldspäte, hauptsächlich albitisierte (?) Plagioklase.

Aus den siltigen Einlagerungen stammt Probe 34 a vom gleichen Fundpunkt (D 2368, RB 9695). Dabei handelt es sich um einen recht gleichkörnigen quarzitischen Siltstein mit einer Korngröße von 50 μm ϕ . Hauptbestandteil ist Quarz neben Muskovit, albitisierten Plagioklasen und Orthoklasen.

Aus dem Sandsteinhorizont wurde von GRÜNHAGEN (1971) Probe 36 (R 72 360, H 69 900; D 2371, D 2372, RB 9697) untersucht. Danach handelt es sich um einen quarzitischen Siltstein mit einer mittleren Korngröße von 50 μm ϕ , der als Folge

einer guten Sortierung recht gleichkörnig ist. Hauptbestandteil ist Quarz, neben Feldspäten (vorwiegend albitisierte Plagioklase, untergeordnet Orthoklase, selten Mikrokline und Perthite), Muskoviten und durch farblosen bis hellgrünen Chlorit einkristallin pseudomorphosierten Biotiten.

Die quantitativ sehr zurücktretende Tonsubstanz ist zu feinkörnigen Serizit-Chlorit-Quarz-Aggregaten rekristallisiert. Serizit- und Chloritschüppchen finden sich vielfach auch auf den Korngrenzen der durch Korn-an-Korn-Bindung miteinander verbundenen Quarze. Auch bei dieser Untersuchung hat sich gezeigt, daß der überwiegende Teil der Gesteine Siltsteine und keine Sandsteine sind.

Aus dem oberen Teil der Givet-Stufe stammt Probe 45 (R 73 520, H 71 360; D 2382, BR 9707). Sie wurde der vorwiegend tonigen Komponente entnommen und ist nach GRÜNHAGEN (1971) ein toniger Siltstein, der teilweise quarzitisches ausgebildet ist. Hauptbestandteil der siltigen Fraktion ist Quarz von ca. 50 μm ϕ ; untergeordnet kommen albitisierte Plagioklase, Orthoklase sowie Muskovit- und Biotitblättchen vor. Eine Korn-an-Korn-Bindung mit Serizit- und Chloritschüppchen auf den Korngrenzen überwiegt zwar, doch spielt auch die Bindung durch den rekristallisierten Tonanteil (feinkörniges Gemenge aus Serizit, Chlorit und Quarz) eine Rolle.

Besonders interessant ist die Untersuchung der sandigen Einlagerungen. Danach handelt es sich nach GRÜNHAGEN (1971) bei Probe 45 a (R 73 520, H 71 360; D 2383, RB 9708) um eine siltige Quarzgrauwacke. Hauptbestandteil sind eckige und angerundete Quarze mit einem max. Durchmesser von 100 μm . Ausnahmen sind Quarze mit einem Durchmesser von 200 μm . Der Feldspatanteil ist recht erheblich. Die Feldspäte sind in erster Linie albitisierte und weniger serizitisierte Plagioklase sowie untergeordnet Orthoklase. Perthite wurden nur sehr selten festgestellt. Glimmer sind selten, wobei die Muskovite überwiegen.

Gesteinsbruchstücke kommen nur spärlich vor; beobachtet wurden Lydite, Tonsteine, Quarzphyllite und feinkörnige Serizitquarzite. Unter den Schwereminerale ist Apatit auffallend häufig. Neben Korn-an-Korn-Bindung ist auch eine solche durch einen fein- bis feinstkörnigen Zement aus Quarz, Serizit und Chlorit recht häufig. Eine weitere Probe aus dieser Stufe ist recht ähnlich zusammengesetzt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze ist nicht sehr deutlich festgelegt, da im oberen Teil des Oberen Quarzites bereits Lagen von dunklen Schiefen vorkommen, die aber erst in der Givet-Stufe vorherrschen. Die Obergrenze ist wieder deutlich markiert durch das völlige Zurücktreten der sandigen Einlagerungen in der darüberfolgenden Adorf-Stufe und durch das Auftreten von völlig neuen Faunenelementen (vgl. S. 62).

Die Mächtigkeit beträgt ca. 70 – 80 m, gelegentlich einige Meter weniger, wenn die Sandsteinlagerungen von max. 10 m Mächtigkeit nicht ausgebildet sind.

Gute Aufschlüsse:

1. oberes Liese-Tal, westlich der Jagdhütte (R 71 820, H 69 530)
2. Ostseite des Weges von Wunderthausen zum Nonnenwinkel (R 67 620, H 63 950)
3. Profil am Weg ostnordöstlich des Steinschab (R 71 480, H 66 360)
4. Ostseite des Herren-Berges, 40 m südlich der Weggabel (R 65 610, H 63 230)
5. Wegschleife 400 m nordöstlich des Herren-Berges (R 65 600, H 63 600)
6. an der Bubenkirche, Wegkehre zum Aussiedlerhof (R 65 880, H 63 140)

Oberdevon

2.1.4. Adorf-Stufe

2.1.4.1. Adorf-Schichten (da)

Der Begriff wurde als stratigraphisch älteste Einheit des Oberdevons von PAECKELMANN (1924) unter der Bezeichnung „Adorfer Schichten“ eingeführt. Teile der heutigen Adorf-Stufe wurden bereits von DENCKMANN (1895, 1906) definiert (Adorfer-Kalk).

Für das Untersuchungsgebiet besonders wichtig ist die Abgrenzung und Gliederung der Schichten der Adorf-Stufe nach Ostracoden, die von RABIEN (1954) durchgeführt wurde.

Definition: Biostratigraphisch wird nach RABIEN (1954, S. 179–201) unter Adorf-Stufe der Zeitraum verstanden, der mit dem Einsetzen der für die Untere Adorf-Stufe typischen *Franklinella*-Arten beginnt und mit dem Aussterben von *Entomoprimitia (E.) splendens* (WALDSCHMIDT) endet.

Fauna: Die vorherrschenden Faunenelemente der gesamten Adorf-Stufe sind die Ostracoden mit einem ausgezeichneten Leitwert neben den stratigraphisch weniger wichtigen Tentaculiten und Styliolinen. Conodonten wurden lediglich aus Kalken gewonnen. Der Kellwasser-Kalk lieferte neben der Mikrofauna nicht näher bestimmbare Buchiolen- und Trilobitenreste.

Nach der Mikrofauna (Ostracoden, Styliolinen, Tentaculiten und Conodonten) ist es möglich, eine Untere, Mittlere und Obere Adorf-Stufe zu unterscheiden (vgl. Tab. 4).

Folgende Faunengemeinschaften bestimmen die Untergliederung (vgl. RABIEN (1956, S. 14):

Untere Adorf-Stufe (dau): Häufiges Vorkommen von Styliolinen und Tentaculiten, selten *Franklinella*-Arten aus der *torleyi*-Gruppe

Mittlere Adorf-Stufe (dam): Vorherrschen von *Bertillonella (R.) cicatricosa* (MATERN), im oberen Teil Aussterben der Styliolinen

Obere Adorf-Stufe (dao): nur noch Tentaculiten und *Entomoprimitia*-Arten der *variostrata*- und *splendens*-Gruppe, sowie *Bertillonella*-Arten aus der *materni*- und *reichi*-Gruppe

Tabelle 4

Gliederung der Adorf-Stufe auf Blatt Hallenberg und den Nachbargebieten

Conodonten - Zonen		Ostracoden - Zonen		Stufen	Blatt Adorf, Blatt Niedersfeld, Blatt Cuddelstein (W.PAECKELMANN, A.RABIENT)	Blatt Hallenberg (K.LEUTERTZ)	Blatt Battenberg, Blatt Berleburg (H.REICH)
<i>crepida</i> - Zone		<i>sigmoideale</i> - Zone		Nehden-Stufe	Bänderschiefer: rhythmisch gebänderte Mergelschiefer mit Kalknotenlagen und dünnen Kalkbänken zum Teil mit Keilwasser - Kalk	gebänderte Ton- und Mergelschiefer gelegentlich dünne Kalkbänken Keilwasser - Kalk	graugrüne Tonschiefer und Rotschiefer
<i>P. triangularis</i> - Zone		<i>splendens</i> - Zone	Obere Adorf-				
Obere		<i>reichi</i> / <i>splendens</i> - Interregnum	Stufe				
		<i>reichi</i> - Zone	dao				
<i>gigas</i> - Zone		<i>schmidti</i> - Zone					
		<i>volki</i> - Zone					
		<i>materni</i> - Zone					
		<i>barrandei</i> - Zone					
		<i>cicatricosa</i> / <i>barrandei</i> - Interregnum	Mittlere Adorf-				
Untere <i>gigas</i> - Zone			Stufe				
<i>A. triangularis</i> - Zone		<i>cicatricosa</i> - Zone	dao				
Obere		<i>cicatricosa</i> / <i>torleyi</i> - Interregnum	Untere Adorf-				
----- <i>asymmetricus</i> - Zone			Stufe				
----- Untere		<i>torleyi</i> - Zone	dao				
<i>hermanni</i> - <i>cristatus</i> - Zone							
<i>varcus</i> - Zone							
				Flinzkalle oder schwarze Tonschiefer (insgesamt 30 - 50 m)	gebänderte Ton- und Mergelschiefer z.T. mit Flinzkalen	schwarze Tonschiefer (80 - 100 m)	

Aus kartiertechnischen Gründen (zu geringe petrographische Unterschiede, zu geringe Gesamtmächtigkeit) wurden die einzelnen Unterstufen auf der geologischen Karte zusammengefaßt.

Schichtenfolge: Innerhalb des Blattbereiches liegen die Schichten der Adorf-Stufe in einer faziellen Entwicklung vor, die vom nördlich gelegenen Locus typicus nicht zu trennen ist.

Die Ablagerungen der Unteren Adorf-Stufe sind vorwiegend dunkle bis schwarze Tonschiefer, die in der Regel kalkfrei sind. Meist ist eine Feinschichtung zu erkennen, besonders dort, wo auf den Schichtflächen Muskovitschüppchen vorkommen. Hauptsächlich im unteren Bereich treten dünne siltige Lagen auf. Zahlreiche Schichtflächen sind dicht mit Styliolinen besetzt, jedoch ohne generelle Einregelung. Besonders gut auszumachen sind die Fossilien im angewitterten Gestein, das dann eine hellgraue Farbe zeigt.

Die Schichten der Mittleren Adorf-Stufe sind charakterisiert durch Bänderschiefer. Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von schwarzen und graugrünen Tonschiefern, die stellenweise schwach siltig sein können. Weiterhin charakteristisch für die Adorf-Bänderschiefer sind dünne Kalkbänke, linsenförmige Kalkeinlagerungen oder Kalkknotschiefer.

Die Ausbildung der schwarzen Schiefer der Mittleren Adorf-Stufe ist identisch mit der der schwarzen Schiefer der Unteren Adorf-Stufe, bis auf die sehr ausgeprägte Bänderung. Sie wird hervorgerufen durch etwa 0,1 – 0,3 mm dünne, helle feinsandige und siltige Lagen. Der Vertikalabstand der einzelnen Bänder schwankt zwischen 0,5 und 5 mm. Einige Schichtflächen sind sehr dicht besetzt mit Ostracoden ausschließlich der Art *Bertillonella (R.) cicatricosa* (MATERN).

Die mit den schwarzen Schiefeln wechsellagernden graugrünen Lagen sind unterschiedlich stark kalkhaltig. Die stärker kalkigen Partien verwittern schneller und nehmen eine bräunlichgelbe Farbe an, somit die Bänderung unterstreichend. Die Mächtigkeit und der vertikale Abstand der schwächer und stärker kalkigen Schichten schwanken in weiten Grenzen (zwischen wenigen Millimetern und mehreren Zentimetern). Wird der Kalkgehalt noch höher, so treten blaugraue, schwach tonige, geringmächtige (bis 15 cm) Kalklagen auf. Die Kalkbänke kommen häufiger nur in der Südwestregion des Blattgebietes vor und nehmen nach Nordosten stetig an Mächtigkeit und Häufigkeit ab.

Im oberen Teil der Mittleren Adorf-Stufe ist im Liese-Tal in einem Steinbruch an der Nordostseite der Höhe 661,5 der Kellwasser-Kalk aufgeschlossen. An der Sohle des Steinbruchs (s. Abb. 6) beginnt die Schichtenfolge mit dunkelgrauen bis schwarzen sowie grauen bis graugrünen, schwach kalkhaltigen Schiefeln. Diese sind deutlich gebändert und enthalten dünnbankige dunkle Kalklagen. Von 3 m bis 3,6 m über der Sohle werden die Kalkbänkchen zahlreicher. Darüber folgt eine ca. 40 cm mächtige Schicht, die aus ca. 20 dünnbankigen, teilweise knolligen Kalklagen besteht und als Zwischenmittel sehr dünne, graugrüne Tonschiefer enthält. Darüber lagert der hier 90 cm mächtige Horizont des Kellwasser-Kalkes. Die dünnen Kalklagen sind meist zersetzt und bilden einen dunkelbraunen Mulm. Einige noch frische Stücke zeigen, daß der Kellwasser-Kalk tief-

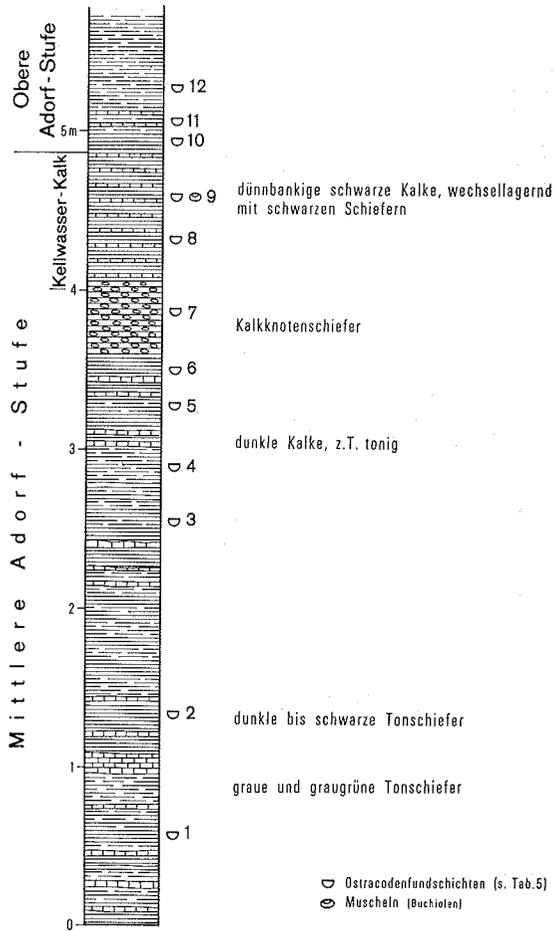


Abb. 6. Profil der Mittleren und Oberen Adorf-Stufe im Steinbruch des oberen Liese-Tales

schwarz gefärbt ist und Schlieren von Bitumen enthält. Eingelagert sind geringmächtige Schieferpacken, die ebenfalls schwarz sind und einen geringen Kalkgehalt aufweisen. Über dem Kellwasser-Kalk liegen 15 cm schwarze, milde Tonschiefer. Sie werden überlagert von 15 cm graugrünen Schiefen, die geringmächtige, pyritführende dunkle Kalke enthalten. Das Profil schließt ab mit 60 cm graugrünen Schiefen, in die kleine Pyritnester eingelagert sind.

In den Fundschichten 1 – 7 (s. Abb. 6) tritt das Leitfossil der Mittleren Adorf-Stufe (*Bertillonella (Rabienella) cicatricosa* (MATERN)) auf, daneben finden sich noch die Formen *Entomozoe (Nehdentomis) pseudorichterina* (MATERN), *Entomozoe (Nehdentomis) tenera* (GÜRICH), *Richterina (Volkina) zimmermanni* (M. VOLK), *Homoctenus tenuicinctus* F. A. ROEMER. Die Fundschichten 8 und 9 enthalten zahlreiche Exemplare der Arten *Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalmus* (M. VOLK) und seltener *Entomoprimitia (E.) nitida* (F. A. ROEMER); *Bertillonella (Rabienella) cicatricosa* (MATERN) kommt nicht mehr vor. Die Fossilführung in den Proben 8 und 9 weist darauf hin, daß es sich hier um den Horizont des Unteren Kellwasser-Kalks handelt (damo der Ostracodengliederung, Begründung s. RABEN 1954, S. 185–187, = do I (β) γ der Cephalopoden-Orthostratigraphie). Die Fundschichten 10 – 12 enthalten bereits Ostracoden der Oberen Adorf-Stufe, nämlich *Entomoprimitia kayseri* (WALDSCHMIDT), *Richterina (Volkina) zimmermanni* (M. VOLK) und Tentaculiten (keine Styliolinen mehr).

In der Oberen Adorf-Stufe setzt sich die Fazies der Bänderschiefer fort. Im Unterschied zur Mittleren Adorf-Stufe ist der Kalkgehalt in den graugrünen Schiefen geringer und deswegen die Bänderung weniger deutlich.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Probe 18 a (R 72 010, H 69 360; D 2345, RB 9677) ist nach GRÜNHAGEN (1971) ein calcithaltiger, schwach feinsiltiger Tonschiefer, der durch die dünnen, etwas siltigen Lagen undeutlich geschichtet erscheint. Die Matrix besteht aus Chlorit, Serizit und feinstkörnigem Quarz, die Siltfraktion aus eckigen bis angerundeten Quarzen, daneben Muskovitblättchen, daraus hervorgegangenen blastischen Chloriten, die parallel (001) mit Serizitpaketen verwachsen sind, sowie ganz untergeordnet albitisierten (?) Plagioklasen und Biotitblättchen. Erheblichen Anteil am Mineralbestand haben auch blastische Chlorite von Siltkorngröße, die nicht durch Chloritisierung detritischer Muskovite, sondern durch Rekristallisation aus der tonigen Matrix entstanden sind. Der Calcit macht 12,5 Gew.-% des Gesteins aus; er liegt in mikrosparitischer Ausbildung vor.

Besonders interessant ist die Untersuchung des Kellwasser-Kalkes vom gleichen Fundpunkt (Probe 18, D 2344, RB 9675). Nach GRÜNHAGEN (1971) ist die entnommene Probe ein bituminöser bis stark toniger Mikrosparit.

Die Probe besteht aus zwei Lagen zu Mikrosparit rekristallisiertem bituminösem Biomikrit, die eine ebenfalls zu Mikrosparit rekristallisierte Lage stark tonigen Mikrits einschließen. In den ehemaligen Biomikritlagen sind die Fossilreste noch mehr oder weniger deutlich zu erkennen, aber nicht näher zu bestimmen. Der Calcitgehalt der Gesamtprobe liegt bei 88 Gew.-%, die Nichtcarbonate (12 Gew.-%) sind korrodierte Quarze, mehr oder weniger chloritisierte Muskovite, Chlorit, Illit und neugebildete Albite.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Adorf-Stufe ist charakterisiert durch das Aussetzen von Sandsteineinlagerungen, die im Lie-

genden häufig vorkommen, sowie durch das plötzliche Auftreten der für die Untere Adorf-Stufe typischen Ostracoden (vgl. S. 62).

Die Obergrenze ist petrographisch weniger scharf. Zum Hangenden hin nehmen die schwarze Farbe und der Kalkgehalt ab, der Feinsandgehalt nimmt zu. Typisch ist jedoch wie für die untere Grenzziehung auch hier der Wechsel des Faunencharakters. An der Wende Adorf/Nehden sterben die Tentaculiten aus, ebenso die *Entomoprimitia*-Arten der *variostrata*- und *splendens*-Gruppe. Dafür beginnt an der Grenze eine neue Ostracodengruppe, die fast vollständig von *Entomozoe*-Arten beherrscht wird.

Die Mächtigkeit der Adorf-Schichten kann nur geschätzt werden, da keine zusammenhängenden Profile aufgeschlossen sind. Nach den einzelnen Teilprofilen dürfte die Mächtigkeit ca. 40 – 50 m betragen.

Gute Aufschlüsse:

1. neuangelegter Steinbruch im Tal des Bubenkirch-Baches (R 67 990, H 63 980) (dam)
2. Ostseite des Weges von Wunderthausen zum Nonnenwinkel (R 67 620, H 63 950) (dmo – dao)
3. kleiner Steinbruch am Südwestrand des Hundsrücken (R 69 860, H 65 040) (dam – dao)
4. Steinbruch an der Nordseite der Höhe 661,5 im Liesetal (R 72 050, H 69 350) (dam – Kellwasser-Kalk – dao)
5. Bergrücken zwischen zwei Bachläufen bei Hp 480,6 (R 72 280, H 68 200 bis R 72 150, H 68 270) (dau – dam – dao)
6. Nordwesthang des Bolter-Berges 750 m nordwestlich des Gipfels (R 72 320, H 69 630) (dam – dao)

Tabelle 5

Fossilfundpunkte in der Adorf-Stufe

	R 72 120, H 69 000	R 74 740, H 73 400	R 72 420, H 69 690	R 72 420, H 69 700	R 72 280, H 68 200	R 72 150, H 68 270	R 72 050, H 69 350	R 72 050, H 69 350	R 72 050, H 69 350	R 67 990, H 63 920	R 67 990, H 63 920	R 69 860, H 65 007	R 69 860, H 65 015	R 69 860, H 65 022	R 69 860, H 65 028
<i>Entomoprimitia (E.) kayseri</i>							+								
<i>Entomoprimitia (E.) nitida</i>							+								
<i>Entomoprimitia (E.) paeckelmanni</i>	+		+												
<i>Entomoprimitia (E.) splendens</i>												+			
<i>Entomoprimitia (E.) variostrata</i>	+		+												
<i>Entomozoe (N.) pseudophthalmus</i>	+		+				+								
<i>Entomozoe (N.) pseudorichterina</i>				+			+								+
<i>Entomozoe (N.) tenera</i>															+
<i>Ungerella calcarata</i>						+									+
<i>Franklinella torley</i>						+		+							
<i>Richterina (V.) latecostata</i>		+											+		
<i>Bertillonella (Rabienella) cicatricosa</i>				+	+						+				+
<i>Waldeckella reichi</i>													+		
<i>Palmatolepis gigas</i>								+		+					
<i>Palmatolepis hassi</i>								+		+	+				
<i>Palmatolepis subrecta</i>								+		+	+				
<i>Homoctenus tenuicinctus</i>			+	+							+	+	+	+	+
* u.K.K. = unterer Kellwasser-Kalk	dao	dao	dao	dam	dam	dau	u.K.K.*	dam	dau	dam	dam	dao	dao	dam	dam

2.1.5. Nehden-Stufe

2.1.5.1. Nehden-Schichten

KAYSER erkannte bereits 1873 an dem kleinen Vorkommen in der Mulde von Nehden (nördlich von Brilon) die Selbständigkeit dieser Schichten unterhalb der *Clymenia*-Stufe. Die Bezeichnung „Nehdener Schichten“ wurde 1924 von PAECKELMANN eingeführt, welche die sehr unterschiedlichen faziellen Ausbildungen dieser Schichten mit einschließt. Für das Blattgebiet ist die Untergliederung und Abgrenzung der Schichten mittels Ostracoden wichtig, die ebenfalls von RABIEN (1954) eingeführt wurde (Tab. 6).

Definition: Unter der Nehden-Stufe wird nach RABIEN (1954, S. 201–205) biostratigraphisch der Zeitraum verstanden, der durch die Lebensdauer von *Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis* (MATERN) gekennzeichnet ist. Weiterhin wird er charakterisiert durch das häufige Vorkommen von *Entomozoe*-Arten der *serratostrata*-Gruppe.

Fauna und Flora: Ausgestorben sind die Tentaculiten und alle für die Obere Adorf-Stufe leitenden Ostracoden. Die Schichten, die Ostracoden führen, werden fast ausschließlich von *Entomozoe*-Arten aus der *serrato-striata*-Gruppe beherrscht. In der Nehden-Stufe ist die Ostracodenfauna weit spärlicher verteilt als in der Adorf-Stufe. Betrachtet man die gesamte Nehden-Stufe, so kommen nur im unteren Teil häufiger Ostracoden vor; in den Sandsteinhorizonten fehlen sie völlig, und oberhalb der Sandsteine kommen nur seltene Einzelfunde vor. Die gleiche Aussage gilt für die Conodonten innerhalb der klastischen Nehden-Folge.

Mit Beginn der Nehden-Stufe setzt im Blattgebiet *Posidonia (Guerichia) venusta* MÜNSTER ein, wobei diese Art die einzig häufiger vorkommende im gesamten höheren Oberdevon ist.

Spuren kommen vereinzelt auf den Unterseiten von dünnbankigen Sandsteinen vor. Sie haben eine große Ähnlichkeit mit den Weidespuren der alpinen Flyschserien.

Innerhalb der dickbankigen Sandsteine treten einige dünne Lagen von graubraunen, stark glimmerhaltigen Sandsteinen auf, die neben Tonschiefergeröllen zahlreiche nicht näher bestimmbare Pflanzenreste enthalten. Diese pflanzenführenden Lagen innerhalb der Nehden-Stufe sind die einzigen während der Zeit des gesamten Oberdevons.

Schichtenfolge: Die vorherrschenden Gesteine innerhalb der Nehden-Stufe sind im Blattgebiet graugrüne Tonschiefer und Siltschiefer, sowie dunkelgraue, glimmerhaltige, feinkörnige Sandsteine.

Auf Grund petrographischer Unterschiede ist folgende Gliederung möglich:

2.1.5.1.1. Untere Schiefer-Folge (dn,t1)

Die Schichten der unteren Schieferfolge gehen ohne scharfen Wechsel aus den Adorf-Bänderschiefern hervor.

Im gesamten Blattgebiet werden mit Beginn der Nehden-Stufe die Schiefer kalkärmer; Feinsand- und Glimmergehalt nehmen merklich zu. Vorherrschend sind graugrüne und graue Tonschiefer und Siltschiefer. Vereinzelt kommen feinsandige Lagen mit einem merklichen Glimmergehalt vor. Die siltigen Schieferlagen enthalten oft die für die Nehden-Stufe charakteristischen Ostracoden sowie Conodonten der *crepida*-Zone (= *dolla*). Kalkknotenlagen, die verschiedentlich aus der Nachbarschaft von Blatt Hallenberg beschrieben wurden (REICH 1927, RABEN 1956, S. 22) fehlen im Blattgebiet. Am Ortsausgang von Wundertshausen in Richtung Berleburg sind als Besonderheit Teile der unteren Schieferfolge als Rotschiefer ausgebildet. Die Mächtigkeit der unteren Nehden-Schichten beträgt für das gesamte Blattgebiet ca. 20 m.

2.1.5.1.2. Dünnbankige Sandstein-Folge (dn,s1)

Die untere Schiefer-Folge wird ohne scharfe Grenze von einem Horizont überlagert, der in graugrünen Ton- und Siltschiefern geringmächtige (2–10 cm) Sandsteine eingeschaltet enthält. Die Sandsteine besitzen eine graue bis blaugraue Farbe, sind feinkörnig und haben einen hohen Glimmergehalt. Die braunen Anwitterungsrinden weisen darauf hin, dass ein geringer Kalkgehalt vorhanden ist (vgl. S. 73). Der Glimmeranteil ist auf den Schichtflächen angereichert und macht eine Feinschichtung im Millimeter-Bereich deutlich. Oft ist diese Feinschichtung als Schrägschichtung im Zentimeter-Bereich ausgebildet. Weiterhin ist eine wulstige Textur („convolute bedding“) der inneren Feinschichtung zu erkennen, die teilweise bis an die Oberfläche der einzelnen Sandsteinbänke reicht (besonders gut aufgeschlossen an der B 236 bei km 32,0).

Innerhalb der dünnbankigen Sandstein-Folge sind auf den Schichtunterseiten zahlreiche Spuren zu finden (Steinbruch bei Glindfeld), die als Ausgüsse auf den zwischen den Sandsteinen lagernden Tonschiefern erzeugt wurden. Sehr häufig ist eine ca. 1 mm breite und einige Zentimeter lange Spur, die sich an einem Ende astförmig verzweigt. Mehrere dieser Spuren können von einem gemeinsamen Zentrum ausgehen. Seltener sind Spuren von geführten Mäandern, die große Ähnlichkeiten mit denen der alpinen Flyschserien aufweisen und rezent von Anneliden erzeugt werden (R. RICHTER 1924). Die mit den dünnbankigen Sandsteinen wechsellagernden Schiefer sind graugrün, stellenweise feinsandig und kalkfrei.

Die Mächtigkeit dieser Folge beträgt, ohne nennenswerte Schwankungen, für das gesamte Blattgebiet ca. 20 m.

Die untere Schiefer-Folge und die dünnbankige Sandstein-Folge wurden wegen ihrer geringen Mächtigkeit bei der Kartierung zusammengefaßt.

2.1.5.1.3. Dickbankige Sandstein-Folge (dn,s2)

Ohne Übergang lagern mit scharfer Grenze dickbankige Sandsteine über den dünnbankigen. Die sonst verbreiteten Schieferzwischenlagen treten in dieser Folge weit zurück und erreichen nur wenige Zentimeter Mächtigkeit. Es handelt sich dabei um graugrüne, dunkelgraue, glimmerhaltige, feinkörnige Sandsteine und dunkle bis schwarze Tonschiefer ohne jeglichen erkennbaren Kalkgehalt.

Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke der dickbankigen Sandsteine schwankt in weiten Grenzen. Besonders im unteren Bereich sind die Bänke ca. 1–2 m dick, einzelne sogar bis zu 5 m (Steinbruch Schneider an der B 236). Im oberen Bereich ist die Mächtigkeit der Bankfolgen geringer und beträgt ca. 10–50 cm. Hauptbestandteil der Sandsteine ist Quarz neben Feldspäten (vgl. S. 73); Glimmer sind besonders auf den Schichtflächen angereichert. Die gröbste Kornfrak-

tion (Quarz, Feldspäte) hat einen Durchmesser von 0,3 mm, die am häufigsten vorkommende einen von 0,1 mm. Die Sandsteine sind fast völlig kalkfrei. Im unteren Teil einzelner Sandsteinbänke kommen gelegentlich Tonschieferfetzen als Zeichen einer geringfügigen Aufarbeitung vor (Grauwackencharakter!, vgl. S. 74).

In mürben, graubraunen, stark glimmerhaltigen Sandsteinen sind auf den Schichtflächen, ebenso wie im Bankinneren, Pflanzenreste angereichert. Da diese sowohl im Liegenden (mitteldevonische Siltsteine) als auch im Hangenden (Sandsteine der Dasberg-Stufe) nicht vorkommen, bilden sie ein wichtiges Indiz bei der Lesesteinkartierung.

Vereinzelt lassen sich an den Unterseiten von Sandsteinbänken Strömungs- marken und Schleifspuren beobachten. Marken auf den Schichtoberflächen sind selten; so wurden Rippelmarken, die größere Areale einnehmen, nur in einem Aufschluß beobachtet (Steinbruch an der B 236 unterhalb Steinbruch Schneider). Messungen der oben angeführten Sedimentmarken ergaben, daß die Hauptströmungsrichtung von Nordwesten nach Südosten gerichtet war (vgl. EINSELE 1963, S. 52, Taf. 5 und LEUTERITZ 1968, S. 212). Verglichen mit den liegenden und hangenden Schichten des Oberdevons, herrschten während der Ablagerungszeit der dickbankigen Sandstein-Folge besonders hohe Strömungsgeschwindigkeiten, verbunden mit größerer Sedimentzufuhr, worauf die Bankmächtigkeiten, Tonschieferfetzen, Strömungs- marken, Schrägschichtung, Zusammenschwemmungen von Pflanzenresten und syndementäre, durch Turbidite angelieferte Konglomerate in den Blattgebieten 4917 Battenberg und 4916 Berleburg hinweisen.

Im Blattgebiet Hallenberg läßt diese Folge die größten Mächtigkeitsschwankungen innerhalb des Oberdevons erkennen. So wurde im Steinbruch Schneider eine Sandsteinfolge von 80 m gemessen, die nach Nordosten schnell an Mächtigkeit verliert und am Boller-Berg nur noch 25 m beträgt, weiter nach Nordosten in der Gemarkung Glindfeld wieder auf 40–50 m anwächst, aber auf Blatt 4717 Niedersfeld völlig auskeilt.

2.1.5.1.4. Obere Schiefer-Folge (dn,t2)

Über der dickbankigen Sandstein-Folge lagern graugüne und dunkelgraue Tonschiefer sowie Siltsteine, die in ihrer Ausbildung sehr an die Schichten der unteren Schiefer-Folge erinnern. Gelegentlich kommen darin noch geringmächtige Sandsteinlagen vor, die mit denen der dünnbankigen Sandstein-Folge zu vergleichen sind. Ostracoden- und Conodontenfunde (*Entomozoe (Richterina) serratostrata* (G. SANDBERGER), *Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis* (MATERN), sowie *Palmatolepis quadrantinodosa inflexa* (MÜLLER) weisen darauf hin, daß die obere Schiefer-Folge noch teilweise zur Nehden-Stufe gehört. Gesteine der gleichen Folge enthalten im oberen Abschnitt aber schon *Richterina (Richterina)*

striatula (REINH. RICHTER). Die Mächtigkeit der oberen Schiefer-Folge für das Blattgebiet beträgt ca. 20 m. Die Grenze Nehden-/Hemberg-Stufe liegt also im oberen Teil der oberen Schiefer-Folge. Aus kartiertechnischen Gründen wurde die Grenze dn/dh an die Oberkante der oberen Schiefer-Folge gelegt, da diese von Rotschiefern überlagert wird und somit eine markante petrographische Grenze bildet.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung:
Nach einer Dünnschliffuntersuchung von GRÜNHAGEN (1971) handelt es sich bei Probe 40 c (R 71 950, H 65 730; D 2377, RB 9702) um einen calcitischen, feldspatreichen Sandstein, dessen klastische Bestandteile ca. 70 Gew.-% ausmachen.

Es ist in erster Linie Quarz mit einem Korndurchmesser bis zu 250 μm ; daneben kommen Feldspäte und untergeordnet Glimmer vor. Die Korngrößenverteilung ist serial.

Manche Quarze enthalten feine Sillimanitnadeln, andere kleine Biotiteinschlüsse. Die Feldspäte sind zum überwiegenden Teil albitisierte (?) Plagioklase, untergeordnet auch Orthoklase, Mikrokline und Perthite. Als Glimmer treten Muskovite und chloritisierte, z. T. völlig entfärbte, z. T. noch schwach bräunliche pleochroitische Biotite auf.

Vereinzelt wurden auch Reste von fein- bis feinstkörnigen Quarzgesteinen und Tonschiefern festgestellt. Bei den Quarzgesteinen dürfte es sich eher um Bruchstücke von Quarzkeratophyrgrundmasse als um Lydite handeln. Aus den Quarzkeratophyren stammt wahrscheinlich auch ein großer Teil der albitisierten (?) Plagioklase, während die Alkalifeldspäte sowie die Quarze mit Biotiteinschlüssen aus Plutoniten und/oder Metamorphiten, die Quarze mit eingeschlossenen Sillimanitnadeln aus Metamorphiten abzuleiten sind.

Alle diese klastischen Bestandteile liegen, im allgemeinen ohne sich gegenseitig zu berühren, in einer Masse bis zu 1 mm großer poikilitischer Calcitkristalle, von denen die Quarze und Feldspäte stark korrodiert worden sind, so daß z. T. nur noch skelettartige Reste von ihnen vorhanden sind. Der Calcit ist mit 30 Gew.-% an der Zusammensetzung des Gesteins beteiligt.

Die hohe Calcitkomponente ist auch beim angewitterten Gestein nicht besonders auffällig, vielmehr sind nur hellbraune bis braune Rinden durch die Verwitterung ausgebildet, die auf einen wesentlich geringeren Kalkgehalt schließen lassen.

Vom gleichen Fundpunkt, aber aus der dickbankigen Sandstein-Folge, stammt Probe 40 b (R 71 950, H 65 730; D 2376, RB 9701), die ebenfalls von GRÜNHAGEN (1971) untersucht wurde. Danach handelt es sich bei diesem Gestein um eine Quarzgrauwacke, die schwach calcitführend ist. Üblicherweise ist im Gelände ein Kalkgehalt nicht nachweisbar.

Hauptbestandteil des untersuchten Gesteins sind eckige bis angerundete Quarze von max. 300 μm ϕ . Die Korngrößenverteilungskurve dürfte ein asymmetrisches Maximum im Bereich von 100 μm mit einem relativ steilen Abfall in Richtung zunehmender Korngröße und einem langsamen Abfall in Richtung abnehmender Korngröße aufweisen. Die Korngrößenverteilung hat also serialen Charakter.

Albitisierte (?) Plagioklase, neben Orthoklasen und Mikroklinen, selten Perthite und nur ausnahmsweise neugebildete Kalifeldspäte sind in einer erheblichen Menge von 20 – 30 % an der Zusammensetzung des Gesteins beteiligt.

Weitere gröberklastische Gemengteile sind Muskovite mit beginnender randlicher Chloritisierung, und Biotite, die stets von farblosem, hellgrünem oder auch bräunlichem Chlorit einkristallin pseudomorphosiert sind. Einzelne größere Chlorite mögen auch überwiegend oder ganz durch Blastese entstanden sein.

An Gesteinsfragmenten wurde nur ein feinkörniger Serizitquarzit beobachtet.

Sparitischer Calcit macht 2 Gew.-% des Mineralbestandes aus.

Die Bindung ist z. T. eine Korn-an-Korn-Bindung, z. T. wird sie auch durch einen feinkörnigen Serizit-Chlorit-Quarz-Zement hervorgerufen. Die Benennung als „Quarzgrauwacke“ ergibt sich neben dem Quarzgehalt aus dem recht erheblichen Anteil an Feldspäten und Phyllosilikaten.

Eine weitere Probe (Probe 20, R 72 660, H 68 820; D 2347, RB 9680) stammt aus der dickbankigen Sandstein-Folge, jedoch aus einer solchen Region, wo die Ablagerungen der Nehden-Stufe insgesamt die geringste Mächtigkeit aufweisen. Auffällig ist auch sofort der petrographische Unterschied; nach GRÜNHAGEN (1971) handelt es sich hierbei um einen feldspatreichen, quarzitischen Feinsandstein mit einer mittleren Korngröße von nur 70 μm . Hauptbestandteil ist Quarz neben Feldspäten, wobei es sich bei diesen vorwiegend um albitisierte (?), meist durch Serizitausscheidung etwas getrübe Plagioklase handelt. Daneben kommen an Feldspäten noch Orthoklase, Mikrokline und Perthite vor.

Untergeordnete Gemengteile sind Muskovit, Biotit und Lyditfragmente. Bemerkenswert ist ferner das relativ häufige Auftreten von Apatit unter den Schweremineralen.

Es besteht überwiegend eine Korn-an-Korn-Bindung, wobei auf den Korngrenzen meist Chlorit- und Serizitschüppchen liegen. Nur an wenigen Stellen wird die Bindung von einem feinkörnigen Quarz-Chlorit-Serizit-Zement übernommen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Nehden-Stufe ist petrographisch unscharf, biostratigraphisch jedoch gut zu belegen durch einen deutlichen Formenwechsel bestimmter Ostracodenfaunen (vgl. S. 70). Für die Obergrenze gilt petrographisch das gleiche, da diese innerhalb der

homogenen oberen Schiefer-Folge liegt; auch hier ist die Grenze bestimmt durch das Aussterben und Neueinsetzen von bestimmten Ostracodengruppen.

Die Mächtigkeitsschwankungen der Nehden-Stufe innerhalb des Blattgebietes werden besonders durch unterschiedliche Sedimentanhäufungen in der Folge der dickbankigen Sandsteine bestimmt. Die übrigen Schichten besitzen eine relativ konstante Mächtigkeit (untere Schiefer-Folge ca. 20 m, dünnbankige Sandstein-Folge ca. 20 m, obere Schiefer-Folge ca. 20 m).

Die Gesamtmächtigkeit im nordöstlichen Teil des Blattgebietes beträgt ca. 80 – 100 m (Gemarkung Glindfeld), im südwestlichen Teil ca. 150 m (Steinbruch Schneider, Steinschab).

Gute Aufschlüsse :

1. Klippenzone nordöstlich des Schlosserskopfes bei HP 699,0; dao bis dickbankige Sandstein-Folge (R 69 700, H 64 800)
2. Steinbruch Schneider an der Südseite des Steinschab; gesamte Nehden-Stufe (R 71 500, H 65 920 bis R 71 950, H 65 800)
3. Böschung an der B 236 bei km 36,1; untere Schiefer-Folge (R 71 900, H 65 650)
4. 70 Meter nördlich der Schwerspat-Aufbereitungsanlage (Dreislar), südlich von Liesen; dickbankige Sandstein-Folge, obere Schiefer-Folge, Hemberg-Stufe (R 72 950, H 65 880)
5. Nordwesthang des Boller-Berges, Steinbruch an der Forststraße Hesborn – Winterberg; untere Schiefer-Folge, Obere Adorf-Stufe (R 72 420, H 69 800)
6. neugeschobener Weg, 100 m nordöstlich von HP 414,0; untere Schiefer-Folge bis obere Schiefer-Folge (R 74 330, H 71 560 bis R 74 400, H 71 510)
7. aufgelassener Steinbruch 150 m nordwestlich von HP 467,6 (Gemarkung Glindfeld); dünnbankige Sandstein-Folge bis dickbankige Sandstein-Folge (R 74 740, H 73 170)

Tabelle 7

Fossilfundpunkte in der Nehden-Stufe

	R 74 740, H 73 170	R 74 330, H 71 160	R 74 200, H 73 520	R 74 750, H 73 370	R 74 400, H 71 820	R 73 300, H 69 080	R 66 030, H 62 900	R 71 950, H 65 800	R 71 620, H 66 260	R 71 820, H 68 800	R 72 320, H 68 800	R 69 860, H 64 430	R 72 320, H 69 530	R 72 320, H 69 540	R 72 320, H 72 320	R 74 690, H 73 180
<i>Entomozoe (R.) serratostrata</i>	+		+	+	+						+	+	+	+	+	
<i>Entomozoe (R.) nehdensis</i>		+		+		+				+	+		+		+	
<i>Entomozoe (N.) pseudorichterina</i>																
<i>Posidonia (Guerichia) venusta</i>	+	+	+	+	+	+					+	+	+	+	+	
<i>Palmatolepis crepida</i>							+			+				+		
<i>Palmatolepis glabra glabra</i>								+	+							
<i>Palmatolepis minuta</i>							+									
<i>Palmatolepis regularis</i>							+	+								
<i>Palmatolepis subperlobata</i>							+							+		
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i>							+							+		
*) Die Faunenfundpunkte rechts dieser Linie entstammen vermutlich der Nachbarschaft der Fundschichten von RABIER (1954, S. 233–249) oder aus diesen selbst	dn	dn	dn	dn	dn	dn	dn; crepida-Zone	dn	dn	dn	dn	dn *)	dn	dn	dn	dn

2.1.6. Hemberg-Stufe

2.1.6.1. Hemberg-Schichten (dh)

Diese Schichten sind benannt nach dem Hem-Berg bei Iserlohn; HENKE fand dort im Horizont des „Bunten Knotenkalkes“ eine Fauna, die der unteren Clymenien-Stufe angehört. Der Name „Hemberg-Stufe“ wurde nach Absprache in zwei Veröffentlichungen (PAECKELMANN 1924 und H. SCHMIDT 1924) gleichzeitig aufgestellt. Danach soll die Hemberg-Stufe die roten Schichten des sauerländischen Oberdevons umfassen, soweit ihre stratigraphische Position das zuläßt. Miteinbezogen sind auch die nicht rotgefärbten Schichten, die über der Nehden-Stufe und unter der Dasberg-Stufe lagern. Der Name „Foßley“ bezeichnet die Hemberg-Stufe nicht genau und wird nur noch als Faziesbegriff verwendet. Mangels Makrofossilien ist im Untersuchungsgebiet die Abgrenzung der Hemberg-Stufe nur mit Ostracoden (RABIER 1954) und Conodonten möglich (ZIEGLER 1962).

Definition: Nach RABIER (1954, S. 205–208) wird als Hemberg-Stufe der Zeitraum verstanden, der durch die Lebensdauer der Untergattung *Richterina* (*Fossilrichterina*) gekennzeichnet ist. Die *Entomozoe*-Arten der Nehden-Stufe sind ausgestorben, die in der Dasberg- und Wocklum-Stufe leitenden Arten der Untergattung *Richterina* (*Maternella*) kommen noch nicht vor.

Fauna: Die häufigsten Fossilien in graugrünen Tonschiefern und Rotschiefern („Foßley) sind wiederum Ostracoden und Conodonten. Im Verhältnis zu den älteren Stufen des Oberdevons sind die Ostracodenfaunen seltener und weniger gut erhalten. Durch das Einsetzen von *Richterina (Richterina) striatula* (REINH. RICHTER), *Richterina (Richterina) costata* (REINH. RICHTER), *Richterina (Richterina) tenuistriata* KUMMEROW und *Richterina (Fossirichterina) intercostata* (MATERN) wird deutlich, daß die unteren graugrünen Schichten nicht mehr zur Nehden-Stufe gehören. Darauf weisen auch Conodontenfunde von *Palmatolepis rugosa ampla* MÜLLER und *Palmatolepis rugosa grossi* ZIEGLER hin.

Zahlreicher und besser erhalten sind die Faunen, die aus den Rot- und Grünschiefern stammen (Forststraße bei Glindfeld, Südhang des Boiler-Berges).

Neben einigen unbestimmbaren Trilobitenresten kommt nur noch *Posidonia (Guerichia) venusta* MÜNSTER häufiger vor. Zahlreiche Spuren (geführte Mäander) finden sich auf den Schichtoberflächen.

Schichtenfolge: Der untere Teil der Hemberg-Stufe besteht aus grauen bis graugrünen Ton- und Siltschiefern, die sich von denen zur Nehden-Stufe gehörenden nicht unterscheiden. In dieser Serie ist eine genaue Grenzziehung zur Nehden-Stufe biostratigraphisch wegen Fossilarmut und schlechter Erhaltung nur schwer möglich. Bei der Kartierung wurde deshalb die Untergrenze für die Hemberg-Stufe an die Unterkante der die graugrünen Ton- und Siltschiefer überlagernden Rotschiefer gelegt.

Die typischen Gesteine der Hemberg-Stufe wurden früher im überwiegenden Teil des Rheinischen Schiefergebirges als „Foßley“ (= „Rotfels“) bezeichnet. Darunter versteht man eine Wechsellagerung von roten und grünen, schwach glimmerhaltigen Ton- und Siltschiefern, die gelegentlich hellgraue und rötliche, 2 – 3 cm mächtige Kalk- und Kalkknotenlagen enthalten (s. Abb. 7). Diese Kalke keilen oft auf kurze Entfernung aus (Südseite des Hundsrückens) oder fehlen völlig (Forsthaus Kaltenscheid im Orke-Tal). Oft sind die Kalkknoten- und Kalklagen zerschert und um einen gewissen Winkelbetrag (35°) aus der Horizontalen gedreht (Haltepunkt Liesen). Die Rotschieferlagen überwiegen gegenüber den grünen Schieferen und sind in der Regel mächtiger entwickelt. Die Sandsteine haben meist ein kalkiges Bindemittel, sind feinkörnig, glimmerhaltig, dünnbankig und zeigen eine ausgeprägte Wickelschichtung. Glimmerschüppchen sind besonders auf den Schichtflächen angereichert. Zahlreiche Lebensspuren (geführte Mäander) kommen sowohl in den Rot- und Grünschiefern als auch an den Schichtunterseiten der feinkörnigen Sandsteine vor (Tüppelsche Kopf, 100 m nordwestlich von HP 519,5).

Die typischen Gesteine der Hemberg-Stufe werden von Schichten überlagert, die denen des Nehden-/Hemberg-Grenzbereiches ähneln. Da in diesen Gesteinen keine Fossilien gefunden wurden, kann nicht entschieden werden, ob diese noch zur Hemberg- oder schon zur Dasberg-Stufe gehören. Zu den auf der geo-



Abb. 7. Rote und grüne Tonschiefer mit teilweise ausgewitterten Kalkknotten der Hemberg-Stufe am Haltepunkt Liesen

logischen Karte als Hemberg-Stufe ausgeschiedenen Schichten ist also zu bemerken, daß diese nicht den gesamten Zeitraum umfassen, sondern daß im Liegenden sicher und im Hangenden wahrscheinlich noch ein Teil der Ablagerungen zu dieser Stufe gehören kann. Die hier so abgegrenzten Gesteine stimmen überein mit den nördlich von Blatt Hallenberg auf Blatt 4618 Adorf (PÆCKELMANN 1936) und Blatt 4717 Niedersfeld (RABIEN 1954) ausgeschiedenen Schichten. REICH (1935 b) dagegen rechnet im Süden auf Blatt 4917 Battenberg noch eine Schiefer-Sandsteinserie im Hangenden zur Hemberg-Stufe, ohne dies näher zu begründen.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Aus den Schichten unterhalb der Rotschiefer stammt Probe 24 (R 72 740, H 68 750; D 2390, RB 9757), die nach GRÜNHAGEN (1971) ein gebänderter Tonschiefer ist. Das untersuchte Gestein zeichnet sich durch einen Wechsel von

millimeterstarken Lagen von sehr reinem Tonschiefer, Tonschiefer mit einem geringen, aber unterschiedlichen Siltgehalt und Feinsiltsteinen mit einer Korngröße von nur etwa 10 μm aus. Von DZULYNSKI & WALTON (1965) werden laminar geschichtete Gesteine als Absätze aus Suspensionsströmen gedeutet.

Die Tonfraktion des Gesteins besteht aus Serizit, Chlorit und feinstkristallinem Quarz; der Siltanteil wird von eckigen bis angerundeten Quarzen und ganz untergeordnet von albitisierten (?) Plagioklasen gebildet.

Das typische Gestein der Hemberg-Stufe sind die Hemberg-Rotschiefer. Bei der untersuchten Probe 23 (R 72 800, H 68 720; D 2350, RB 9684) handelt es sich nach GRÜNHAGEN (1971) um einen hämatitischen siltigen Tonschiefer. Die tonige Matrix besteht aus Chlorit, Serizit, evtl. auch mikroskopisch nicht feststellbarem feinstkristallinem Quarz sowie Hämatit, der dem Gestein die ziegelrote Farbe verleiht. Der Durchmesser der Hämatitkörnchen liegt im allgemeinen unter 0,5 μm . Den Feinsiltanteil stellen eckige bis angerundete Quarze, untergeordnet Muskovitblättchen und albitisierte (?) Plagioklase dar, daneben sind Chlorit-Serizit-Blasten häufig. Die Hämatitkörnchen sind vielfach in schieferungsparallelen Schnüren angeordnet. Hellgrüne Flecken des Gesteins sind durch das Fehlen des Hämatits an diesen Stellen bedingt.

Diese beschriebenen Eigenschaften zeigt ebenfalls Probe 33 (R 72 860, H 65 740; D 2365, RB 9685), nur enthält der hämatitische Tonschiefer dieser Lokalität zum Unterschied einen Gehalt an mikrosparitischen Calcit von 3,5 Gew.-%. Der Hämatit in diesen Gesteinen ist mit Sicherheit nicht in der vorliegenden Form angeliefert worden, sondern diagenetischer Entstehung. Selbst wenn Hämatit angeliefert worden ist, wäre er nur dann erhalten geblieben, wenn die diagenetische Umkristallisation des Rotschiefers im Stabilitätsfeld des Hämatits erfolgt ist.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze wurde auf der Geologischen Karte dort hingelegt, wo die Foßley-Fazies beginnt, die Obergrenze entsprechend dahin, wo diese aussetzt, wenn auch biostratigraphisch Teile im Liegenden und Hangenden zur Hemberg-Stufe gehören können (vgl. S. 77).

Die Mächtigkeit dieser Schichtenstufe ist im Blattgebiet relativ konstant und beträgt ca. 60 – 80 m (50 m für die Foßley-Fazies, 10 – 30 m für die graugrünen Schiefer im Liegenden; für die Schichten im Hangenden vgl. S. 82).

Gute Aufschlüsse:

1. neugeschobener Weg an der Südost-, West- und Nordwest-Seite des Tüppelschen Kopfes (R 69 850, H 64 120 bis R 69 800, H 64 480)
2. Wendeplatz eines neugeschobenen Weges an der Südseite des Hundsrückens (R 70 150, H 64 580)

3. Profil südöstlich des Haltpunktes Liesen (R 73 020, H 65 600 bis R 73 150, H 65 420)
4. Kreuzweg nordwestlich von Hesborn (R 73 000, H 68 670)
5. südlich Forsthaus Glindfeld an der Straße nach Winterberg (R 76 050, H 72 950)

2.1.7. Dasberg - Stufe

2.1.7.1. Dasberg-Schichten und Wocklum-Schichten (dd-dw)

Ein Cephalopoden-Knollenkalk vom Das-Berg bei Hövel (Blatt Balve) wurde von H. SCHMIDT (1924, S. 98) als Dasberg-Schichten bezeichnet, nachdem bereits DENCKMANN (1901 b) den „Oberen Clymenien-Kalk“ im Kellerwald als „Dasberger Kalk“ benannt hatte. Die Wocklum-Schichten (-Stufe) wurden von DENCKMANN (1901 a) nach dem kleinen Steinbruch über dem Borkewehr bei Wocklum (Blatt 4613 Balve) aufgestellt. Die orthostratigraphische Abgrenzung der Wocklum-Schichten erfolgte von SCHINDEWOLF (1937) nach der Bearbeitung des Hönental-Profiles.

Eine genaue Abgrenzung und Einstufung der Dasberg- und Wocklum-Schichten am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges ist nur mit Mikrofossilien möglich, insbesondere mit Ostracoden (RABIEU 1954) und Conodonten (ZIEGLER 1962).

Definition: Nach RABIEU (1954, S. 208 – 222) wird unter Dasberg- und Wocklum-Stufe der Zeitraum verstanden, der durch die Lebensspanne von *Richterina (Maternella) hemisphaerica* (REINH. RICHTER) und *Richterina (Maternella) dichotoma* (PAECKELMANN) begrenzt ist.

Fauna: Die vorherrschenden Faunenelemente dieses Zeitabschnittes sind wiederum die Ostracoden, wobei die obengenannten Arten die wichtigsten Vertreter aus der *Maternella*-Gruppe sind. Die in der Hemberg-Stufe sehr zahlreich vorkommenden Vertreter der Untergattung *Richterina (Fossirichterina)* sterben im unteren Teil der Dasberg-Stufe aus.

Wie in der Hemberg-Stufe, ist auch hier die Ostracodenführung auf wenige Lagen beschränkt. Conodonten kommen in den Ton- und Siltschiefern vereinzelt vor und sind nur in den wenigen kalkigen Linsen häufiger vertreten.

Posidonia (Guerichia) venusta (MÜNSTER) ist wieder häufig und kann besonders im oberen Abschnitt ganze Fossilagen bilden. Seltener sind Trilobitenreste der Gattungen *Drevermannia* und *Phacops*.

Spuren, besonders geführter Mäander, treten an den Schichtunterseiten der Sandsteinbänkchen auf.

Schichtenfolge: Lückenlos aufgeschlossene Profile, die dazu auch noch den Kontakt zur liegenden Hemberg-Stufe und im Hangenden zu den Schichten des Unterkarbons zeigen, wurden im südöstlichen Blattbereich an der Straße Hallenberg–Wunderhausen und im nordöstlichen Blattgebiet an der

Nordostseite des Hilmes-Berges (heute verfüllt), sowie am Hesborner Kreuzweg angetroffen.

Die über den vorwiegend rotgefärbten Sedimenten der Hemberg-Stufe folgenden Schichten bestehen aus einer gleichförmigen Wechsellagerung von graugrünen Tonschiefern (Siltschiefer sind selten) und dünnbankigen, feinkörnigen Sandsteinen, die gelegentlich karbonatisch sind. Die schiefrigen Lagen überwiegen gegenüber den Sandsteinbänkchen und bilden gelegentlich einen rhythmischen Wechsel von 5 cm Tonschiefer und 1,5 cm Sandstein; die Regel ist jedoch eine größere Variation der einzelnen Abstände und Mächtigkeiten.

Die geringmächtigen Sandsteinbänke sind feinkörnig, feinstgeschichtet mit viel Glimmer auf den inneren Feinschichtungsflächen, kalkhaltig und von blaugrauer Farbe. Im angewitterten Zustand haben die Sandsteine wegen des Kalkgehaltes eine braune bis graubraune Farbe. Die innere Feinschichtung ist nur selten horizontal; meist sind bogige Schrägschichtungskörper im Zentimeter-Bereich und eine Wickelschichtung in der gleichen Dimension ausgebildet.

Die Zwischenlagen bestehen aus graugrünen, schwach glimmerhaltigen Ton- und Siltschiefern, die in ihrer Ausbildung wiederum (vgl. S. 77) an die Grenzschichten zwischen Nehden- und Hemberg-Stufe erinnern. Am Weg nordöstlich des Hilmes-Berges befindet sich ca. 35 m im Hangenden der roten „Foßley“-Serie ein 60 cm mächtiges Rotschieferband, das nochmals an der Südwestflanke des Heidekopfes und bei Medelon, am Weg nördlich des Boller-Berges, gefunden wurde. Das Fehlen der Rotschiefer im Profil am Hesborner Kreuzweg (ca. 400 m östlich des Profiles am Hilmes-Berg) sowie in anderen gut aufgelassenen Dasberg-Schichten läßt darauf schließen, daß die geringmächtigen Rotschieferlagen nur gelegentlich vorkommen und keinen durchgehenden Horizont bilden.

Aus dem Profil nordöstlich des Hilmes-Berges stammt eine Ostracodenfauna, die ca. 5 m über den roten Schiefern der Hemberg-Stufe gefunden wurde (vgl. Tab. 9); diese Fauna enthält noch Vertreter der Hemberg-Stufe und noch keine typischen Arten der Dasberg-Stufe. Unmittelbar über dem obengenannten Rotschieferband tritt *Richterina (Maternella) hemisphaerica* (REINH. RICHTER) auf, deren Vorkommen auf die Dasberg-Stufe beschränkt ist. Die biostratigraphische Grenze zwischen Hemberg- und Dasberg-Stufe liegt demnach innerhalb dieser unteren Grenzschichten (vgl. RABIER 1956, S. 30), deren Mächtigkeit ca. 40 m beträgt. Ohne scharfe Grenze werden über den unteren Grenzschichten die Tonschiefer siltig bis feinsandig, und die Sandsteinbänke werden mächtiger. Stellenweise können die Sandsteinbänke, die ebenfalls Schrägschichtung und Wickelschichtung im Zentimeter-Bereich aufweisen, eine Mächtigkeit von 25 – 30 cm erreichen. Nach Ostracodenfunden gehört am Hilmes-Berg der obere Teil dieser Schiefer-Sandstein-Folge bereits zur oberen Dasberg-Stufe. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt ca. 60 m.

Darüber folgen in den oben genannten Profilen vorwiegend schiefrige Gesteine. Die siltigen bis feinsandigen Lagen treten zurück, Tonschiefer überwiegen. Die Sandsteinlagen haben nur noch eine Mächtigkeit bis zu 2 cm; Schräg- und Wickelschichtung sind nicht mehr deutlich ausgebildet.

Als Besonderheit sind in diesen Schichten dünnbankige kalkige Lagen vorhanden. Diese halten oft nicht durch, sondern bilden Ellipsoide, deren kleine Achse bis zu 5 cm und deren große Achse bis zu 60 cm betragen kann. Diese „Kalkflatschen“, die eine narbige Verwitterung zeigen, haben einen höheren Kalkgehalt als die wenigen durchgehenden Lagen mit braunen Anwitterungsflächen. Conodontenfunde am Hesborner Kreuzweg und am Weg nordöstlich des Hilmes-Berges zeigen, daß der obere Teil dieser Schiefer-Kalk-Folge bereits zur Wocklum-Stufe gehört. Die Mächtigkeit der Schiefer-Kalk-Serie beträgt ca. 40 – 50 m; hiervon entfallen ca. 10 – 15 m auf die Wocklum-Stufe.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die biostratigraphische Unter- und Obergrenze ist petrographisch unscharf. Nach den Ausführungen auf S. 80 liegt die Grenze zwischen Hemberg- und Dasberg-Stufe innerhalb der unteren Grenzschichten. Bei der Kartierung wurde diese Grenze jedoch an die Oberkante der letzten Rotschieferlage der Hemberg-Schichten gelegt, da der Farbwechsel sehr auffällig ist und auch bei der Lesesteinkartierung diese Grenze gut markiert. In den letzten kalkigen Einlagerungen kommen noch Conodonten der Oberen *costatus*-Zone vor; die darüberfolgenden olivgrünen Schiefer enthalten ebenfalls noch Conodonten der Oberen *costatus*-Zone, höher bereits Conodonten der *Gattendorfia*-Stufe. Dieser Faunenwechsel erfolgt in einem Abschnitt, der ca. 10 – 15 m unterhalb der Liegenden Alaunschiefer liegt und ungefähr mit dem Ausklingen der kalkigen Einlagerungen zusammenfällt. Obwohl nicht in allen aufgeschlossenen Profilen der Nachweis dieses Faunenwechsels möglich war, zeigen doch drei Profile (vgl. gute Aufschlüsse S. 86 und Abb. 8), daß dieser immer ca. 10 – 15 m unterhalb der Liegenden Alaunschiefer liegt. Die Obergrenze der Wocklum- (und Dasberg-) Stufe wird demnach an die Oberkante der letzten kalkigen Einlagerungen gelegt. Die Gesamtmächtigkeit der Dasberg- und Wocklum-Schichten beträgt gleichbleibend für das Blattgebiet ca. 150 m.

Bei der geologischen Aufnahme der Blätter 4618 Adorf und 4617 Brilon faßte PAECKELMANN (1936) die Schichten im Hangenden der „Foßley-Serie“ bis zu den Liegenden Alaunschiefern als Dasberg-Schichten zusammen. PAECKELMANN (1928, S. 404, 1936, S. 33) vermutete aber, daß die kalkigen Einlagerungen die Wocklum-Stufe und vielleicht die *Gattendorfia*-Stufe mit umfassen könnten. RABIEN (1956, S. 31) fand auf dem nördlich anschließenden Blatt Niedersfeld in diesen Schichten Phacopiden (neben *Drevermannia schmidti* RUD. RICHTER), die ein unterkarbonisches Alter ausschließen und auf das do V beschränkt sind. Er bestätigt damit teilweise die Vermutung PAECKELMANN's (1928, 1936) sowie die Funde und die damit verbundenen Einstufungen von REICH (1935 b, S. 8) auf Blatt Battenberg.

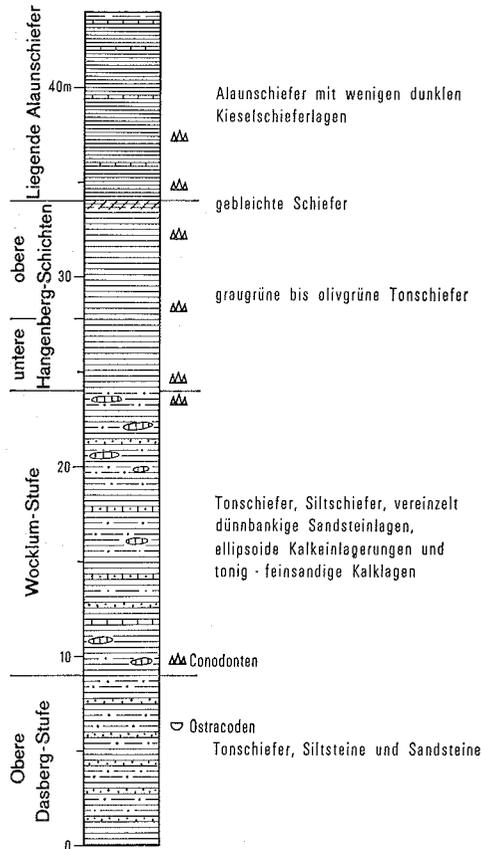


Abb. 8. Profil der Devon/Karbon-Grenzschichten am Hesborner Kreuzweg

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung:
 Als Beispiel wurde eine Probe (Probe 22, R 73 480, H 68 620; D 2349, RB 9683) aus den sandigen Einlagerungen ausgewählt, wobei sich auch in dieser Schichtstufe ergab, daß die meisten psammitischen Einlagerungen lediglich Siltstein-Korngrößen erreichen.

Bei Probe 22 handelt es sich nach GRÜNHAGEN (1971) um einen quarzitären, feldspathhaltigen Siltstein, der calcit- und dolomitführend ist. Hauptbestandteil des Gesteins sind Quarze von einem mittleren Durchmesser von 40 – 50 µm, daneben kommen albitisierte (?) Plagioklase und vereinzelt Muskovite vor. Eine Anzahl der Muskovite ist teilweise oder auch vollständig chloritisiert. Auch die Umwandlung in feinschuppige Serizit- (+Chlorit?) Aggregate, die oft durch

orientiert eingelagertes Eisenhydroxid braungefärbt und pleochroitisch sind, ist häufig. Ob ein Teil dieser bräunlichen Aggregate auch aus Biotiten entstanden ist, muß offen bleiben.

In das Gestein eingesprengt sind zahlreiche Rhomboeder von eisenhaltigem Dolomit, kenntlich an der randlichen Eisenhydroxidausscheidung, und unregelmäßig begrenzte Flecken von Calcit. Die beiden Carbonate liegen etwa in gleicher Menge vor, zusammen machen sie ca. 6,5 Gew.-% des Mineralbestandes aus.

Eine nahezu ausschließliche Korn-an-Korn-Bindung führt zu dem felsquarzitischen Gefüge des Gesteins. Aggregate aus Chlorit, Serizit und feinstkristallinem Quarz sind selten.

Gute Aufschlüsse:

1. neugeschobener Weg 50 m südwestlich Höhe 682,1 (R 74 740, H 73 400)
2. Klippenzug südwestlich und nordöstlich des Weges zum HP 524,0, 100 m südwestlich Jagen 27 (R 75 420, H 72 730)
3. Profil an der Straße zum Forsthaus Glindfeld (R 75 590, H 73 040 bis R 75 450, H 73 100)
4. Profil am Hesborner Kreuzweg (gesamte Dasberg- und Wocklum-Stufe) (R 73 520, H 68 640)
5. Profil an der Ostseite des Hilmes-Berges, Schichtköpfe an der alten Winterberger Landstraße (gesamte Dasberg- und Wocklum-Stufe) (R 73 000, H 68 650 bis R 73 190, H 68 450)
6. Profil an der Straße Wunderthausen nach Hallenberg zwischen km 17,9 und 18,6 (R 70 550, H 64 180 bis R 71 030, H 63 920)

2.1.8. Gattendorfia-Stufe

2.1.8.1. Hangenberg-Schichten (dw-c1H)

(Grenzschichten an der Wende Devon/Karbon)

Die Bezeichnung dieser Schichten geht auf H. SCHMIDT (1923, 1924) zurück, der sie nach dem Hangen-Berg bei Eisborn auf Blatt 4613 Balve benannte. Das Normalprofil liegt am Bem-Berg bei Henkhausen (Blatt 4611 Hohenlimburg) und zeigt 6,5 m Hangenberg-Schiefer, die von 2 m Hangenberg-Kalk überlagert werden (DENCKMANN 1905). Stratigraphisch gehören die Hangenberg-Schiefer zum höchsten Oberdevon, während der Hangenberg-Kalk in die unterkarbonische *Gattendorfia*-Stufe gehört. Diese typische Zweiteilung der Hangenberg-Schichten ist auf die Blätter 4611 Hohenlimburg, 4612 Iserlohn, 4512 Menden, 4613 Balve und 4516 Rüthen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges beschränkt. Nach Süden und Südosten geht der Hangenberg-Kalk in Schiefer über, so daß die stratigraphisch hierher gehörenden Gesteine nur noch in Schieferfazies vorliegen. Eine genaue Festlegung der Grenze war deshalb nicht mehr möglich (H. SCHMIDT 1924 u. a.). Die Zugehörigkeit der Hangenberg-Schichten sowohl zum

Oberdevon als auch zum Unterkarbon hat H. WEBER (1934) für die Elspen Mulde, KREBS (1960) für die östliche Dillmulde, RABIEN (1960) für das nördliche und nordöstliche Rheinische Schiefergebirge und LEUTERITZ (1968 b) für die nördliche Dillmulde und Teile der Wittgensteiner Hauptmulde nachgewiesen.

Definition: Im Blattgebiet ist eine Abgrenzung und Untergliederung der Hangenberg-Schichten nur mit Conodonten und Ostracoden möglich. Nach RABIEN (1960, S. 101) ist vermutlich der Beginn des *hemisphaericalliator* Interregnums die Untergrenze der Hangenberg-Schichten. Die Obergrenze ist charakterisiert durch das Ende der *Pseudopolygnathus-triangulus-triangulus*-Zone.

Fauna: Im Blattgebiet sind Conodonten und Ostracoden die wichtigsten Faunenvertreter. An der Untergrenze der Hangenberg-Schichten stirbt die für das Oberdevon sehr wichtige Gruppe *Palmatolepis* aus, und die Gattung *Protognathodus* setzt ein. Der obere Teil der Hangenberg-Schichten ist charakterisiert durch die typischen Vertreter der *Gattendorfia-Stufe*, insbesondere *Pseudopolygnathus* und *Siphonodella* (zur Fossilführung vgl. Tab. 10). Aus einem Profil am Heidekopf wurden Proben mit Flußsäure aufbereitet. Sie führen zum Teil guterhaltene Sporen und Hystrichosphaeroideen. Sporen sind besonders im unteren Teil der Hangenberg-Schichten häufig, Hystrichosphaeroideen im oberen Teil.

Schichtenfolge: Die hier vorkommenden Schichten bestehen ausschließlich aus graugrünen bis olivgrünen kalkfreien Tonschiefern und Silt-schiefern. Sandsteine wurden in keinem der aufgeschlossenen Profile angetroffen. Der oberste Teil der Hangenberg-Schichten, dicht unterhalb der Liegenden Alaunschiefer, ist stellenweise gebleicht, so z. B. im Profil am Hesborner Kreuzweg (vgl. Abb. 8). Die lithologische Grenze zu den Liegenden Alaunschiefern ist scharf und ohne Übergangsbereich.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung der Hangenberg-Schichten im Liegenden ist charakterisiert durch Erlöschen der kalkigen Einlagerungen, die gelegentlich in der Wocklum-Stufe vorkommen. Die Obergrenze ist petrographisch sehr deutlich markiert durch das plötzliche Einsetzen der Liegenden Alaunschiefer. Die Mächtigkeit beträgt ca. 10 – 15 m; gleichbleibend im gesamten Blattgebiet.

Auf der Geologischen Karte erscheint die dargestellte Mächtigkeit dieses Horizontes etwas übertrieben; sie wird aber einmal bedingt durch Spezialfaltung und zum anderen dadurch, daß die kalkigen Einlagerungen nicht immer bis zur Obergrenze der Wocklum-Stufe reichen, so daß die kartierte Untergrenze dann innerhalb der Wocklum-Stufe liegen kann.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Aus der relativ eintönigen Tonschieferserie der Hangenberg-Schichten wurde Probe 16 (R 70 960, H 63 700; D 2244, D 2261, RB 9755) entnommen, die nach

GRÜNHAGEN (1971) ein Tonschiefer ist, wobei der Siltanteil des Gesteins (eckige bis angerundete Quarze und sehr wenige Feldspäte) ca. 5 % beträgt, also sehr gering ist. Auch in etwas siltigen Lagen übersteigt er 10 % nicht. Die Tonfraktion besteht aus Serizit und Chlorit und untergeordnet feinstkristallinen Quarz.

Gute Aufschlüsse:

1. 300 m nördlich Höhe 658,8 an der Südseite des Weges zum Winterkasten (R 74 800, H 72 780)
2. am Weg 200 m westlich Höhe 658,8 (R 74 940, H 72 480)
3. am Hesborner Kreuzweg gegenüber Forsthaus Hesborn (R 73 520, H 68 640)
4. Ostseite des Hilmes-Berges, Schichtköpfe an der alten Winterberger Straße (R 73 190, H 68 450)
5. nordwestlich von Liesen, 170 m westlich Höhe 452,0 (R 72 850, H 67 270)

2.2. Karbon

Unterkarbon (Dinantium)

In weiten Teilen des Rheinischen Schiefergebirges hält die vorwiegend schiefrig-sandige Fazies des Oberdevons bis in das Unterkarbon an (Hangenberg-Schichten). Das heißt, die Ablagerungsräume und -bedingungen bleiben bis dahin unverändert, abgesehen von Mächtigkeitsschwankungen im Bereich der Faltungskerne (PAPROTH 1960, S. 408).

Ein deutlicher Fazieswechsel vollzieht sich mit Beginn der *Siphonodella-crenulata*-Zone (cdIIa). Von da an kommen Gesteine zur Ablagerung, die vorwiegend aus Alaunschiefern, Kieselschiefern, Tonschiefern, Grauwackenschiefern und Grauwacken bestehen. Diese klastischen und chemischen Sedimente dinantischen Alters enthalten ausschließlich Fossilien mit planktonischer und nektonischer Lebensweise. Die unterkarbonischen Gesteine werden stratigraphisch auch als der „Kulm“ und ihre Ausbildung als „Kulm-Fazies“ bezeichnet. Die rein petrographische Gliederung der unterkarbonischen Schichten geht zurück auf DENCKMANN (1902, 1909; vgl. FUCHS 1911), dessen Schema auch heute noch für weite Teile des Rheinischen Schiefergebirges Gültigkeit hat.

Da der unterkarbonische Anteil der Hangenberg-Schichten (= Obere Hangenberg-Schichten nach RABEN, 1960, S. 100 f.) fazieell noch zum Oberdevon gehört, wurde er bereits im vorhergehenden Kapitel beschrieben.

Tabelle 11

Gliederung des Unterkarbons auf Blatt Hallenberg und Vergleiche mit Nachbargebieten

Gliederung nach Goniatiten (H. SCHMIDT u. a.)	Gliederung nach Conodonten (A. VOGES 1980, K.D. MEISCHNER)			Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges Blatt Meschede (in: K.N. THOME 1968)	Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges Blatt Hallenberg (in: K. LEUTERTZ)	Südöstliches Rheinisches Schiefergebirge (D. H. WALLISER 1960)
	Goniatites - Stufe	Paracynclidus - Stufe	Gattendorfia - Stufe			
<i>Goniatites granosus</i>	Go γ	Go β	Go α	Kulm - Ton - schiefer	Kulm - Grauwacke	Kulm - Grauwacke
<i>Neoglyphioceras spirale</i>	Go β spi	Go β spi	Go α 1	Kulm - Plattenkalk	Kulm - Grauwacke <i>Acinopteria</i> - Bank (Grauwacken und Tonschiefer)	Kulm - Grauwacke
<i>Gen. mucronatus</i>	Go β mu	Go β mu	Go α 2			
<i>Gen. striatus elegans</i>	Go β el	Go β el	Go α 3	Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten (ca. 300 m) Über - Grauwacke	Tonschiefer
<i>Gen. striatus felcatus</i>	Go β fa	Go β fa	Go α 2			
<i>Gen. striatus striatus</i>	Go β str	Go β str	Go α 1	Kulm - Ton - schiefer	Kulm - Grauwacke	Kulm - Grauwacke
<i>Gen. crenistria intermedius</i>	Go α 4	Go α 4	Go α 3			
<i>Gen. crenistria crenistria</i>	Go α 3	Go α 3	Go α 2	Kulm - Plattenkalk	Kulm - Plattenkalk	Tonschiefer
<i>Gen. crenistria schmidtiensis</i>	Go α 2	Go α 2	Go α 1			
<i>Ertogonites grimmeri</i>	Go α 1	Go α 1	Go α 1	Kieselige Übergangsschichten	Kieselige Übergangsschichten (ca. 25 m)	Kieselige Übergangsschichten
<i>Ertogonites nesutus</i>	Pe δ	Pe δ	Pe δ			
<i>Ammoneliasites kochi</i>	Pe γ	Pe γ	Pe γ	Kulm - Hellefelder Kalk	Horizont der vorwiegenden Kieselkalke (25 - 30 m)	helle Kulm - Kiesel - schiefer
<i>Pericyclus plicatilis</i>	Pe β	Pe β	Pe β			
<i>Münsteroceras copulentum</i>	Pe β	Pe β	Pe β	Kulm - Kiesel - schiefer und - Lydite	Horizont der vorwiegenden Lydite (25 - 30 m)	Erd - bacher Kalk Langenaubacher Kiesel - schiefer Tuffbreckie
<i>Pericyclus princeps</i>	Pe α	Pe α	Pe α			
<i>Münsteroceras complanatum</i>	Pe α	Pe α	Pe α	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer (30 - 40 m)	Liegende Alaunschiefer
<i>Gattendorfia crassa</i>	Ga β	Ga β	Ga β			
<i>Gattendorfia subinvoluta</i>	Ga α	Ga α	Ga α	Kulm - Kiesel - schiefer	Kulm - Kiesel - schiefer	Kulm - Kiesel - schiefer
<i>Gattendorfia subinvoluta</i>	Ga α	Ga α	Ga α			

2.2.1. *Pericyclus*-Stufe

2.2.1.1. Liegende Alaunschiefer (c2,tal)

Die Beschreibung der Liegenden Alaunschiefer lieferte DENCKMANN (1902, S. 15–18; vgl. FUCHS 1911, S. 46). Im rechtsrheinischen Teil des Schiefergebirges sind Unter- und Obergrenze petrographisch definiert, da die wenigen darin vorkommenden Fossilien orthostratigraphisch keinen Leitwert besitzen und somit eine Parallellisierung nicht erlauben. Neben der petrographischen Abgrenzung weisen die Conodonten darauf hin, daß überall im Rheinischen Schiefergebirge die Bildung der Liegenden Alaunschiefer zur gleichen Zeit begann; weiterhin ermöglichen sie eine ungefähre Untergliederung sowie Festlegung der Hangendgrenze (VOGES 1960), S. 203). Sie sind dadurch die wichtigste Fossilgruppe dieses Horizontes.

Definition: Nach der Conodontenstratigraphie (VOGES 1959) beginnt an der Untergrenze der Liegenden Alaunschiefer die Zeitspanne des Vorkommens von *Siphonodella crenulata* (COOPER). Die Obergrenze ist festgelegt durch das Einsetzen der Arten *Scaliognathus anchoralis* (BRANSON & MEHL), *Hindeodella segaformis* BISCHOFF und *Doliognathus lata* BRANSON & MEHL.

Fauna: Im Untersuchungsgebiet besteht die Fauna der Liegenden Alaunschiefer zum größten Teil aus Conodonten, die ohne besondere Häufung gleichmäßig über diese Schichten verteilt sind. Die Conodonten sind entweder nur als Abdruck oder als Abdruck mit Resten einer weißen Verwitterungssubstanz des ehemaligen carbonathaltigen Hydroxylapatits erhalten. Körperlich erhaltene Conodonten sind sehr selten und ließen sich in keinem Fall präparieren.

Besonders wichtig ist in diesem Zeitabschnitt die Gattung *Siphonodella* und davon die Art *Siphonodella crenulata* (COOPER). Mit dem Einsetzen dieser Art verlöschen *Polygnathus purus purus* (VOGES), *Pseudopolygnathus dentilineatus* E. R. BRANSON und *Polygnathus cf. styriacus* (ZIEGLER). Weiterhin wichtig ist *Siphonodella lobata* (BRANSON & MEHL), deren Vorkommen bis an die Obergrenze des unteren Teiles der Liegenden Alaunschiefer reicht, sowie *Siphonodella obsoleta* HASS, die vereinzelt noch im Liegenden und Hangenden dieses Horizontes vorkommt. Im oberen Teil der Liegenden Alaunschiefer sind die Conodonten nicht mehr so zahlreich wie im unteren Teil.

Als Vertreter der Makrofauna wurden lediglich zwei Schalenreste gefunden.

Schichtenfolge: Mit scharfer Grenze folgen auf die graugrünen Hangenberg-Schichten ausschließlich schwarze Gesteine (Abb. 9). Gelegentlich ist, wie z. B. am Hesborner Kreuzweg, die Basis der Liegenden Alaunschiefer im Dezimeter-Bereich gebleicht. Je nach dem Grad der Bleichung haben die Schiefer eine grauviolette bis hellgraue Farbe. Ebenfalls an Kluft- und Schieferungsflächen kann die schwärzende Substanz (feinverteilter Pyrit, kohlige Reste) herausgelöst sein.

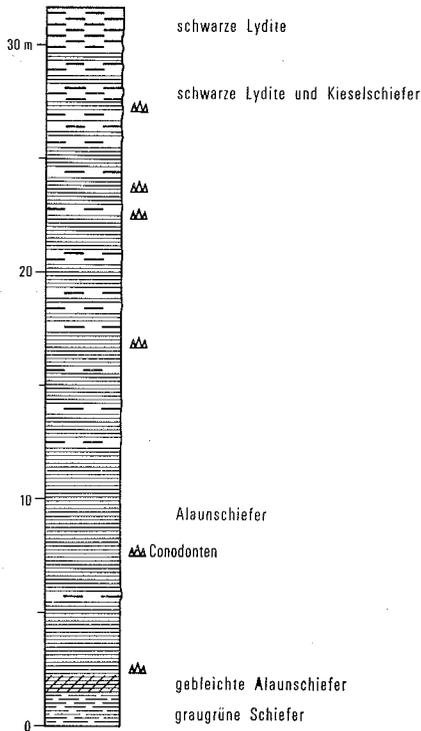


Abb. 9. Kombiniertes Profil der Liegenden Alaunschiefer (unterer Abschnitt: Hesborner Kreuzweg, oberer Abschnitt: Freilichtbühne Hallenberg)

Die schwarzen Alaunschiefer sind stets etwas rau und deutlich fein- bis feinstgeschichtet. Feinglimmer ist gleichmäßig über das gesamte Sediment verteilt. Lagenweise sind die Alaunschiefer unterschiedlich hart, vermutlich hervorgerufen durch verschieden hohe Kieselsäureanteile. Der Kieselsäuregehalt kann so hoch werden, daß es zur Bildung schwarzer Lydite kommt. Im unteren Teil der Liegenden Alaunschiefer sind solche Lydite selten (Steinbruch am Hesborner Kreuzweg, Nordseite des Hilmes-Berges, nördlich von Liesen, bei HP 452,0) oder fehlen völlig (Kleiner Hoher Stein). Zum Hangenden hin nimmt die Anzahl der im Zentimeter- und Dezimeter-Bereich abgelagerten Lyditbänke ständig zu. Etwa 4 m unterhalb der Obergrenze der Liegenden Alaunschiefer ist das Verhältnis ungefähr 1 : 1 (alter Steinbruch an der Freilichtbühne Hallenberg), oder die Lydite überwiegen (Heidekopf).

Phosphoritknollen, besonders gut aufgeschlossen im kleinen Steinbruch am Hesborner Kreuzweg, sind im Blattgebiet auf den unteren Teil dieser Serie beschränkt.

Nach Conodontenfunden gehört der Anteil der Liegenden Alaunschiefer mit wenig schwarzen Lyditbänken zum unteren, der mit zahlreichen Lyditbänken zum oberen Teil der *Siphonodella-crenulata*-Zone.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Probe 15 (R 70 880, H 63 680; D 2353, RB 9673) wurde einem Profil entnommen, in dem lyditartige Einlagerungen nur selten auftreten. Nach GRÜNHAGEN (1971) handelt es sich um einen kohligten, schwach siltigen Tonschiefer, dessen Matrix aus Serizit, Chlorit und feinstkristallinem Quarz besteht. Der Siltanteil wird von eckigen bis angerundeten Quarzen sowie untergeordnet Feldspat und Muskovit gebildet. Ein Teil der Muskovite ist durch teilweise Chloritisierung in Chlorit-Muskovit-Verwachsungen parallel (001) umgewandelt worden.

Der Gehalt an kohligter Substanz wechselt lagenweise, jedoch nicht schicht-, sondern schieferungsparallel. Diese Verteilung ist durch sekundäre Oxydation der Kohle in den mehr oder weniger kohlefreien Bereichen bei der Schieferung zu erklären. In den mehr oder weniger kohlefreien Bereichen sind die Serizite parallel der Schieferungsebene eingeregelt. Diese Einregelung fehlt in den kohligten Bereichen, doch verlaufen hier die Kohlehäutchen parallel der Schieferungsebene.

Die fehlende Einregelung der Serizite geht vermutlich auf eine Hemmung der Rekristallisation der Tonminerale durch die kohlige Substanz zurück.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung der Liegenden Alaunschiefer ist nach petrographischen Gesichtspunkten gut möglich, da sie stets schwarz gefärbt sind. In den Liegenden Schichten fehlen schwarze Farben völlig; in den überlagernden Schichten überwiegen die hellen Farben und die kieseligen Gesteine.

Die Mächtigkeit der Liegenden Alaunschiefer beträgt im Blattgebiet ca. 30 – 40 m; diese Schwankungen sind im wesentlichen auf die unterschiedliche Dicke der Lyditeinlagerungen und des unterschiedlichen Siltgehaltes zurückzuführen.

Gute Aufschlüsse:

1. nordnordwestlich von Liesen, 170 m westlich HP 452,0 (R 72 850, H 67 270)
2. oberer Weg an der Südwestseite des Heidekopfes (R 71 160, H 64 640)
3. oberer Weg an der Südwestseite des Heidekopfes (R 71 480, H 64 160)
4. Profil am Jagdhaus Andreas, südwestlich der Straße Hallenberg – Wundertshausen (R 71 100, H 63 720)
5. Profil im Steinbruch an der Freilichtbühne Hallenberg (R 72 900, H 65 070)
6. kleiner Steinbruch am Hesborner Kreuzweg, unmittelbar gegenüber dem Forsthaus (R 73 550, H 68 540)

Tabelle 12

Fossilfundpunkte in den Liegenden
Alaunschiefern

	R 73 550, H 64 540	R 73 550, H 68 540	R 73 550, H 68 540	R 72 900, H 65 070	R 71 480, H 64 160	R 71 100, H 63 720	R 71 160, H 64 640	R 72 850, H 67 270			
<i>Dinodus</i> sp.	+	+									
<i>Gnathodus semiglaber</i>						+	+				
<i>Gnathodus</i> sp.											
<i>Polygnathus communis</i>	+	+									
<i>Polygnathus inornatus</i>											
<i>Polygnathus</i> sp.								+			
<i>Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i>			+			+					
<i>Pseudopolygnathus triangulus</i> ssp.	+										
<i>Pseudopolygnathus triangulus spinnatus</i>		+							+		
<i>Pseudopolygnathus</i> sp.				+		+	+		+		
<i>Siphonodella crenulata</i>		+		+		+					+
<i>Siphonodella duplicata</i>	+	+			+	+	+			+	
<i>Siphonodella lobata</i>	+	+				+			+		+
<i>Siphonodella</i> sp.							+		+		
Ostracoden	+	+									

2.2.1.2. Horizont der vorwiegenden Lydite (Kulm-Kieselschiefer) (c2,i)

Dieser Horizont, auch kurz „Lydite-Horizont“ genannt, wurde erstmals von FUCHS (1911, S. 47) beschrieben (vgl. DENCKMANN 1909, Taf. 1). Die petrographischen Grenzen dieser Schichtstufe sind weniger scharf, ebenso wie die stratigraphische Stellung nur näherungsweise zu bestimmen ist. Goniatiten sind bisher noch nicht in diesem Horizont gefunden worden. Der Erdbacher Kalk, der nach der Orthostratigraphie in das *cd1ly* gehört, wird meist als Vertreter des Horizontes der vorwiegenden Lydite oder dessen unmittelbares Hangendes aufgefaßt. Nach der Conodontenstratigraphie ist eine genaue Abgrenzung, die den Wert einer biostratigraphischen besitzt, auch nicht möglich. Nach BISCHOFF (1957) wird der Erdbacher Horizont mit der *anchoralis*-Zone gleichgesetzt, und nach dem oben Gesagten wird der Lydit-Horizont also zur *anchoralis*-Zone gerechnet.

Definition: Nach der Conodontenstratigraphie umfaßt der Lydit-Horizont die *anchoralis*-Zone (vgl. VOGES 1960, Tab. 5). Diese ist charakterisiert durch die Verbreitungsdauer von *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL (BISCHOFF 1957, VOGES 1959, 1960).

Fauna: Wie schon aus der Definition hervorgeht, sind die Conodonten die wichtigste und am häufigsten vorkommende Fossilgruppe innerhalb dieses Horizontes. Neben *Hindeodella segaformis* BISCHOFF, *Doliognathus lata* BRANSON & MEHL und *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* VOGES ist *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL die wichtigste Leitform. Die Vertreter der Gattung

Siphonodella, die in den liegenden Schichten das Faunenbild beherrschten, sind nur noch selten zu finden. Ihr Platz wird von Vertretern der Gattung *Gnathodus* eingenommen (*Gnathodus delicatus* BRANSON & MEHL, *Gnathodus semiglaber* BISCHOFF, *Gnathodus punctatus* COOPER). An der Obergrenze dieser

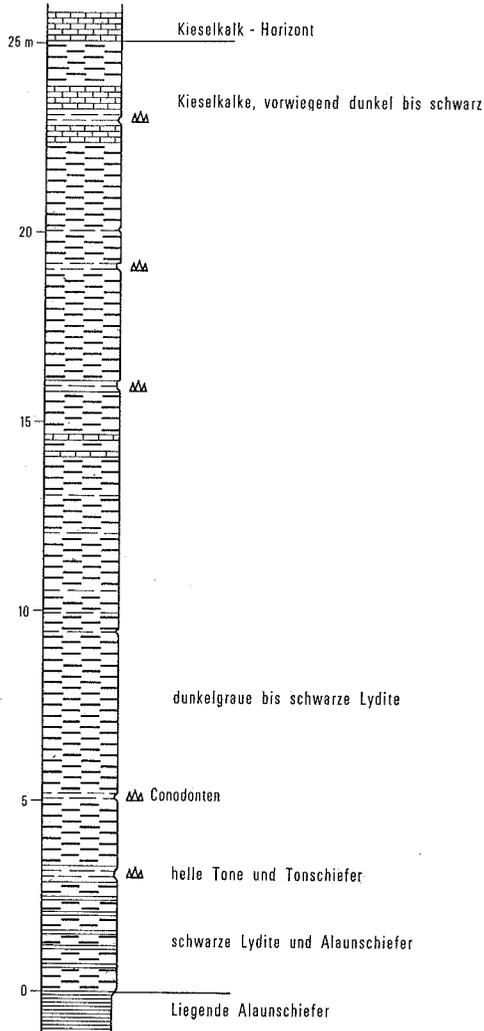


Abb. 10. Profil des Horizontes der vorwiegenden Lydite im Steinbruch an der Freilichtbühne Hallenberg

Schichten stirbt *Scaliognathus anchoralis* aus; Vertreter der Gattungen *Polygnathus*, *Pseudopolygnathus* und *Siphonodella* verlöschen bis auf seltene Nachläufer.

An Bruchflächen von kieseligen Gesteinen sind gelegentlich Querschnitte von Radiolarien zu sehen, ferner wurden einige Ostracodenreste gefunden.

Makrofauna ist selten und besteht aus kleinen Brachiopoden (*Lingula* und *Discina*) sowie Crinoidenstielgliedern.

Schichtenfolge: Der Lydit-Horizont besteht im gesamten Blattgebiet aus einer einheitlichen Folge gutgebankter, dunkelgrauer bis schwarzer Lydite, die durch zunehmenden Kieselsäuregehalt allmählich aus den Liegenden Alaunschiefern hervorgehen.

Ein vollständiges Profil durch diese Serie mit Kontakt zum Liegenden und Hangenden ist im Steinbruch an der Freilichtbühne Hallenberg aufgeschlossen (vgl. Abb. 10). Im unteren Abschnitt des Lydit-Horizontes wechsellagern Lydite mit Alaunschiefern, die zum Hangenden ständig kieseliger werden und schließlich in echte Lydite übergehen. Diese Übergangsgesteine, die ca. 2,5 – 3 m mächtig sind, unterscheiden sich durch eine tiefschwarze Farbe und rauhe Bruchflächen deutlich von den eigentlichen Lyditen. Nach Conodontenfunden gehören sie aber bereits eindeutig zur *anchoralis*-Zone. Darüber folgen ca. 20 m Gesteine, die vorwiegend von Lyditen gebildet werden. Ihre Farbe ist etwas heller als die der im unteren Abschnitt vorkommenden Gesteine. Sie schwankt zwischen grau bis schwarz. Die Lydite sind durchweg gut gebankt; die Schichtflächen sind sehr gleichmäßig ausgebildet. Die Bankmächtigkeit der Lydite schwankt in engen Grenzen und beträgt meist 5 – 10 cm. Die Lyditbänke zerfallen häufig polyedrisch; einen muscheligen Bruch zeigen Flächen quer zur Schichtung. Bei der Verwitterung tritt eine Bleichung der Lydite auf, die eine innere Feinschichtung deutlich werden läßt. Zwischen den Lyditbänken lagern in unregelmäßigen vertikalen Abständen geringmächtige Tonschiefer. Diese sind graugrün bis olivgrün, feingeschichtet, glimmerhaltig und enthalten häufig Conodonten. Daneben treten noch helle Tone zwischen den Lyditlagen auf, die nach Hoss (1957) z. T. Tuffite sind. Im eng verfalteten Gebiet erleichtern diese Tone das Erkennen des Horizontes der vorwiegenden Lydite.

Die obersten 2,5 m der Lydite enthalten Kieselkalklagen, die zum Hangenden ständig zunehmen, sich aber durch eine dunklere Farbe von dem eigentlichen Kieselkalk-Horizont unterscheiden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Hangend- und Liegendgrenze sind petrographisch unscharf, da jeweils zum Kieselkalk-Horizont und zu den Liegenden Alaunschiefern ein Übergangsbereich von 2,5 – 3 m besteht. Durch das plötzliche Auftreten von *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL an der Untergrenze und durch sein Verlöschen an der Obergrenze ist jedoch zu erkennen, daß die Übergangsbereiche innerhalb der *anchoralis*-Zone liegen und somit zum Lydit-Horizont zu rechnen sind.

Die Mächtigkeit dieser Schichtstufe schwankt im Untersuchungsgebiet nur in geringen Grenzen und beträgt ca. 25 – 30 m.

Die teilweise große Ausstrichbreite, z. B. nordwestlich von Hesborn (vgl. Schnitt C – D auf der Geologischen Karte), wird durch eine intensive Spezialfaltung verursacht, die selbst noch die Meter- und die Dezimeter-Bereiche erfassen kann.

Gute Aufschlüsse:

1. Wegkehre an der Nordostflanke des Bocks-Berges an der Südostseite des Weges (R 76 130, H 72 640)
2. Steinbruch 150 m südwestlich HP 542,0 (R 75 270, H 72 550 bis R 75 780, H 72 470)
3. Klippenzug 200 m südwestlich des Dasse-Berges (R 74 630, H 69 680)
4. Kleiner Nebengipfel 100 m südwestlich des Dasse-Berges (R 74 700, H 69 750)
5. großer Windbruch im Bereich vom Gipfel des Heidekopfes (R 71 310, H 64 640)
6. Anriß am oberen Weg an der Südwestseite des Heidekopfes (R 71 140, H 64 640)
7. Steinbruch am oberen Weg des Heidekopfes (auf der Karte nicht verzeichnet) (R 71 500, H 64 160)
8. Steinbruch nordöstlich des „Kleiner hoher Stein“, unmittelbar an der markierten Landesgrenze (R 71 650, H 63 120)

Tabelle 13

Fossilfundpunkte im Horizont der vorwiegenden Lydite

	R 76 130, H 72 640	R 75 780, H 72 690	R 74 900, H 72 350	R 74 800, H 72 530	R 73 850, H 69 060	R 74 700, H 69 750	R 74 670, H 69 680	R 71 650, H 63 120	R 71 500, H 64 160	R 71 310, H 64 640
<i>Dollymae</i> sp.	+									
<i>Gnathodus commutatus commutatus</i>		+	+						+	
<i>Gnathodus delicatus</i>			+			+				
<i>Gnathodus semiglaber</i>	+	+		+	+				+	+
<i>Polygnathus inornatus</i>			+	+				+	+	
<i>Pseudopolygnathus triangulus pinnatus</i>				+				+	+	
<i>Siphonodella</i> sp.	+		+	+				+		+
	cd β γ									

2.2.1.3. Horizont der vorwiegenden Kieselkalke (Kulm-Kieselkalk) (c2,ki)

Dieser Horizont, auch kurz „Kieselkalk-Horizont“ genannt, wurde von DENCKMANN (1909, S. 49 f.) bei der geologischen Bearbeitung der Umgebung von Letmathe ausgedehnt.

Auch dieses Schichtglied besteht, wie die liegenden und hangenden Schichten, vorwiegend aus kieseligen Gesteinen.

Nach dem Profil im Provinzialsteinbruch von Drewer liegt der Erdbacher Horizont (cdII γ) an der Basis des Kieselkalk-Horizontes (vgl. VOGES 1960). Im oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes bei Oberrödinghausen (Blatt 4613 Balve) und Öse (Blatt 4512 Menden) fand VOGES (1958) Exemplare von *Entogonites nasutus* (H. SCHMIDT). Nach NICOLAUS (1960) erlöscht mit *Entogonites nasutus* (H. SCHMIDT) das Unterkarbon II. *Entogonites grimmeri* KITTL wurde von NICOLAUS (1960) wenige Meter über dem letzten Vorkommen von *Entogonites nasutus* (H. SCHMIDT), dicht unter der Oberkante des Kieselkalk-Horizontes gefunden. Nach NICOLAUS (1963) und VOGES (1960) dürfte die Untergrenze des Kieselkalk-Horizontes in der cdII γ -Zone, die Obergrenze in der tiefsten cdIII α -Zone liegen.

Innerhalb der Conodontenstratigraphie ist der Kieselkalk-Horizont nicht eindeutig festzulegen (VOGES 1960). Der untere Teil dieses Schichtgliedes umfaßt das *anchoralis-bilineatus*-Interregnum. Der obere Teil gehört in den Abschnitt mit dem vorwiegenden Vorkommen von *Gnathodus bilineatus bilineatus* ROUNDY.

Definition: Eine genaue Definition nach der Conodontenstratigraphie ist, wie schon gesagt, für den Kieselkalk-Horizont nicht möglich. Nach der Orthostratigraphie liegt er über dem Niveau des Erdbacher Kalkes, umfaßt also den Bereich mit dem Vorkommen des *Entogonites nasutus* (H. SCHMIDT) und reicht bis in den unteren Abschnitt des Vorkommens von *Entogonites grimmeri* KITTL (= unteres cdIII α 1).

Fauna: Häufigste Fossilien dieses Horizontes sind die Conodonten, die fast ausschließlich von der Gattung *Gnathodus* beherrscht werden (*Gnathodus texanus* ROUNDY, *Gnathodus semiglaber* BISCHOFF, *Gnathodus delicatus* BRANSON & MEHL, *Paragnathodus commutatus* BRANSON & MEHL, *Paragnathodus homopunctatus* ZIEGLER).

In porösen, verwitterten Kalken kommen gelegentlich zusammengeschwemmte Foraminiferen vor.

Die Makrofauna besteht aus seltenen Funden von Crinoidenstielgliedern. Goniatiten sind bisher vom gesamten Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges unbekannt.

Schichtenfolge: Im Gebiet von Blatt Hallenberg ist der Übergangsbereich vom Horizont der vorwiegenden Lydite zum Kieselkalk-Horizont ca. 2,5 m mächtig. Die zu Anfang noch dunklen bis schwarzen Kieselkalke des Lydit-Horizontes werden grau bis grünlichgrau und gehören von da ab zum Horizont der vorwiegenden Kieselkalke. Die überwiegenden Gesteine sind Kieselkalke und lyditähnliche Kieseliefer von grauer Farbe mit allen Übergängen von blaugrau bis hellgrau.

Die Kieseliefer weichen lediglich in ihrem Farbmerkmal von den Lyditen des Lydit-Horizontes ab; die übrigen Eigenschaften sind die gleichen.

Die Kieselkalke besitzen einen wechselnden Kalkgehalt; auch innerhalb einer Lage ist er nicht gleichmäßig verteilt, sondern nimmt zur Schichtunter- und -oberseite ab, so daß bei der Verwitterung die Kieselkalke eine kieselieferartige Randzone aufweisen. Die unterschiedlichen Kalkgehalte innerhalb einer Bank sind am frischen, meist muscheligen Bruch nicht sichtbar. Deutlich zu sehen ist jedoch eine horizontale Feinschichtung im Millimeter-Bereich. An leicht verwitterten Gesteinen ist gelegentlich eine Schrägschichtung im Zentimeter-Bereich zu erkennen. Bei der Verwitterung bewirkt der unterschiedliche Kalkgehalt ein stärkeres Zurückwittern der kalkreichen Partien. Gelegentlich bleibt nach dem Herauslösen des Kalkanteils ein schwammartiges leichtes Kiesel skelett (Hottenstein) übrig. Selten sind porös verwitterte Lagen, die aus zusammengeschwemmten, nicht näher bestimmbareren Foraminiferen und organischem Schill bestehen. Kieselsäurearme Kalke verwittern zu einem braunen bis braunschwarzen Mulm.

Wie im Lydit-Horizont sind auch den Kieselkalken einige Tonschiefer- und Tonlagen zwischengeschaltet. Die Tonschiefer sind geringmächtig, graugrün bis hellgrau und schwach glimmerhaltig. Die Tonlagen sind weißlich bis hellgrau und nach Hoss (1957) vermutlich Tuffite. Kieseliefer, die violette bis rötliche Farbtöne besitzen, kommen besonders im unteren und oberen Bereich vor. Im oberen Teil des Kieselkalk-Horizontes treten gelegentlich mehrere Kieselkalklagen zu einem festen Verband zusammen und eignen sich dann als Bausteine, die im Steinbruch Medelon (vgl. S. 159) abgebaut wurden. Die Schichtflächen können stark gerunzelt ausgebildet sein. Weiterhin zeigen einige Schichtseiten Rippelmarken und Ausfüllungen von Schleifspuren und Strömungsrinnen (Steinbruch in der Kieselkalk-Serie an der Straße Hallenberg – Wunderthausen).

Im unteren Abschnitt des Kieselkalk-Horizontes ist die Bankmächtigkeit der Kieseliefer- und Kieselkalk-Lagen ungefähr gleich und schwankt zwischen 1 – 10 cm. Im oberen Abschnitt nimmt die Bankmächtigkeit zu und schwankt meist zwischen 1 – 2 dm. Im gleichen Abschnitt ist außerdem noch der Gesamtanteil der Kieseliefer größer, während er im unteren Abschnitt gleich dem der Kieselkalke ist.

Ein zusammenhängendes Profil ist im Blattgebiet nicht aufgeschlossen. Die Beobachtungen für den unteren Teil des Kieselkalk-Horizontes stammen aus dem Steinbruch an der Freilichtbühne Hallenberg, die des oberen Teils aus dem Gemeindesteinbruch Medelon.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zum liegenden Lydit-Horizont erfolgt dort, wo die Kieselkalke und Kieseliefer anstatt dunkle bis schwarze helle Farbtöne annehmen. Weiterhin ist im Untersuchungs-

gebiet keine Fauna gefunden worden, die noch *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL enthält. Die Obergrenze ist petrographisch nicht näher fixiert, da die überlagernden kieseligen Übergangsschichten in ihrem unteren Abschnitt in gleicher Weise ausgebildet sind wie die Schichten des Kieselkalk-Horizontes. Im Gegensatz dazu enthalten sie jedoch sehr viel Makrofauna, so daß die Grenze, auch bei der Lesesteinkartierung, dorthin gelegt wird, wo plötzlich Makrofauna auftritt.

Die Mächtigkeit beträgt gleichbleibend für das gesamte Blattgebiet ca. 25 – 30 m.

Gute Aufschlüsse:

1. kleiner Steinbruch nördlich HP 452,0 (R 72 990, H 67 330)
2. Steinbruch an der Straße Hallenberg nach Wunderthausen bei km 19,4 (R 71 800, H 63 650)
3. 150 m östlich Steinbruch am Dasse-Berg, unmittelbar südlich des Baches (R 75 090, H 69 580)
4. an der Böschung des Weges zum HP 542,0 (R 75 780, H 72 470)
5. Wegböschung 500 m nordwestlich von HP 571,0 (R 75 090, H 69 580)
6. Steinbruch nördlich der Straße von Hesborn nach Medelon bei km 7,5 (R 74 950, H 69 580)
7. Wegkehre bei HP 542,0 (R 75 780, H 72 470)
8. Steinbruch an der Straße Hesborn nach Medelon (R 75 550, H 70 000)
9. Gemeindesteinbruch Medelon südlich der Straße von Hesborn nach Medelon (R 75 700, H 70 000)
10. Gemeindesteinbruch Hesborn am Ortsausgang in Richtung Medelon (R 74 150, H 68 550)

Tabelle 14

Faunenfundpunkte im Kieselkalk-Horizont

	R 74 150, H 68 550	R 75 700, H 70 000	R 75 550, H 70 000	R 75 900, H 72 470	R 74 950, H 69 580	R 75 720, H 69 730	R 71 800, H 63 650	R 72 990, H 67 330
<i>Gnathodus delicatus</i>	+		+					+
<i>Gnathodus semiglaber</i>	+	+					+	+
<i>Gnathodus texanus</i>			+			+		
<i>Paragnathodus commutatus</i>	+			+	+			+
<i>Paragnathodus homopunctatus</i>			+			+	+	

anchoralis bilineatus-Interregnum

2.2.1.4. Kieselige Übergangsschichten (c2–3,ti)

Der Begriff „Kieselige Übergangsschichten“ wurde von NICOLAUS 1958 für eine Schichtenfolge über dem Kieselkalk-Horizont aufgestellt. Nach NICOLAUS (1963) treten im Bereich der Kulm-Fazies die Kieseligen Übergangsschichten horizontbeständig auf. Nach der Orthostratigraphie liegt die Untergrenze dieses Horizontes in der unteren cdIII α -Zone, die Obergrenze an der Wende zwischen cdIII α und cdIII β . Ältere Autoren bezeichneten die Kieseligen Übergangsschichten auch als „Obere Alaunschiefer“ (REICH 1935 b; CLAUS 1928), „Alaunschiefer“ (REICH 1935 a, b), „hangende Alaunschiefer und Culmtonschiefer“ (SCHMIERER 1934), „Hangende Alaunschiefer“ (CORRENS 1934; REICH 1935 a; KOCKEL 1958).

NICOLAUS (1963) trennte die Kieseligen Übergangsschichten von den Posidonienschiefern PAECKELMANN'S (KÜHNE & PAECKELMANN 1929) ab und zwar den Teil, der unter den beiden *crenistria*-Bänken liegt.

Definition: Die biostratigraphische Untergrenze liegt innerhalb des obersten Teils des Kieselkalk-Horizontes, die petrographische Grenze ca. 2 m über der biostratigraphischen Grenze, da, wo die Alaunschieferlagerungen beginnen.

Die biostratigraphische Obergrenze liegt an der Stelle, wo *Goniatites striatus* SOWERBY beginnt; die petrographische Obergrenze befindet sich ca. 10 m innerhalb der *Goniatites-striatus*-Zone, dort wo die Kieseligen Übergangsschichten in Tonschiefer übergehen.

Fauna und Flora: Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Stufen des Unterkarbons kommt in den Kieseligen Übergangsschichten eine sehr reichhaltige Makrofauna vor. Horizontweise angereichert sind vor allem Goniatiten, die eine stratigraphische Untergliederung in vier Subzonen (NICOLAUS 1963) zulassen. Ebenfalls häufig sind Muscheln und hiervon besonders die Form *Posidonia becheri* BRONN, Brachiopoden und Orthoceren (Faunenliste der Kieseligen Übergangsschichten bei NICOLAUS 1963, S. 65 f.).

Conodonten sind neben wenigen Ostracoden über das gesamte Profil verteilt. Auch in dieser Schichtstufe besitzen die Conodonten keinen Wert für eine Abgrenzung und weitere Unterteilung.

Schichtenfolge: Ein vollständiges Profil dieser Schichten ist im Gemeindesteinbruch Medelon an der Straße Medelon – Hesborn (s. S. 102) abgeschlossen. Die Schichtenfolge besteht aus einer Wechsellagerung von Kieselkalken, Mergelkalken, Kalkmergelschiefern, Tonschiefern, Alaunschiefern, kieseligen Schiefern, Kalken, sowie Tuff- und Tonlagen (s. NICOLAUS 1963, Taf. 21, 22; Profil 18 u. 21).

Abb. 11 ist eine nur wenig veränderte Wiedergabe der von NICOLAUS (1963) beschriebenen Schichtenfolge aus dem obengenannten Steinbruch. Nach den dort erwähnten Leitbänken ist die *crenistria*-Zone in vier Subzonen zu unterteilen:

Goa4 *intermedius*-Subzone
 Goa3 *crenistría*-Subzone
 Goa2 *schmidtianus*-Subzone
 Goa1 *grimmeri*-Subzone

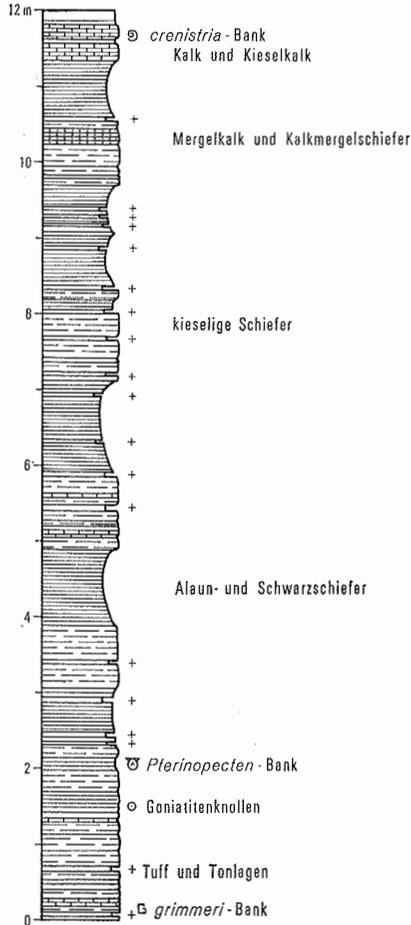


Abb. 11. Profil der Kieseligen Übergangsschichten im Gemeindesteinbruch Medelon

Die wichtigsten Leithorizonte sind die *grimmeri*-Bank (Go α 1), die *Pterinopecten*-Bank (Go α 2) und die *crenistria*-Kalkbank (Go α 3). Ein weiteres wichtiges Hilfsmittel zur Parallelisierung der Profile mit anderen Profilen aus dem Rheinischen Schiefergebirge sind zahlreiche geringmächtige helle Tuff- und Tonlagen, die sich als horizontbeständig erwiesen haben. Die Abbildungen 10 und 11 zeigen, daß der untere Teil der Kieseligen Übergangsschichten, das Go α 1, in der gleichen Fazies ausgebildet ist wie der Horizont der vorwiegenden Kieselkalke, aber bereits *Entogonites grimmeri* KITTL enthält neben

Nomismoceras germanicum H. SCHMIDT
Chonetes (Ch.) laquessianus var. *angusta* PAECKELMANN
Chonetes (Plicochonetes) crassistriatus minimus PAECKELMANN
Posidonia becheri BRONN

sowie Conodonten, Ostracoden und Crinoidenstielglieder. Etwa 1,5 m über der Untergrenze des Go α 1 treten die ersten Alaunschiefer auf, unmittelbar darüber folgt die *grimmeri*-Bank. Sie ist hier ca. 10 cm mächtig und enthält in ihrem unteren Teil einige Exemplare von *Entogonites grimmeri* KITTL; der obere Teil besteht aus Kalkknollen, die gelegentlich *Goniatites crenistria schmidtianus* NICOLAUS enthalten. Die *grimmeri*-Bank wurde außerdem noch in dem dem Gemeindesteinbruch Medelon gegenüberliegenden Bruch gefunden. Weiterhin wurde *Entogonites grimmeri* KITTL in Lesesteinen 200 m südwestlich von HP 571,8 bei Hallenberg gefunden.

1,2 m über der *grimmeri*-Bank folgt die erste 50 cm mächtige Alaunschieferlage mit *Goniatiten*knollen im unteren Bereich. Nach NICOLAUS (1963, S. 66) enthalten die Knollen:

Goniatites crenistria schmidtianus NICOLAUS
Beyrichoceras aff. *sulcatum* BISAT
Girtyoceras bindemanni NICOLAUS
Nomismoceras spiratissimum HOLZAPFEL
Prolecanites serpentinus (PHILL.)

Die darüberfolgende Alaunschieferlage ist die *Pterinopecten*bank; sie führt als wichtigste Formen:

Pterinopecten mosensis (DE KON.)
Prionoceras latecostatum NICOLAUS
Prolecanites serpentinus (PHILL.)

15 cm darüber befinden sich zwei auffällige Tonlagen, die NICOLAUS (1963) außerdem in allen von ihm bearbeiteten Profilen wiederfand und als Doppeltonlage λ 2 / λ 3 bezeichnete.

5,5 m über der Doppeltonlage tritt erstmals *Goniatites crenistria* PHILL. auf. Damit beginnt in diesem Profil die Subzone Go α 3. Sie reicht bis an die Oberkante der durch eine geringmächtige Alaunschieferlage getrennten *crenistria*-Bänke. Hier nicht aufgeschlossen ist die Grenze zwischen dem Go α 4 und Go β .

Die Gesamtmächtigkeit der beschriebenen Zonenfolge bis zur *crenistria*-Bank beträgt 10,6 m.

Die *crenistria*-Bank wurde außerdem noch nördlich von Hesborn am HP 541,0 gefunden.

Eine Besonderheit enthalten die Kieseligen Übergangsschichten (vermutlich in der Subzone $G_{\alpha 4}$) in einem Steinbruch 200 m südwestlich HP 571,8. Dort ist den typischen kieseligen und alaunschieferartigen Gesteinen eine 1,1 m mächtige feinkörnige Grauwackenbank (vgl. Abb. 11) eingelagert. Grauwacken und Grauwackenschiefer innerhalb der *crenistria*-Zone kommen erst wieder südwestlich von hier bei Holzhausen am Hünstein (Blatt 5117 Buchenau, LEUTERITZ 1968, Abb. 80) und bei Herborn (NICOLAUS 1963, Taf. 22) innerhalb der Dill-Mulde vor. Im gleichen Steinbruch sind keinerlei Hinweise vorhanden, daß die beiden *crenistria*-Kalkbänke ausgebildet sind. Es handelt sich hier um einen Kleinfaziesbereich, wo Grauwacken vorkommen und dafür die Kalke fehlen.

Die Alaunschiefer sind petrographisch denen der Liegenden Alaunschiefer sehr ähnlich, enthalten jedoch keine schwarzen Lyditlagen und sind weniger kieselig. Bei der Verwitterung nehmen die Alaunschiefer eine rostbraune Farbe an. Die kieseligen Gesteine sind meist blaugrau, grünlich bis bräunlich. Insgesamt sind sie dunkler gefärbt als die kieseligen Gesteine des Kieselkalk-Horizontes. Die Kieselkalklagen sind ebenfalls dunkler und weniger kalkig. Reine Kalklagen, neben den beiden *crenistria*-Kalkbänken, sind selten.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung:
Eine besondere Untersuchung verdiente eine psammitische Einlagerung in den vorwiegend chemischen und pelitischen Ablagerungen dieses Horizontes (vgl. S. 101). Nach GRÜNHAGEN (1971) handelt es sich bei dieser Probe (Probe 13, R 72 070, H 73 080; D 2340, D 2341, RB 9671) um eine typische tuffitische (?) Grauwacke, übrigens die einzige typische Grauwacke im gesamten Blattgebiet (vgl. „Kulmgrauwacke“ S. 109).

Das Gestein ist als typische Grauwacke zu bezeichnen, da es die meisten der von den verschiedenen Klassifikationen geforderten Merkmale aufweist, nämlich einen hohen Gehalt an Feldspat neben einem solchen an Tonmineralen, reichlich Gesteinsbruchstücke führt und nur mäßig bis schlecht sortiert ist.

Eine eigentliche Matrix, d. h. eine bimodale Korngrößenverteilung, ist allerdings nicht vorhanden. Die Korngrößenverteilung ist vielmehr serial, wobei die größten Körner etwa 2 mm ϕ haben. Die Komponenten sind im allgemeinen ausgesprochen eckig, und nur wenige zeigen eine gewisse Zurundung.

Die Einzelminerale sind in erster Linie undulös auslöschende Quarze, z. T. auch Gangquarze und albitisierte Plagioklase, die vor der Albitisierung bereits mehr oder weniger stark serizitisiert worden sind. Daneben sind fein- und grobstrukturierte Schachbrettalbite sowie in unterschiedlichem Ausmaß chloritisierte Biotite, manchmal mit feinen sekundären Rutilnadeln, vertreten.

Vereinzelt wurden auch büschelige Albitaggregate, wie sie aus Hohlraumfüllungen in Quarzkeratophyren und deren Tuffen auftreten, festgestellt. Auch Albite, Schachbrettalbite, (chloritisierte) Biotite und der größte Teil der Quarze stammen aus Quarzkeratophyren und/oder Quarzkeratophyrtuffen.

Der größte Teil der Gesteinsfragmente ist ebenfalls aus Quarzkeratophyren oder deren Tuffen herzuleiten, nämlich die grobkörnigen Verwachsungen aus Quarz + Albit, Quarz + Schachbrettalbit, Quarz + Biotit sowie die Biotitaggregate.

Die Bruchstücke feinstkörniger Quarzgesteine mit geringen Anteilen von Illit dürften in den meisten Fällen nur aus der Grundmasse bestehende Quarzkeratophyrfragmente darstellen, wobei die Unterscheidung von Lyditen allerdings nicht immer sicher ist.

Außerdem wurden Bruchstücke anderer Vulkanite beobachtet, deren Charakter zwar wegen ihrer geringen Größe und Seltenheit nicht genau bestimmt werden konnte, die aber mit einiger Sicherheit als Dacite bis Rhyolithen anzusprechen sind. Hierher gehören Bruchstücke aus fluidal texturierter Alkalifeldspat-Grundmasse mit Einsprenglingen von Quarz, Plagioklas und chloritisiertem Biotit.

Andere Fragmente bestehen nur aus einer Grundmasse von Plagioklasleisten, xenomorphen Alkalifeldspat und Quarz, wieder anderen fehlt der Alkalifeldspat; sie setzen sich nur aus Plagioklasleisten, xenomorphem Quarz und akzessorischem Apatit zusammen. Weiterhin sind Gesteinsbruchstücke zu erwähnen, bei denen in der Grundmasse aus Alkalifeldspat, der durch feinverteilte Eisenhydroxide bräunlich gefärbt ist, Einsprenglinge von Albiten und Schachbrettalbiten liegen. In anderen Fällen sind Leisten von nichtalbitischem Plagioklas in große xenomorph begrenzte Albite oder Quarze eingebettet.

Fragmente basischer Vulkanite kommen nur ganz vereinzelt vor, so solche von Diabasen mit Plagioklasleisten und akzessorischen Apatiten in einer chloritischen Grundmasse.

Auch grobkörnige Chloritaggregate mit Paralleltextur mögen aus epizonal eingeformten Diabasen oder deren Tuffen stammen.

Bruchstücke epizonaler Metamorphite sind nicht selten. Es handelt sich dabei um Quarzite mit wechselndem Gehalt an Chlorit und muskovitischem Glimmer, Phyllite und Quarzphyllite.

Sedimentfragmente treten sehr zurück. Beobachtet wurden fast ausschließlich Tonschiefer, die z. T. etwas kohlig sind, daneben ein sparitischer Kalk.

Feinkörnige geschieferte Gesteine aus überwiegend Quarz und untergeordnet Illit dürften eher geschieferte Quarzkeratophyr-Grundmasse als geschieferte Lydite darstellen.

Die Zwischenklemmasse besteht aus feinkristallinem Quarz in enger Verwachsung mit Chlorit und Serizit, in die einzelne Calcitrhoeder eingestreut sind.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die petrographische Abgrenzung zum Liegenden ist unscharf. Bei der Kartierung wurde die Grenze zum Kieselkalk-Horizont dorthin gelegt, wo Alaunschieferlagen auftreten, die in den unmittelbar liegenden Schichten fehlen. Die petrographische Grenze zum Hangenden ist deutlicher markiert. Sie liegt dort, wo die kieseligen Gesteine in tonige Schichten des Goß übergehen. Die Mächtigkeit der auf der Karte als Kieselige Übergangsschichten ausgeschiedenen Gesteine beträgt ca. 25 m.

Gute Aufschlüsse:

1. nördlich Hesborn bei HP 541,0 (R 73 680, H 68 950)
2. Weg vom HP 499,5 zum HP 503,5 (75 750, H 69 100)
3. Steinbruch an der Straße von Hesborn nach Medelon (R 75 550, H 70 000)
4. Gemeindesteinbruch Medelon südlich der Straße von Hesborn nach Medelon (R 75 700, H 70 000)
5. Gemeindesteinbruch Hesborn am Ortsausgang in Richtung Medelon (R 74 150, H 68 550)
6. Steinbruch unmittelbar an der Landesgrenze (R 72 070, H 73 080)

2.2.2. *Goniatites*-Stufe

2.2.2.1. Kulm-Grauwacke (c3 β 1—c3 γ)

(*striatus*- bis *granosus*-Zone III β und III γ)

Kulm-Tonschiefer (PAECKELMANN 1926, S. 229) und Kulm-Grauwacken (DENCKMANN 1901 b, S. 56), die zum Beispiel in der Dill-Mulde noch eigenständige stratigraphische Horizonte bilden, werden hier zusammengefaßt.

Eine erste intensive Bearbeitung der Kulm-Sedimente in der Wittgensteiner Hauptmulde erfolgte durch CLAUS (1928) für die Elsoffer Mulde. Für den Raum Battenberg ist die von REICH (1935 b) aufgestellte Gliederung auch heute noch gültig. HAUBOLD (1933) führte die erste brauchbare Unterteilung des Unterkarbon III β auf Blatt 4718 Goddelsheim durch. Eine umfassende Darstellung von Stratigraphie und Fazies für den Kulm im Bereich des Edersees erfolgte von PICKEL (1937). Das Unterkarbon III γ wurde von RUPRECHT (1936), ohne größere stratigraphische Probleme offen zu lassen, bearbeitet. Fazies und Stratigraphie der gesamten *Goniatites*-Stufe des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges wurden erstmals von H. SCHMIDT (1942) zusammengefaßt. Grundsätzliche Fragen zur *Goniatites*-Gliederung, die danach noch bestanden, wurden von KULICK (1960) beantwortet.

Die hier beschriebenen Gesteine gehören in den mittleren und oberen Teil der *Goniatites*-Stufe und umfassen die von H. SCHMIDT (Karbon-Kongreß Heerlen 1927) ausgeschiedenen Zonen des *Goniatites striatus* Sow. (cdIII β) und die untere Subzone des *Goniatites granosus* PORTL. (cdIII γ 1).

Definition: Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Grauwacken, die nach Goniatitenfunden in das folgende System eingeordnet werden können (KULICK 1960, S. 248):

Auf der Geologischen Karte ausgeschiedene Horizonte:

III γ 1	<i>Goniatites granosus poststriatus</i> BRG.	c3 γ
β spi	<i>Neoglyphioceras spirale</i> (PHILL.)	c3 β 5
β mu	<i>Goniatites mucronatus</i> (KNOPP) <i>Goniatites sphaerocostriatus</i> BISAT	
III β el	<i>Goniatites striatus elegans</i> BISAT	c3 β 1-4
β fa	<i>Goniatites striatus falcatus</i> ROEM.	
β str	<i>Goniatites striatus striatus</i> SOW.	
III α 4	<i>Goniatites crenistria intermedius</i> (KOB.)	

Fauna und Flora: Die wichtigsten Faunen sind im Blattgebiet wenige Exemplare mäßig erhaltener Goniatiten von z. T. weit auseinanderliegenden Fundpunkten. Belegende Goniatiten für die Subzonen III β str bis III β el wurden nur an zwei Stellen gefunden. Die Subzonen III β mu und III β spi sind besser zu belegen. Die Subzone III γ 1 ist in ihrem unteren Bereich durch massenhaftes Auftreten von *Actinopteria persulcata* M'COY bewiesen. *Posidonia* sp. und *Dolorthoceras* sp. sind neben Goniatiten die auffälligsten Faunenvertreter. Crinoidenstielglieder kommen in Driftkalken neben besonders zahlreichen und guterhaltenen Conodonten vor.

Pflanzenhäcksel finden sich sowohl innerhalb von Bänken als auch auf Schichtflächen.

Schichtenfolge: Über den Alaunschiefern der Kieseligen Übergangsschichten folgen Ton- und Siltschiefer. Diese sind überwiegend dunkelgrau, schwach glimmerhaltig und wenig gut spaltend. Gelegentlich tritt eine undeutliche Bänderung auf, die durch etwas hellere Silt- und Feinsandlagen hervorgerufen wird. Ca. 25 m über der Basis schalten sich geringmächtige Grauwackenschiefer ein, wie ein Profil an der Straße Hesborn – Medelon am Ortsausgang von Hesborn zeigt. Stellenweise haben die Tonschiefer einen geringen Kalkgehalt und nehmen bei der Verwitterung eine dunkelbraune Farbe an. Beim Bau der Schule in Hallenberg waren diese Schichten großflächig aufgeschlossen; dabei wurden einige Exemplare von *Muensteroceras truncatum* (PHILL.) und ein Exemplar von *Goniatites crenistria striatus* Sow. gefunden. Kleinwüchsige Formen von *Posidonia becheri* (BRONN) sind relativ häufig. Ein Profil an der Straße von Hesborn nach Medelon (vgl. VOGES 1958, S. 42) schließt die Schichten über den Kieseligen Übergangsschichten auf. Zuerst folgen ca. 50 m dunkelgraue Tonschiefer und Siltsteine, danach schalten sich die ersten Grauwackenbänke ein. Die Grauwacken sind fein- bis mittelkörnig, im frischen Zustand blaugrau bis dunkelgrau. Mit der Lupe sind als vorwiegende Bestandteile in einer tonigen Grundmasse Quarz, Feldspat, Gesteins-

bruchstückchen und Glimmer zu erkennen. Innere Feinschichtung, Gradierung und Wickelschichtung sind selten. Sehr feinkörnige Lagen sind gelegentlich schwach kalkig. Die Bankmächtigkeit beträgt bis zu 20 cm. Zum Hangenden hin werden die mit Ton- und Siltschiefern wechsellagernden Grauwacken etwas mächtiger, und ihre Dicke beträgt im Durchschnitt 30 cm. Östlich des Kreuz-Berges bei Hallenberg, an der großen Straßenkehre der Straße Hallenberg nach Braunshausen und bei km 1,7 am Kloster Glindfeld kommen Grauwackenbänke vor, die eine Mächtigkeit von 1 m erreichen und nach oben in Grauwackenschiefer und Tonschiefer übergehen, also gradiert sind.

Auf der Karte sind durch besondere Signaturen grauwackenreiche Partien ausgeschieden. An diesen Stellen treten die Grauwackenbänke dicht zusammen und erscheinen im Gelände als kleine Erhebungen. Im Streichen lassen sich diese Erhebungen meist nicht sehr weit verfolgen, so daß sie wenig Aufschluß über den engeren Faltenbau geben.

Als Besonderheit sind den Grauwacken östlich des Kreuz-Berges bei Hallenberg mehrere dünne Kalkbänke eingelagert. Die Kalke sind dunkelgrau, detritisch und gradiert. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu 10 cm; im Streichen lassen sie sich nur über eine kurze Entfernung verfolgen. Sie bestehen zum überwiegenden Teil aus Fossiltrümmern, hauptsächlich Crinoiden und Zweischalerresten. Weiterhin kommen darin zahlreiche Conodonten in bester Erhaltung vor, die auf die Zone Illy hinweisen.

Die jüngsten Grauwacken, die hier zur Ablagerung kamen, gehören zum cdIlly₁, wie das Vorkommen der *Actinopteria*-Bänke südöstlich des Friedhofes von Liesen beweist.

Auf S. 106 wurde schon darauf hingewiesen, daß eine genaue Abgrenzung der Subzonen auf der geologischen Karte nicht möglich ist, da die Fossilfundpunkte selten sind und weit auseinander liegen. Abgesehen von den hier seltenen Fossilien sind auch die von KULICK (1960) ausgeschiedenen Leitbänke, außer den *Actinopteria*-Bänken, nicht ausgebildet. Es mußten daher die Zonen Illystr bis Illymu zusammengefaßt werden. Die Mächtigkeiten der ausgeschiedenen Zonen wurden zum Teil aufgrund der Ergebnisse von KULICK (1960) berechnet, dessen Angaben über ein Profil bei Dreislar auch für Blatt Hallenberg Gültigkeit haben.

Die auf der Geologischen Karte eingetragenen Grenzen zwischen den petrographisch sehr einheitlich entwickelten Subzonen sind nicht als Schichtgrenzen im üblichen Sinne zu verstehen, sondern deuten lediglich an, wo aufgrund der wenigen Faunenfunde und Mächtigkeitsvergleiche auf dem Nachbarblatt die nächste Subzone beginnen könnte. Es soll damit der Bau dieser großen Unterkarbonfläche deutlicher werden.

Mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugung: Probe 14 (R 73 980, H 63 680; D 2342, RB 9672) wurde als Beispiel aus den vorwiegend tonigen Schichten ausgewählt.

Nach GRÜNHAGEN (1971) handelt es sich um einen Tonstein, dessen Feinsiltgehalt durch Auszählen mit dem Pointcounter 10 Vol.-% beträgt. Der Anteil der tonigen Matrix beträgt dementsprechend 90 %. Die Matrix besteht aus einem feinkörnigen Gemenge von Serizit, Chlorit und Quarz, der Siltanteil aus eckigen bis angerundeten Quarzen und untergeordnet auch Feldspäten.

Beispiel der Kulm-Grauwacken ist Probe 19 (R 75 840, H 64 400, D 2346, D 2357, RB 9678, RB 9679). Es handelt sich bei diesen Gesteinen nach GRÜNHAGEN (1971) um siltige Quarzgrauwacken deren Hauptbestandteil Quarze mit einem Durchmesser bis zu 120 μm sind. Daneben kommen albitisierte (?) Plagioklase, die klar oder durch Serizitausscheidungen getrübt sein können, in nicht unerheblicher Menge vor. Ebenfalls durch Serizitausscheidungen getrübt sind die gegenüber den Plagioklasen etwas zurücktretenden Orthoklase. Ganz vereinzelt wurden Perthite beobachtet. Untergeordnet beteiligen sich Muskovite und Biotite am Gesteinsaufbau.

Außer diesen Einzelmineralen sind Gesteinsbruchstücke ein wesentlicher Bestandteil des Gesteins. Bei ihnen handelt es sich um Fragmente von Phylliten und feinkörnigen Chlorit-Serizit-Quarziten; Lydite wurden nur vereinzelt festgestellt.

Bei den Quarzen, aber auch bei den Feldspäten und quarzreichen Gesteinsfragmenten besteht Korn-an-Korn-Bindung. Auf den Korngrenzen liegen meist kleine Serizit- und Chloritschüppchen. Bereichsweise erfolgt die Bindung auch durch einen feinkörnigen Zement aus Quarz, Chlorit und Serizit; eine eigentliche Matrix fehlt aber. Die Korngrößenverteilung ist serial.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit der Kulm-Grauwacken beträgt ca. 350 m. Die Untergrenze zu den kieseligen Übergangsschichten ist recht deutlich durch den Wechsel der kieseligen Gesteine zu Ton- und Siltschiefern markiert.

Nur an wenigen Stellen werden die Kulm-Grauwacken transgressiv von ungefalteten, geringmächtigen Zechsteinablagerungen überdeckt.

Gute Aufschlüsse:

1. Böschung unmittelbar südöstlich der Straße Hallenberg – Braunshausen bei km 0,6 (R 75 040, H 63 770 bis R 75 150, H 63 620)
2. 100 m nordöstlich des Sägewerkes in Hallenberg (R 73 650, H 65 080)
3. Nordseite des Friedhofes von Hallenberg (R 73 980, H 63 650)
4. Mariengrotte am südöstlichen Ortsausgang von Hallenberg (R 73 820, H 63 690)
5. Schichtköpfe auf dem Weg von Hallenberg zur Landesgrenze (R 73 000, H 63 150 bis R 73 370, H 63 660)

6. 250 m östlich des Kreuz-Berges mit einer sehr gut erhaltenen Conodontenfauna des cdIII₁ (*Cavusgnathus cristatus*, *Gnathodus bilineatus*, *Gnathodus girtyi girtyi*, *Paragnathodus commutatus*, n. gen. aff. *Siphonodella*) (R 72 880, H 63 550)
7. Weg vom Sportplatz Hesborn zum HP 499,5 (R 75 010, H 69 260)
8. 50 m nördlich des Weges vom HP 499 zum HP 571,6 (R 75 900, H 69 360)
9. Böschung an der Nordseite des Weges zum Hof Tageler (R 76 150, H 73 060)

2.3. Perm

2.3.1. Oberer Zechstein

2.3.1.1. Ältere Konglomerate (z,c)

An drei Stellen werden im östlichen Blattbereich gefaltete Schichten des Unterkarbons mehr oder weniger horizontal von Sedimenten des Oberen Zechsteins überlagert.

Im nordöstlichen Blattgebiet, südlich des Hofes Tageler, liegen Reste von rötlichen bis violetten feinsandigen Letten mit zahlreichen, nur wenig gerundeten bis zu 1 cm großen Kieselschieferbrocken. Nach VOGES (1958, S. 53) fand PAECKELMANN dieses Zechsteinrelikt, das fast völlig als Wegebaumaterial abgebaut worden ist.

Ein weiterer Rest kommt südöstlich von Hallenberg im Ortsteil Leimbach vor. Dort sind ebenfalls nur noch spärliche Reste von roten bis rötlichvioletten feinsandigen Letten mit Kieselschieferbröckchen erhalten, da der überwiegende Teil im Feldbranntverfahren verziegelt wurde.

Beim Bau der Kläranlage Hallenberg wurde bei R 75 080, H 62 800 ein kleines Vorkommen von schlecht geschichteten rötlichen Letten mit Kieselschiefer- und Quarzitbröckchen aufgeschlossen, die steilstehende, gerötete Kulm-Grauwacken diskordant überlagern.

Weiter südlich, im Blattgebiet 4917 Battenberg, sind die Zechsteinablagerungen vollständiger erhalten und bestehen ebenfalls aus wenig verfestigten, schlecht sortierten Schichten von roten tonigen bis feinsandigen Letten und feinsandigen Lagen mit bis zu 2 cm großen, schlecht gerundeten Brocken von Kieselschiefern, Lyditen, Sandsteinen und Quarziten (untergeordnet auch Gangquarze). Nach einer Bohrung östlich von Bromskirchen (Blatt 4917 Battenberg) erreichen die Zechsteinsedimente hier eine Mächtigkeit von ca. 60 m.

Im Südosten von Blatt Battenberg fand REICH (1935 b, S. 12) bis zu kopfgroße Gerölle von Quarzit und Dolomit. Nach ihm sollte es sich bei den Dolomitgeröllen um aufgearbeiteten Zechstein-Dolomit handeln. Doch schon WÜRTEMBERGER (1859) und DENCKMANN (1893) fanden darin devonische Fossilien. Nach SAUER (1964, S. 91) scheint es außer Zweifel, daß es sich bei den Dolomit-

geröllten um „Massenkalk-Derivate“ handelt. Sie können also zur Klärung der Altersfrage der Zechsteinsedimente nicht unmittelbar herangezogen werden.

Nach SAUER (1964) gehören die Zechsteinablagerungen am Westrand der Frankenberger Bucht, einschließlich der von Blatt Hallenberg, zur Folge der Älteren Konglomerate, die die jüngsten Ablagerungen in diesem Raum bilden. Eine ausführliche Diskussion zur Altersfrage der Älteren Konglomerate erfolgte bei SAUER (1964). Danach werden diese in der Frankenberger Bucht (dort ist die Schichtfolge vollständig) vom Stätteberg-Flöz, den Geismarer Schichten und den Jüngeren Konglomeraten überlagert.

In einigen Bereichen auf Blatt Hallenberg, die auf der Geologischen Karte besonders hervorgehoben wurden, sind die unterkarbonischen Tonschiefer, Siltschiefer und Quarzgrauwacken teilweise intensiv gerötet.

Die Rötung kann einmal das gesamte Gestein umfassen oder, häufiger von Trennflächen ausgehend, verschieden weit in das feste Gestein hineinreichen.

Gewisse Meinungsverschiedenheiten über die Eindringtiefe der Rötung im Perm geben Anlaß, auf einige Beobachtungen, die teilweise in der Nachbarschaft von Blatt Hallenberg gemacht wurden, hinzuweisen.

Nach SAUER (1964) ist die Rotfärbung älterer Schichten bis zu ca. 20 m in den festen Untergrund eingedrungen.

Eine Meißelbohrung für eine Wasserversorgung der Fa. Kusch, Hallenberg, im Leimbach-Tal zeigt jedoch eine Rötung des gesamten Gesteins bis in eine Teufe von 35 m unter Geländeoberkante und eine Rötung von Kluft- und Schieferflächen ausgehend bis zur Endteufe bei 47 m.

Eine Kernbohrung der Sachtleben AG nördlich von Dreislar (Blatt 4618 Medebach) ergab eine vollständige Rötung des Gesteins bis zu 18 m unter Geländeoberkante und eine Rötung von Spaltflächen ausgehend bis zu einer Teufe von 147 m (keine Endteufe).

Diese beiden Beispiele sollen zeigen, daß die Eindringtiefe unterschiedlich gewesen ist oder aber, was wahrscheinlicher ist, daß die Abtragung unterschiedlich tief in den Gebirgskörper eingreift.

2.4. Tertiär (K. LEUTERITZ & H. MERTENS)

Sedimente aus dem Tertiär sind an keiner Stelle des Blattgebietes zu finden. Wohl aber haben sich bis in das Gestein übergreifende Spuren der damaligen Bodenbildung erhalten, auf die hier ebenso eingegangen werden soll wie auf die tertiäre Landschaftsformung.

Das alttertiäre Relief ist bereits im Perm und Präperm vorgezeichnet worden. Das aufgestiegene variscische Gebirge war zu einem Rumpf abgetragen, dessen Oberfläche einer intensiven chemischen Verwitterung unterlag. Dafür

spricht die „permische Rötung“ der Gesteine insbesondere im oberländischen Anteil des Blattes. Obschon die höchsten Gebirgsteile seitdem stets Festland geblieben sind, gibt es für die Konservierung permischer Bodenrelikte keine Beweise. Lebhaftige Abtragungsvorgänge haben offensichtlich sämtliche Hinweise getilgt. PAECKELMANN (1932) glaubt im Ostsauerland deutlich das Formenbild der permischen Landoberfläche zu erkennen und stellt die Korbach – Hallenberger Bucht als besonders eindrucksvoll heraus.

Die im warmen Alttertiär tiefreichend zersetzten Gesteine bildeten mehrere Zehner von Metern mächtige schluffig-tonige Bodendecken (MÜCKENHAUSEN 1958). Stärkere Reliefunterschiede wurden u. a. im Zusammenhang mit der Umlagerung des Feinmaterials und dessen Fortführung in Flüssen ausgeglichen (THOME 1968). Es werden einige durch unterschiedliche Hebung entstandene Verebnungen vermutet, die treppenartig zum Gebirgskern hin aufeinanderfolgen. Dieser Rumpftreppenbau hat sich nicht erhalten und ist im weiteren Verlauf des Tertiärs zu einem Rumpfflächentypus umgeformt worden (NEEF 1955). Mit weiterschreitender Abkühlung im jüngeren Tertiär (SCHWARZBACH 1968) ließ die Intensität der chemischen Verwitterung nach. Kräfte der Umlagerung und Abtragung wurden stärker wirksam; sie erniedrigten die Rumpfflächen und zerstörten sie teilweise. KÖRBER (1956) gliedert im Ostsauerland und Waldeck die Rumpfflächen anhand erhaltengebliebener Reste in elf Niveaus, von denen auch einige im Blattbereich Hallenberg auftreten. Beispielsweise liegt die Stadt Winterberg auf dem Küstelberger Niveau. KÖRBER schließt das Vorhandensein von Resten der permischen Landoberfläche nicht aus.

BIRKENHAUER (1970) nimmt für das Jungtertiär eine durch „selektive Verwitterung“ gesteuerte Pedogenese an, wobei im Gegensatz zum Alttertiär die widerstandsfähigsten Gesteine und Minerale weniger angegriffen oder geschont wurden. Ob die im Blattgebiet Hallenberg vorkommenden spärlichen Reste von Paläoböden aus diesem oder älteren Zeitabschnitten stammen, vielleicht sogar aus der Kreidezeit, kann vorerst nicht entschieden werden. HAASE (1961) hält es sogar für möglich, daß die heute fossilen Weiß- und Braunlehme auf den Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges in pleistozänen Warmzeiten entstanden sind.

Die den Plastosolen zuzurechnenden Reste der Paläoböden breiten sich teils kleinflächig als umgelagerte, dünne steinhaltige schluffig-tonige Decken von weißgrauer bis buntscheckiger Färbung aus, teils sind sie mehr punktförmig in ihrer ursprünglichen Lagerung als wurzelartige Ausläufer der abgetragenen Verwitterungsdecke erhalten geblieben. Das Nebeneinander von unverwitterten, schwach und stark zersetzten Gesteinslagen mit entsprechend kontrastreichen Farben wird besonders bei steilstehender Schichtung wiedergegeben. Es kommt aber auch vor, daß sich die schwarzen, braunen, roten, grauen, gelben und weißlichen Verwitterungs„stränge“ betont an Klüfte halten. Die

von KÖRBER (1956) beschriebenen Vorkommen in der Quellwanne des Bubenkirch-Baches (R 68 520, H 63 640) und in einem Aufschluß am Kreuzbergsporn südwestlich von Hallenberg (R 72 070, H 63 090) konnten durch weitere Beobachtungen ergänzt werden. Hierbei wurde erneut (mündl. Mitt. von Dr. WIRTH und Agraringenieur FLEISCHER, Geologisches Landesamt NW, 1970) die Verwitterung des Kieselkaiks teils zu einem porösen kieseligen Gebilde, teils zu einem ebenfalls kalkfreien, leicht zerdrückbaren schwarzbraunen Mulm bestätigt.

Da die alten Verwitterungsdecken überwiegend das Ausgangsmaterial der Pseudogleye bilden, lassen sich ihre Verbreitungsschwerpunkte leicht der Bodenkarte (Taf. 3) entnehmen. Sie kleiden meist Talanfangsmulden aus, sind aber auch isoliert in kleinen Einsenkungen oder an Unterhängen anzutreffen. Eine ungewöhnliche morphologische Position nimmt das Vorkommen an der Wache in der südöstlichen Blattgebietsecke (R 75 840, H 63 460) ein. Es umschließt fast halbkreisförmig den nordöstlichen Mittelhang dieser Bergkuppe, ohne in direkter Verbindung mit einer Hangkerbe oder -mulde zu stehen.

2.5. Quartär (K. LEUTERITZ & H. MERTENS)

Die im Blattbereich auftretenden Lockersedimente sind weitgehend im Pleistozän entstanden: Sie gehen auf die Verwitterung des Anstehenden zurück und tragen die Züge einer überwiegend mechanischen (physikalischen) Gesteinszerlegung insbesondere in der letzten Kaltzeit. Aus älteren Glazialen und pleistozänen Warmzeiten lassen sich keine beweiskräftigen Spuren ermitteln. Lößreste offenbar weichselzeitlichen Alters finden sich, stets mit Fremdmaterial vermengt, vereinzelt und geringmächtig auf kleinen Verebnungsflächen.

Das Ostsauerland gehörte im Weichselglazial zur Frostschutt- bzw. Tundrazone. Bei lebhaften morphologischen Vorgängen wandelte sich das überkommene Formenbild. Die Massenbewegungen wirkten sich vornehmlich auf die Gestaltung der Hänge aus (BÜDEL 1944), flache Dellen und Kerben wurden angelegt, Täler vertieft und verbreitert.

Zusammensetzung, Mächtigkeit und Geländelage der Schuttdecken veränderten sich im Wechselspiel von Neubildung, Umlagerung und Abtransport. Wenn HEINE (1970) als Liefergebiet der weichselzeitlichen Löss im Raum Marburg unter anderem die Hänge des östlichen Schiefergebirgsabfalls angibt, so ist zu vermuten, daß der Flugstaub aus dem dort freiliegenden Schuttmantel ausgeht worden ist.

Unter den ausgeglicheneren Bedingungen des Holozäns hat die Vegetation die Schuttmassen einigermäßen festgelegt. Lediglich dem Wasser kommt eine gewisse Rolle zu, indem es Feinmaterial abführt und in die Hohlformen trägt. Winderosion findet praktisch keine Ansatzpunkte mehr.

2.5.1. Pleistozän

2.5.1.1. Bänderschutt (X,c)

Dieser feinstückige, durchgehend schwach verlehnte Schiefergrus wird wegen seiner relativ homogenen Zusammensetzung und Gliederung in zahlreiche dünn-schichtige stärker verlehnte Lagen, die eine besondere Entstehungsart vermuten lassen, von den normalen Schuttbildungen (s. S. 115) unterschieden. Er ist auch außerhalb des Blattgebietes Hallenberg verbreitet, wie eigene und Beobachtungen anderer ergeben haben. KULICK (1968) rechnet diese Bildungen im Korbacher Raum zum Schwemmschutt und vergleicht sie mit dem von KÖRBER (1956) im Ostsauerland und Waldeck beschriebenen Schwemmschutt der Mündungen von Dellen und Seitentälern. Bereits PAECKELMANN (1936) hat diese aus feinen Schieferbröckchen bestehende besondere Schuttform erkannt. Auch Dr. MÜLLER (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, mündl. Mitt., 1972) hat bei der Kartierung des Nachbarblattes 4816 Girkhausen entsprechende Ablagerungen angetroffen.

Die Bänderschutt-Vorkommen sind auf Blatt Hallenberg vergleichsweise gut aufgeschlossen, weil sich dieses Material als geeignet für Häuser- und insbesondere für Wegebau erwiesen hat. Die bekanntesten Aufschlüsse („Sandgruben“) liegen an Unterhängen, und zwar in Hesborn westlich des Galgen-Berges (R 74 220, H 67 110) und in Züschen im Ahre-Tal an der Kranbuche (R 68 240, H 68 310). Die Masse der Aufschlüsse findet sich abgelegen in den Wäldern an Talausgängen, Talanfangsmulden und in anderen Hangbereichen meist dort, wo Fahrwege Tälchen und Schluchten überspannen und deren Hangschultern und -flanken angeschnitten sind. Vereinzelt werden Sporne zwischen zwei Hangkerben aus Bänderschutt aufgebaut.

Wie es scheint, ist dieses Sediment am stärksten nördlich von Hesborn in der bewaldeten Übergangszone vom Hochland zum Oberland vertreten. Hier füllt der feine Schiefergrus sogar abschnittsweise den Grund von Nebentälchen, beispielsweise im Deutmecke-Tal. Inwieweit solche Hohlformen ehemals als Sammeladern für dieses Material gewirkt haben, entzieht sich unserer Kenntnis.

In seiner Hauptmasse besteht der im Blattbereich Hallenberg vorkommende Bänderschutt aus sehr schwach kantengerundeten, angewitterten kleinstückigen Schieferplättchen; Beimengungen von Grauwacke- und Kieselschieferbröckchen treten völlig zurück. (Dieses schließt nicht aus, daß sich anderswo die Zusammensetzung zugunsten anderer Gesteine verschieben kann.) Die Mächtigkeit wechselt von 4 – 12 m. Die Wechselfolge von graubraunen, lehmigen und lehmmarmen Feinschuttlagen, deren Schieferstückchen oft dachziegelartig übereinanderlagern („imbrication“) und die mehr oder weniger mit Lehm verkittet sind, wird wiederholt aber unregelmäßig von dünnen stärker lehmhaltigen Bändern unterbrochen. Diese sind durch Lösungsniederschlag gleich-

ralls verdichtet und grau und rostfleckig gefärbt. Schmitzen aus schluffigem Lehm sind ebenso eingeschaltet wie sich schwache Fältelungen beobachten lassen. An den Oberflächen der Schieferstückchen fallen zuweilen dunkelbraune, mattglänzende Lehmkrusten mit netzartigen Strukturen auf.

Im Hangenden des Schuttes tritt oft in 0,4 – 0,8 m Stärke eine ungeschichtete, stark verlehnte Zone mit (durch spätkaltzeitliche Frostbewegungen?) verwürgter Unterkante auf. Offenbleiben muß vorerst, ob diese dünne Lehmdecke als stark verwitterter Bänderschutt oder als eigenständiger Schuttkörper (= Deckschutt) mit Lößlehmbeimengungen aufzufassen ist. Unverkennbar ist die Beeinflussung dieser Decke durch jüngere bodenbildende Prozesse. Über Alter und Entstehung des Bänderschutts können nur Vermutungen geäußert werden. Der Zerfall in Schiefergrus deutet auf vorherrschende Frostzerlegung in der jüngsten Kaltzeit hin; bei einer Bildung im vorletzten Glazial wäre der Schuttkörper in der anschließenden Warmzeit vermutlich intensiver zersetzt worden. Die verhältnismäßig kantige Form der Plättchen macht einen kurzen Transportweg wahrscheinlich; schichtige Lagerung und Sortierung deuten auf Wasser als Transportmittel hin. Selbst nur 1 – 2 cm breite Lehmblätter halten unter Umständen flächenhaft durch; sie lassen sich z. B. beim erwähnten Vorkommen in Hesborn über die volle Aufschlußbreite von ca. 30 m verfolgen. KULICK (1968, S. 133) mißt gleichfalls flächenhaft wirkenden Spülfluten eine wesentliche Bedeutung bei, schließt aber darüber hinaus eine solifluidale Beeinflussung nicht aus.

2.5.1.2. Schuttlehm („hg)

Unter dem Begriff Schuttlehm sind die das Festgestein verhüllenden Lockerdecken außerhalb der Täler zusammengefaßt, soweit sie nicht zum Bänderschutt (s. S. 114) gehören. Die Darstellung auf der Geologischen Karte erfolgt, sobald ihre Mächtigkeit 1,5 – 2,0 m und mehr beträgt. Sie unterbleibt lediglich in Sonderfällen, wenn das geologische Bild eine abgedeckte Wiedergabe verlangt. In der Bodenkarte 1 : 50 000 (Taf. 3) sind die Verwitterungsdecken dreifach gegliedert, so daß sich aus ihr Hinweise über die Verbreitung selbst von sehr flachen Decken entnehmen lassen.

Die hier zu beschreibenden „Schuttlehm“-Bildungen sind unter den Namen Frost- und Wanderschutt, Solifluktionsschutt, Hangschutt, Hang- oder Gehängelehm u. a. bekannt. In diesen Bezeichnungen drücken sich bereits Unterschiede in der Geländedeposition, den Fein- und Grobanteilen sowie in der Entstehung aus. Unter günstigen Voraussetzungen kann man den Solifluktionsschutt sogar nach den Ausgangsgesteinen unterteilen, wie es KULICK (1968) für Blatt 4719 Korbach vorgenommen hat.

Die Mächtigkeitsschwankungen sowie die stoffliche und genetische Vielfalt offenbaren sich ausreichend genau nur an möglichst bis auf den felsigen

Untergrund reichenden Aufschlußwänden. Deren Beobachtung liefert die Grundlagen zu der sich ständig vertiefenden Erforschung des quartärzeitlichen Geschehens im Mittelgebirge.

In wechselnder, stark reliefabhängiger Stärke überziehen die Lockerdecken das feste Gestein. Sie bestehen aus unterschiedlichen Anteilen und in meist unregelmäßiger Verteilung aus schluffig-toniger Feinsubstanz sowie kleinstückigen und grobstückigen Gesteinstrümmern. Teils liegen die Schuttmassen im Nahbereich des Ausgangsgesteins, teils sind die erst nach längeren Kriech-, Gleit- oder Rutschbewegungen auf ortsfremder Unterlage zur Ruhe gekommen.

Hierzu hat in erster Linie das Bodenfließen (Solifluktion) beigetragen. In der spärlich bewachsenen Tundrenlandschaft im Vorfeld der norddeutschen Gletscher wurden frischer Frostsprengungsschutt, Bodenrelikte aus früheren Warmzeiten und dem Tertiär sowie Reste älterer Löß- und Schuttdecken in der Auftauzone des Dauerfrostbodens bei Neigungen von mehr als 3 % hangabwärts bewegt und zu einem komplexen Verband umgeformt. Die Bewegungen wurden durch Hindernisse oder Austrocknung abgeschwächt, um im einbrechenden Winter vollends zum Stillstand zu kommen.

In ebenen bis mäßig hängigen Lagen, wie sie bevorzugt im Oberland vorkommen, läßt sich der sonst ungegliederte Schuttkörper verschiedentlich zweifach unterteilen. Der obere etwa 0,4 – 0,7 m mächtige Deckschutt ist als lockerer, gelbbrauner, grusig-steiniger, stark schluffiger bis schluffiger Lehm ausgebildet. Nach SEMMEL (1964) ist er gegen Ende der letzten Kaltzeit – in der Jüngeren Tundrenzeit – durch Feinschuttverlagerungen entstanden, gleichzeitig mit Lößlehm vermengt und durch spätere bodenbildende Vorgänge überprägt worden. Neuerdings wird diese jüngste Solifluktionsdecke als „Decksediment“ bezeichnet (BARGON et al. 1971).

Die Mächtigkeit des unterlagernden Basisschuttes schwankt zwischen 0,3 und mehr als 2,0 m. Die graubraunen, z. T. grau und rostbraun gefleckten Schuttmassen weisen bei meist dichter Lagerung ein ausgeprägtes Grobskelett auf, in dem der schluffige oder tonige Lehm lückenhaft bis vollständig die Zwischenräume auskleidet oder nur Überzüge auf den Steinen bildet. Steinarme bis -freie Schmitzen und Lagen kommen ebenso vor wie eine eingeregeltere Anordnung der groben Bestandteile. An seiner Oberkante ist der Basisschutt vielfach verwürgt und mit größeren und härteren Steinen angereichert. In seinem unteren Bereich ist sowohl eine deutliche Abgrenzung als auch ein gleitender Übergang zur Zersatzzone der anstehenden Gesteine festzustellen.

Die kleinstückigen Gemengteile des Basisschuttes bestehen vorzugsweise aus Siltstein und Tonschiefer, die grobstückigen, härteren vorrangig aus Quarzit, quarzitischem Sandstein und Kieselschiefer.

Unter der Bezeichnung Basisschutt werden sämtliche skelettreiche Schuttkörper zusammengefaßt, sofern sie von Deckschutt verhüllt sind. Damit ist

noch nichts über ihre genetische und Alterseinstufung gesagt, über die wir wenig wissen und die recht vielfältiger Natur sein kann. Sicherlich rechnen in nicht bekanntem Umfange periglaziale Fließerden aus dem letzten Glazial dazu. Inwieweit aus älteren Kaltzeiten überkommene Schuttmassen in den Basisschutt einbezogen sind, entzieht sich unserer Kenntnis.

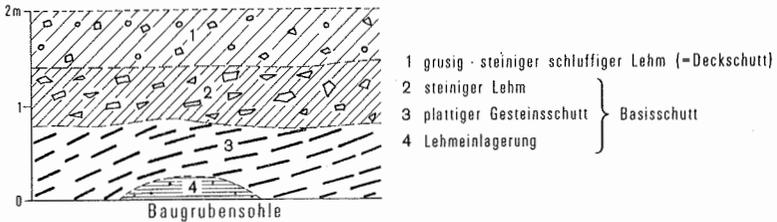


Abb. 12. Schuttdecke am Westrand von Winterberg (R 66 840, H 73 480)

In Abb. 12 ist die in einer Baugrube auf der Winterberger Hochfläche ange-troffene Folge Deckschutt/Basisschutt dargestellt. In einem unmittelbar be-nachbarten Aufschluß ergaben sich Hinweise (Abb. 13) auf Kryoturbationen

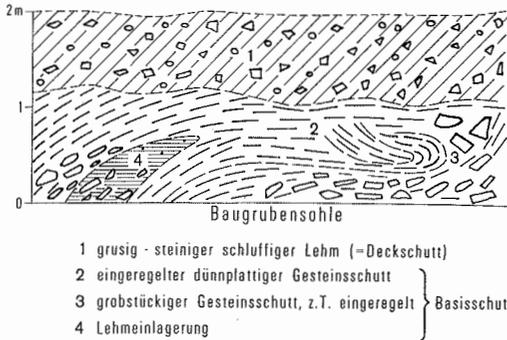


Abb. 13. Periglaziale Frostverwürgungen im Basisschutt am Westrand von Winterberg (R 66 820, H 73 480)

(Frostverwürgungen). Herr Agraringenieur FLEISCHER (mündl. Mitt. 1971) hat ähnliche Erscheinungen im Raum Hesborn beobachtet. Solche periglaziale Bodenfrostformen entstehen beim Wiedergefrieren eines Auftaubodens. Das sich bildende Eis zieht Wasser aus der noch frostfreien Erdschicht an und vergrößert sein Volumen. Durch Druck- und Spannkraften werden Schub- und Hebungsvorgänge ausgelöst, Spalten platzen auf. Es entstehen, noch

abgewandelt durch unterschiedliche Körnungsarten, Eiskeile sowie taschen-, trichter-, kessel- und wannenartige Ein- und Ausstülpungen. An einen anderen Bildungsmechanismus gebundene Frostmusterböden (z. B. Steinringe, Steinnetze, Polygonnetze) wurden nicht festgestellt, könnten sich aber in ebenen Lagen erhalten haben.

2.5.1.3. Terrassenreste („t)

Reste von Terrassen (= Talböden in höherer Hanglage) wurden je einmal unterhalb der Kirche von Züschen, ca. 8 m über der heutigen Talfläche, und südlich des Sägewerks Marienglück im Orke-Tal festgestellt. Die beiden Fundpunkte des Vorkommens im Orke-Tal liegen nördlich des Wasserlaufs etwa 15 m und südlich davon rund 5 m hoch über dem holozänen Talgrund. Dieser spärliche Befund überrascht nicht, denn bekanntlich werden in den Ursprungsgebieten der Bäche und Flüsse alte Talböden wegen der starken Reliefenergie rasch zerstört. Eine Anbindung dieser Terrassenschotter an das Terrassensystem der Eder kann nur in Form einer Vermutung erfolgen: möglicherweise gehören sie Mittelterrassen an.

2.5.1.4. Tal- und Hangformen

Das heutige Relief ist entscheidend im Pleistozän geformt worden; die holozäne Beeinflussung tritt demgegenüber als bedeutungslos zurück. Die Höhenunterschiede zwischen Bergrücken und -kuppen und den tiefeingeschnittenen Tälern sind vor allem im Hochland, ausgenommen die Winterberger Hochfläche, scharf ausgeprägt. Sie werden noch betont durch steil abfallende Hänge.

Kleine periodisch versiegende Gerinne und Bäche, die schon nach kurzem Lauf in größere Vorfluter einmünden, benutzen auf ihrem Weg vielfach Kerbtäler. Diese setzen gewöhnlich mit flachen Mulden in Oberhangnähe ein und verengen sich weiter abwärts zu oft steilwandigen, schmalen Einschnitten mit V-förmigem Querschnitt. (Das „Düstere Hohl“ westlich von Forsthaus Kaltenscheid mag als Beispiel gelten.) Bei der Anlage dieser Täler haben im einzelnen Gesteinhärte, Gefälle, Wassermenge, Frachtbelastung, Exposition usw. eine Rolle gespielt. Im allgemeinen ist der Talboden uneben und sehr schmal ausgebildet. Er wird allerdings dort breiter, wo die Seitenerosion ansetzen konnte oder Schutt abgelagert worden ist. Zu solchen Aufschüttungen ist es bevorzugt in gefällearmen Abschnitten meist kurz vor Erreichen der Erosionsbasis gekommen. Stellenweise vermitteln bis zu 5 m tiefe Wasserrisse einen Eindruck von der Mächtigkeit dieser Decken.

Seitentälchen mit muldigem Querschnitt und relativ breiteren Sohlen sind weniger vertreten. In diese Kategorie gehört das kurze Tal des Heide-Bachs nahe der Hallenberger Freilichtbühne.

In den Haupttälern wurde die Tiefenerosion bei abnehmendem Gefälle und verstärktem Wasserzufluß durch die Seitenerosion ergänzt. Bei längerem Transportweg wurde der Gesteinsschutt in Schotter umgewandelt und in diesen Sohlentälern deckenartig bis zu einer Stärke von 4–5 m aufgeschüttet. Die heutigen Bach- und Flußbetten haben sich in der Nacheiszeit in geringer Breite und Tiefe in die Schotter (der Niederterrasse) eingeschnitten.

Talquerschnitte sind verschiedentlich asymmetrisch angelegt, d. h. ein steiler oder flacher Hang besitzt einen flacheren oder steileren Gegenhang (vgl. ТНОМЕ 1968, S. 61). Diese Asymmetrien, für die es Beispiele im Orke-Tal nördlich der Ehrenscheider Mühle und im Flachengrund südöstlich von Mollseifen gibt, entstanden besonders in den fast vegetationslosen Kaltzeiten des Pleistozäns. Unterschiede in der Exposition (Sonnen-, Schattenseite) und der Verwitterbarkeit der Gesteine beeinflussten den Schuttanfall. Die nach Süden und Westen weisenden Hänge tauten rascher auf und wurden stärker von Schutt entblößt als die im Schatten liegenden Talflanken. Dort reicherten sich die Lockermassen stärker an und drängten den Wasserlauf zum anderen Ufer ab, wo er den Hang unterschritt und versteilte.

2.5.2. H o l o z ä n

2.5.2.1. Ablagerungen in den Tälern (qh)

Die uneinheitlich geformten felsigen Kerbtäler mit Eng- und Steilstrecken, Schnellen und Stufenfolgen, unbewältigten Blöcken und Gesteinsplatten, in denen gewöhnlich Quellwasser fließt, schwellen episodisch durch Starkregen und Schneeschmelze zu reißenden Wassermassen an (RosCHKE 1967). Die Folgen des überstürzten Wasserandranges zeigen sich in Ausspülung und Vertiefung der Rinnsale, Zusammenbruch von Stufen und Absätzen, Umlagerung von Fein- und Grobmaterial, Ufer- und Hanganschneidungen usw. In mächtigem Hangschutt können Bachoberläufe zuweilen das Bett Schritt für Schritt hangaufwärts verlegen. Neben dieser linearen konnte eine rückschreitende flächenhafte Erosion von Talschlüssen nicht beobachtet werden.

Während sich in steilen, schmalen Tälern der höheren Berglagen nur lückenhaft dünne, steinhaltige Lehmdecken finden, haben sich in den gefällsarmen breiteren Sohlentälern die feinen Sinkstoffe zu 0,6 – 1,5 m mächtigen Auenlehmdecken angereichert. In den Tälern des Oberlandes erreichen sie sogar abschnittsweise Beträge von 2,0 m und mehr. Bei Beginn der Sedimentation sind verschiedentlich in die oberen Bereiche der unterlagernden Schotter, die aus der letzten Kaltzeit stammen, Schluff- und Tonteilchen eingeschwemmt worden. Aus diesem Grunde bilden die geringmächtigen Schotterkörper an den Oberläufen von Nuhne, Orke, Weive und Liese keine guten Grundwasserleiter und sind für Wasserversorgungen wenig geeignet.

In tieferen Talrandlagen sind Reste älterer toniger Auenlehme erhalten geblieben. Sie treten gegenüber den vorherrschenden jüngeren und jüngsten schluffig-lehmigen Auensedimenten zurück. Diese breiten sich in der Nähe der Wasserläufe aus und sind bei Hochwasser abgelagert worden. Diese Prozesse sind besonders zu Zeiten der mittelalterlichen Rodungen abgelaufen. Die A-Horizonte der Hangböden wurden flächenhaft erodiert und in die Täler gespült. Das feine Humusmaterial erkennt man heute an der dunkelgraubraunen Färbung lehmiger Talablagerungen.

Den Anlandungen auf den Talsohlen stehen Erosionsvorgänge unmittelbar an der Flußrinne gegenüber. Es zeigen sich Uferabbrüche und Auskolkungen, kleine Mäander werden abgeschnürt und Schotter lokal verfrachtet. An vegetationsfreien Stellen gräbt sich gegebenenfalls überschießendes Wasser gewaltsam neue Betten.

Wo in landwirtschaftlich genutzten Tälern die Wasserläufe reguliert und streckenweise an die Hangfüße verlegt sind, ist die zerstörerische Kraft der Hochwässer eingedämmt. Diesen Vorteilen stehen insofern Nachteile gegenüber, als damit auch die Akkumulation von Auenlehm nachläßt, dessen Düngewert nunmehr dem Grünland weniger zugute kommt.

2.5.2.2. Schwemmkegel

Beim Eintritt steiler Seitentäler in das gefällsarme Haupttal sind verschiedentlich Schwemmkegel ausgebildet. Sie setzen sich aus dem von den Bächen mitgeführten lehmhaltigen Fein- und Grobschutt zusammen, der im oberflächennahen Bereich stärker verlehmt ist. Diese Bildungen fallen meist gleichmäßig zur Talaue ab und überragen sie um Beträge bis zu 2,5 m. Scharf abgeschrägte Stirnseiten sind auf junge Flußerosion zurückzuführen. An einigen Stellen, z. B. im Vildischen Grund des Orke-Tales, sind die Fächer bis weit ins Haupttal vorgestoßen und haben den Wasserlauf zum Ausweichen gezwungen. Da unter kaltzeitlichen Bedingungen die Erosionskraft der Vorfluter ausgereicht hätte, diese Hindernisse zu beseitigen, muß vorherrschend ein holozänes Alter der Schwemmkegel angenommen werden.

2.5.2.3. Niedermoor

Die im geringen Umfang und nur kleinflächig auftretenden Torfvorkommen haben sich bei anhaltender übermäßiger Vernässung gebildet. Diese wird durch hohe Niederschläge (s. S. 24) und Ansammlung von Quell-, Hang- und Grundwasser über einem schwer durchlässigen Untergrund hervorgerufen. Der Staukörper besteht vielfach aus lehmig-tonigen Ablagerungen. Die vertorften, 0,4 – 1,5 m mächtigen Pflanzenmassen finden sich sowohl in gebirgigen Plateau- und Hanglagen als auch in den Tälern.

Ein Verbreitungs-Schwerpunkt zeichnet sich im Bereich der Höhen (680–750 m ü. NN) südwestlich bis südöstlich der Ziegenhelle ab. Die Vorkommen liegen sämtlich in flachen, z. T. langgezogenen Quellwannen von Bächen. Dadurch ist eine mehr oder weniger beständige Nährstoffzufuhr gewährleistet, so daß sich ein Übergangsmoor entwickelt hat (vgl. REHAGEN in LUSZNAT 1970, S. 118).

In den Tälern vor allem des Oberlandes wurden unter günstigeren Nährstoffverhältnissen Niedermoore gebildet. Häufig tragen sie bis zu mehrere Dezimeter starke Auenlehmdecken aus der Zeit des mittelalterlichen Landausbaus. Anthropogener Einfluß hat diese Moore stärker verändert als die Übergangsmoore der siedlungsfernen Wälder.

2.5.2.4. Künstliche Aufschüttungen

Die künstlichen Aufschüttungen sind zum größten Teil durch Eisenbahnbau, Straßenbau, den Betrieb von Steinbrüchen und durch Mülldeponie entstanden.

Sie wurden nur dort auf der Geologischen Karte dargestellt, wo es sich um größere zusammenhängende Schuttkörper handelt.

3. Fazies und Sedimentation

3.1. Paläozoikum

Die gefalteten Sedimente auf Blatt Hallenberg sind ausschließlich aus Meeresablagerungen entstanden. Es handelt sich dabei um klastische, chemische und vulkanische Sedimente. Die paläogeographischen Verhältnisse verursachten zu verschiedenen Zeiten Faziesunterschiede, deren Erfassung und Auswertung Rückschlüsse auf die Verteilung von Land und Meer, Tiefenverhältnisse des Sedimentationsraumes und Lage zum Liefergebiet der Sedimente zulassen.

Die Tier- und Pflanzenwelt war meist speziellen Meeresbereichen angepaßt und starb aus oder wanderte ein, wenn sich die paläogeographische Situation des Ablagerungsraumes änderte.

Unter Fazies wird besonders seit H. SCHMIDT (1926, 1935) und RABEN (1956) neben ERBEN (1962) und anderen die Summe aller Eigenschaften sowohl der lithologischen, als auch der biologischen eines Sedimentes verstanden. Besonders erschwert wird eine Aussage zur Fazies dadurch, daß meist nicht genug petrographische Untersuchungen der angesprochenen Gesteinsserie vorliegen. Aus diesem Grunde stützen sich die folgenden Aussagen hauptsächlich auf den Fossilinhalt der Gesteine.

Die auf Blatt Hallenberg abgelagerten Sedimentgesteine des marinen Devons gehören zum rheinischen und herzynischen Faziesbereich. Die rheinische Fazies hat zum überwiegenden Teil benthonische Fauna, planktonische ist dagegen selten.

Die Sedimente lassen darauf schließen, daß sie in Meerestellen mit stärkerer Wasserbewegung abgelagert wurden (Flaserung, Schillagen usw.). Die herzynische Fazies ist durch eine überwiegend planktonische und nektonische Fauna charakterisiert, während die benthonische stark in den Hintergrund tritt.

Typische Sedimente dieses Faziesbereiches sind Tonschiefer, feinkörnige Sandsteine, Kieselschiefer und Kalke. Diese Sedimente weisen darauf hin, daß sie im stillen bis wenig bewegten Wasser eines tieferen Beckens zur Ablagerung kamen.

Bei der geologischen Landesaufnahme konnte nicht systematisch Schicht für Schicht auf den Fossilinhalt hin untersucht werden. Trotzdem dürften die im folgenden geschilderten Befunde den Gang der faziiellen Entwicklung und den damit verbundenen paläogeographischen Werdegang im wesentlichen darstellen.

Die ältesten Gesteine des Züscher Sattels auf Blatt Hallenberg sind Sphärosiderit-Schiefer ohne Fauna und Sphärosiderit-Schiefer mit Fauna,

die (nach einer Bohrung auf Höhe 626,3 westlich von Züschen) durch den K6-Horizont getrennt werden. Die sehr fossilreichen Schichten, auch *Kranbuche-Horizont* genannt, gehören zum rheinischen Faziesbereich. In der westlichen und südwestlichen Nachbarschaft des Blattes Hallenberg (Blätter 4816 Girkhausen, 4916 Berleburg und weiter westlich 4815 Schmallenberg und 4915 Wingshausen) werden zur gleichen Zeit vorwiegend dunkle bis schwach karbonatische, sandgefaserte Tonschiefer, ebenfalls mit rheinischer Fauna, sedimentiert. Im Bereich der Grenze Ems-/Eifel-Stufe ist also eine Abnahme der sandigen (siltigen) Einlagerungen nach Osten festzustellen (BACHMANN 1965, S. 571).

Der K7-Horizont (vgl. S. 31) enthält (nach FARISAN 1968) *Proetus (Proetus) aff. bohemicus*. Nach ERBEN (1962, S. 48) sind zwar die Vertreter der Familie Proetidae (neben anderen Familien) kennzeichnend für die herzynische Magnafazies, trotzdem sind die beherrschenden Faunenelemente typisch für den rheinischen Faziesbereich (vgl. Faunenliste auf S. 32).

Vermutlich kommt es in dieser Zeit im Blattbereich Hallenberg erstmals zu einem kurzfristigen Vordringen einzelner herzynischer Faunenvertreter nach Norden und Nordwesten, also zu einer Faunenvermischung der beiden großen Faziesbereiche.

In dem unteren Abschnitt der Eifel-Stufe (*Langewiesener Schichten*) ist die lithofazielle Ausbildung derjenigen der unterlagernden Schichten noch sehr ähnlich. Jedoch sind diesen Schichten häufig Kieselgallen eingelagert, die stellenweise (südlich von Züschen) bis an deren Oberkante reichen. Die Fauna besteht aus Crinoiden und Brachiopoden, jedoch weisen einzelne Vorkommen von Tentaculiten und Styliolinen auf ein weiteres Vordringen des herzynischen Faziesbereiches hin. Besonders im oberen Teil der Langewiesener Schichten kommt es im Blattgebiet nördlich des Ahre-Tales innerhalb von karbonatischen Schichten zur Sedimentation von herzynischen Phacopiden und spärlichen, nicht näher bestimmbar Goniatitenresten.

In der westlichen und südwestlichen Nachbarschaft des Blattes Hallenberg werden die Kieselgallen seltener, und karbonatische Einlagerungen sind bis auf ein Vorkommen bei Mollseifen unbekannt. In den Fredeburger Schiefen (nördlich des Züscher Sattels) und den Berleburger Schichten (südlich des Züscher Sattels) werden im gesamten Blattgebiet Ton- und Siltschiefer abgelagert, die stellenweise feinstgebändert sind. Sie haben im Unterschied zu den liegenden Langewiesener Schichten einen höheren Carbonatgehalt, der sich besonders in den braunen Anwitterungsfarben der Berleburger Schichten bemerkbar macht. Die Brachiopoden- und übrige Bodenfauna weist den unteren Teil dieser beiden Schichtglieder dem rheinischen Faziesbereich zu. In den jüngeren Teilen der Berleburger Schichten tritt jedoch die rheinische Fauna zurück, und gelegentlich weisen Styliolinen und Tentaculiten auf ein erneutes Vordringen der herzynischen Fazies hin.

Über dem Keratophyrtuff (vgl. S. 47; BACHMANN 1965, S. 575), der innerhalb der Fredeburger Schichten südlich der Daubermühle beobachtet wurde, setzt sich nun auch nördlich des Züscher Sattels die herzynische Fazies durch. Im Gegensatz zum unteren Abschnitt der Fredeburger Schichten kommen nun tonigere Sedimente mit Kalkkonkretionen und Kalkmergelbänken vor. Die darin erhaltene Mikrofauna (Styliolinen, Tentaculiten und Conodonten) weist diese Schichten ebenfalls dem herzynischen Bereich zu.

Als Besonderheit reichen die südlich von Küstelberg vorkommenden Tonerde- und Eisensteinbänke in der Gegend von Winterberg an das Blattgebiet heran (MEYER 1960).

Im oberen Teil der Eifel-Stufe ist der Züscher Sattel ebenfalls noch als zumindest lithologische Faziesgrenze anzusehen. Nördlich des Sattels werden die Ramsbecker Schichten abgelagert, die von unten nach oben aus dem Unteren Sandstein-Tonschiefer-Horizont, dem Altastenberg-Horizont und dem Oberen Sandstein-Tonschiefer-Horizont bestehen. Lediglich im Altastenberg-Horizont kommt es überwiegend zur Sedimentation von Tonschiefern, die auch lithofaziell als herzynisch anzusprechen sind. Die übrigen beiden Einheiten bestehen aus einer Sandstein-Tonschiefer-Wechselagerung, die faziell auch zum herzynischen Faziesbereich gehören.

Zur gleichen Zeit werden südlich des Züscher Sattels die Raumländer Schichten abgelagert, wobei der Untere Quarzit (= Heßler-Horizont) den Ramsbecker Schichten entspricht (vgl. S. 49). Er besteht überwiegend aus quarzitischen gutgebankten Siltsteinen, ohne Sedimentmarken, die auf stärkere Strömungsverhältnisse und Reliefunterschiede am Meeresboden Rückschlüsse zuließen.

Gelegentlich vorkommende Tentaculiten und Styliolinen weisen auf einen zum herzynischen Faziesbereich gehörenden Ablagerungsraum hin.

Während dieser Zeit wurden erstmals alle Sedimente des Blattgebietes im herzynischen Faziesbereich abgelagert. Demnach hat sich die Grenze zum rheinisch beeinflussten Gebiet weiter nach Norden und Nordwesten verlagert (vgl. BACHMANN 1965, S. 577, Abb. 8).

Während der Sedimentation der höheren Einheiten der Raumländer Schichten (Dachschiefer-Horizont, Oberer Quarzit) werden zuerst reine Tonschiefer und dünnbankige quarzitisches Siltsteine mit gelegentlich eingelagerten Kalkknollen sedimentiert, wobei besonders letztere rein herzynische Faunenelemente enthalten (Goniatiten, Conodonten, Tentaculiten und Styliolinen). Die Grenze zum rheinischen Faziesbereich verschiebt sich während dieser Zeit nochmals weiter nach Norden und Nordwesten (BACHMANN 1965, S. 577, Abb. 8).

Im Untersuchungsgebiet bestehen die Schichten der Givet-Stufe vom Liegenden zum Hangenden aus schwarzen Ton- und Alaunschiefern, geringmächtigen quarzitischen Siltsteinen und dunklen Tentaculitenschiefern mit gelegentlichen Kalkeinlagerungen. Die Fauna wird von Tentaculiten, Styliolinen und Conodonten gebildet, ist also durchweg herzynisch.

Interessant ist an dieser Stelle ein Mächtigkeitsvergleich zwischen den beiden Stufen des Mitteldevons. So stehen den ca. 1200 – 1300 m mächtigen Sedimenten der Eifel-Stufe nur ca. 80 m der Givet-Stufe gegenüber. Die sowohl rheinisch als auch herzynisch beeinflussten Ablagerungen der Eifel-Stufe verhalten sich in ihren Mächtigkeiten zu den herzynischen Ablagerungen der Givet-Stufe wie 15 : 1.

Mit dem Beginn des Oberdevons setzt im Untersuchungsgebiet die weitverbreitete Cypridinenschiefer-Fazies der herzynischen Magnafazies ein.

In der Adorf-Stufe werden vorwiegend engständig gebänderte dunkle Tonschiefer abgelagert, die mit rhythmisch aufeinanderfolgenden karbonatischen Schichten wechsellagern (Bänderschiefer-Fazies). Als Zeugen der extremen herzynischen Stillwasser-Fazies sind die zwei Vorkommen des Kellwasser-Kalkes zu werten. Es sind dunkle bis schwarze, z. T. tonige Kalke mit einem merklichen Bitumengehalt. Die sehr weite Verbreitung des Kellwasser-Kalkes innerhalb der variscischen Geosynklinale zeigt, daß er nicht nur im Bereich der Cypridinenschiefer-Fazies, sondern auch innerhalb der Cephalopodenkalk-Fazies vorkommt. Die Fauna dieses Kalkes besteht überwiegend aus planktonischen und nektonischen Formen (Ostracoden, Tentaculiten, Conodonten, Cardioconchen und Goniatiten). In den übrigen sandfreien Ablagerungen weist die feine Bänderung ebenfalls auf Stillwasserbedingungen am Meeresboden hin. Die Fauna wird fast völlig von Ostracoden beherrscht, die besonders in der mittleren Adorf-Stufe ganze Lagen bilden. Seltener sind Conodonten und Tentaculiten.

In der näheren und weiteren Umgebung des Blattgebietes trifft man völlig gleiche Verhältnisse an. Lediglich ein kleines Vorkommen von Cephalopodenkalk bei Adorf deutet auf eine Schwellenregion innerhalb des Beckens hin. Der Übergang zur Nehden-Stufe erfolgt durch eine allmähliche Abnahme des Kalkgehaltes, der Feinbänderung und Zunahme des Siltgehaltes. Lediglich ein kleines Rotschiefervorkommen bei Wunderthausen weist auf eine geringfügige Faziesdifferenzierung hin. Innerhalb der Nehden-Stufe beginnt eine überwiegend sandige Sedimentation mit sehr ausgeprägten Strömungsverhältnissen, wie sie im Oberdevon nicht wieder vorkommen. Im Blattgebiet sind innerhalb der Nehden-Sandsteine größere Unterschiede sowohl der Gesamtmächtigkeit als auch der der einzelnen Bänke festzustellen. Im Norden, bei Glindfeld, beträgt die Mächtigkeit der Sandsteine nur 30 – 50 m, die dann bei Hallenberg bis zu 80 m anschwillt; einzelne Bänke haben dort eine Dicke von

1 – 5 m. Auf den nach Norden anschließenden Blättern nimmt der Sandgehalt ständig ab; zur gleichen Zeit werden auf Blatt 4618 Adorf nur Tonschiefer sedimentiert (RABEN 1956, S. 60). Unmittelbar südwestlich vom Blattgebiet Hallenberg kommt innerhalb der Nehden-Stufe bei Diedenshausen ein Konglomerat vor (LEUTERITZ 1968 a), das zum überwiegenden Teil aus Geröllen eines Schwellenkalkes besteht, die aufgrund ihrer Größe und teilweisen schlechten Rundung keinen größeren Transportweg hinter sich haben können. Als Liefergebiet wird eine Schwellenregion im Gebiet des heutigen Latroper und Züscherener Sattels angenommen. Das bedeutet, daß sich dieser heutige Sattel im Geosynklinalstadium bereits als Schwelle abzeichnete (H. SCHMIDT 1935, ZIEGLER 1966, LEUTERITZ 1968 a). Die Sandsteine und auch die Konglomerate wurden von Nordwesten bzw. Westnordwesten geschüttet. Die Anlieferung erfolgte zum überwiegenden Teil durch Suspensionsströme, wobei Sedimentmaterial über große Flächen gleichmäßig verteilt wird.

Sedimentmarken (Rippeln, Schrägschichtung, Schleifmarken, Stoßmarken, eingeregelter Pflanzenreste, Tonschieferfetzen in Sandsteinbänken) belegen die Schüttungsart.

Die Fauna der Nehden-Stufe ist – abgesehen von Pflanzenresten – auf die tonigen Zwischenlagen beschränkt und besteht aus Ostracoden und Conodonten.

Innerhalb der Grenzschichten zur Hemberg-Stufe läßt die Sandschüttung nach, und es kommen zunächst nur noch graugrüne Ton- und Siltschiefer zur Ablagerung.

Das typische Gestein der Hemberg-Stufe aber sind schwach siltige Rotschiefer, die mit geringermächtigen grünen Schiefern wechsellagern. Gelegentlich enthalten die Hemberg-Schichten wulstige feingeschichtete, feinstkörnige Sandsteinlagen und schichtig angeordnete Kalkknoten, deren Häufigkeit variiert. Diese Schichten – auch „Fobley“ genannt – haben ohne größere Faziesabweichungen eine weit über das Blattgebiet hinausgehende Verbreitung.

Trotz der intensiven Rotfärbung, die sie von den übrigen Schichten des Oberdevons unterscheidet, haben sie einen ähnlichen Faziescharakter wie die übrigen Cypridinschiefer. Auffallend ist, daß im Verbreitungsgebiet der Konglomerate von Diedenshausen keine Rotschiefer entwickelt sind. Dort kamen zur gleichen Zeit graubraune glimmerhaltige Siltsteine zur Ablagerung.

Die Fauna ist selbst in den Kalkknoten selten und besteht aus Ostracoden und Conodonten.

In der Dasberg- und Wocklum-Stufe werden vorwiegend Ton- und Siltschiefer sedimentiert, die besonders in der Dasberg-Stufe feinkörnige, feingeschichtete, karbonatische Sandsteine enthalten. In der Wocklum-Stufe treten die sandigen Ablagerungen völlig zurück, und es kommt zur Ausscheidung

von linsenförmigen Kalken. Als Besonderheit enthalten die unteren Dasberg-Schichten nicht horizontbeständige Rotschiefereinlagerungen, ebenfalls in Cypridinschiefer-Fazies. In den Nachbargebieten sind, von geringfügigen Abweichungen abgesehen, die gleichen Schichten ausgebildet. Die Fauna besteht aus Ostracoden, Conodonten, Muscheln und Trilobiten.

Zur Zeit der Hangenberg-Schichten, innerhalb derer die Grenze Devon/Karbon liegt, sind die Ablagerungen bis zum Ende der *Gattendorfia*-Stufe ebenfalls noch in der Cypridinschiefer-Fazies ausgebildet. Vorherrschend sind olivgrüne Tonschiefer ohne sandige oder kalkige Einlagerungen. Die Fauna besteht aus Conodonten und Ostracoden.

Die gute Übereinstimmung der Faziesausbildung mit den Nachbargebieten zur Zeit des Oberdevons läßt darauf schließen, daß innerhalb der herzynischen Beckenfazies sehr gleichförmige Sedimentationsbedingungen herrschten.

Für den oberdevonischen Zeitabschnitt kann aus der Fazies der Schluß gezogen werden, daß der Sedimentationsraum ein hemipelagischer Meeresbereich gewesen ist, der gelegentlich extreme Stillwassergebiete enthielt und nicht die häufig wechselnden Sedimentationsbedingungen der rheinischen Flachsee aufweist. Das sedimentierte Material sind Ton, Silt und Feinsand, wobei letztere vorwiegend durch Suspensionsströme zur Ablagerung gelangten.

Die heute nur noch in Form von Geröllen vorliegenden Reste von Schwellenkalken sind mit der Becken- und Schwellenbildung zu erklären. Schwellen (heute Kerne von Sätteln) gliederten den Sedimentationsbereich der Cypridinschiefer, ohne die Sedimentation weitreichend zu beeinflussen, da sie nur kurze Strecken in Streichrichtung maßen und somit Durchlaßstellen für die Suspensionsströme offenließen. Das Auskeilen der Nehden-Sandsteine nach Norden ist ein Hinweis dafür, daß diese Region im „Sedimentationsschatten“ einer Schwellenregion gelegen hat (vgl. RABEN 1956, S. 60), deren Morphologie vermutlich innerhalb der Nehden-Stufe besonders ausgeprägt war (ZIEGLER 1966, LEUTERITZ 1968 a).

Mit dem Beginn der *Pericyclus*-Stufe wird die Cypridinschiefer-Fazies abgeschlossen.

In der nun vorherrschenden Kulm-Fazies kommen vorwiegend dunkle Sedimente zur Ablagerung, die auf eine Erweiterung und Vertiefung des Sedimentationsraumes schließen lassen (PAPROTH 1960, S. 408).

Die völlig kalkfreien Liegenden Alaunschiefer sind vorwiegend schwarze, schwach kieselige Tonschiefer. Im oberen Abschnitt wird der Kieselsäuregehalt stellenweise so groß, daß es zur Ausscheidung von dunklen Lyditbänken kommt. Auffällig sind Phosphoritknollen, die gelegentlich zu dünnen Lagen zusammentreten. Die Fauna besteht zum überwiegenden Teil aus Conodonten; benthonische Formen fehlen völlig.

Im darüberfolgenden Horizont der vorwiegenden Lydite werden, wie es schon der Name sagt, vorwiegend dunkle Kiesel-schiefer und Lydite sedimentiert, die dünne Lagen von Tonschiefern und Tuffiten enthalten. Die Fauna besteht vorwiegend aus Conodonten.

Wie die Liegenden Alaunschiefer, ist auch dieser Horizont in gleicher Ausbildung über weite Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges verbreitet (vgl. PAPROTH 1960, S. 409).

Der Horizont der vorwiegenden Kieselkalke besteht aus einer Wechsellagerung von hellen Kiesel-schiefern und Kieselkalcken, denen geringmächtige tonige Zwischenmittel eingelagert sind. Conodonten sind die häufigsten Fossilien. Südlich des Untersuchungsgebietes und weiter nach Südosten fehlen innerhalb dieses Horizontes die kalkigen Einlagerungen, während sie nach Norden und Nordwesten häufiger werden (PAPROTH 1960, S. 410, Abb. 5).

Ungefähr mit dem Beginn des $cdIII\alpha$ kommen die Kieseligen Übergangsschichten zur Ablagerung. Es kommt wieder zur Bildung von Alaunschiefern, die jedoch mehrmals durch die Sedimentation von Kiesel-schiefern, tonigen Schichten und Kalken unterbrochen wird. Als Besonderheit ist den Kieseligen Übergangsschichten südwestlich von Hallenberg eine bis zu 1 m mächtige Grauwackenbank eingelagert, zu deuten als ein erster Vorstoß der zu dieser Zeit in der südlichen Dill-Mulde verbreiteten Grauwackensedimentation nach Norden.

Etwa mit dem Beginn des $cdIII\beta$ erreicht die Grauwackensedimentation auch das Untersuchungsgebiet. Eine Wechsellagerung von Tonschiefern, Siltschiefern und fein- mittelkörnigen Quarzgrauwacken bildet gleichzeitig die jüngsten Ablagerungen, die noch den unteren Teil des $cdIII\gamma$ mit umfassen.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild: Die ältesten Gesteine des Blattgebietes (höheres Unterdevon bis tiefe Eifel-Stufe) gehören dem rheinischen Faziesbereich an und zwar dem von THIENHAUS (1940) als „Mittelfazies“ bezeichneten Typ. Sie wurden in einem wenig gegliederten Meeresraum eines küstenfernen Flachmeergebietes abgelagert, wie die nur sehr geringen regionalen Abweichungen dieser Gesteine anzeigen. Dieser Raum war gekennzeichnet durch besonders große Sedimentanhäufungen, aus denen man auf ein besonders starkes Absinken des Untergrundes schließen kann. Doch kommen größere Sedimentanhäufungen auch am Außenrand des Schelfs vor, so daß vielleicht allein die küstenferne Lage am Außenrand des Schelfs die großen Sedimentmächtigkeiten bedingte – ohne lokal starkes Absinken des Untergrundes. Die Küste dieses Meeresraumes wird weit im Nordwesten vermutet. Zu dieser Zeit ging irgendwo südöstlich des Blattgebietes die rheinische in die herzynische Fazies über, die tieferes und stilleres Wasser anzeigt.

Bereits im höheren Mitteldevon verlagerte sich die Grenze zwischen rheinischer und herzynischer Fazies von Südosten nach Nordwesten über den Blattbereich hinweg, so daß von da ab das Blattgebiet im Bereich der herzynischen Fazies lag, d. h., der Meeresraum hatte sich hier – trotz andauernder Sedimentation – stärker vertieft. Aber auch jetzt war er in sich zunächst wenig gegliedert, wie die eintönigen Folgen der Sedimente der höheren Eifel-Stufe und der Givet-Stufe anzeigen. Es sind vorwiegend Tonschiefer, teilweise mit stärkeren Kalkgehalt, und gutgebankte Sandsteine, die nach BACHMANN (1965) durch Suspensionsströme in das Meeresbecken gelangten.

Mit dem Beginn des Oberdevons ändert sich die Sedimentation: es folgen Cypridinenschiefer mit einzelnen Sandsteinen, die besonders in der Nehden-Stufe nun aber deutlich regional verschieden mächtig abgelagert werden. Der Meeresraum gliedert sich stärker in Becken und Schwellen, so daß die Sedimentschüttungen, die hauptsächlich aus ständig und ziemlich gleichmäßig fallender Tonrube und sporadisch durch Trübungsströme eingeschleusten Sand-schüttungen bestand, um Schwellengebiete herumfließen und die Becken füllen konnte.

Der Typ der oberdevonischen Sedimentation reicht bis in das tiefste Unterkarbon (Hangenberg-Schichten), dann aber setzt ein deutlich sichtbarer Wechsel ein.

Mit dem Beginn der *Pericyclus*-Stufe wird der Sedimentationsraum in der Umgebung des Blattgebietes erweitert und vertieft. Die Sedimente sind vorwiegend dunkel gefärbt, und es bilden sich schwarze Alaunschiefer, dunkelgraue Kieselschiefer und helle Kieselkalke. Ab dem Unterkarbon III β trägt dieser Teil der variscischen Geosynklinale den Charakter einer Vortiefe (PAPROTH 1960, S. 413) mit einem relativ steilen Hang an der Mitteldeutschen Schwelle im Südosten und einem flachen Relief in nordwestlicher Richtung, wobei sich diese ständig nach Nordwesten verlagerte. Zu dieser Zeit wurden das Material besonders der Grauwacken, Grauwackenschiefer und Tonschiefer sedimentiert.

3.2. Mesozoikum

Hinweise für die geologische Geschichte während des Mesozoikums fehlen im Blattgebiet.

Die den gefalteten Schichten auflagernden rotgefärbten Sedimente des Oberen Zechsteins bei Hallenberg und bei Glindfeld zeigen jedoch, daß das variscische Gebirge bereits im Perm zu einem Rumpf abgetragen war.

In der postpermischen Zeit bleibt der Kern dieses Gebirgsrumpfes Festland mit vermutlich ständiger weiterer Heraushebung und damit verbundener Abtragung.

Der teilweise tiefgründige Zersatz der Gesteine auf der Hochfläche ist vermutlich erst tertiärzeitlicher Entstehung, kann aber unter klimatisch ähnlichen Verhältnissen bereits zur Zeit der Oberkreide begonnen haben.

3.3. Neozoikum

Ebenso wie im Mesozoikum hält auch im Neozoikum die Hebungstendenz des Rheinischen Schiefergebirges an. Sichere Hinweise für tertiärzeitliche Sedimente fehlen.

Das heutige Landschaftsbild wurde hauptsächlich während der Zeit des Quartärs gestaltet.

4. Vulkanite

VON ADALBERT SCHERP

Im Bereich des Züschenener Sattels, im Raum um den Ort Züschen mit einem Ausläufer nach Nordosten (Vorkommen im Orke-Tal), tritt eine max. etwa 4 m mächtige Tufffolge auf, die lange Zeit zum K6-Horizont⁴⁾, d. h. zum sog. Oberen Tuff gerechnet wurde. RIPPEN (1954) bezeichnete ihn in seiner umfassenden Publikation über den Keratophyr-Vulkanismus des Sauerlandes als solchen und auch KNIPPING (1956) stuft den Züschenener Tuff als K6 (früher Kt6) ein. BACHMANN (1965) stellte bei seiner Kartierung des Gebietes schon fest, daß der Züschenener Tuff jünger ist als der K6. Nach LEUTERITZ (vgl. S. 31) wird der Züschenener Quarzkeratophyrtuff daher als K7 bezeichnet. Er legt die Grenze Ems-/Eifel-Stufe an die Oberkante dieser Tufffolge (s. S. 32).

Die Einstufung des sauren Tuffs von Züschen als Quarzkeratophyrtuff erfolgt trotz des Fehlens von Quarzeinsprenglingen aufgrund seines sauren Chemismus⁵⁾ und eines Quarzanteils der Grundmasse, der stets mindestens 40 % des Gesamtgesteins beträgt. Nach STRECKEISEN (1967) liegt die Grenze Rhyolith zu Trachyt bei 20 % Quarz. Wenn man also den Rhyolith mit dem Quarzkeratophyr – als althergebrachte Bezeichnung eines sauren variscischen Geosynklinealvulkanits von rhyolithischer Zusammensetzung – und den Trachyt mit dem Keratophyr parallelisiert, liegt also auf jeden Fall ein Quarzkeratophyrtuff vor. Daß der Quarz dabei sekundärer Natur ist, dürfte kein Hindernis für seine Berücksichtigung bei der Namengebung sein, da er ja aus den glasigen Aschenteilchen abzuleiten ist.

Die Kartierung des Blattes Hallenberg hat außer dem K7-Horizont an Vulkaniten nur noch das Vorkommen einer geringmächtigen Tuffitlage in den untermitteldevonischen Fredeburger Tonschiefern erbracht. Allerdings ist in einer Bohrung, die auf der Höhe 626,3 m (westlich Züschen) niedergebracht worden ist, bei 26,20 m Teufe – d. h. ca. 27 m unterhalb des K7-Horizontes, der hier in einem alten Steinbruch ansteht – ebenfalls noch ein tuffitisches Gestein angetroffen worden (s. S. 29).

4) Bezüglich der Benennung der Vulkanithorizonte des Quarzkeratophyr-Vulkanismus im Sauerland siehe SCHERP in ZIEGLER 1970, S. 103

5) Eine Analyse des Vorkommens „Auf dem Sonneborn“ findet sich bei MÜGGE (1893, S. 676)

4.1. Züscherer Quarzkeratophyrtuff (K7-Horizont)

4.1.1. Ausbildung und Faziesverlauf

Der K7-Horizont setzt sich aus mehreren ungleich mächtigen Einzellagen von saurem Aschentuff und feinkörnigerem Aschenstaubtuff, der z. T. in Staubtuff übergeht, zusammen. Diese unterschiedlichen Lagen der Tufffolge sind jedoch nicht überall anzutreffen. Das liegt einmal an den begrenzten Aufschlußverhältnissen, dann aber auch daran, daß einzelne dünne Lagen von Aschenstaubtuff, die oft wie Hornsteinbänder aussehen, nahezu oder ganz unterdrückt werden. An vielen Stellen bietet sich der K7-Horizont daher als mehr oder weniger einheitlich körniger Aschentuff dar. Als Ursache für die gelegentliche Unterdrückung sehr feinkörniger Lagen mögen Strömungsverhältnisse in Betracht gezogen werden. Das äußerst feine pyroklastische Material mag stellenweise zwischen den einzelnen Eruptionen wieder aufgenommen, verfrachtet und zusammen mit späterem, größerem Material an anderer Stelle wieder abgesetzt worden sein.

Außer der Korngröße des Aschenmaterials schwanken in den einzelnen Lagen auch der Anteil und die Größe der Feldspateinsprenglinge und der Nebengesteinseinschlüsse. Der Feldspatanteil liegt jedoch kaum jemals höher als 25 %, so daß echte Kristalltuffe nicht auftreten. Meist machen die Feldspate sogar nur etwa 10 % oder weniger des Gesteins aus bei einer maximalen Größe der Einzelkristalle von ca. 4 mm. Auch die dunklen Tonschiefer-Einschlüsse erreichen selten einen Gesteinsanteil von mehr als 10 %. Ein relativ großer Anteil an Tonschiefer-Einschlüssen kann im Raum des Bahnhofs Züschen und nordöstlich davon beobachtet werden. Im Vorkommen, das ca. 500 m nordöstlich des Bahnhofs liegt und das auf die Höhe 649,5 m führt, beträgt der Anteil an Einschlüssen sogar 20 – 25 %. Bei den Einschlüssen handelt es sich meist um flache Flatschen von sehr mildem, siltarmem Tonschiefer, die bis zu 1 cm groß sein können.

Am besten ist die unterschiedlich lagige Ausbildung des K7-Horizontes in einem alten kleinen Steinbruch auf der Höhe 626,3 m, südwestlich Züschen, zu beobachten. Dort wurde das folgende, zur Teufe hin nicht ganz vollständige Profil aufgenommen⁶⁾.

Die Lagerung: 120°/20° SW

Profil an der Westwand des Steinbruches (von oben nach unten):

ca. 40 cm fossilreicher siltiger Tonschiefer mit vereinzelt Tuffbeimengungen (nicht im Profil, sondern in einem östlich davon angelegten Schurf nachgewiesen)

⁶⁾ Das Profil ist in etwas anderer Ansprache bereits bei RIPPEL (1954) aufgeführt

- 55 cm deutlich lagiger, feinkörnig bis z. T. dicht erscheinender Aschentuff und Aschenstaubtuff
- 10 cm zellig poröser Aschentuff mit limonitisch ausgekleideten Hohlräumen
- 125 cm schwach lagiger feinkörniger Aschentuff mit cm-breiten, chertähnlich wirkenden Lagen von Aschenstaubtuff im oberen Teil
- 30 cm mittel- bis grobkörniger, leicht zerbröckelnder Aschentuff mit bis 1 cm großen Tonflatschen und rötlichen Feldspat-Einsprenglingen. Im unteren Teil einige cm-breite Lagen von Aschenstaubtuff
- 50 cm schwach lagiger, feinkörniger, z. T. dicht erscheinender Aschentuff mit einzelnen Feldspateinsprenglingen und Tonschiefer-Einschlüssen
Liegendes nicht aufgeschlossen

Die Gesamtmächtigkeit beträgt mindestens 2,70 m.

Während in allen bekannten Aufschlußpunkten des K7-Horizontes nur eine durchgehende Folge von Tufflagen beobachtet werden kann, tritt an der Kranbuche, westsüdwestlich von Züschen – etwa 2,5 m im Liegenden der Haupttufffolge – noch eine 80 cm mächtige Lage von feldspatführendem Tuff auf, deren Grundmasse völlig serizitisiert ist. Eine weitere Ausnahme scheint am Vorkommen beim Bahnhof Züschen vorzuliegen, wo nach der geologischen Interpretation an der Basis des K7-Horizontes eine geringmächtige Tufflage auftritt.

Die maximale Mächtigkeit des K7-Horizontes im Raume von Züschen beträgt etwa 3,5 m. Nach WSW taucht der Züscher Sattel mit dem K7-Horizont unter die jüngeren Langewiesener Schichten ab, so daß er dort nicht verfolgt werden kann. Nach ENE wird die Mächtigkeit des K7 geringer. Im Bredengrund und am Großen Niggen-Berg erreicht sie kaum 1 m. Ungefähr 4 km nordnordöstlich von Züschen jedoch ist der K7-Horizont im isoliert auftretenden Vorkommen des Orke-Tals wieder relativ mächtig, und zwar wahrscheinlich mindestens 4 m. Auch liegt hier wieder eine differenzierte Ausbildung vor, die allerdings nicht direkt mit der vom Steinbruch auf der Höhe 626,3 m parallelisiert werden kann.

Aus diesen Gegebenheiten könnte der Schluß gezogen werden, daß sowohl im Raum Züschen als auch weiter im Nordosten mehr oder weniger zeitgleiche, getrennte Eruptionen stattgefunden haben. Leider läßt sich diese Mächtigkeit im nördlichen Teil des Blattgebietes Hallenberg, noch auf dem nördlichen Anschlußblatt 4717 Niedersfeld anhand weiterer Aufschlüsse des K7-Horizontes nachprüfen, da eine Querstörung die Schichten des Grenzbereiches Unterdevon/Untermitteldevon versenkt hat.

Sehr wohl denkbar wäre aber auch, daß die oben bereits angenommenen Strömungseinflüsse für eine submarine Abtragung des Tuffhorizontes im Gebiet Bredengrund – Großer Niggen-Berg verantwortlich sind.

4.1.2. Petrographie

Die Tuffe des K7-Horizontes sind in der Regel mittel- bis hellgraue feinkörnige oder gelegentlich auch dicht erscheinende Gesteine, die zuweilen durch Feldspateinschlüsse schwach porphyrisch ausgebildet sind. Fremdgesteinseinschlüsse in Form von kleinen Tonschieferfetzen, die selten größer als 1 cm sind und meist nur im Millimeter-Bereich liegen, sind stellenweise häufig. Vereinzelt sind die Tuffe auch schwach rosafarben oder blaugrau. Eine schwach schiefrige Beanspruchung ist nicht selten zu beobachten. In geringmächtigen feinkörnigen Tufflagen, besonders wenn diese sich in einer für eine Schieferung günstigen tektonischen Position befinden, ist die Schieferung zuweilen auch ausgeprägter. Charakteristisch für viele etwas verwitterte Tuffe ist eine bräunliche Punktierung des Gesteins, die auf Limonit zurückzuführen ist. Der Limonit wiederum ist bei der Verwitterung von Ankerit entstanden, der horizontweise einzelne Feldspateinsprenglinge oder ehemalige Glasfragmente erfaßt hat oder auch in Grundmasse-Aggregaten vorlag.

Einzelne schmale Lagen in verwitterten Tuffhorizonten zeigen auch bis zu 1 cm große, mit Brauneisen ausgekleidete Hohlräume, die ebenfalls auf Ansammlungen von Fe-führendem Carbonat zurückgehen.

Nach dem mikroskopischen Befund lassen sich reine Aschentuffe von Aschenstaubtuffen und Staubbuffen unterscheiden. Während reine Aschentuffe aus relativ dicht gepackten feinen oder gröberen Aschenteilchen bestehen, liegen in den Aschenstaubtuffen die einzelnen Aschenteilchen mehr oder weniger weit voneinander in der krypto- bis mikrokristallinen Grundmasse, die aus Aschenstaub hervorgegangen ist. Die Staubbuffe bilden in der Regel nur zentimeterbreite Zwischenlagen und sind in ihrem heutigen Status insgesamt homogen kryptokristallin.

4.1.2.1. Aschentuff

In einer krypto- bis mikrokristallinen Grundmasse aus Quarz mit gelegentlichen Spuren von Serizit (Serizitspreu) und seltener ebenfalls Chlorit liegen ehemals glasige Aschenteilchen von z. T. bizarrer konvex-konkaver Gestalt (Abb. 14). Feldspateinsprenglinge sind häufig – in lagenweise unterschiedlicher Menge – vorhanden, fehlen aber auch gelegentlich völlig. Tonschieferfetzen bis max. 1 cm, in der Regel jedoch um 1 mm Größe, kommen ebenfalls vor. Ihr Anteil macht selten mehr als 10 % des Gesteins aus. Die Grundmasse besteht häufig auch nur aus krypto- bis mikrokristallinem Quarz. Sehr selten tritt lokal eine Art axiolithischer Textur in ihr auf, d. h. eine Art Kammtextrur, wobei kleine Kristallnadelchen parallel nebeneinander liegen. Innerhalb einzelner Vorkommen gibt es Tufflagen, in denen der Quarz fleckenweise etwas gröber kristallisiert ist. Es darf angenommen werden, daß in diesen Fällen

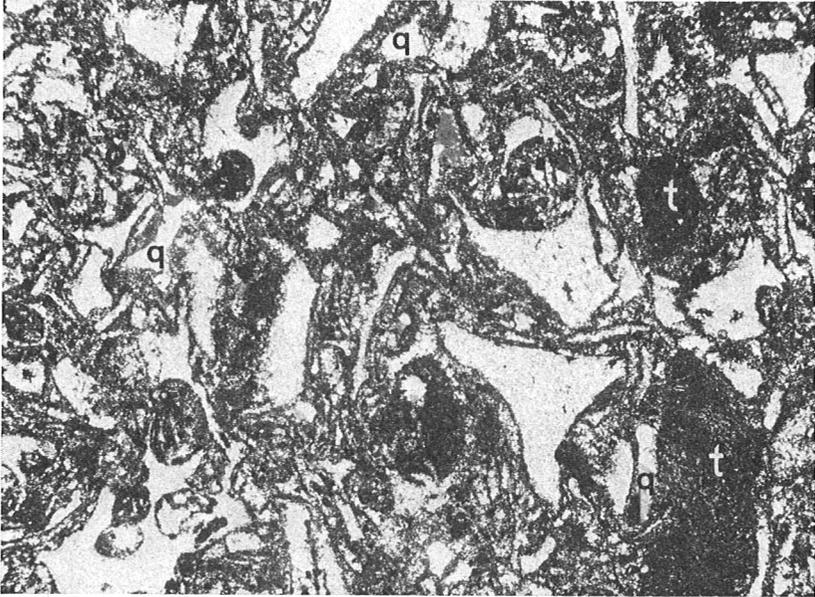


Abb. 14. Quarzkeratophyrtuff (K7-Horizont). Serizitisierte Aschenteilchen (hellgrau) und einzelne kleine Tonschieferfragmente (t) liegen in einer Grundmasse aus kryptokristallinem Quarz und wenig Serizitspreu. An einigen Stellen ist der Quarz (weiß) der Grundmasse (q) hydrothermal weitergewachsen. Aschentuff vom Sonneborn bei Züschen, Vergr. 27 x, Nicols +, Belegnr. 158/2165

das Wachstum des Quarzes während der Diagenese durch quasihydrothermale Bildungsbedingungen gefördert worden ist. Oft ist die Grundmasse von sehr feinverteiltem Eisenoxidhydrat durchstäubt. Hier und da findet sich ein oft angerundeter Zirkonkristall (max. 0,02 mm ϕ). Jedoch ist Zirkon in der Grundmasse seltener als in den Feldspateinsprenglingen.

In manchen Vorkommen hat eine Karbonatisierung, und zwar zumeist durch Ankerit oder Fe-haltiges Carbonat, stattgefunden. Diese ist allerdings meist nur noch an Hand von Eisenoxidhydrat zu rekonstruieren. Gelegentlich finden sich in der Grundmasse kleine Rhomben aus Limonit pseudomorph nach Ankerit bzw. Ferrodolomit oder auch wolkige Ansammlungen von Limonit, die dann leicht herauswittern. Vereinzelt sind in weniger verwitterten Gesteinspartien noch Reste von körnigem Calcit jeweils mit einem Saum von Limonit umgeben. Offenbar ist der Calcit hier rekristallisiert aus einem Fe-reichen Carbonat.

Die ehemaligen Glasfragmente sind stets völlig entglast, und zwar bestehen sie jetzt aus feinschuppigem Serizit oder auch Hydromuskovit, Chlorit und

gelegentlich zusätzlich etwas kryptokristallinem Quarz. Häufigste und oft alleinige Komponente in den Aschenteilchen ist der Serizit oder Hydromuskovit. Wenn Chlorit hinzutritt, so ist dieser häufig im Innern der Fragmente aggregatartig konzentriert. Manchmal ist ein Aschenteilchen aber auch ganz von Chlorit erfaßt. Die Grenzen zwischen Chlorit und Serizit innerhalb der Aschenteilchen sind zumeist recht scharf. Teilweise liegt in den chloritischen Aggregaten allerdings auch wieder ein inniges Gemenge von Hydromuskovit und Chlorit vor.

Der blaßgrünliche Chlorit bildet nicht selten geldrollenartige aggregierte Schüppchen, die wurmförmig gekrümmt sein können. Er zeigt mikroskopisch Ähnlichkeit mit dem von MÜLLER (1961) aufgefundenen dioktaedrischen Al-Chlorit (Sudoit), hat aber eine höhere Aggregatlichtbrechung von 1,61 gegenüber $n_{\gamma} = 1,580 \pm 0,002$ von Sudoit. Röntgenographisch unterscheidet er sich allerdings – soweit das Röntgendiagramm in der nicht angereicherten Probe erkennen ließ – nicht von trioktaedrischen Orthochloriten.

Da in einzelnen Fällen beobachtet werden kann, daß langgezogene Serizit-schüppchen senkrecht auf der Grenzfläche Serizit zu Chloritaggregat stehen und andererseits auch ganze Aschenteilchen chloritisiert sind, darf daraus geschlossen werden, daß der Chlorit oder das Mineral (Montmorillonit?) bzw. die Aggregatform, aus der der Chlorit hervorgegangen ist, bereits vor der Serizitisierung vorlag. Der Chlorit ist also nicht etwa aus dem Serizit hervorgegangen.

Gelegentlich haben die serizitisierten Glasfragmente zur kryptokristallinen Grundmasse hin einen schmalen perlenkettenartigen Saum von kryptokristallinem Quarz, der die Teilchen im Dünnschliff scharf konturiert. Oft sind die Teilchen auch von feinem staubförmigem Pigment, das bei der Entglasung zu den Rändern geschoben wurde, umrahmt. Daneben gibt es Vorkommen von Aschentuff, in denen die Konturen der Glasteilchen weitgehend vermischt sind und sogar manchmal nicht mehr als solche rekonstruiert werden können. Dies ist besonders bei schiefrieger Ausbildung des Gesteins der Fall. Die Größe der Aschenteilchen schwankt stark. Wenn man annimmt, daß auch die Serizitspreu der Grundmasse aus feinen Glassplittern hervorgegangen ist, liegen die Größen der Fragmente zwischen wenigen Mikron und max. etwa 2 mm. Die größeren Fragmente sind dann jedoch nur die Ausnahme in einem Aschentuff mit einer mittleren Korngröße von ca. 0,1 mm ϕ . Überhaupt ist nur in den sehr feinkörnigen Aschentuffen eine gute Sortierung zu beobachten, während sonst in der Regel eine schlechte Sortierung vorliegt.

Der Anteil an Feldspateinsprenglingen ist lagenweise unterschiedlich, wie bereits aus dem wiedergegebenen Profil im alten Steinbruch der Höhe 626,3 m hervorgeht. Die Feldspate sind meist tafelig bis schwach leistenförmig ausgebildete Albite, die max. etwa 3 mm Größe erreichen. In der Regel liegen die

Korngrößen aber unter 1 mm. Vereinzelt finden sich auch gerundete oder schwach buchtige Kristalle, die im Schmelzfluß resorbiert sein müssen. Die Individuen sind zumeist nach dem Albitgesetz, gelegentlich auch nach dem Karlsbader und dem Periklingesetz verzwillingt. Häufig besitzen sie eine etwas scheckige Felderteilung in der Auslöschung und eine schwache Durchstäubung mit feinem Eisenoxidhydrat. Eine teilweise Serizitisierung, die fleckenweise auftritt, ist nicht selten. Gelegentlich ist diese mit einer schwachen Chloritisierung gepaart. Manche Albite haben einzelne (selten mehr als zwei) bis 0,05 mm große Einschlüsse von abgerundetem oder auch teildiomorphem Zirkon (Abb. 15).



Abb. 15. Tieftemperatur-Albit mit Zirkon-Einschluß (radioaktive Hofbildung!) in Aschentuff. Die ehemaligen Glasteilchen bestehen aus Serizit (s) und Chlorit (c). Die beiden Komponenten sind mit scharfer Grenze gegeneinander abgesetzt. K7-Horizont an der Bahnlinie westl. Züschen. Vergr. 27 x, Nicols +, Beiegnr. 160/2404

Die röntgenographische Untersuchung der Einsprenglingsfeldspate nach der Drei-Interferenzen-Methode von WRIGHT (1968) ergab, daß Tieftemperatur-Albite vorliegen. Die Universaldrehtisch-Vermessung lieferte Achsenwinkel $2V_x = 88^\circ - 96^\circ$ und bestätigt den röntgenographischen Befund damit insoweit, als diese Achsenwinkel charakteristisch für Tieftemperatur-Albite bis z. T. intermediäre Albite sind. Möglicherweise geben die Individuen mit den kleineren Achsenwinkeln eine Art Summenoptik wieder, wobei die Umwandlung in Tief-

albit kleinste Bereiche des Kristalls noch nicht erfaßt hat. Die Lichtbrechung ($n\alpha' = 1,529$) weist auf einen An-Gehalt von 1 – 3 hin.

4.1.2.2. Aschenstaubtuff

Die Aschenstaubtuffe gehen aus den feinkörnigen Aschentuffen durch Zunahme des Staubanteils hervor. Dementsprechend kommt es oft vor, daß ein Aschentuff zum Hangenden hin allmählich in einen Aschenstaubtuff übergeht. Es gibt daher auch alle Übergänge zwischen den beiden Tuffbezeichnungen (Abb. 16).



Abb. 16. Aschentuff (unten) geht in Staubtuff über und wird von gröberkörnigen Aschentuff überlagert. K7-Horizont im Steinbruch auf der Höhe 626,3 m westl. Züschen. Vergr. 12 x, Nicols +, Belegnr. 159/2163

Im mikroskopischen Bild zeichnen sich die Aschenstaubtuffe meist durch etwas bessere Sortierung der durchweg auch kleineren serizitisierten Aschenteilchen aus und dadurch, daß sie weiter voneinander entfernt liegen. Gleichzeitig nimmt aber auch häufig der Anteil an Serizitspreu sowie gelegentlich Chlorit in der Grundmasse etwas zu. Dort, wo diese Tuffe und Tufflagen Schie-

ferungsbewegungen ausgesetzt waren, sind sie im Dünnschliff oft kaum noch als Tuffe zu erkennen. Die serizitisierten Aschenteilchen sind dann oft zu subparallelen mehr oder weniger durchgehenden serizitisierten Schlieren verwoben.

4.1.2.3. Staubtuff

Die Staubtuffe treten – wie schon manche Aschenstaubtuffe – makroskopisch als hornsteinähnliche Bänder in der Tufffolge auf. Sie haben meist nur Mächtigkeiten von 0,5 – 2 cm. Häufig sind auch nur die oberen Millimeter einer Aschenstaubtufflage als echter Staubtuff ausgebildet. Die Staubtuffe sind daher relativ selten zu beobachten; d. h. nur in guten Aufschlüssen, wie z. B. im Profil auf der Höhe 626,3 m westlich Züschen, fallen sie ins Auge, während sie als Lesesteine kaum erkannt werden. Unter dem Mikroskop sind in den Staubtuffen keine ehemaligen Glasscherben mehr zu erkennen. Das Gestein erscheint auch mikroskopisch homogen aus kryptokristallinem Quarz mit winzigen Serizit- und Chloritflittern durchsetzt aufgebaut.

4.1.2.4. Gesteinseinschlüsse

Naturgemäß treten die Gesteinseinschlüsse in der Regel nur in den Aschen- tuffen und ganz selten noch in den Aschenstaubtuffen auf. Es handelt sich bei ihnen stets um Tonschiefer bis z. T. schwach siltige Tonschiefer. Nur in einem Fall wurde ein Siltstein-Fragment beobachtet. Gelegentlich führen die Tonschieferfetzen etwas Carbonat. Häufig auch ist Brauneisen unregelmäßig in ihnen verteilt. Eine thermische Kontaktwirkung ist an den kleinen – max. 1 cm, durchweg aber unter 2 mm ϕ liegenden – Einschlüssen niemals zu erkennen.

4.1.2.5. Tuffit an der Basis des K7-Horizontes

Der offenbar an der Basis des K7-Horizontes liegende Tuffit, der nur beim tektonisch etwas gestörten Vorkommen vom Bahnhof Züschen angetroffen wurde, gleicht makroskopisch einem feldspatführenden Tuff. In einer Grundmasse aus mit kryptokristallinem Quarz durchwebten Serizit, klastischen, z. T. eckigen Quarzen von Siltgröße und einzelnen – wohl authigenen – Albitkriställchen liegen millimetergroße, stark serizitisierte saure Plagioklase und blastische Muskovite in Form von Graupen oder Würmern bis max. 0,25 mm ϕ . Die blastischen Muskovite erinnern stark an die Kaolonitwürmer und Graupen der Kaolinkohlentonsteine des Ruhrgebietes. In der Grundmasse tritt außerdem noch etwas Limonit, z. T. pseudomorph nach Carbonatrhomben, auf.

Das mikroskopische Bild unterscheidet sich auch ohne die blastischen Muskovite deutlich von den oben beschriebenen Tuffen, so daß im Hinblick auf die klastischen Quarzkörner wohl ein Tuffit angenommen werden darf.

4.2. Tuffite im Liegenden und Hangenden des K7-Horizontes

Zwischen Züschen und Winterberg ist von LEUTERITZ südöstlich der Daubermühle (s. S. 47) in den Fredeburger Schichten noch ein wenige Zentimeter breites Tuffitband aufgefunden worden. Makroskopisch erscheint das Gestein wie ein dunkelblaugrauer Tonschiefer mit stecknadelkopfgroßen graugrünlischen Flecken, die bündig angeordnet sind.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß in einer Grundmasse von siltigem Tonschiefer 0,06 – 0,6 mm große vulkanische Fragmente liegen. Diese bestehen aus einem Gemenge von Prochlorit und winzigen, meist nur wenige Mikron schmalen Feldspatmikrolithen. Die Mikrolithe sind lang leistenförmig bis nadelig-faserig und z. T. etwas gebogen. Einige etwas größere und mehr tafelige Feldspatindividuen sind als Albite zu identifizieren. Mineralbestand und Gefüge der Fragmente erinnern an gewisse Partien in Pillow-Diabasen und Keratophyren.

Eigenartigerweise ähnelt dieser Tuffit sehr stark einem älteren Tuffithorizont, der auf Blatt 4816 Girkhausen ca. 30 – 40 m oberhalb des K6-Horizontes auftritt⁷⁾. Ein petrographisch gleicher Horizont wurde auch in der bereits erwähnten Bohrung auf der Höhe 626,3 m westlich Züschen festgestellt (s. Abb. 18). Er liegt dort ca. 27 m unterhalb des K7-Horizontes. Von LEUTERITZ wird dieser Tuffit aus stratigraphischen Gründen als K6-Horizont angesehen, obwohl er sich petrographisch von ihm deutlich unterscheidet. Die z. Zt. laufende geologische Aufnahme von Blatt 4816 Girkhausen sollte hier Klarheit bringen.

Eine gewisse Ähnlichkeit hat der Tuffit von der Daubermühle auch mit dem Keratophyrtuffit vom Käppelchen (EBERT 1968). Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß das sehr viel mächtigere Vorkommen vom Käppelchen natürlich weitaus größere Korngrößen aufweist, erscheint eine Parallelisierung mit oder Ableitung des Tuffits bei der Daubermühle vom Keratophyrtuffit des Käppelchen, der etwa die Grenze von unteren zu oberen Fredeburger Tonschiefern bildet, durchaus möglich. Auf jeden Fall unterscheidet sich der Tuffit petrographisch deutlich von dem Züschener Quarzkeratophyrtuff. Er ist weniger kiesel-säurereich und eher als keratophyrisch einzustufen.

7) Ein Vorkommen liegt z. B. ca. 200 m nordöstlich der Brücke bei Zwistmühle

5. Gebirgsbau

Die als Meeressedimente mehr oder weniger horizontal abgelagerten und später zu Gesteinen verfestigten Schichten sind heute zu Falten gebogen und an Störungen zerlegt oder versetzt worden. Diese Vorgänge sind das Ergebnis der an die Ablagerungszeit anschließenden variscischen Faltung, die ihren Höhepunkt im Oberkarbon – in der asturischen Phase – erreichte, wahrscheinlich schon aber weit früher begann, vielleicht schon während des Geosynklinalstadiums des Rheinischen Troges.

Diese Faltung gab den Gesteinen ihre Faltenstruktur, die im Kartenbild deutlich hervortritt. Später jedoch, als die Faltung beendet und das variscische Gebirge schon weitgehend zu einem Gebirgsrumpf abgetragen war (Perm), fanden noch Zerlegungen an größeren Störungen statt, die besonders entlang dem Ostrand des heutigen Schiefergebirges (dem der Blattbereich naheliegt) sich in Schollenhebungen und -senkungen bemerkbar machten. Einige größere dieser jüngeren Störungen durchziehen das Blattgebiet.

5.1. Bauelemente

5.1.1. Schichtung

Das wichtigste Strukturelement, welches im Aufschluß gemessen werden kann und Auskunft über die Lagerung der einzelnen Gesteinsserien gibt, ist die Schichtung.

Sie ist besonders deutlich bei rasch wechselnder Gesteinszusammensetzung, z. B. dünnbankigen harten Gesteinen (Sandsteine, Quarzite, Kieselschiefer, Kalke) und dünnen Ton- und Siltschieferlagen, denn durch den Härteunterschied treten die Bankfugen deutlich hervor. Hierzu gehören die quarzitischen Siltsteine der Eifel- und Givet-Stufe, Sandsteine und Schiefer des Oberdevons und die Kieselschiefer, Lydite und Kieselkalke des Unterkarbons (Abb. 17).

Gut sichtbar ist die Schichtung auch in Gesteinen mit deutlichen Farbunterschieden, wie z. B. in den hellgebänderten Adorf-Schichten und den roten und grünen Schiefen der Hemberg-Stufe.

Weniger deutlich ist sie in Gesteinen mit schlechter Sortierung, in denen keine Härte- und Farbunterschiede die Schichtung hervortreten läßt. Dazu gehören insbesondere die Gesteine des Unterdevons und der tieferen Eifel-Stufe, die in rheinischer Fazies entwickelt sind.



Abb. 17. Nehden-Sandstein (dickbankige Sandsteinfohle). Steinbruch Schneider an der B 236 zwischen Züschen und Hallenberg

Innerhalb dieser Gesteinsfolgen ist die Schichtung nur stellenweise durch helle Siltbänder oder durch Kieselgallenlagen, die oft mehrere Meter auseinanderliegen, zu erkennen.

Auch in den vulkanischen Ablagerungen des Züscher Sattels (K7-Horizont) ist eine deutliche Schichtung nur an der Typuslokalität (vgl. S. 31) ausgebildet.

Die wichtigsten gemessenen Schichtflächen sind auf Tafel 1 dargestellt.

5.1.2. Falten

Die starke Einengung der Schichten während der variscischen Gebirgsbildung führte zur Bildung von großen und kleinen Falten, die wie Wellen in Faltenhöfen auf- und in Faltenmulden abgelenkt sind.

Die größeren Falten kommen im Blattbild deutlich zum Ausdruck und sind am Verlauf unterschiedlich alter Gesteine erkennbar. Sie entstanden durch eine Einengung, die von Südsüdosten nach Nordnordwesten gerichtet war und streichen quer dazu, etwa von Westsüdwest nach Ostnordost.

Die meisten der im Gelände beobachteten Falten sind, wie es auch in den Schnitten auf der Geologischen Karte zum Ausdruck kommt, symmetrisch gebaut (rhombische Falten). Solche Falten sind häufig in Schichten mit gleicher Gesteinszusammensetzung anzutreffen, so z. B. in den Schieferfolgen der Eifel-Stufe, den Sandsteinschichten des Oberdevons und in den Kulm-Grauwacken des Unterkarbons.

Lediglich in Gesteinsfolgen, die aus einer engständigen Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten Gesteinsfolgen bestehen (Wechsellagerung von Sandsteinen, Grauwacken und quarzitischen Siltsteinen mit Ton-



Abb. 18. Falte im Horizont der vorwiegenden Kieselkalke im Gemeindesteinbruch Hesborn

schiefern, sowie kieseligen Gesteinen mit Tonschiefern), kommt es zu einer Faltung, deren Achsenebenen geneigt sind (monokline Falten). Im Gegensatz zu den symmetrischen Falten mit einer Spannweite, die im Dekameter-Bereich liegt, besitzen letztere nur eine Spannweite von einigen Metern. Sie gehören zu den Spezialfalten, da ihr Auftreten meist nur einen deutlich abzugrenzenden Raum umfaßt. Die Vergenz innerhalb dieser Bereiche mit Spezialfaltung wechselt sehr häufig und liefert damit keine brauchbaren Hinweise für die Gesamtbeanspruchung des untersuchten Gebietes (Abb. 18).

In den Schnitten ist jedoch an einigen Stellen aufgrund der gemessenen Einfallswerte der Schichten eine Vergenz dargestellt, ohne daß es dabei zu einer Überkipfung der Schichten kommt.

Die Lage der Faltenachsen ist nur in wenigen Fällen völlig horizontal. In den Kernschichten des Züscher Sattels sind im Ortsbereich von Züschen Achsenneigungen zwischen 30 und 70° nach Südwesten ausgebildet (Abb. 19).



Abb. 19. Falte in den Langwiesener Schichten, deren Achse mit 70° nach Südwesten abtaucht (Pfeil), Steinbruch in Züschen, unmittelbar an der B 236

In den jüngeren Schichten (Oberdevon und Unterkarbon) tauchen die Faltenachsen häufiger nach Nordosten ab, sind aber wesentlich weniger geneigt. Nur in seltenen Fällen werden Werte von 10° erreicht.

5.1.3. Schieferung

Die von dicht benachbarten Ablöseflächen durchsetzten und dadurch blättrig aufspaltenden Gesteine nennt man Schiefer. Es sind vorwiegend aus Ton und Silt entstandene Gesteine (Ton- und Siltschiefer). Die Schieferung dieser Schichten kann schichtenparallel sein, wie z. B. in einigen tonigen Zwischenlagen innerhalb der Gesteinsfolgen der Nehden-Stufe und des Unterkarbons, sie kann aber die Schichten auch spitzwinklig schneiden. Sie wird dann Transversalschieferung genannt. Transversalschieferung entstand eindeutig nur durch die Faltung des Gebirges, weil sie zu den Faltungsstrukturen orientiert ist. Schichtenparallele Schieferung aber kann auch allein durch diagenetische Vorgänge entstehen.

Es ist bezeichnend, daß die Transversalschieferung besonders deutlich in den ältesten und einst am tiefsten versenkt gewesenen Gesteinen des Züscher Sattels auftritt; es sind die Gesteine, die der stärksten tektonischen Beanspruchung im Blattgebiet ausgesetzt waren (Abb. 20). Zu den höheren, jüngeren Horizonten hin nimmt die Transversalschieferung ab und wird schon im

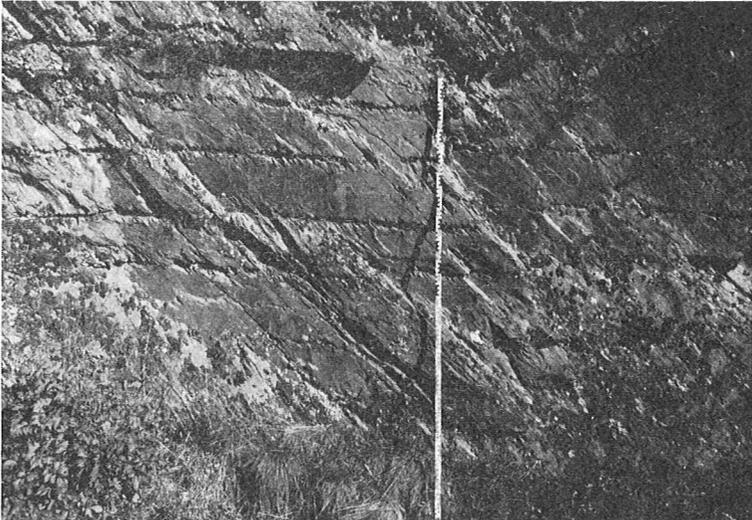


Abb. 20. Schichtung (horizontal) und Schieferung in Langewiesener Schichten. Böschung an der B 236 in Züschen

Oberdevon undeutlich. Nicht nur die ehemalige Beanspruchung (seitlicher Druck und Temperatur), sondern auch die Gesteinsbeschaffenheit beeinflussen die Ausbildung der Schieferungsflächen: in rein tonigen Gesteinen ist sie am besten ausgebildet und wird mit Zunahme des Sand- oder Kalkgehaltes rasch größer.

Die Schieferflächen fallen im Blattgebiet vorwiegend nach Südosten ein und stehen meist steil bis sehr steil, auch nach Nordwesten einfallende Schieferungsflächen kommen gelegentlich vor.

Das sind Anzeichen dafür, daß die Vergenz hier nicht mehr deutlich ist was durch die Geländebeobachtungen an Falten bestätigt werden konnte und im Profil auf der Geologischen Karte zum Ausdruck kommt.

Von wirtschaftlicher Bedeutung wird die Schieferung in reinen Tongesteinen der Dachschieferhorizonte. Darin konnte sich stellenweise eine ebenspaltende Schieferung ausbilden, die von keinen anderen Ablösungsflächen gekreuzt wird, so daß das Gestein leicht zu dünnen Platten zu spalten ist. Doch sind im Blattgebiet weder in den Fredeburger Schichten noch im Dachschiefer-Horizont der Raumländer Schichten bauwürdige Dachschieferlager bekannt geworden.

Kleine Einlagerungen aus härteren Gesteinen, z. B. Konkretionen, sind stellenweise deutlich in die Schieferungsflächen eingedreht (= Einregelung durch die Falten).

5.1.4. Knickschieferung

Knickschieferung ist das Anzeichen einer weiteren tektonischen Beanspruchung nach Entstehung der Falten und der dabei entstandenen Schieferung. Es handelt sich dabei um meist 1 – 2 cm, stellenweise aber bis zu 15 cm breite Zonen, in denen die normale Schieferung an einer Knickstelle aus der allgemeinen Einfallrichtung scharf umbiegt und an einer zweiten Knickstelle wieder in die ursprüngliche Lage „zurückknickt“. Das „Liegende“ und „Hangende“ der Knickzone sind dabei um einen geringen Betrag gegeneinander bewegt worden, der aus der Größe des Knickwinkels ablesbar ist (Abb. 21).

Die Knickschieferung tritt vorwiegend in tonigen bis siltigen Gesteinen auf, die zu den Kernschichten des Züscher Sattels gehören. Gehäuft kommt sie z. B. im Bereich der Abschiebung südöstlich von Züschen (gegenüber der chemischen Fabrik Züschen an der B 236) vor.

Die Knickzonen verlaufen spitzwinkelig zur Schieferung und fallen meist flach nach Nordwesten ein. Innerhalb der Knickzone fällt die Schieferung sowohl nach Südosten, als auch nach Nordwesten ein. In einem Falle konnte beobachtet werden, daß eine Knickzone von einer jüngeren Knickschieferung nochmals verstellt wurde (vgl. Abb. 22).

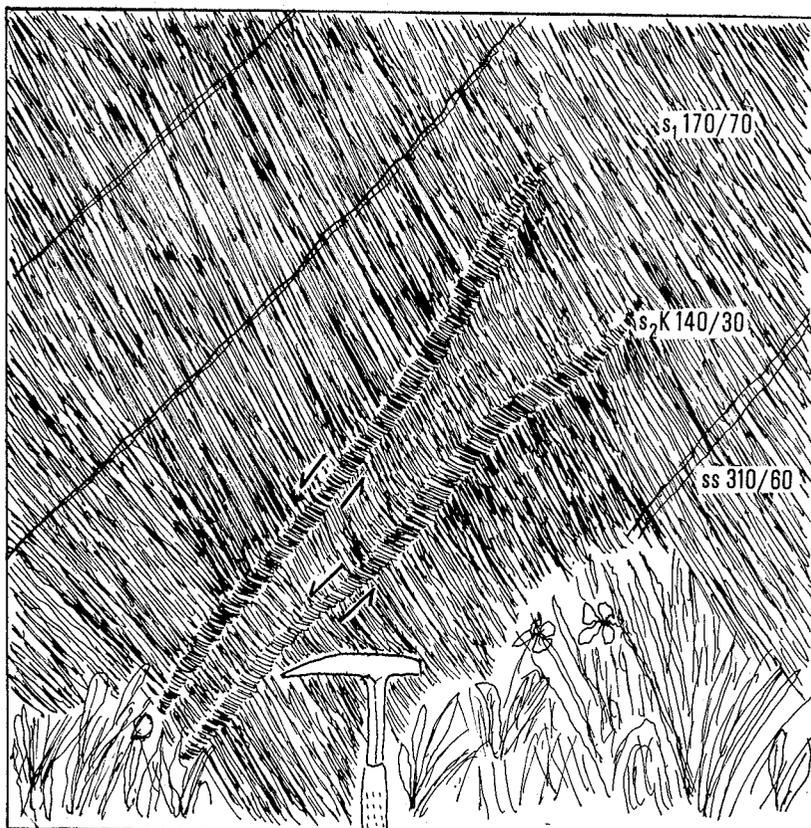


Abb. 21. Knickschieferung in Langwiesener Schichten. Gegenüber der chemischen Fabrik in Züschen



Abb. 22. Knickschieferung in Langwiesener Schichten, nachfolgend von einer jüngeren Knickschieferung nochmals verstellt (links vom Hammer). Gegenüber der chemischen Fabrik in Züschen

5.1.5. Klüftung

Neben den Schicht- und Schieferungsflächen werden die Gesteine von weiteren Trennfugen durchzogen, die als Klüfte bezeichnet werden. Meist wird sie erst durch die Anwitterung sichtbar und besonders dann, wenn durch zirkulierende Wasser Kluffbeläge in Form von z. B. Eisenoxiden ausgeschieden wurden. Ferner treten die Kluffflächen hervor, wenn der Gesteinsverband durch mechanische Vorgänge aufgelockert wurde.

Die Kluffflächen sind meist eben, seltener uneben und stehen in der Regel steil bis senkrecht zu den Schichtfugen. In gefalteten Schichten richtet sich

ihre Lage nach dem allgemeinen Gesamtbeanspruchungsplan der Gebirgsbildung.

Die Häufigkeit der Klüfte ist sowohl von der petrographischen Ausbildung als auch von der Mächtigkeit der einzelnen Lagen abhängig. So ist die Klüftung besonders engständig in den dünnbankigen, harten, kieseligen Gesteinen des Unterkarbons, weitständiger dagegen in den sandigen, dickbankigen Ablagerungen der Nehden-Schichten und den Grauwackenfolgen des Unterkarbons. Nach der Lage der Klüfte zur Hauptstreichrichtung der Schichten unterscheidet man:

- Längsklüfte = Klüfte in Streichrichtung
- Querklüfte = Klüfte etwa senkrecht zur Streichrichtung
- Diagonalklüfte = Klüfte diagonal zur Streichrichtung

5.1.6. Störungen

Trennflächen, entlang denen Teile des Gebirges gegeneinander bewegt wurden, werden als Störungen bezeichnet. Man unterscheidet nach dem relativen Bewegungssinn Überschiebungen und Abschiebungen. In den meisten Fällen war bei der Kartierung eine Aussage über die relative Horizontal- und Vertikalbewegung von Störungen nicht möglich. Solche Störungen, die überwiegend quer zum Generalstreichen der Schichten verlaufen, werden Querstörungen genannt.

5.1.6.1. Überschiebungen

Überschiebungen haben im Bereich des Blattgebietes keine große Bedeutung und konnten nur an zwei Stellen auskartiert werden. Nordöstlich von Züschchen, im Bereich der Höhe 541,8 ist ein Teilsattel des Züschener Sattels unter Ausfall seiner Nordwestflanke auf Langwiesener Schichten geschoben. Im Orke-Tal, nördlich von HP 414,0, sind Schichten der Nehden-Stufe unter Ausfall der Adorf-Stufe über Schichten der Givet-Stufe geschoben. Die Überschiebung wird jeweils im Südwesten und Nordosten von Querstörungen begrenzt.

5.1.6.2. Abschiebungen

Eine SW – NE streichende Abschiebung von größerer Bedeutung wurde südöstlich von Züschchen beobachtet. Dabei handelt es sich um eine ca. 1,5 km lange Störung, die im Südwesten und Nordosten von Querstörungen abgeschnitten wird. Sie fällt mit 60° nach Südosten ein und wird stellenweise durch eine 0,5 m mächtige Verquarzung markiert.

5.1.6.3. Querstörungen

Der überwiegende Teil der Störungen verläuft quer zur Streichrichtung; sie werden dementsprechend als Querstörungen bezeichnet. Ihre Streichrichtung liegt vorwiegend zwischen Westnordwest – Ost-südost und Nord – Süd.

Von besonderer Bedeutung sind drei Querstörungen, die von Nordosten nach Südwesten als Glindfelder, Dreislarer und Liesetal-Störungssystem bezeichnet werden.

Diese Störungen schließen Schollen ein, die treppenartig nach Nordosten vorspringen. Die Bewegungen entlang diesen Störungen dürften hauptsächlich vertikal, seltener horizontal erfolgt sein. Im folgenden werden die Störungen und die von ihnen eingeschlossenen Schollen von Nordosten nach Südwesten beschrieben.

Die Glindfelder Störung beginnt im nördlich anschließenden Blattgebiet 4717 Niedersfeld, am Südosthang des Küstelberger Schloßberges. Von Nordwest nach Südost verlaufend, tritt sie am Forsthaus Glindfeld in das Blattgebiet ein. Schwach S-bogenförmig gekrümmt, trifft sie nach einer Länge von 2 km auf das nach Osten anschließende Blatt 4818 Medebach. An dieser Störung ist die im Nordosten vorgelagerte Scholle relativ abgesunken. Bis an die Störung heran sind die unterkarbonischen Tonschiefer und Quarzgrauwacken intensiv rot gefärbt, bedingt durch ehemals auflagernde rote permische Sedimente, die heute nur noch in einem kleinen Rest vorhanden sind. Südwestlich der Störung sind die Schichten nicht gerötet. Dort wurden also die Schichten bis zu nicht gefärbten tieferen Lagen abgetragen. Während oder nach der Ablagerung der Zechsteinsedimente sind also die benachbarten Schollen noch gegeneinander bewegt worden.

Die Dreislarer Störung ist die Fortsetzung der Altenbürener und Küstelberger Störung nach Süden (VOGES 1958). Im Blattgebiet Hallenberg verläuft sie von Nordwesten nach Südosten über Hohe Schlade, Bauernkopf, Winterkasten, Kellerköpfe und Boller-Berg. Südlich des Boller-Berges biegt sie in eine Westnordwest – Ost-südost-Richtung ab und verläßt südlich von Medelon das Blattgebiet.

Wie bei der Glindfelder Störung, ist auch hier der nordöstlich vorgelagerte Teil abgesunken und wird von Sedimenten des Oberdevons und Unterkarbons aufgebaut.

Östlich des Linsen-Berges auf Blatt 4818 Medebach läßt sich nachweisen, daß die Unterkarbonsedimente nordöstlich der Störung gerötet sind, südwestlich jedoch nicht. Das heißt, auch die Dreislarer Störung war in der Permzeit oder danach noch aktiv.

Das Liesetal-Störungssystem besteht aus mehreren durchgehenden Verwerfungen, die kleinere Schollen begrenzen. Die Liesetal-Störung

konnte im Norden erstmals nördlich des Lagersteins ausgeschieden werden, da wo Langwiesener Schichten in Streichrichtung an Berleburger Schichten angrenzen. Sie verläuft von dort aus Nordwest – Südost und folgt dem Liese-Tal. Nördlich des Kleinen Brom-Berges und des Kleinen Niggen-Berges spaltet die Verwerfung auf und schließt drei Teilschollen ein. Gleichzeitig biegt sie von da ab in eine Nord-Süd-Richtung um und folgt nicht mehr dem Liese-Tal, sondern verläuft davon westlich über den Schling. Weiter südlich, westlich des Hilmes-Berges, tritt die Störung näher an den Liese-Bach heran und schließt vier kleinere Schollen ein, die vorwiegend aus Oberdevon-Sedimenten bestehen. Westlich von Liesen ist die Störung nicht mehr aufgespalten und streicht Nord – Süd verlaufend bis zum Sell-Bach, springt dann nach Osten vor und läuft über Höhe 499,2 bis zum Haltepunkt Liesen.

250 m östlich von dort tritt eine weitere Störung hinzu, die sich jedoch nicht unmittelbar mit der Liesetal-Störung verbinden läßt. Weiter südlich, westlich von Hallenberg, bilden einige kleinere Störungen deren südliche Verlängerung.

Auf der Scholle, die von der Dreislarer Störung und dem Liesetal-Störungssystem eingeschlossen wird, kommen noch kleinere Querstörungen vor, wovon die westlich von Hesborn verlaufende die bedeutendste ist. PAECKELMANN (1927) nahm an, daß die Altenbürener Störung in eine „Hallenger Bruchzone“ übergeht. Das konnte jedoch nur für die Glindfelder und Dreislarer Störung bestätigt werden, nicht für das Liesetal-Störungssystem. Die Kartierung von MEYER (1960) erbrachte ebenfalls keinen Hinweis, daß eine solche Verbindung über Blatt 4717 Niedersfeld zu letzterer besteht. In Verlängerung des Liesetal-Störungssystems nach Süden schließen der Bromskirchener Zechsteingraben (Blatt 4917 Battenberg) und der Westrand der Frankenberger Bucht an.

Diese Strukturen sind permisch oder postpermisch angelegt worden; aus diesem Grunde wird ein gleiches Entstehungsalter für das Liesetal-Störungssystem angenommen.

Im Südwestteil des Blattgebietes, in der Umgebung des Heidkopfes und südwestlich der Ziegenhelle, sind einige Querstörungen geringerer Bedeutung auf der Geologischen Karte dargestellt worden.

5.2. Baueinheiten

Von Nordwesten nach Südosten werden folgende Baueinheiten unterschieden:

1. Winterberger Faltenzone
2. Züscher Sattel
3. Nordwestflanke der Wittgensteiner Hauptmulde

Wie die Geologische Karte zeigt, wird die Winterberger Faltenzone von den Fredeburger Schichten beherrscht, in die Sedimente der Asten-Schichten (Ramsbecker Schichten) eingemuldet sind. Von Nordwesten nach Südosten erkennt man die Sürenberg-Mulde, die wegen ihrer geringen Ausstrichbreite im Blattgebiet jedoch weniger auffällt. Nach einem Sattel, bestehend aus Fredeburger Schichten, schließt sich eine kleinere Mulde im Bereich der Kappe an, die aber, ca. 1 km vom Blattrand gerechnet, heraushebt und als jüngste Schichten nur den Unteren Sandstein-Tonschiefer-Horizont enthält. Südöstlich von der Kappe tritt im Bereich des Wetzsteins die „Wetzstein-Mulde“ in das Blattgebiet ein. Nach Ostnordosten zerfällt sie, vor allem durch die Zertalung, in mehrere kleinere Muldenabschnitte. Am Wetzstein selbst ist die Mulde am stärksten eingefaltet und enthält alle drei Schichtenglieder der Asten-Folge (Unterer Sandstein-Tonschiefer-Horizont, Altastenberg-Horizont, Oberer Sandstein-Tonschiefer-Horizont). Nach Ostnordosten, östlich des Nuhne-Tales, folgt an der Molbecke der nächste Muldenabschnitt, jedoch nur mit dem unteren und mittleren Schichtglied der Asten-Folge im Kern.

An einer von WNW – ESE verlaufenden Störung wird die Mulde abgeschnitten, und weiter nach Nordosten kommen nur noch drei kleinere Teilmulden vor, wovon lediglich die nordöstlichste noch einen Rest des Altastenberg-Horizontes im Kern enthält.

Als Großstruktur beherrscht der Züschenener Sattel das Kartenbild, der nach Südsüdosten der Winterberger Faltenzone vorgelagert ist. Er bildet jedoch kein einheitliches großes Schichtengewölbe, sondern ist in mehrere kleinere Sättel und Mulden untergliedert, die stellenweise an Störungen zerlegt sind. Zwar dürfte die geringe Verfolgbarkeit des Leithorizontes K7 auch zu der starken tektonischen Gliederung beitragen; sie ist vermutlich nur vorgetauscht, doch wird ersichtlich, daß der Sattel im Inneren tatsächlich tektonisch stärker untergliedert ist als die Großform. Die Auflösung einer Sattelstruktur in Teilsättel ist auch an einigen anderen Großsätteln des Rheinischen Schiefergebirges zu beobachten, z. B. am Ebbe-Sattel.

Die tektonische Konfiguration, die zur Bildung dieses Sattels mit seinen kleineren Einzelfalten führte, kann man etwa folgendermaßen verstehen: Die Bildung des Großsattels wird veranlaßt durch die Gesamtbeanspruchung großer und tiefreichender Schichtenverbände, die tief unter der heutigen Erdoberfläche vorkommen. Kleine Falten innerhalb des Großsattels zeigen aber an, daß die überall herrschende Einengung zur Faltungszeit zu lokalen Reaktionen kleiner Schichtenverbände führte, die sich in den kleineren Falten ausdrückt, wobei das Hochwölben des Großsattels eine besonders starke Einengung in seinem Kern verursachte, die zu der sichtbaren Zerlegung in kleinere Falten führte.

Nimmt man die Schichtgrenze der Langwiesener Schichten zu den jüngeren Ablagerungen als Bezugsniveau (vgl. Taf. 1), so tritt der Züschenener Sattel als

ca. 2,5 km breite Zone südlich von Mollseifen in das Blattgebiet ein. Anfangs besteht er in Streichrichtung bis auf die Höhe des Dannen-Berges lediglich aus Langewiesener Schichten, die in sich gefaltet sind und teilweise invers lagern. In der westlichen und östlichen Umgebung von Züschen kommen die Kernschichten des Sattels (Schichten der Oberems-Stufe und der K7-Horizont) zutage. Wie das Blattbild zeigt, besteht der Kern des Züschen Sattels aus einer Reihe von Teilschollen, die meist durch Querstörungen begrenzt sind. Weiterhin wird sichtbar, daß zwei Abschnitte innerhalb der Kernschichten unterschieden werden können.

Der nördliche Abschnitt bildet einen Sattelzug, der nach Südwesten mit 10° abtaucht. Auf der Höhe von Züschen verläuft die Sattelachse etwa horizontal. Unmittelbar nördlich von Züschen tauchen im Bereich des Denzerhammers und des Sonneborn zwei kleinere Sättel auf, deren Achsen nach Ostnordosten geneigt sind. Das unterschiedliche Abtauchen der Sattelachsen in diesen nördlichen Sattelabschnitt unterstreicht die Vorstellung von der gewölbartigen Struktur des Züschen Sattels.

Von der Kranbuche aus, in Verlängerung über Züschen bis zum Kleinen Niggen-Berg, wird südlich eines schmalen Streifens von Langewiesener Schichten ein südlicher Sattelzug sichtbar. Er besteht ebenfalls aus Teilschollen, die bis zu 1 km in Streichrichtung, durch jüngere Schichten getrennt, auseinanderliegen. Ihre Achsen tauchen teilweise mit $30 - 70^\circ$ nach Südwesten ab (vgl. Abb. 21), wobei das steile Achsenabtauchen die Zergliederung des Züschen Sattels in Teilschollen erst verständlich macht.

In nordöstlicher Richtung ist der Kern des Züschen Sattels durch das Liesetal-Störungssystem begrenzt, jedoch schneidet es nicht den gesamten Sattel, so daß eine ca. 1,2 km breite Sattelzone mit ungestörter Nordwestflanke auf den nördlichen Blattrand zureicht, die erst auf Blatt 4717 Niedersfeld von einer Querstörung abgeschnitten wird.

In diesem schmalen Sattelabschnitt kommt im Orke-Tal durch eine stärkere Auffaltung nochmals der K7-Horizont zutage, dessen Sattelachse mit $5 - 7^\circ$ nach Nordosten abtaucht.

Dem Züschen Sattel folgt nach Südosten die Nordwestflanke der Wittgensteiner Hauptmulde, deren Muldentiefstes jedoch außerhalb des Blattgebietes liegt. Von Nordwesten nach Südosten folgen immer jüngere Schichten, die Sedimente von der Eifel-Stufe bis zum Unterkarbon III umfassen.

Sie bilden mehr oder weniger schmale Züge, die im Osten ebenfalls durch das Liesetal-Störungssystem begrenzt werden. Die Geringmächtigkeit der einzelnen Schichtstufen läßt teilweise den Sattel- und Muldenbau deutlich hervortreten. Über die vorher beschriebene große Querstörung hinweg setzt sich der Sattel- und Muldenbau fort, wenn auch in anderen stratigraphischen Niveaus.

5.3. Inkohlungsverhältnisse (M. WOLF)

Zur Klärung des Gebirgsbaues können auch die Inkohlungsverhältnisse beitragen. Die in den Gesteinen enthaltenen organischen Reste werden im Laufe der Erdgeschichte genau so verändert wie die Gesteine selbst. Da der Inkohlungsgrad pflanzlicher Reste von Dauer und Stärke der Erhitzung abhängig ist, der die Gesteine im Laufe der Erdgeschichte ausgesetzt waren, können Inkohlungsdaten Auskunft geben über die tektonische Entwicklung eines Gebietes (ausführlichere Darstellung mit Literatur s. WOLF in v. KAMP 1972).

Der Inkohlungsgrad kleiner Kohleflitter wird durch mikroskopische Untersuchung ermittelt. An angeschliffenen und polierten Kohlepartikeln wird das Reflexionsvermögen gemessen. Je stärker die diagenetischen Veränderungen des Gesteins sind, desto höher ist das Reflexionsvermögen und damit der Inkohlungsgrad der in den Sedimenten enthaltenen pflanzlichen Reste (s. WOLF in v. KAMP 1972, S. 109).

Tabelle 15

Ergebnisse der Reflexionsmessungen an kohligen Pflanzenresten

Fundpunkt	Stratigraphie	Zahl der Einzelmessungen		sR_{\max} %
R = 66 410 H = 73 400	Fredeburger Schiefer	10	0,53	5,83
R = 73 170 H = 73 260	Fredeburger Schiefer	15	0,17	5,74
R = 73 520 H = 71 360	Tentaculiten-Schiefer (Givet-Stufe)	17	0,77	5,09
R = 71 780 H = 70 580	Ramsbecker Schichten	3	—	5,03
R = 72 010 H = 69 360	Sandsteine der Nehden-Stufe	5	0,26	4,11
R = 70 440 H = 68 780	Langwiesener Schichten	10	0,20	5,71
R = 68 340 H = 68 360	Langwiesener Schichten	20	0,37	5,93
R = 70 880 H = 63 680	Liegende Alaunschiefer	15	0,50	4,59
R = 72 070 H = 63 080	Grauwacken des cdIII α 2	30	0,24	4,45
R = 73 980 H = 63 680	Grauwacken cdIII β spi	30	0,55	4,01

Im Blattbereich Hallenberg schwanken die Inkohlungswerte zwischen 4,01 % $R_{max}^a)$ (das entspricht einem Anthrazit mit 4 – 5 % Flüchtigen Bestandteilen) und 5,93 % R_{max} (das entspricht einem Anthrazit mit 2 – 3 % Flüchtigen Bestandteilen). Die höchsten Werte treten in den Schichten an der Grenze Unterdevon/Mitteldevon auf, die niedrigsten wurden in Sedimenten des Dinaniums gemessen.

Innerhalb des Blattbereichs ist der Inkohlungsverlauf regelmäßig. Die ältesten Schichten, die am stärksten in der sich eintiefenden Geosynklinale versenkt wurden und denen die meiste Zeit für diagenetische Umwandlungen zur Verfügung stand, haben den höchsten Inkohlungsgrad erreicht, die jüngsten Schichten sind am wenigsten inkohlt (Tab. 15). Aufschlußreich ist ein Vergleich der Inkohlungsdaten mit denen benachbarter Blätter (Abb. 23).

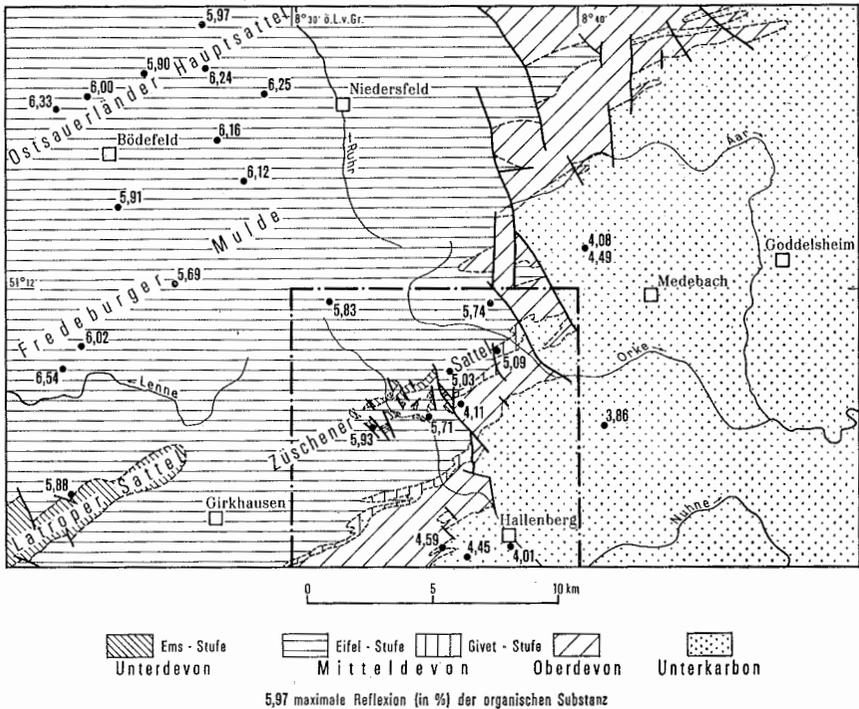


Abb. 23. Inkohlungsverhältnisse im Blattgebiet Hallenberg und Umgebung

^{a)} R_{max} = maximale Reflexion

In den Schichten an der Grenze Ems-/Eifel-Stufe, im Bereich des Züscherer Sattels, hat der pflanzliche Detritus in den Sedimenten ein Reflexionsvermögen von 5,93 %. Ein entsprechender Wert (5,88 %) wurde in den gleichalten Grenzschichten am Nordrand des Latroper Sattels gemessen.

Verfolgt man die Inkohlung von den beiden Sattelstrukturen aus nach Nordwesten, so bemerkt man eine Zunahme der Reflexionswerte in dieser Richtung. In den Oberen Fredeburger Schiefen und den Ramsbecker Schichten treten an der Südflanke des Ostsauerländer Hauptsattels pflanzliche Reste mit einem Reflexionsvermögen von 6 % und darüber auf. Etwa gleichalte Reste aus der Gegend westlich von Winterberg (R = 66 410, H = 73 400) haben dagegen nur 5,83 % Reflexion. Es ist ein Gefälle im Inkohlungsgrad vom Ostsauerländer Hauptsattel nach Südosten zu beobachten.

Der sehr geringe Reflexionswert von 5,69 % bei R = 60 040, H = 74 050, am Südrand von Blatt 4716 Bödefeld zeigt das Muldentiefste der Fredeburger Mulde an. Dort sind die höchsten Teile der Oberen Fredeburger Schiefer angeschnitten. Bei den vorliegenden Betrachtungen über den Inkohlungsverlauf kann dieser Wert unberücksichtigt bleiben.

Abnehmende diagenetische Veränderungen südöstlich vom Ostsauerländer Hauptsattel machen sich auch in anderer Form bemerkbar: Die im Bereich des Hauptsattels stark nordvergenten Speziaimulden und -sättel richten sich in südöstlicher Richtung auf. Die Schieferigkeit nimmt in diesem Gebiet in gleicher Richtung ab (HELLERMANN 1965, S. 387 u. Taf. 6). BACHMANN (1965, S. 584) erwähnt aus dem gleichen Gebiet die geringe Faltungsintensität, während EBERT (1968, S. 55 ff.) aus dem Bereich des Blattes 4716 Bödefeld die extreme Überkipfung des Ostsauerländer Hauptsattels und intensive Faltung der Fredeburger Schiefer beschreibt. WEBER (1972) stellte abnehmende Kristallinität der Illite von Nordwesten nach Südosten fest.

FOURMARIER & VAN LECKWIJCK (1955) sind der Meinung, daß Faltungs- und Schieferungsintensität in den Gesteinen von der Mächtigkeit des überlagernden Deckgebirges abhängig sind. Der Inkohlungsgrad ist unter anderem von der Versenkungstiefe der Schichten abhängig, da mit der Tiefe die Erdtemperaturen zunehmen, die die Inkohlung beeinflussen. Indirekt ist also auch der Inkohlungsgrad von der Mächtigkeit der überlagernden Schichten abhängig. Veränderungen von Faltungsintensität, Schieferung, Illitkristallinität und Inkohlung lassen sich demnach auf gleiche Ursachen zurückführen: die wechselnden Mächtigkeiten der Schichten. Dadurch erlauben diese Untersuchungsergebnisse Rückschlüsse auf die Paläogeographie.

Im unteren Mitteldevon läuft die Grenze zwischen rheinischer Fazies (im Nordwesten) und herzynischer Fazies (im Südosten) zeitweise mitten durch das Blattgebiet (die ungefähre Grenze bildet der Züscherer Sattel). Zeitweise verläuft sie nordwestlich davon durch das Gebiet der Blätter 4716 Bödefeld und 4717 Niedersfeld (s. S. 122 ff. und BACHMANN 1965, S. 575–577). Im oberen

Mitteldevon hat sich dann eindeutig die herzynische Fazies im Blattgebiet Hallenberg durchgesetzt. Die Grenze zur rheinischen Fazies wanderte allmählich nach Nordwesten. In den verschiedenen Faziesräumen wurden Sedimente unterschiedlicher Mächtigkeit abgelagert. Die Sedimente in rheinischer Fazies sind mächtiger als die in herzynischer Fazies. Die Mächtigkeiten steigen vom Südosten nach Nordwesten.

Im Bereich des Blattes Hallenberg sind die Schichten des unteren Mitteldevons nördlich des Züscherer Sattels durchschnittlich 720 m mächtig (S. 125 ff.), auf Blatt 4716 Bödefeld dagegen ungefähr 2800 m (EBERT 1968). Die Schichten des oberen Mitteldevons erreichen ca. 80 m Mächtigkeit auf Blatt Hallenberg (S. 125), im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels dürften sie ursprünglich ca. 500 m mächtig gewesen sein (H. SCHMIDT 1962, Abb. 1). Die allmählich sich ändernden Inkohlungsdaten zeichnen die Mächtigkeitszunahme nach und bestätigen die paläogeographischen Rekonstruktionen.

Die Reflexionsmessungen an Gesteinen aus dem Dinantium lassen keine Differenzierungen erkennen. Von den südlich Hallenberg gelegenen Aufschlüssen bis zum Brom-Berg bei Medebach (Blatt 4718 Goddelsheim) bleibt die Inkohlung gleich.

6. Nutzbare Lagerstätten

6.1. Erzlagerstätten

Schon auf Blatt Berleburg der Karte 1 : 80 000 von H. v. DECHEN (1879) sind für das Gebiet des Blattes Hallenberg zwei Eisenerz-Vorkommen aufgeführt.

Einmal handelt es sich um einen größeren Schurf mit einem verfallenen Stollenmundloch ca. 300 m nordöstlich des Dasse-Berges in der Mark Medelon. Der Schurf durchfährt auf einer Länge von ca. 30 m quer zur Streichrichtung völlig rotgefärbte Kulm-Kieselschiefer, die teilweise zu Roteisenerz umgewandelt sind.

Das zweite Vorkommen liegt südlich des Forsthauses Glindefeld, unmittelbar südwestlich der Glindefelder Störung. Auch hierbei handelt es sich nach den Haldenbeständen um Roteisenerz, das auf Klüften und kleineren Störungen in Hemberg-Rotschiefern aufsitzt.

Zahlreiche dicht beieinanderliegende Schürfe, Pingen und zwei Stollenmundlöcher weisen im Verhältnis zur Haldengröße darauf hin, daß dort vererzte Gesteine zur Verhüttung verfrachtet wurden. Wie schon der Name des Vorkommens „Zeche Elend“ besagt, dürfte auch dieses Vorkommen wenig rentabel gewesen sein.

Im Bereich des Gipfels Roth in der Gemarkung Wernsdorf existieren in Ost-West-Richtung auf einer Länge von ca. 100 m zahlreiche Pingen und Schürfe, die im Westen in einen verfallenen Schrägstollen übergehen. Bei dem ausgebrachten Gestein handelt es sich um Ton- und Siltschiefer der Fredeburger Schiefer. Sie sind von kleineren, nur wenig aushaltenden Quarzgängen mit einem durchschnittlichen Durchmesser von ca. 1 cm durchsetzt, die stellenweise Roteisenerz enthalten. Auch dort wurden die Mutungsarbeiten bald eingestellt.

6.2. Minerale

Auf Blatt Hallenberg ist die Dreislarer Störung im Bereich der „Zeche Marien-glück“ schwach mineralisiert. Die wenigen Haldenreste von Schürfen und Pingen weisen darauf hin, daß dort bis zu 1 cm geöffnete Klüfte in Ton- und Siltschiefern des Unterkarbons von rötlichem Schwerspat und untergeordnet Quarz ausgeheilt worden sind.

Auf der gleichen Störung, die den Nordostteil des Blattes Hallenberg schneidet, liegt auf dem östlich anschließenden Blatt 4818 Medebach das bedeu-

tendste Mineralvorkommen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, die Schwerspat-Grube Dreislar (Sachtleben AG).

Nördlich des Friedhofes von Hesborn im Bereich der Nord – Süd verlaufenden Querstörung wurde bei Verbreiterung eines Wirtschaftsweges eine bis zu 10 cm mächtige Ausfüllung von nicht verquarztem Schwerspat gefunden, der in seiner rötlichen Färbung und Kristallausbildung sehr an die Vorkommen auf der Dreislarer Störung erinnert.

Neben dem Schwerspat sind Gangquarze die häufigsten Minerale. Sie erreichen jedoch selten eine Mächtigkeit von mehr als 10 cm und sind häufig von Gesteinstrümmern des Nebengesteins durchsetzt.

6.3. Nutzbare Gesteine

6.3.1. Sandsteine Quarzite und Quarzgrauwacken

In größerem Umfang werden heute feinkörnige Sandsteine und Quarzgrauwacken (vgl. S. 142) der Nehden-Stufe zu Schotter und Split verarbeitet. Dies geschieht auf der Südostseite des Steinschab im Steinbruch Schneider in verkehrsgünstiger Lage, unmittelbar an der B 236. Zur Zeit beträgt die Tagesproduktion ca. 1500 to.

In kleinerem Umfang werden ebenfalls an der Südseite des Steinschab aus gutgebankten Nehden-Sandsteinen Bruch- und Mauersteine gewonnen. Einige kleinere heute aufgelassene Steinbrüche in den quarzitischen Siltsteinen der Eifel-Stufe und den Quarzgrauwacken des Unterkarbons weisen auf eine frühere Nutzung dieser Gesteine als Schotter sowie als Bruch- und Mauersteine hin.

6.3.2. Kieseliefer, Lydite und Kieselkalke

Im gesamten Verbreitungsgebiet der unterkarbonischen Gesteine existieren zahlreiche kleine Steinbrüche, die heute zum großen Teil verfallen sind. Sie waren auch zu früheren Zeiten nur bei Bedarf für die Gewinnung von Wegebauaterial in Betrieb. Heute werden nur noch im Steinbruch östlich des Dasse-Berges öfters kleinere Mengen von kieseligen Gesteinen wegen der verkehrsgünstigen Lage für den Bau von Wirtschaftswegen entnommen. In dem gegenüberliegenden Steinbruch südlich HP 397,7 wurden hauptsächlich gebankte Kieselkalke als Mauersteine gewonnen, wovon noch zahlreiche Hausfundamente in der näheren Umgebung zeugen. Für den Neubau von Wirtschaftswegen sind auch heute noch kleinere Steinbrüche innerhalb dieser Schichten von Nutzen, da sie ohne Vorarbeiten sofort baggerfähiges Material liefern.

6.3.3. Dachschiefer

Südöstlich des Heidekopfes, westlich von Hallenberg, zeugen innerhalb einer Kulm-Tonschiefermulde alte Haldenreste von einem Dachschieferabbau, der bis in das 16. Jh. zurückverfolgt werden kann.

Der Abbau ist vor 1914 eingestellt worden, da auch die Dachschiefer unter Tage nicht die Qualität der mitteldevonischen „Raumländer Dachschiefer“ aufwiesen.

Der heute nicht mehr zugängliche Stollen durchfuhr zuerst Kulm-Kiesel-schiefer (Horizont der vorwiegenden Lydite), dann den Kieselkalk-Horizont und schließlich die Kieseligen Übergangsschichten. Nach ca. 200 m Strecke traf er auf bauwürdige Kulm-Tonschiefer. Die Schieferpacken wurden in vier Kammern an günstigen Stellen abgebaut.

Der vorher erwähnte „Dachschiefer-Horizont“ (vgl. S. 52) des Mitteldevons ist auf dem Blattgebiet wegen nach Osten stark zunehmender Sandeinlagerungen nicht bauwürdig.

6.3.4. Tonschiefer und Siltsteine

In jüngster Zeit wurden die karbonatischen Bänderschiefer der Adorf-Stufe zu Wegebaumaterial abgebaut. Größere Mengen dieses Materials wurden einmal bei Wunderthausen, südlich des Nonnenwinkels und an der Ostseite des Orke-Tales entnommen, im Orke-Tal vermutlich aus dem Grunde, weil die Adorf-Bänderschiefer in Nähe der Dreislarer Störung schwach verkieselt sind und kleinstückig zerfallen.

6.3.5. Quarzkeratophyrtuff (K7-Horizont)

Im Bereich der Dumm-Ecke, westlich von Züschen, wurden in zwei kleineren Steinbrüchen gutgebankte Quarzkeratophyrtuffe als Mauersteine gewonnen. Wichtiger war aber in diesen Steinbrüchen der Abbau von angewittertem Material, das wegen der völligen Sandarmut des Gebietes in früheren Zeiten als Mörtelzuschlag verwandt wurde.

6.3.6. Quartärer Schutt

An mehreren Stellen (vgl. S. 114) tritt im Blattgebiet ein gebändeter Schutt auf, der aus einer Wechsellagerung von tonig-siltigen Lagen und solchen, die völlig aus Gesteinszersatz (Grus) des jeweiligen unmittelbaren Untergrundes besteht. Aus ihnen wird südlich von Hesborn und westlich von Züschen (am Gasthof Surhove) Wegebaumaterial gewonnen, das früher auch als Mörtelzuschlag verwendet wurde.

7. Hydrogeologie

VON HEINRICH VON KAMP

Die große Bedeutung des Trink-⁹⁾ und Brauchwassers¹⁰⁾ für alle Bereiche des Lebens und der Wirtschaft und die engen Beziehungen zwischen dem geologischen Aufbau und den Wasservorkommen erfordern eine eingehende Betrachtung im Rahmen einer geologischen Erläuterung. Ebenfalls bedürfen die Bereitstellung ausreichender Wassermengen für Bevölkerung und Industrie und der Schutz des Grundwassers vor Verunreinigung besonderer Aufmerksamkeit.

Die vorliegenden Ausführungen enthalten eine allgemeine Übersicht der hydrogeologischen Verhältnisse im Blattbereich. Sie können und sollen Spezialuntersuchungen nicht ersetzen, die bei der Beratung wasserwirtschaftlicher Projekte notwendig sind.

7.1. Oberirdische Gewässer

Das Blattgebiet Hallenberg gehört zum überwiegenden Teil in das Stromgebiet der Eder und Weser. Nur etwa 2 km² im Nordwesten bei Winterberg entwässern zur Ruhr. Die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Eder und der Ruhr folgt von Westen her etwa der B 236 und schwenkt dann über den Berg Herrloh nach Norden.

Der bedeutendste Wasserlauf im Blattgebiet ist die Nuhne, die bei Frankenberg/Eder in die Eder mündet. Oberhalb von Züschen wird die Nuhne verschiedentlich auch als Sonneborn bezeichnet. Im Blattgebiet weist sie von Züschen bis Hallenberg ein Gefälle von 102 m auf 15,9 km auf, das entspricht 6,42 m auf 1 km. Größere Nebenbäche sind die Ahre, Liese, Weive und Ölfe. Die Ölfe mündet östlich des Blattgebietes in die Nuhne. Zu ihrem Einzugsgebiet gehört der Raum Hesborn.

Das nordöstliche Blattgebiet wird von der Orke und mehreren kleinen Nebenbächen entwässert. Die Orke hat ein Gefälle von 105 m auf 15,1 km, also von 6,96 m auf 1 km.

⁹⁾ Wasser, das zum Trinken oder zur Herstellung von Getränken verwendet wird oder bei der Herstellung oder Aufbewahrung mit Nahrungs- und Genußmitteln in Berührung kommt

¹⁰⁾ Wasser, das zur hygienischen Reinigung (Brauchwasser im engeren Sinne) oder für technische Zwecke Verwendung findet

Die größeren Bäche verlaufen vorwiegend in südöstlicher bis südlicher Richtung, eine Richtung, die wahrscheinlich durch die vorherrschende Kluftrichtung des Gebirges vorgezeichnet ist. Viele kleinere Bäche haben sich dagegen im Generalstreichen der Schichten in das Gebirge eingeschnitten, was z. T. auf leichter ausräumbare Gesteinsserien zurückzuführen ist.

Im Blattgebiet Hallenberg selbst liegen keine Pegelstationen. Weiter östlich an der Nuhne bei Schreufa (Blatt 4918 Frankenberg) und an der Orke bei Dalwigksthäl (Blatt 4818 Medebach) bestehen zwei Pegelstationen, deren Hauptzahlen in der Tabelle 16 aufgeführt sind. Beide Flüsse weisen sehr ähnliche unterste Grenzwerte (NNq), mittlere untere Grenzwerte (MNq) und mittlere Abflußspenden (Mq) auf. Das mittlere Hochwasser (MHQ) und das höchste Hochwasser (HHQ) liegen an der Nuhne jedoch wesentlich über den Abflußwerten an der Orke, was in erster Linie auf die hohen Niederschläge am Kahlen Asten zurückzuführen ist.

Tabelle 16
Abflußverhältnisse*) an den Pegeln Schreufa und Dalwigksthäl

Name des Pegels	Dalwigksthäl					Schreufa				
Einzugsgebiet	Orke 230 km ²					Nuhne 139 km ²				
Beobachtungszeitraum	1936 – 1955					1936 – 1955				
Abflüsse m ³ /s	NNQ	MNQ	MQ	MHQ	HHQ	NNQ	MNQ	MQ	MHQ	HHQ
	0,01	0,23	3,36	38,6	75,0	0,06	0,15	2,7	42,5	61,5
Abflußspende l/s · km ²	NNq	MNq	Mq	MHq	HHq	NNq	MNq	Mq	MHq	HHq
	0,43	1,0	14,58	168	326	0,43	1,08	19,43	306	443

*) Angaben nach dem Wasserwirtschaftlichen Rahmenplan Fulda (1964)

Im sehr trockenen Jahr 1959 wurden zwischen dem 28. Oktober und dem 3. November Niedrigwasserabflußmessungen durchgeführt (Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda, 1964), deren Ergebnisse in der Tabelle 17 mitgeteilt werden. Die ermittelten Abflußspenden liegen in der Größenordnung des MNq an den Pegeln Schreufa und Dalwigksthäl. Die höchsten Werte weist die Nuhne auf, die unmittelbar aus dem Bereich des Kahlen Asten gespeist wird. Im Wasserwirtschaftlichen Rahmenplan Fulda, 1964, Karte 44, wird eine mittlere jährliche Niedrigwasserflußspende von 1 – 2 l/s · km² aus dem Blattgebiet angegeben.

Tabelle 17
Niedrigwasser-Abflüsse im Jahre 1959*)

Gewässer	Einzugsgebiet km ²	Abflußmenge l/s	Abflußspende l/s · km ²
Orke	6,1	4,1	0,7
Nuhne (Sonneborn)	6,0	10,1	1,7
Ahre	16,3	15,5	1,0
Weive	2,4	3,3	1,4

*) Angaben nach dem Wasserwirtschaftlichen Rahmenplan Fulda (1964)

7.2. Faktoren der Grundwasserneubildung

7.2.1. Allgemeines

Ein wichtiger Faktor des Wasserhaushaltes ist die Grundwasserneubildung, deren Größe wesentlich vom Klima (Niederschlag, Wind, Sonneneinstrahlung, Temperaturen usw.) bestimmt wird. Außerdem sind Morphologie des Geländes, bodenkundliche Verhältnisse, Pflanzendecke, Bodennutzung und Beschaffenheit der Grundwasserleiter von Bedeutung.

Die Grundwasserneubildung ist für die Praxis der Grundwassernutzung von ausschlaggebender Bedeutung, denn ohne Störung des Grundwasserhaushaltes kann nur der Teil des Grundwassers entnommen werden, der durch Versickerung von Niederschlägen und Zuführung aus anderen Herkunftsbereichen sich ständig erneuert. Die Entnahmemenge ist abhängig von der Durchlässigkeit und dem Speichervermögen des Grundwasserleiters. Im Blattgebiet ist nur mit räumlich eng begrenzten Grundwasserspeichern in Locker- und Festgesteinen zu rechnen.

Die Morphologie des Geländes ist in seinen bewaldeten Bereichen meist recht steil. Hangneigungen über 20 % kommen häufig vor. Die steileren Lagen sind zudem meist mit Nadelholz-Monokulturen bestanden, in denen die Bedeckung mit Nadelstreu den oberflächlichen Abfluß begünstigen. Die bodenmäßig besseren Standorte, vor allem im Bereich der Kieselschiefer, sind teilweise mit Laubwald bedeckt. Die bewaldeten Bereiche erstrecken sich vorwiegend auf das Hochland beiderseits der Nuhne und Orke. Weniger steile Lagen mit landwirtschaftlicher Nutzung finden sich um Züschen, im unteren Bremke- und Ahre-Tal und im Oberland östlich von Hesborn, Liesen und Hallenberg im Verbreitungsgebiet unterkarbonischer Gesteine.

Der größte Teil des Blattbereichs wird von Braunerden mittlerer bis sehr großer (4 – 15 dm) Entwicklungstiefe bedeckt. Daneben treten vorwiegend auf Bergen und Hängen Braunerden geringer bis mittlerer Entwicklungstiefe (2 – 4 dm) auf. Sie setzen sich aus grusigen, steinigen, sandigen und schluffigen Lehmen zusammen. In Anbetracht der meist hängigen Lage ist die Wasserdurchlässigkeit in bezug auf eine Grundwasserneubildung als mäßig zu bezeichnen, obwohl in bodenkundlicher Hinsicht die Wasserdurchlässigkeit mit mittel bis hoch gekennzeichnet wird. Mäßig bis gering wasserdurchlässige Pseudogleye und gut durchlässige organogene Böden kommen nur untergeordnet vor. In den Kerb- und Sohlältern herrschen Gleye, Naßgleye und Anmoorgleye vor, die nur eine geringe Wasserdurchlässigkeit aufweisen. Im Nuhne-Tal wird von der Einmündung der Liese an der Boden aus Auengleyen und braunen Auenböden mit einer etwas höheren Wasserdurchlässigkeit aufgebaut. Infolge des geringen Gefälles im Bereich der Talauen können darin etwas höhere Niederschlagsmengen eindringen. Nach SCHNEIDER (1961) können durch Auenlehm bei flacher Lagerung bis zu 46,3 % des Niederschlags versickern.

7.2.2. Klima

Das Blattgebiet Hallenberg liegt im Klimabereich der niederschlagsreichen Mittelgebirge (vgl. S. 23).

Die folgende Tabelle 18 gibt die monatlichen Niederschlagssummen des langjährigen Mittels, des sehr trockenen Wasserwirtschaftsjahres 1958/59, des nassen Jahres 1965/66 und des Jahres 1970/71, in dem Trockenwetterabflußmessungen durchgeführt wurden für die Stationen Kahler Asten und Hallenberg wieder. Auffallend ist die große Differenz der Niederschlagshöhen zwischen dem Kahlen Asten und Hallenberg, die auch in der Abb. 24 zum Ausdruck kommt. Im langjährigen Mittel der Station Hallenberg liegt eine niederschlagsärmere Zeit von März bis September. Am Kahlen Asten sind die monatlichen Niederschlagssummen mehr ausgeglichen mit einem Maximum im Dezember und Januar. Das sehr trockene Jahr 1958/59 begann schon mit einem Niederschlagsdefizit im November und weist nur im Dezember und Januar höhere Niederschläge auf. Das nasse Jahr 1965/66 brachte in Hallenberg mehr als das Doppelte an Niederschlägen als im langjährigen Mittel. Am Kahlen Asten waren die Monate Dezember, Juni und Juli besonders niederschlagsreich. Das Jahr 1970/71, in dem die Trockenwetterabflußmessungen durchgeführt wurden, zählt zu den trockneren Jahren.

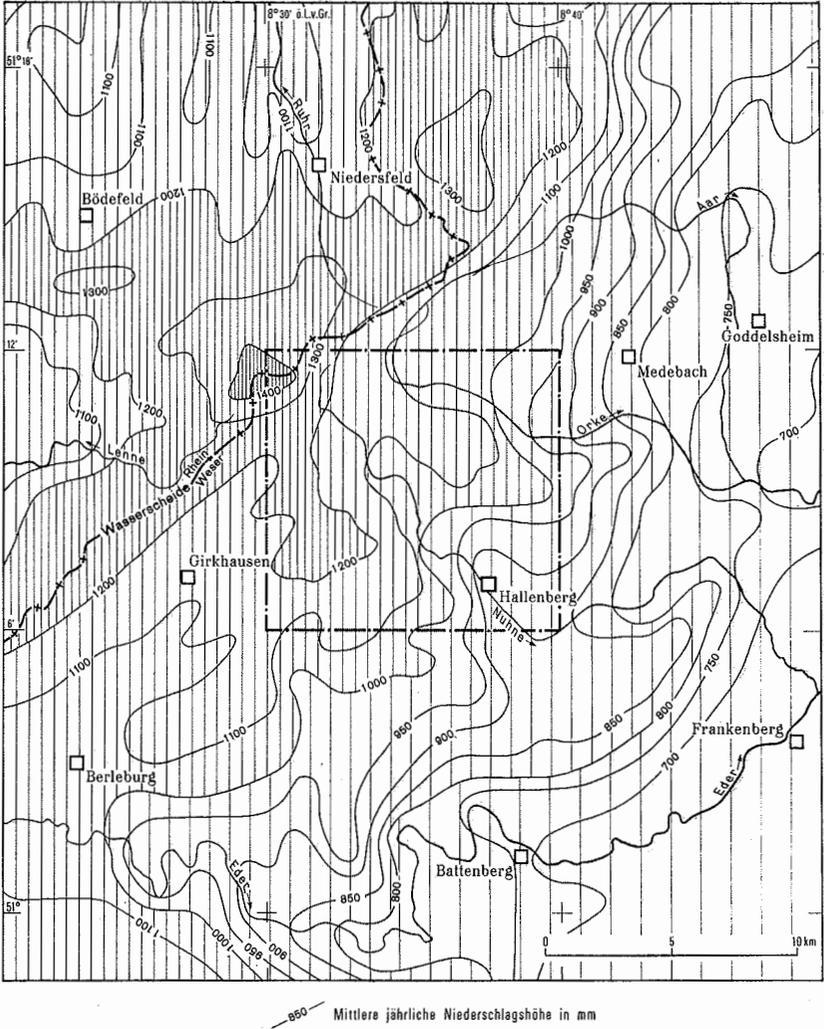


Abb. 24. Mittlere jährliche Niederschlagshöhen im Raum Winterberg – Hallenberg (Beobachtungszeitraum 1891 – 1955) nach SCHIRMER (1964).

Tabelle 18

Monatliche Niederschlagssummen (in mm) im Wasserwirtschaftsjahr
(1. November bis 31. Oktober)

Monat	Station Kahler Asten				Station Hallenberg			
	Mittel der Beobachtungsperiode 1891–1930	1958/59	1960/66	1970/71	Mittel der Beobachtungsperiode 1891–1930	1958/59	1965/66	1970/71
November	123	49	178	155	84	37	126	101
Dezember	153	165	309	131	97	138	249	72
Januar	151	213	111	99	93	101	88	103
Februar	121	20	133	92	81	6	100	39
März	110	71	170	63	64	42	106	17
April	103	92	104	66	65	63	84	53
Mai	94	60	98	82	60	44	70	58
Juni	107	47	229	173	64	32	145	119
Juli	122	86	206	26	77	59	139	7
August	121	57	97	66	73	34	50	52
September	102	9	38	38	60	2	22	43
Oktober	128	69	119	39	82	32	94	37
Summe Jahr	1438	938	1792	1030	900	590	1273	701

Der mittlere Trockenheitsindex¹¹⁾ (Beobachtungszeitraum 1891 bis 1930) fällt im Blattbereich von fast 100 im Winterberger Raum bis auf unter 60 bei Hallenberg. In ihm spiegelt sich ebenfalls die Leewirkung des Kahlen Asten wider. In trockeneren Bereichen, z. B. in der Niederrheinischen Bucht, liegt der Trockenheitsindex um 40.

$$11) \text{ Trockenheitsindex pro Jahr} = \frac{n}{t+10} \cdot \frac{k}{120}$$

Darin bedeuten:

n = mittlere jährliche Niederschlagssumme in mm

t = „ „ Lufttemperatur in °C

k = „ „ Zahl der Niederschlagstage von mindestens 1,0 mm

120 = „ „ Zahl der Niederschlagstage im ehemaligen Reichsgebiet von mindestens 1,0 mm

10 = Konstante

7.2.3. Wasserhaushalt

Die Wasserhaushaltsgleichung (Wasserbilanz) erlaubt die Berechnung der Grundwasserneubildung für größere Gebiete (KEPINSKI 1971). Als besonderer Unsicherheitsfaktor ist die Höhe der Verdunstung anzusehen (BOLSENKÖTTER 1963, ДУЧК 1970). Auch ist der Einfluß von Hangneigung, Bodenbeschaffenheit, Verteilung von Wald, Ackerland und Grünland sowie bebauter Gebiete auf die Grundwasserneubildung im einzelnen schwer zu erfassen und nur mittels Detailuntersuchungen für kleinere Räume bestimmbar.

Die zahlenmäßigen Beziehungen des Wasserkreislaufes in der Natur sind in der allgemeinen Wasserbilanzgleichung erfaßt, in der die Wasserhaushaltsgrößen gegenübergestellt werden.

$$N = A_o + A_u + V$$

Darin bedeuten

- N = Niederschlag
- A_o = oberirdischer Abfluß
- A_u = unterirdischer Abfluß
(umfaßt im weiteren Sinne die Grundwasserneubildung)
- V = Verdunstung

Über den Wasserhaushalt im Blattbereich gibt der Wasserwirtschaftliche Rahmenplan Fulda (1964) eine Übersicht, die auf der Grundlage meteorologischer und hydrologischer Daten aufbaut. Für den Zeitraum von 1936 bis 1955 wird eine mittlere jährliche Verdunstungshöhe < 200 mm im Hochland beiderseits der Nuhne angegeben. Im Nordosten und im Südwesten des Blattbereiches steigt sie auf über 200 mm an. Die mittlere jährliche Abflußhöhe ($A_u + A_o$) liegt im Raum Winterberg über 1000 mm ($32 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$). Nach Südosten bei Hallenberg verringert sie sich auf ca. 500 mm ($16 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$). Unter 500 mm liegt die Abflußhöhe im äußersten Nordosten des Blattgebietes.

SCHNELL (1955) gibt im Rahmen einer Übersicht von Nordrhein-Westfalen für das Blattgebiet eine Verdunstungshöhe von 450 mm an. Daraus ergibt sich eine mittlere jährliche Abflußhöhe von 600 mm ($19 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) im Raum Winterberg, die kontinuierlich nach Osten auf 470 mm ($15 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) abnimmt.

7.2.4. Trockenwetterabfluß

Die Beziehungen zwischen der Grundwasserspende ($\text{l/s} \cdot \text{km}^2$) und der Gesteinsbeschaffenheit der Schichten eines Gebietes geben wertvolle Hinweise auf das Ausmaß der Wasserhöflichkeit und der Grundwasserneubildung. Eine höhere Grundwasserspende (A_u) beruht hauptsächlich auf einem größeren Speicherungsvermögen bzw. einer besseren Durchlässigkeit der festen Gesteine, wenn man voraussetzt, daß die Versickerungsmöglichkeit in den betrachteten Gebieten annähernd gleich ist. Bei der vorwiegenden Bedeckung

des Geländes mit Braunerden, die eine mäßige Durchlässigkeit aufweisen und eine meist sehr hängige Morphologie, ist diese Voraussetzung in etwa erfüllt. Daneben wird die Grundwasserspende im Blattgebiet deutlich geprägt von den stark unterschiedlichen Niederschlagshöhen, die zwischen 1400 und 900 mm schwanken.

Die Grundwasserspende kann durch Trockenwetterabflußmessungen ermittelt werden. Als Trockenwetterabfluß wird jene Wasserführung im Vorfluter bezeichnet, die lediglich aus dem Grundwasser gespeist wird (NATERMANN 1951). Diese Voraussetzung ist dann erfüllt, wenn nach Niederschlägen das Oberflächenwasser und die Sickerwasserwelle (KIRWALD 1955) abgeflossen sind.

Aus den unterschiedlichen Grundwasserspenden der geologisch gut bekannten Einzugsgebiete können Rückschlüsse auf die Porendurchlässigkeit der Lockergesteine und die Trennfugendurchlässigkeit der Festgesteine gezogen werden, die als Grundlage für die Hydrogeologische Karte (Taf. 2) Verwendung finden. Die jeweilige Grundwasserspende wird allerdings nicht nur vom petrographischen Aufbau des Untergrundes bestimmt, sondern viel wesentlicher ist der jahreszeitliche Einfluß. Im Frühjahr ist allgemein mit einer hohen Grundwasserspende zu rechnen, bedingt durch Schneeschmelze und geringe Verdunstung. In den Sommermonaten fließt — besonders nach längerer Trockenheit — eine geringe Grundwasserspende ab, da dem Boden zusätzlich durch eine hohe Verdunstung viel Wasser entzogen wird. Darüber hinaus ist die Grundwasserspende im Schiefergebirge sehr abhängig von den Niederschlägen, da infolge des meist geringen Speichervermögens der Gesteine die Schwankungen der Niederschlagshöhen nicht ausgeglichen werden können.

Im Blattgebiet wurden am 29. und 30. September 1971 an 48 Stellen zur Ermittlung der Grundwasserspenden Trockenwetterabflußmessungen in einer regenfreien Zeit vorgenommen. Die gesamte Niederschlagsmenge lag im September zwischen 38 mm am Kahlen Asten und 43 mm in Hallenberg. Es herrschte also sehr trockenes Wetter. Der vorangegangene Monat August hatte auch nur relativ wenig Niederschläge gebracht (s. S. 166). Es war also mit sehr niedrigen Trockenwetterabflüssen zu rechnen.

Die gemessenen Trockenwetterabflüsse wurden entsprechend der petrographischen Beschaffenheit des Untergrundes im Einzugsgebiet in Gruppen eingeteilt und bewertet. Im Bereich vorwiegend sandiger, kalkiger und kieseliger Schichten (Heßler-Horizont, Oberer Quarzit, Sandsteine der Nehden-Stufe, Horizont der vorwiegenden Lydite, Horizont der vorwiegenden Kieselkalke, Kieselige Übergangsschichten) wurden relativ hohe Abflußspenden festgestellt. Ebenfalls höhere Abflüsse wurden im Gebiet der Fredeburger Schichten, des Unteren Sandstein-Tonschiefer-Horizonts, des Altastenberg-Horizonts, und des

Oberen Sandstein-Tonschiefer-Horizonts gemessen. Diese Schichten sind aus etwas tonigeren Gesteinen aufgebaut, sie liegen aber in dem sehr niederschlagsreichen Raum südlich Winterberg. In der Meßzeit wurde eine durchschnittliche Grundwasserspense in den beiden Gruppen von $1,94 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (10 Meßstellen, $17,2 \text{ km}^2$) ermittelt.

Aus dem Verbreitungsgebiet der Langewiesener und Berleburger Schichten, die vorwiegend aus Tonschiefern aufgebaut werden, floß zur Zeit der Messungen eine durchschnittliche Abflußspende von $1,17 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ab (9 Meßstellen, $6,18 \text{ km}^2$). Die kleinste mittlere Abflußspende im Blattbereich wurde im Gebiet der Kulm-Grauwacken mit $0,56 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ gemessen (6 Meßstellen, $7,11 \text{ km}^2$).

Die hier genannten Grundwasserspensen (A_{II}) charakterisieren die Abflußverhältnisse zu der Meßzeit der Trockenwetterabflüsse. Die jährlichen Durchschnittswerte des Gesamtabflusses ($A_{II} + A_0$) (s. S. 167) sind dagegen wesentlich höher.

Die im Rahmen eines größeren Gutachtens von SIEBERT & LIETZ (1966) ausgeführten Trockenwetterabflußmessungen zeigen ein ähnliches Bild. Aus dem Gebiet des Kahlen Asten und in der Weive flossen die relativ höchsten Abflüsse ab. Die geringsten Werte wurden ebenfalls aus dem Gebiet der Kulm-Grauwacken festgestellt.

7.3. Grundwasserleiter

Die Grundwasserleiter im Blattgebiet sind in der Hydrogeologischen Karte (Taf. 2) dargestellt. Es ist zunächst zwischen Grundwasserleitern in geklüfteten Gesteinen und in porösen Gesteinen unterschieden. Geklüftete Gesteine besitzen eine Trennfugendurchlässigkeit, während die Wasserdurchlässigkeit in porösen Gesteinen als Porendurchlässigkeit bezeichnet wird. Die unterschiedliche Trennfugendurchlässigkeit in den geklüfteten Gesteinen wird nach dem petrographischen Aufbau, dem Trockenwetterabfluß (l/s) oder der Grundwasserspense ($\text{l/s} \cdot \text{km}^2$) des Sommers 1971 (s. S. 167) bewertet. Die Bedeutung der Grundwasserleiter in porösen Gesteinen richtet sich nach der Kornzusammensetzung und der Mächtigkeit.

7.3.1. Grundwasser in geklüfteten Gesteinen

Die klastischen Schichten im Blattbereich Hallenberg sind aus wechselnden Anteilen von Tonsubstanz und feinkörnigem Sand aufgebaut, die in verfestigtem Zustand vorliegen. Dieses Festgestein besitzt kein nennenswertes Porenvolumen. Grundwasser wird auf Spalten und Klüften gespeichert und fortgeleitet. Die Trennfugendurchlässigkeit und somit die Menge des zu fördernden Grundwassers hängen insbesondere von der tektonischen Zerrüttung der Gesteine ab. Sie werden von der Klüftlänge, der Klüftweite und der Klüftdichte

(Zahl pro Raumeinheit) bestimmt. Tonige und mineralische, durchflußhemmende Beläge in den Klufträumen beeinträchtigen die Trennfugendurchlässigkeit. Schichtfugen sind je nach ihrer Ausbildung mehr oder weniger wasserführend.

Zwischen den oberflächennahen Bodenbildungen und dem anstehenden Gestein ist durch Verwitterung und Hangzerreißung eine Auflockerungszone entstanden, die je nach morphologischer Lage mehrere Meter mächtig sein kann. In der Auflockerungszone ist meist mit einer sehr guten Trennfugendurchlässigkeit zu rechnen. Hier bildet sich auch ein oberes Grundwasserstockwerk aus, in dem geringe Grundwassermengen zirkulieren. Hangschuttquellen werden aus diesem oberen Grundwasserstockwerk normalerweise gespeist.

Im anstehenden Festgestein beruhen Klüftung und Störungen und damit die Wasserdurchlässigkeit vorwiegend auf tektonischen Vorgängen, die den tieferen Untergrund betroffen haben. Zu den tektonisch aufgelockerten Bereichen gehören die Sattel- und Muldenzonen des Gebirges. Die Kluftdichte ist in kleinräumigen Sattel- und Muldenumbiegungen besonders hoch, die damit eine höhere Trennfugendurchlässigkeit aufweisen. Mit zunehmender Tiefe nehmen Kluftdichte und -anzahl der wasserführenden Klüfte schnell ab (HEITFIELD 1965), so daß sich auch die Wasserhöflichkeit verringert. Die Störungszonen des Gebirges weisen naturgemäß eine besonders hohe Kluftdichte und einen großen Kluftraum auf; sie können dann auf das umliegende Gestein wie eine Drainage wirken. Allerdings kann die hydraulische Wirksamkeit von Störungen aufgehoben sein, wenn die Störungsbahnen mit Letten verklebt sind. Härtere Gesteine, wie Sand- und Siltsteine, zeigen allgemein weniger, aber länger aushaltende und weiter klaffende Trennfugen als Tonschiefer. Geschlossene mächtige Sandsteinfolgen sind meist wasserhöflicher als Tonschieferfolgen.

Die Talrichtungen im Blattgebiet stehen oftmals in ursächlichem Zusammenhang mit Störungen oder vorherrschenden Kluftrichtungen des Gebirges. In der Hydrogeologischen Karte (Taf. 2) sind deshalb neben den Tälern mit einer mächtigeren Lockergesteinsausfüllung auch die Täler in Umrissen dargestellt worden, von denen anzunehmen ist, daß ihre Anlage auf einer engständigen Klüftung oder Störung beruht. Aufgrund der stärkeren tektonischen Beanspruchung ist dort mit einer etwas besseren Trennfugendurchlässigkeit zu rechnen, als in dem umgebenden Berggelände und in Tälern, die sich vorwiegend im Streichen des Gebirges in weichere Gesteine eingeschnitten haben. Allerdings macht sich diese bessere Durchlässigkeit nicht durch eine merklich höhere Grundwasserspense bemerkbar, so daß darauf verzichtet wurde, diese Täler in eine höhere Stufe der Trennfugendurchlässigkeit einzuordnen.

Zu einer Gruppe (Taf. 2) werden die Gesteinsserien zusammengefaßt, aus deren Verbreitungsgebiet eine relativ hohe Grundwasserspense abfließt (s.

S. 169). Die Gesteine bestehen meist aus harten Quarziten, Sandsteinen, die z. T. kalkig sind, Lyditen und Kieselkalken; es treten in diesen Gebieten aber auch tonig-siltige Gesteine auf. Die Klüftigkeit und Schieferung der Gesteine und der zur Auslaugung neigende Kalkgehalt tragen zu einer mäßigen z. T. geringen Trennfugendurchlässigkeit bei. Zu diesen Schichtgliedern gehören zunächst der Untere und Obere Sandstein-Tonschiefer-Horizont, der Altastenberg-Horizont und die Fredeburger Schichten. Diese Schichtglieder bedecken den Raum um Winterberg. Die relativ hohe Grundwasserspense aus diesem Gebiet beruht einmal auf der sandigen Ausbildung und der Klüftigkeit der Gesteine und zum anderen auf den reichlichen Niederschlägen um den Kahlen Asten. Dann zählen dazu der Untere und Obere Quarzit mit dem dazwischenliegenden Dachschiefer-Horizont und die Sandsteine der Nehden-Stufe. Von den Gesteinen des Unterkarbons sind der Horizont der vorwiegenden Lydite, der Horizont der vorwiegenden Kieselkalke und die Kieseligen Übergangsschichten ebenfalls dazuzurechnen. Aus dem Verbreitungsgebiet der genannten Schichten lag die Grundwasserspense z. Z. der Trockenwetterabflußmessungen zwischen 1,0 und 3,9 l/s · km².

Eine mäßige bis sehr geringe Trennfugendurchlässigkeit weisen diejenigen Schichtglieder auf, die sich vorwiegend aus tonigen und siltigen Gesteinen aufbauen und in die einzelne Sandsteinfohlen eingeschaltet sind. Die Grundwasserspense aus diesem Bereich ist geringer als aus dem Verbreitungsgebiet der zuvor genannten Gesteinsserien. Ebenfalls zählen dazu geringmächtige Schichtglieder, die zwar vorwiegend aus Sandstein bestehen, aber von mächtigen tonigen Schichten begleitet werden, wie z. B. einige Sandsteinfohlen des Oberdevons. Neben dem Sphärosiderit- und den Kranbuche-Horizont, dem Keratophyrtuff, den Langwiesener und Berleburger Schichten aus dem Kern des Latroper Sattels gehören dazu schiefrige Schichtenpakete, wie die Schichten der Givet-Stufe, Schichten der Adorf-Stufe, Untere und Obere Tonschiefer der Nehden-Stufe, Hemberg-Stufe, Dasberg-Wocklum-Stufe, Hangenberg-Schichten und der unterkarbonische Liegende Alaunschiefer. Aus diesem Gebiet wurde z. Z. der Trockenwetterabflußmessungen eine Grundwasserspense zwischen 0,7 und 2,3 l/s · km² festgestellt.

Eine geringe bis sehr geringe Trennfugendurchlässigkeit herrscht in den Kulm-Grauwacken, die sich vorwiegend aus Tonschiefern und mit eingelagerten Grauwackenbänken aufbauen. Aus ihrem Verbreitungsgebiet floß eine Grundwasserspense zwischen 0,3 und 0,8 l/s · km² ab.

7.3.2. Grundwasser in porösen Gesteinen

Die Lockergesteine im Blattgebiet besitzen im Gegensatz zu den Festgesteinen einen wesentlichen Porenraum, in dem Grundwasser gespeichert und fortgeleitet wird. Die Porendurchlässigkeit wird unter anderen von der Korn-

größenzusammensetzung und dem nutzbaren Porenvolumen bestimmt. Mit zunehmendem Gehalt an Ton und Lehm sinkt die Porendurchlässigkeit.

Im allgemeinen kann aus Lockergesteinen nur in den Talungen Grundwasser gefördert werden. Die Menge des gewinnbaren Wassers hängt wesentlich von der Größe des Niederschlagsgebietes, Breite der Talauflage, Mächtigkeit und petrographischen Ausbildung des Grundwasserleiters ab. Weiterhin ist die Möglichkeit der Einspeisung von Grundwasser aus dem unterlagernden Festgestein zu berücksichtigen. Die nutzbare Wassermenge wird schließlich von technischen, wirtschaftlichen und hygienischen Gesichtspunkten bestimmt. In Trockenzeiten oder bei starker Absenkung des Wasserspiegels im Brunnen ist bei der Förderung von Talgrundwasser zusätzlich mit Uferfiltrat zu rechnen, d. h. mit Wasser, das im Flußbett versickert und über den Grundwasserleiter der Gewinnungsanlage zufließt.

Im Hinblick auf die Grundwasserführung in Lockergesteinen liegen die günstigsten Verhältnisse in den Gesteinen des Zechsteins vor. Allerdings ist ihr Verbreitungsgebiet nur sehr klein, so daß es für den Wasserhaushalt im Blattgebiet nur von untergeordneter Bedeutung ist. In den Ablagerungen des Zechsteins südlich von Hallenberg liegen wenig verfestigte Schichten aus tonig-feinsandigen Lagen mit kleinen konglomeratartigen Bruchstücken von Kiesel-schiefern, Sandsteinen und Quarziten vor. Die Mächtigkeit ist im Blattgebiet nicht genau bekannt; es sind aber über 20 m zu erwarten. Südlich des Blattbereiches bei Bromskirchen (Bl. 4917 Battenberg) sind 60 m erbohrt worden. Die Porendurchlässigkeit dürfte gut bis mäßig oder stark wechselnd sein.

Weitere grundwasserführende Lockergesteine, die aus lehmigen Schottern und Kiesmaterial bestehen, treten vorwiegend in den Bachtälern auf. Die Mächtigkeit der Lockergesteine in den Tälern ist stark wechselnd, meistens ist aber mit einer Dicke unter 3 m zu rechnen. Nur im Nuhne-Tal unterhalb der Einmündung des Liese-Baches sind etwas mächtigere Talauflüßungen zu erwarten. In der Hydrogeologischen Karte (Taf. 2) sind deshalb grundwasserführende Lockergesteine in den Tälern nur in diesem Abschnitt dargestellt worden. Es liegen hier geringmächtige Porenwasserleiter mit mäßiger bis guter Porendurchlässigkeit vor.

7.4. Quellen

Die meisten Quellen im Blattgebiet treten aus den die Hänge und Hochflächen bedeckenden Lockergesteinen aus (Hangschuttquellen). Zur Speisung der Quellen trägt wesentlich die Auflockerungszone über dem festen Fels bei, die sehr gut wasserdurchlässig ist. Die Quellen liegen gewöhnlich am oberen Ende der sich verengenden Täler und speisen kleine Bäche oft aus mehreren Wasseraustritten. Stellenweise sind einzelne Quellen nicht festzustellen; es ist nur eine versumpfte Quellmulde vorhanden, an deren unterem Ende der Bachlauf beginnt.

Die Schüttung der Hangschuttquellen ist weitgehend vom Niederschlag und dem Speichervermögen der Lockergesteine abhängig. In hängigen Lagen ist normalerweise mit einer geringen Leistung der Hangschuttquellen zu rechnen, da einmal die Lockergesteine geringmächtig sind und zum anderen das Niederschlagswasser wegen des starken Reliefs großenteils oberflächenhaft abfließt. In Trockenzeiten geht die Schüttung der Hangschuttquellen stark, teilweise bis zum Versiegen zurück.

Neben Hangschuttquellen gibt es im Blattgebiet Quellen aus Störungszonen und Stau- oder Schichtquellen. Sie weisen oft eine höhere Schüttung als Hangschuttquellen auf und fließen auch noch nach längerer Trockenheit. Allerdings sind diese beiden Quelltypen von Hangschuttquellen im Gelände oft nicht zu unterscheiden.

Eine ausgesprochene Störungsquelle findet sich an der Ziegenhelle, die nach einer Aufschürfung 1971 noch 200 m³/d geschüttet hat. Weitere Störungsquellen liegen auf der Dreislarer Störung und auf der großen Störung im Liese-Tal. Allerdings fallen diese Quellen nicht durch besonders hohe Schüttungsmengen auf, wie z. B. die Quelle Mertensborn, die auf dem Störungssystem des Liese-Tals sitzt und von Hesborn genutzt wird.

Im Grenzbereich zwischen sandigen, gut trennfugendurchlässigen Gesteinen und stark tonigen, weniger durchlässigen Gesteinen treten mehrfach Schicht- oder Stauquellen zutage, z. B. im Grenzbereich zwischen Unterem Quarzit und Dachschiefer-Horizont und Berleburger Schichten, zwischen Oberem Quarzit und Schichten der Givet-Stufe, zwischen Nehden-Tonschiefern und dem Nehden-Sandstein, zwischen dem Liegenden Alaunschiefer und dem Lydit sowie zwischen Kieseligen Übergangsschichten und den Kulm-Grauwacken. Allerdings geht ihre Leistungsfähigkeit meistens nicht über die von Hangschuttquellen hinaus.

7.5. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Grund- und Oberflächenwasser enthalten stets einen Anteil gelöster Stoffe. Art und Menge dieser Stoffe werden von verschiedenen Faktoren bestimmt. Aus der Luft nimmt das Regenwasser Sauerstoff, Kohlendioxid und andere Gase auf. Im Grundwasserleiter verstärken diese Stoffe die Lösungskraft. Die Verweildauer des Wassers im Verwitterungsboden und im Grundwasserleiter beeinflusst wesentlich die Menge der chemischen Beimengungen. Landwirtschaftliche Düngung, Verdunstung, Ionenaustausch an Tonmineralien, Adsorption, Hydrolyse, Sulfatreduktion und Belastung der Luft mit Abgasen, Mischung mit Wässern aus anderen Herkunftsbereichen usw. verändern die chemische Zusammensetzung des Grundwassers, d. h. die Konzentration und Zusammensetzung der im Grundwasser gelösten Stoffe ist variabel. Zur hydrochemischen Charakterisierung der Grundwässer sind chemische Vollanalysen notwendig (BOLSENKÖTTER & WERNER 1968).

Im Sommer 1971 wurden an 30 Stellen Wasserproben entnommen, die in verschiedenen geologischen Positionen liegen (Tab. 19 u. Taf. 2). Die schwach mineralisierten Wässer aus dem Blattgebiet erlauben meist nicht eine Typisierung mit Hilfe von mval-%, wie sie besonders bei den Mineralwässern üblich sind, da bereits geringe Konzentrationsänderungen den Wassertyp unverhältnismäßig stark beeinflussen. Falls die mval-% dennoch interessieren, lassen sie sich leicht aus den Angaben in der Tabelle 19 errechnen.

Der Gesamtlösungsinhalt der Proben bewegt sich zwischen 57 und 164 mg/l. Bei den Wässern handelt es sich also um oberflächennahes Grundwasser mit nur geringer Mineralisation, die auf eine kurze Verweildauer im Untergrund schließen läßt. Die Härte des Wassers schwankt zwischen 1,3 und 6,3 °d, es liegt also durchweg weiches bis sehr weiches Wasser vor. Fast alle untersuchten Wässer weisen über 20 mval-% SO_4 -Anionen auf, daneben tritt HCO_3 als beherrschender Anionen-Anteil. Untergeordnet kommen auch über 20 mval-% Cl-Anionen vor. Leicht erhöhte Gehalte von SO_4 kommen z. T. in den unterkarbonischen Gesteinen vor, was auf eine gewisse Pyritführung zurückzuführen ist.

7.6. Wassergewinnung und Wasserreserven

7.6.1. Höffigkeit

Mit Höffigkeit (Grundwasserhöffigkeit) wird die geschätzte Ergiebigkeit von Grundwasserleitern bezeichnet (SCHERLER 1969). Sie wird von der Trennfugendurchlässigkeit in normal geklüfteten Gesteinen und der Porendurchlässigkeit von porösen Gesteinen bestimmt.

Zur Beurteilung der Höffigkeit werden die Förderleistungen von Brunnen im festen Gestein mit einer Tiefe von 50 – 80 m und einem Mindestdurchmesser von 250 mm herangezogen. Dabei wurde vorausgesetzt, daß diese Brunnen ein normal geklüftetes Gebirge angetroffen haben und nicht eine Störungzone oder intensiv geklüftetes Gestein, wie es z. B. in Faltenumbiegungen auftritt. Brunnen in tektonischen Auflockerungszonen schütten oft erheblich mehr als hier bei der Beurteilung der Höffigkeit als Schätzwert angegeben wird. Weiterhin wird vorausgesetzt, daß ein klüftiger Grundwasserleiter unter den Talsohlen weitgehend mit Grundwasser erfüllt ist. An Hängen und auf Bergen ist auf Grund der morphologischen Situation nicht mit einer vollständigen Ausfüllung der Klüfte mit Grundwasser zu rechnen. In den Bereichen mit poredurchlässigen Lockergesteinen wird ein zusätzlicher Zufluß mit in die Beurteilung der Höffigkeit einbezogen. Mächtigere gut poredurchlässige Lockergesteine heben die Wasserhöffigkeit wesentlich.

Die täglich gewinnbaren Wassermengen unterteilte GRAHMANN (1958) in Stufen von sehr groß (I, 10 000 m³/d) bis „zeitweise oder dauernd keine“

(VI, nur für Hausversorgung). Danach kann die Höffigkeit im Blattbereich den Stufen IV (gering 100 – 500 m³/d) bis VI (nur für Hausversorgung) zugeordnet werden.

Bei den Aussagen zur Höffigkeit im Blattbereich werden Störungszonen oder stark geklüftete Bereiche nicht gesondert berücksichtigt. Es ist aber damit zu rechnen, daß die Ergiebigkeit dort über den angegebenen Schätzwerten liegt.

Der wasserhöffigste Bereich im Blattgebiet wird von den Zechsteinablagerungen südöstlich von Hallenberg gebildet. Die besseren Wassergewinnungsmöglichkeiten aus dem Zechstein liegen allerdings weiter südlich im Blattgebiet 4917 Battenberg, wo bei Bromskirchen aus einer 67 m tiefen Bohrung 1000 m³/d artesisch ausfließen.

In Störungszonen oder in sehr stark geklüftetem Gestein kann die Höffigkeit über 100 m³/d liegen. Unter sehr günstigen Umständen können aus Störungszonen auch noch größere Wassermengen erschlossen werden. In der Hydrogeologischen Karte (Taf. 2) sind diese Gebiete nicht gesondert bewertet worden, weil Störungen nur sehr schwer genau zu lokalisieren sind.

Ebenfalls ist mit einer erhöhten Höffigkeit in den Tälern zu rechnen, die in Richtung von Störungen oder vorherrschenden Klufscharen liegen (s. S. 170).

7.6.2. Wasserversorgung

Die Trinkwasserversorgung der Bevölkerung im Blattbereich erfolgt durch örtliche Interessengemeinschaften oder kleine Wasserwerke, die ihr Wasser aus Brunnen oder meistens aus Quelfassungen beziehen. Daneben bestehen Einzelbrunnen zur Versorgung weniger Verbraucher. Die Quelfassungen liegen durchweg in schmalen Tälern mit verhältnismäßig kleinen Einzugsgebieten. Um sich ein Bild von der Leistungsfähigkeit der Quellen und kleinen Brunnen im Blattgebiet zu machen, sind einige Wassergewinnungsanlagen in der Tabelle 20 aufgeführt, von denen Leistungsdaten bekannt sind. Bei der Beurteilung der Leistungsfähigkeit von Quelfassungen muß von der Fördermenge zu Trockenzeiten ausgegangen werden. Die angegebenen Minimalwerte in der Tabelle 20 geben die Leistung in der sommerlich trockenen Jahreszeit an. Im extrem trockenen Jahr 1959 lag die minimale Leistung z. T. noch unter den angegebenen Werten. Die meisten Quelfassungen weisen eine Minimalleistung zwischen 28 und 43 m³/d auf. Die dazugehörigen Einzugsgebiete sind meist zwischen 0,1 und 0,25 km² groß. Einige weitere Quelfassungen haben Minimalleistungen zwischen 62 und 70 m³/d aus 0,13 – 0,33 km² großen Einzugsgebieten. Die höchste Minimalleistung zeigt die Quelfassung Mertensborn (Liesen) mit 102 m³/d. Der Quelfassung fließt sehr wahrscheinlich tieferes Grundwasser aus einer Störungzone zu.

7.6.3. Schutz des Grundwassers

Der Standort einer Wassergewinnungsanlage wird nicht nur von der Höffigkeit des Grundwasserleiters oder ganz allgemein von der hydrogeologischen Situation bestimmt. Der Schutz vor Verunreinigungen ist für die Standortfrage von entscheidender Bedeutung. Für ein Wassergewinnungsgelände der öffentlichen Versorgung müssen Trinkwasserschutzgebiete nach den „Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete“ des Deutschen Vereins von Gas- und Wasserfachmännern (1961¹²) auszuweisen sein.

Gesetzliche Grundlage ist § 19 des Wasserhaushaltsgesetzes. Durch entsprechende Verwaltungsvorschriften ist die Beteiligung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen bei der Ausweisung von Schutzgebieten geregelt.

Eine bakterielle Gefährdung geht in erster Linie von bewohnten Gebieten, landwirtschaftlichen Betrieben, Plätzen mit Menschenansammlungen (Sportplätze, Badeanstalten, Campingplätze) Schutthalden und Mülldeponien aus. Eine chemische Beeinträchtigung kann durch Fabrikationsanlagen, die auslaugbare Stoffe herstellen oder verarbeiten, Mineralöltanklagern und Mineralölfabriken, durch Tankstellen, Lagerung von Düngemitteln und Mülldeponien hervorgerufen werden. In den Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete sind weitere Gefahrenquellen aufgeführt.

7.6.4. Wasserreserven

Aus den Talablagerungen der Nuhne sind nur geringe Grundwassermengen gewinnbar, die als Zusatzversorgung für Hallenberg nutzbar sind. Aus den halbverfestigten Gesteinen des Zechsteins südlich von Hallenberg sind auch größere Grundwassermengen gewinnbar. Die aussichtsreichsten Bohrstellen liegen allerdings südlich des Blattbereichs.

Die Grundwassergewinnung aus festem Gestein ist, abgesehen von Stollenanlagen, nur durch tiefere (50 – 80 m) Brunnenbohrungen möglich. Wie auf Seite 170 erörtert, eignen sich zum Ansatz besonders Störungen, stark zerklüftete Zonen und Kalkgesteine. Beim Ansetzen von Bohrungen sind tektonische Faktoren stärker zu berücksichtigen als stratigraphisch-lithologische. Allerdings sind Störungen wie auch Sattel- und Muldenumbiegungen oftmals wegen mangelnder Aufschlüsse schlecht zu lokalisieren. Vor dem Bau von Förderbrunnen werden aus Gründen der Zweckmäßigkeit sowie zur Einschränkung des Risikos kleinkalibrige Versuchsbohrungen niedergebracht, die sowohl über die Grundwasserergiebigkeit als auch über den Schichtenaufbau Auskunft geben.

¹²) neue Ausgabe ist in Vorbereitung

Recht aussichtsreiche Bohrstellen liegen im Tal der Liese und Nuhne, und zwar dort, wo die große Liesetal-Querstörung die beiden Täler von Nordwesten nach Südosten durchläuft. Gleichfalls gute Aussichten bieten die Störungszonen im Orke-Tal und im Liese-Tal bei Liesen, wie auch jede andere größere Störung eine höhere Wasserwegsamkeit aufweist.

Außer Brunnenbohrungen bieten sich in dem bergigen Gelände Quellen zur Nutzung an. Die Bedeutung der Quelfassungen ist aber allgemein wegen erhöhter Anforderungen in mengenmäßiger und hygienischer Hinsicht zugunsten zentraler Wasserversorgungsanlagen zurückgegangen. In Trockenzeiten sind besonders Hangschuttquellen leistungsschwach. Quellen, die im Bereich von Störungszonen liegen, besitzen dagegen im allgemeinen eine gleichmäßigere Quellschüttung, da ihnen tieferes Grundwasser über Klüftzonen zufließt. Vor der Fassung von Quellen sollten jeweils mehrjährige Schüttungsmessungen vorliegen, die eine Beurteilung der Leistungsfähigkeit auch in Trockenzeiten erlauben.

8. Ingenieurgeologie

Von PETER WEBER

Der ingenieurgeologische Teil der Erläuterungen zu Blatt Hallenberg kann wegen des Kartenmaßstabes und der Aufschlußdichte im Blattgebiet nur als Übersicht gewertet werden. Die Angaben zu den Eigenschaften und den Bodenkennwerten der Locker- und Felsgesteine, die im Rahmen dieser Ausführung gemacht werden, können ingenieurgeologische Spezialuntersuchungen nicht ersetzen. Die ingenieurgeologische Beschreibung des Untergrundes erfolgt der Übersichtlichkeit wegen getrennt für die einzelnen geologisch-morphologischen Einheiten des Blattgebietes (vgl. Abb. 2, S. 20).

8.1. Angaben für die einzelnen Gebiete

8.1.1. Winterberger Hochland

Das Winterberger Hochland nimmt den nordwestlichen und südwestlichen Teil des Blattgebietes ein. Den Felsuntergrund im nordwestlichen Teil bilden Ton- und Schluffsteine, denen nur untergeordnet Sandsteinfohlen zwischengeschaltet sind. Im südwestlichen Teil nimmt der Sandsteinanteil an der Schichtenfolge zu; die Ausstrichbreite der teilweise quarzitisches Sandsteine die aber auch Ton- und Schluffsteinlagen enthalten, beträgt teilweise mehr als 1 km. Die Schichten streichen generell NE – SW; das Einfallen ist der teilweise intensiven Spezialfaltung entsprechend unterschiedlich steil nach Nordwesten oder Südosten gerichtet.

Das Trennflächengefüge des Gebirges wird von Schicht-, Kluft-, Schieferungs- und Störungsflächen gebildet.

Die Schichtfugen sind in den Sandstein- und Quarzittfolgen deutlich ausgeprägt und lösen einander im Dezimeter-Abstand, selten im Meter-Abstand (Nehden-Sandstein) ab. In den Ton- und Schluffsteinen sind Schichtfugen meist weniger deutlich ausgeprägt.

Kluftflächen sind in den Sandsteinfohlen und Quarzittfolgen deutlich ausgeprägt; der Kluftabstand liegt im Dezimeter-Bereich, örtlich auch im Meter-Bereich. Je nach Bankmächtigkeit und Kluftabstand sind diese Gesteine plattig-quaderförmig und blockig zerlegt.

Die Zerklüftung des Gebirges ist in den Ton- und Schluffsteinen gegenüber den Sandsteinen und Quarziten weniger deutlich; weit aushaltende Klüfte stehen meist im Meter-Abstand. Im übrigen ist das Gestein lediglich ange-

klüftet, der Durchtrennungsgrad der Klüfte unvollständig, und die Klufflächen sind kurzflächig.

Die Schieferung bedingt in den Ton- und Schluffsteinen eine von der Schichtung und Klüftung unabhängige Teilbarkeit des Gesteins. Die Schieferungsflächen streichen generell NE – SW; das Einfallen ist steil bis mittelsteil nach Südosten gerichtet. Tektonisch wenig beanspruchte sowie sandige Gesteine sind meist nur angeschiefert, die Schieferungsflächen kurzflächig, uneben und wellig. In tektonisch stark beanspruchten Positionen lösen sich die Schieferungsflächen im Millimeter-Abstand ab und sind eben und glatt.

Die Sandsteine, Quarzite sowie von Trennflächen wenig durchsetzte, massive Ton- und Schluffsteine sind im allgemeinen verwitterungsbeständig. Kalkhaltige Ton- und Schluffsteine sind oberflächennah oft vollständig braun verfärbt, teilweise zersetzt und weitgehend entfestigt. Knoten-, knollen- und bänderförmige Kalkanreicherungen verwittern oberflächennah zentimeter- bis dezimetertief meist zu einem braunen Mulm. Infolge der Gesteinszerlegung wird in deutlich geklüfteten, geschieferten oder spezialgefalteten Gesteinen der Verwitterungseinfluß begünstigt und bewirkt eine z. T. erhebliche Entfestigung des Gebirges. Die Verwitterungstiefe ist sehr unterschiedlich. Eine Zone, in der der Schichtenverband weitgehend aufgehoben und das Gebirge entfestigt ist, reicht durchschnittlich 0,5 – 2,0 m unter Felsoberfläche. Anhaltspunkte für eine tiefreichende Verwitterung und Zersetzung der Gesteine im Winterberger Hochland fehlen.

Die Gebirgsfestigkeit ist nach Gesteinsausbildung, tektonischer Beanspruchung und dem Grade der Verwitterung unterschiedlich. Für den unverwitterten belastungsunempfindlichen Fels können E-Modul-Werte zwischen 10 000 kp/cm² und 80 000 kp/cm² angenommen werden. Die niedrigen Werte treffen vorwiegend für die dünnblättrigen bis dünnplattigen oder deutlich geschieferten Ton- und Schluffsteine, die höheren Werte für massive Schluffsteine sowie Sandsteine und Quarzite zu.

Die Standsicherheit und die möglichen Neigungen der Straßen- und Baugrubenböschungen im Fels werden von der Stellung des Trennflächengefüges, der Ausbildung der Trennflächen sowie vom Verwitterungsgrad des Gesteins bestimmt. Bei der Standsicherheitsbeurteilung von Böschungen, die parallel oder spitzwinklig zum Streichen der Schichten angelegt sind, gilt in Gesteinsfolgen mit deutlich ausgeprägten Schicht- oder Schieferungsflächen das besondere Augenmerk dem oft rasch wechselnden Einfallen der Schichten sowie der Stellung und Ausbildung der Schieferungsflächen. Bei Böschungen, die quer zum Schichtstreichen angelegt werden, wird die Böschungsneigung generell von den um Nordwest – Südost streichenden und mittelsteil bis steil nach Nordosten oder Südwesten einfallenden Querklüften bestimmt. Verschneidungslinien von Trennflächen, die flacher als die Böschung hang-

auswärts geneigt sind, sowie Störungszonen wirken sich ebenfalls ungünstig auf die Standsicherheitsbeurteilung aus und begünstigen die Felssturz- oder Steinschlaggefahr. Bindige Beläge auf den Trennflächen setzen, besonders in Verbindung mit Wasser, den Reibungswinkel erheblich herab. Für die Standsicherheitsbeurteilung von Felsböschungen, aber auch für die Planung und den Bau von Untertageanlagen, sind wegen der wechselnden tektonischen Verhältnisse eingehende Gefügeuntersuchungen notwendig.

Hinweise auf fossile oder rezente Hangrutschungen an den Hängen des Winterberger Hochlandes fehlen; Hakenschlagen, das auf oberflächennahe Hangbewegungen hinweist, wurde jedoch beobachtet.

Bei der Beurteilung der Wasserdichtigkeit des Untergrundes muß zwischen der Durchlässigkeit im Gestein und im Gebirge unterschieden werden. Die Porosität der Gesteine ist von untergeordneter Bedeutung. In Gesteinen mit Kalkknoten, Kalknollen und Kalkbändern übertreffen meist sekundäre Auflösungserscheinungen die primäre Porosität des Gesteins. Diese Auflösungserscheinungen bleiben erfahrungsgemäß meist auf oberflächennahe Bereiche begrenzt. Es kann daher örtlich mit einer erhöhten Durchlässigkeit des Gebirges in diesen Schichten gerechnet werden. Die Durchlässigkeit des Felsuntergrundes ist in den deutlich geklüfteten Sandsteinen und Quarziten gut. In den weniger zerklüfteten Ton-/Schluffsteinfolgen ist – von Sättel-, Mulden- und Störungszonen abgesehen – die Wasserwegsamkeit des Gebirges meist gering. Der Beurteilung der Dichtigkeit des Felsuntergrundes kommt bei der Planung von Stauanlagen besondere Bedeutung zu.

Die Zusammensetzung der Lockergesteinsablagerungen ist je nach Ausgangsmaterial, Verwitterbarkeit und Transportweg verschiedenartig und wechselnd. Entsprechend sind die geotechnischen Eigenschaften dieser Böden sowie ihre Bodenkennwerte sehr unterschiedlich. Auf den Hochflächen und an den Hängen des Winterberger Hochlandes liegt generell unter einer bis zu 0,7 m mächtigen steinarmen Schicht, in der die bindigen Anteile vorherrschen, ein Hangschutt, der meistens aus Steinen mit Sand und etwas Schluff mit Ton besteht und dem gelegentlich Schlufflinsen eingelagert sind. Die überwiegend bindigen Böden sind frost- und belastungsempfindlich, auch ist die Bearbeitbarkeit bei höheren Wassergehalten erschwert. Die E-Moduln schwanken zwischen 80 kp/cm² und 120 kp/cm². In der Hangschuttdecke können, soweit ein Korn-an-Korn-Gefüge vorhanden ist, E-Modul-Werte zwischen 400 kp/cm² und 600 kp/cm² angenommen werden. Für die Auenlehmedecke in den Tälern und die darunter liegenden verlehnten Schotter gelten ähnliche Werte.

Aufgrund von Beobachtungen auf den Nachbarblättern 4816 Girkhausen und 4717 Niedersfeld kann im Winterberger Hochland in den Talanfangsmulden mit schätzungsweise bis zu ca. 10 m mächtigen Lockergesteinsablagerungen

(Bänderschutt) gerechnet werden. Dieser setzt sich vorwiegend aus teilweise kantengerundeten Steinen, Sand sowie Schluff und etwas Ton zusammen. Die E-Moduln dieser Ablagerungen können mit 600 kp/cm² bis 800 kp/cm² angesetzt werden.

Torfvorkommen treten nur örtlich auf. Im südwestlichen Teil des Winterberger Hochlandes sind Übergangsmoore vorwiegend an flache Quellwannen gebunden. Im nordwestlichen Teil des Winterberger Hochlandes haben sich in den Tälern Niedermoores gebildet. Die Mächtigkeit dieser Moorbildungen liegt im Meter-Bereich. Die sehr setzungsempfindlichen organischen Ablagerungen besitzen E-Modul-Werte zwischen 20 und 50 kp/cm². In Gebieten, in denen organische Ablagerungen zu erwarten sind, empfiehlt sich für die Planungszwecke eine besonders eingehende Erkundung des Untergrundes, da die organischen Ablagerungen aus der Gründungssohle der Bauwerke entfernt werden müssen.

Für die Gewinnung von hochwertigem Schüttmaterial eignen sich Sandsteine und Quarzite sowie sandige, kompakte, kalkfreie Schluffsteine. Die Ton- und Schluffsteine – insbesondere aber die kalkhaltigen – besitzen eine geringe Verwitterungsbeständigkeit und sind vorwiegend frostempfindlich. Die dünnblättrigen bis plattigen oder enggeschieferten Gesteine fallen bei der Gewinnung kleinstückig an. Beim Einbauen und Verdichten des Schüttmaterials neigt dieses Material wegen seiner geringen Abriebfestigkeit zu einer Schmierfilmbildung, die die Standsicherheit vermindert. Die Lockergesteinsablagerungen – vom steinreichen Bänderschutt abgesehen – stellen ein geringwertiges Schüttmaterial dar. Der ordnungsgemäße Einbau und die Verdichtung sind nur bei entsprechenden Witterungsverhältnissen und Wassergehalten des Schüttmaterials möglich.

8.1.2. Hohe Seite

Das Gebiet der Hohen Seite, eine junge, stark zertalte Erosionslandschaft mit tief eingeschnittenen Tälern, nimmt den zentralen und nördlichen Teil des Blattgebietes ein. Sie bildet den morphologischen Übergang zwischen dem Winterberger Hochland und dem Hallenberg–Medebacher Hügelland im Südosten des Blattgebietes (vgl. Abb. 2, S. 20).

Der Felsuntergrund im Gebiet der Hohen Seite setzt sich aus einer Wechselfolge von teilweise quarzitischen Sandsteinen mit Ton- und Schluffsteinen zusammen; der Anteil Tonstein/Schluffstein zu Sandstein beträgt ca. 1,5 : 1,0. Daneben tritt ein bis zu 4 m mächtiger Keratophyrtuff auf, der aber nur örtlich ansteht und wegen der geringen Ausstrichbreite für die geotechnische Beurteilung des Untergrundes von untergeordneter Bedeutung ist.

Den Felsuntergrund prägt eine intensive Falten tektonik. Die Trennflächen sind deutlich ausgebildet. In den sandigen und quarzitischen Gesteinsfolgen sind Schichtfugen und Kluffflächen vorherrschend. In den Ton- und

Schluffsteinen überwiegen Schieferungsflächen und Klüftflächen; die Schichtfugen sind kaum ausgeprägt und bilden mechanisch weniger wirksame Flächen. Auffällig sind im Gebiet des Züscherer Sattels steile, mit $30 - 70^\circ$ nach Südwesten abtauchende Faltenachsen. Die Stellung und Ausbildung des Trennflächengefüges ist für die Standsicherheitsbeurteilung von An- und Einschnitten sowie von Baugrubenböschungen wesentlich. Besondere Beachtung müssen hierbei Bereiche mit steil abtauchenden Faltenachsen finden, da es hier auch bei quer zum Schichtstreichen verlaufenden Böschungen und Anschnitten notwendig wird – ähnlich wie bei ungünstigen Verschneidungslinien von Trennflächen – die Böschungsneigungen dem Trennflächengefüge anzupassen oder ggf. Hangsicherung vorzusehen.

Die Verwitterungszone im Festgestein, innerhalb der der Schichtenverband weitgehend aufgelockert und das Gestein z. T. zersetzt und entfestigt ist, reicht in der Regel 1 – 3 m tief unter die Felsoberfläche. In stark kalkhaltigen Gesteinsfolgen reicht der Verwitterungseinfluß und damit auch die Verfärbung und Entfestigung erheblich tiefer. Die Keratophyre zerfallen infolge Verwitterung grusig und wurden früher als Mörtelzuschlag verwendet. Im übrigen treffen die Verwitterungserscheinungen, wie sie für die Gesteine des Winterberger Hochlandes beschrieben wurden, zu.

Bei Gründungsarbeiten im Festgestein im Rheinischen Schiefergebirge haben Erfahrungen, die bei Großprojekten gewonnen werden konnten, gezeigt, daß die Auflockerung des Gebirges in den flachen Hängen tiefer reicht als in den steilen Hängen. Bei Gründungen in Hanglagen empfiehlt es sich, die Bauwerke einheitlich zu gründen. Im allgemeinen wird eine Gründung im Fels ohne nennenswerten Lockergesteinsabtrag möglich sein, da der Überlagerungsboden in der Regel geringmächtig (wenige Dezimeter bis ca. 1 m) ist.

Im Blattbereich können fossile Hangrutsche vorkommen. Es muß daher eine Gründung in solchen Bereichen vermieden werden, da eine Aktivierung durch die Bauwerkslast möglich und somit der Bestand des Bauwerks gefährdet ist.

Der Felsuntergrund ist im frischen, unverwitterten Zustand belastungsunempfindlich. Die Gebirgsfestigkeiten liegen zwischen $10\,000\text{ kp/cm}^2$ und $80\,000\text{ kp/cm}^2$. Diese Werte müssen in der Verwitterungszone je nach Klüftigkeit, Zersetzungsgrad und Entfestigung des Gesteins erheblich reduziert werden und können in stark zersetzten Gesteinspartien Werte um 500 bis 800 kp/cm^2 erreichen.

Im Gebiet der Hohen Seite sind drei große Verwerfungszonen bekannt. Erfahrungsgemäß muß im Bereich solcher Zonen mit einer stärkeren Gebirgsauflockerung gerechnet werden. Die Gründungsarbeiten für Großbauwerke und die Anlage von Böschungen und Untertagebauten können in solchen Bereichen erheblich erschwert werden.

Die Lockergesteinsüberdeckung an den Hängen und auf den Höhen ist gering und bleibt in der Regel unter 1 m. Geotechnische Bedeutung besitzen im allgemeinen nur Bereiche mit mehr als 1,5 m mächtigen Lockergesteinsablagerungen. Diese sind meist an Talanfangsmulden, Einsenkungen oder Unterhänge gebunden. Im linken Talhang des Ahrebach-Tales ist ein 10 m mächtiger Bänderschutt (Gesteine kantengerundet in Fein- bis Mittelkiesgröße mit Sand, untergeordnet bindige Bestandteile) aufgeschlossen. Entsprechend der stark wechselnden Zusammensetzung dieser Ablagerungen sind auch die Bodenkennwerte sehr unterschiedlich. Die überwiegend bindigen Böden mit einem geringen Steinanteil sind belastungsempfindlich; die E-Modul-Werte schwanken zwischen 80 und 200 kp/cm². Die vorwiegend bindigen, schluffigen Böden sind wasserempfindlich und reagieren auf dynamische Beanspruchung mit Konsistenzänderung.

Die überwiegend steinigen Böden mit einem Korn-an-Korn-Gefüge (z. B. Bänderschutt) erreichen E-Modul-Werte zwischen 600 bis 800 kp/cm². Zur Vermeidung von unterschiedlichen Setzungen sollte bei Gründungsarbeiten, insbesondere im Hangbereich, mit einer mächtigen Lockergesteinsüberdeckung ein einheitlicher Untergrund in der Gründungssohle angestrebt werden. Bei der Anlage von Böschungen in mächtigen Lockergesteinsansammlungen müssen diese entsprechend der Zusammensetzung des Bodens auf 25 – 35° abgeflacht werden; bei der Standsicherheitsbeurteilung muß auch die Wasserführung dieser Schichten beachtet werden.

Die Talablagerungen in den Hauptälern der Hohen Seite bleiben infolge der Erosionskraft (Gefälle 1,3 – 3,9 %) gering und erreichen in der Regel Mächtigkeiten zwischen 1 und 2 m. Sie bestehen vorwiegend aus Auenlehm, nur untergeordnet kommen Schotter vor. Im Bereich von Schwemmkegeln, die von den Seitentälern zungenförmig auf den Auenlehm übergreifen, muß mit mächtigeren, bindigen Ablagerungen gerechnet werden. In den Talböden der Nebentäler stehen angeschwemmter, wenig aufbereiteter und sortierter Hangschutt und Gehängelehm an.

Die Talablagerungen sind kaum oder nur mäßig konsolidiert und belastungs- und wasserempfindlich sowie frostgefährlich. Die E-Modul-Werte liegen zwischen 80 und 150 kp/cm². Die nur spärlich vorkommenden Schotter sind als Baugrund von untergeordneter Bedeutung. Organische Einschaltungen in den Talablagerungen sind nicht bekannt.

Als Schüttmaterial mit hohen Anforderungen (Druckfestigkeit, Härte, Verwitterbarkeit) kommen Sandsteine, quarzitisches Sandsteine sowie sandreiche, aber kalkfreie Schluffsteine in Betracht. Die Lockergesteine sind – von dem überwiegend steinigen Bänderschutt abgesehen – als Schüttmaterial wenig geeignet.

8.1.3. Hallenberg – Medebacher Hügelland

Der flachwellige, durch einzelne Höhenzüge und flach muldenförmige Täler untergliederte Raum des Hallenberg – Medebacher Hügellandes nimmt den südöstlichen Teil des Blattgebietes ein. Den größten Raum beanspruchen dort wechselnd sandige Schluff- und Tonsteine, denen einzelne scharf begrenzte Sandsteinfolgen und -bänke eingeschaltet sind. Flächenhaft weniger verbreitet ist im nordöstlichen Teil des Gebietes eine Wechselfolge aus Tonsteinen, Kieselkalken und Lyditen.

Schichtfugen sind deutlich ausgeprägt. Während die Tonsteine meist blättrig sind, lösen sich in den Schluff- und Sandsteinen sowie in den chemischen Sedimenten die Bankfugen im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich ab.

Soweit in den Aufschlüssen beobachtet werden kann, ist der Felsuntergrund intensiv (Meter- bis Dekameter-Bereich) in Sättel und Mulden gefaltet. Der tektonischen Beanspruchung des Gebirges entsprechend ist das Gestein deutlich zerklüftet. Die Kluffkörper haben durchschnittlich Kantenlängen zwischen 10 und 20 cm. Die Gesteine des Unterkarbons sind nicht geschiefert. Bei der Errichtung von An- und Einschnitten sind wegen der Faltung, besonders bei parallel zum Schichtstreichen geführten Böschungen, spezielle Untersuchungen erforderlich. Bei quer zum Schichtstreichen verlaufenden Böschungen kann die Stabilität im allgemeinen günstiger beurteilt werden, da die Böschungsfächen hier im wesentlichen von steil bis mittelsteil nach Nordosten oder Südosten einfallenden Kluffflächen begrenzt werden.

Im unverwitterten Zustand besitzen die Gesteine im allgemeinen eine gute Belastbarkeit. Die E-Modul-Werte der sandigen, kalkigen und kieseligen Gesteinsfolgen liegen in der Regel um 60 000 bis 80 000 kp/cm². In den vorwiegend tonigen Gesteinsfolgen betragen die E-Modul-Werte um 10 000 kp/cm². Im Bereich der Verwitterungszone sind diese Werte erheblich niedriger.

Während die kieseligen und sandigen Gesteine als verwitterungsbeständig anzusehen sind und die oberflächennahe Entfestigung vorwiegend von Trennfugen ausgeht, muß in den Tonsteinen mit einer tieferreichenden Zersetzung und Entfestigung gerechnet werden. Die Gesteine sind z. T. bis 35 m unter Gelände vollständig gerötet. An Trennflächen reicht die Rotfärbung bis in 147 m Tiefe unter Gelände.

Die Lockergesteinsüberdeckung auf den Hängen, Höhenzügen und in den wenig tief eingeschnittenen flach muldenförmigen Tälern ist gering und schwankt in der Regel von wenigen Dezimetern bis ca. 2 m. Lediglich in Talanfängsmulden, Senken und an Unterhängen muß mit einer Lockergesteinsüberdeckung von mehr als 2 m gerechnet werden. Örtlich treten vermutlich bis zu 15 m mächtige Bänderschuttansammlungen auf. Die Eigenschaften und Bodenkennwerte entsprechen den zuvor beschriebenen.

Beim Eintritt der Nuhne in die leicht erodierbaren Schichten des Unterkarbons verbreitert sich das Nuhne-Tal. Unter einer ca. 0,5 m mächtigen Auenlehmdecke aus Schluff, Sand und Ton folgen bindige Ablagerungen mit Schotterlinsen und -lagen. Die Mächtigkeit der Talfüllungen übersteigt in der Regel aber 2 m nicht. Die Auenlehme sind schlecht bis mäßig konsolidiert, wasserempfindlich, kompressibel und als Baugrund daher schlecht geeignet. Die Schotterlagen können dagegen als günstigerer Baugrund angesehen werden, jedoch wird ihre Belastbarkeit durch die bindigen Einschaltungen herabgesetzt. Für nicht bindige Schotter liegen die E-Modul-Werte um 800 – 1 000 kp/cm². Wegen des heterogenen Bodenaufbaues im Tal empfiehlt es sich in jedem Falle, eingehende Baugrunduntersuchungen durchzuführen.

Hochwertiges, frostbeständiges Schüttmaterial kann in den kieseligen und kieselig-kalkigen und sandigen Gesteinsfolgen gewonnen werden. Die Tonsteine sind nicht frostbeständig, verwitterungsanfällig, besitzen eine geringe Festigkeit und sind als Schüttmaterial daher weniger gut geeignet. Vom Bänderschutt abgesehen, sind die vorwiegend bindigen Böden ebenfalls als Schüttmaterial ungeeignet; Einbau und Verdichtung werden durch die Wasserempfindlichkeit erschwert, und eine optimale Verdichtung läßt sich nur bei bestimmten Wassergehalten erreichen.

9. Böden

Von HANS MERTENS

In diesem Teil sind die auf der Bodenkarte (Taf. 3) dargestellten Böden erläutert. Bei der mehrwöchigen Geländeaufnahme im Sommer 1971 wurden die im Entwurf vorliegende Geologische Karte 1 : 25 000, Blatt Hallenberg, sowie die in Frage kommenden Blätter der Bodenkarte 1 : 5000 auf der Grundlage der Bodenschätzung (ARENS 1960, MÜCKENHAUSEN & MERTENS 1966) mitbenutzt.

Es würden sieben Bodeneinheiten ausgeschieden, deren jede innerhalb einer gewissen Spanne gleichartige Verhältnisse aufweist. Die Gleichartigkeit bezieht sich auf das geologische Substrat (Ausgangsgestein), den Bodentyp (profilmorphologisch erkennbarer Entwicklungszustand), die Bodenart (korngrößenmäßige Zusammensetzung) und die Wasserverhältnisse (Grundwasserschwankungsbereich und Staunässegrad). Zusätzlich ist bei den Braunerden das Unterscheidungsmerkmal „Entwicklungstiefe“ berücksichtigt.

Die Bodeneinheiten sind in der Kartenlegende (Taf. 3) aufgeführt und – auch hinsichtlich ihrer Geländelage, Nutzung usw. – kurz erläutert. Die dort angegebenen Zahlenspannen beziehen sich auf die Acker- oder Grünlandzahlen der Reichsbodenschätzung, in denen Abschläge für Wertminderungen durch Klim Ungunst, starke Hangneigung, Schattenlage usw. enthalten sind. Einen Anhalt über die auf bodeneigenen Kriterien beruhenden Bodenzahlen und Grünlandgrundzahlen geben die in den Tabellen 21 und 22 mitgeteilten Klassenzeichen und Wertzahlen.

In den Tabellen 23 und 24 sind die Ergebnisse chemisch-physikalischer Bodenuntersuchungen zusammengestellt. Es handelt sich vornehmlich um Einzelproben aus typischen Horizonten der Braunerden, Pseudogleye und Gleye, die mit Hilfe der Geologischen Karte unter besonderer Berücksichtigung des Ausgangsgesteins entnommen wurden. In Kap. 9.2.4. wird auf die Analysenwerte eingegangen.

Darstellung und Beschreibung der Böden, auch bezüglich ihrer Nutzung, sind in Anlehnung an die Vereinbarungen der Geologischen Landesämter „Die Bodenkarte 1 : 25 000, Anleitung und Richtlinien zu ihrer Herstellung“ (1965) erfolgt. In dieser Anleitung ist auch auf grundlegende bodenkundliche Literatur hingewiesen.

Tabelle 21

Klassenzeichen und Wertzahlen der Bodenschätzung von Braunerden (Auswahl)

Klassenzeichen	Wertzahlen					
	Bodeneinheit B3 ₁		Bodeneinheit B3 ₂		Bodeneinheit B3 ₃	
	Hochland	Oberland	Hochland	Oberland	Hochland	Oberland
IS7Vg IS6Vg	18/11 18/9 20/12	19/13 23/9 26/15 25/20		27/21		
IS5Vg SI7Vg SI6Vg SI5Vg	20/12 30/14 30/17	22/18 20/14 27/21	30/19 33/20 32/16 34/22 36/21 38/23	29/20 39/29 35/19 35/26 34/28 40/30		34/28 43/36 40/30
SI6V SI5V					40/24 43/29 37/22 44/30 46/29	
SI4V sL6V sL5V sL4V L5V			40/20	38/30 45/34	42/29 48/26 52/28	47/39 44/36 39/34 39/31 45/34 44/35 54/46 51/40 47/31 48/38
ISIIIc3 ISIIId2 ISIIId5 ISIIId3 ISIIId2 ISIIId3 ISIIId3 LIIId3 LIIId3 LIIId3 LIIc3 LIIc3	10 Hu 5 Hu 14/10 12 Hu 14 Hu		27/21 30/24 24/19 26/21	34/33 31/29 31 36/32	26/22 24/20	30/18 31/29 34/31 34/33 29/24 36/35

Tabelle 22

Klassenzeichen und Wertzahlen der Bodenschätzung von Stau- und Grundwasserböden sowie Niedermooren (Auswahl)

Klassenzeichen	Wertzahlen				Bodeneinheit H
	Bodeneinheit S2	Bodeneinheit Ga3	Kerbtäler	Bodeneinheit G3 Sohlentäler	
sL4V		54/46			
sL6V	43/37				
L5V	48/40 48/38				
LT6V	42/34 41/31 38/27				
ISIIc2				40/38 38/36	
ISIIId2			28/20 29/25 32/18		
ISIIc3			29/23 15 Hu	33/26	
ISIIId3			27/23 10 Hu	30/22	
ISIIc2			26/18		
ISIIId2			12 Hu		
ISIIId3					
L1b2		65/64 62/61 60/59			
L1c2		53/50		54/48	
L1Ib2		53/50 54/51		54/51 50/47	
L1Ic2		41/40 47/46		46/40 50/46 49/43	
L1Ib3		46/45			
L1Ic3		42/40			
L1I1b1	41/40	54/53	40/26	38/36 41/37 40/33	
L1I1b2		48/47 49/46			
L1I1c2		41/40			
L1I1c3			31/22 12 Hu	47/39	
L1I1c4	34/33		23/20	30/28 34/32 34/29	
L1I1d4			20/18	29/21 23/17	
TI1b3		30/39			15/13
TI1Ib3		37/36			30/27
L/Mob3		34/33			16/13
LMoc3					8 Str
LMoc4					26/20
LMod5					20/18
Mo/Lc3					24/18
MoLd4					24/22
MoLIIc5					16/13 16/15 19/16
MoIIc3					12/11
MoIIc4					
MoIIId5					

9.1. Faktoren der Bodenbildung

Der Boden wird als oberste, durch Atmosphären umgewandelte und durch Organismen belebte Verwitterungsschicht der Erdrinde definiert. Verschiedene Bildungsfaktoren haben im Laufe der Zeit in wechselnder Kombination und mit unterschiedlicher Intensität und Dauer auf diesen Naturkörper eingewirkt und dabei eine Fülle von Bodengestalten (Bodentypen) hervorgerufen. Die im Blattbereich vorliegenden Böden sind vorrangig durch Ausgangsgestein, Klima und Relief, zurücktretend durch Wasser, Vegetation und menschlichen Kultureinfluß geprägt. Da in den Kap. 1 und 7 schon auf die wesentlichsten Faktoren eingegangen worden ist, erübrigt sich an dieser Stelle eine weitere Erörterung. Das schließt nicht aus, daß im folgenden Abschnitt bei spezieller Betrachtung auf die Wirksamkeit einzelner Faktoren hingewiesen wird.

9.2. Beschreibung der Böden

Die dem Festgestein auflagernde Bodendecke stellt ein in Stetigkeitsbereiche zerfallendes Kontinuum dar, deren einzelne Glieder meist durch Unstetigkeits-(Übergangs-)Zonen verbunden sind (EHWALD 1966, SCHLICHTING 1969). Dieses naturgegebene Mosaik (Bodentyp, Subtyp, Varietät u. a.) läßt sich mit Hilfe der bodenkundlichen Systematik sehr genau erfassen, jedoch verbot sich eine detaillierte Bestandsaufnahme allein schon aus Maßstabsgründen. So trat an ihre Stelle die stark vereinfachende Zusammenfassung in sieben Bodeneinheiten (mit sehr verschiedenen Flächenanteilen), die jeweils nach einem oder zwei vorherrschenden Bodentypen benannt sind. Anhand dieser Einheiten und in der gewählten Reihenfolge in der Kartenlegende werden nachfolgend die Böden des Blattgebietes beschrieben.

9.2.1. Terrestrische (grundwasserfreie) Böden

9.2.1.1. Braunerden

Die Braunerde mit der Horizontfolge A–B_v–C gilt als die typische Bodenbildung der gemäßigt humiden Klimazone und entwickelt sich außerhalb des Grund- und Stauwasserbereiches auf fast allen Gesteinen, soweit diese einen gewissen Vorrat an Basen und primären Silikaten besitzen. Diese Voraussetzungen treffen für das Blattgebiet Hallenberg im weitesten Umfang zu. Der dadurch gegebenen typologischen Gleichförmigkeit stehen jedoch prägnante Unterschiede in der Entwicklungstiefe gegenüber, was angesichts des wechselvollen Reliefs verständlich ist. Gewissermaßen als Faustregel ist festzuhalten, daß mit nachlassender Hangneigung die Stärke der Bodendecke zunimmt (Einzelheiten s. unten). Bei der Abgrenzung wurden drei Mächtigkeitsspannen von 2 – 4 dm, 4 – 8 dm und 8 – 15 dm zugrunde gelegt. Die danach ausgeschiedenen drei Einheiten bilden darüber hinaus miteinander Übergänge und durchdringen sich, wenn auch zurücktretend, flächenhaft. So können z. B. innerhalb der Einheit

B3₃ durchaus Flächenanteile der Einheit B3₁ oder B3₂ auftreten. Die gering verbreiteten kleinflächigen und an Schichtköpfe und -rippen gebundenen Vorkommen von Rohböden (A₁-C-Profil) und Rankern (A_n-C-Profil) sind vorherrschend in den Einheiten B3₁ und B3₂ vertreten und wurden nicht gesondert dargestellt.

Die Bodenfarben wurden nach Munsell Soil Color Charts¹³⁾ am Feinmaterial von B_v-Horizonten bestimmt. Für die vorherrschende braungelbe bis gelbbraune Variante gelten die Werte 7,5 YR 5/6, 5/8 sowie 10 YR 4/4, 4/6, 5/4, 5/6, 5/8 u. ä. Die stark zurücktretenden dunkelbraunen, rotbraunen und rötlichen Farben (7,5 YR 4/2 sowie 5 YR 4/3, 4/4, 4/6 u. ä.) sind durch verwitterte rote Sedimentgesteine hervorgerufen. Inwieweit tertiäre Rotverwitterungen eine Rolle gespielt haben, konnte nicht ermittelt werden. Teils bilden die Böden aus rotgefärbtem Ausgangsmaterial flächenhafte Vorkommen, insbesondere im nordöstlichen Blatt- randgebiet (s. Bezeichnung „Rotes Land“ in der Hesborner Feldflur), teils widerspiegeln sie im mehrfachen engräumigen Wechsel mit gelbbraunen Bildungen Gesteinsunterschiede der anstehenden Schichten (z. B. an einer frischen Wegböschung auf der Ziegenhelle).

Braunerden geringer bis mittlerer Entwicklungstiefe (0,2 – 0,4 m) sind in der Einheit B3₁ zusammengefaßt. Sie kommen, teilweise vergesellschaftet mit Braunerde-Rankern und Rankern, vorherrschend auf Bergkuppen und -rücken, untergeordnet in Kamm- und steilen Hanglagen vor, wo sich über dem Festgestein und dessen Zersatzzone nur eine dünne Verwitterungshaut hat ausbilden können. Auch jene Braunerden auf Schuttlehmdecken, deren Flachgründigkeit durch eine oberflächennahe dichte Steinanreicherungszone nur vorgetäuscht wird, sind hier eingruppiert.

Bei hohem Grus- und Steingehalt sind diese Böden einerseits locker und gut durchlüftet, andererseits wegen des geringmächtigen Solums in sommerlichen Trockenperioden dürregefährdet. Tiefwurzler können bei günstiger Schichtlagerung und Zerklüftung Wasser- und Nährstoffreserven aus dem Untergrund erschließen. Dieser Gesichtspunkt sollte bei der Beurteilung gerade des forstlichen Standortwertes nicht außer acht gelassen werden.

Während die paläozoischen Gesteine allgemein zu einem schluffigen Lehm verwittert sind, treten abweichend davon im Bereich dieser Einheit, vorzugsweise auf verwitterungsbeständigen Kieseliefer- sowie quarzitischen Sandstein- und Grauwackerücken, lehmige Sande und lehmige Schluffe auf. In diesen Erosionslagen ist wegen der jungen Verwitterung der Anteil der Tonfraktion an der Bodenart noch relativ gering.

Über die Einstufung der landwirtschaftlichen Nutzflächen durch die Bodenschätzung anhand von Klassenzeichen und Wertzahlen unterrichtet Tab. 21. Es sind die Angaben für sämtliche drei Gruppen der Braunerden aufgeführt, unter-

13) Munsell Soil Color Charts, Baltimore 1954

schieden nach Acker und Grünland sowie nach der Lage im Hochland oder Oberland. Für den Ertragswert einer geschätzten Fläche ist die zweite Zahl maßgebend. Sie enthält die meist sehr großen Abschläge (bis zu 50 %) für Klima-Ungunst und Bewirtschaftungsschwierigkeiten.

Die Werte liegen für die Einheit B₃₁ im Hochland zwischen 8 und 18 und im Oberland zwischen 10 und 20 (bei einer hundertteiligen Skala). Dabei ist anzumerken, daß die Ackerflächen im Hochland weitgehend als Wechselland, erkennbar an den eingeklammerten Klassenzeichen, eingestuft sind.

Braunerden mittlerer bis großer Entwicklungstiefe (0,4 – 0,8 m) sind im Blattbereich am stärksten verbreitet. Sie nehmen überwiegend die oberen und mittleren Hangteile ein und setzen sich körnungsmäßig aus einem grusig-steinigen schluffigen Lehm zusammen. Die Skelettanteile nehmen zur Tiefe zu.

Diese lockeren Böden mit mittlerer bis hoher Wasser- und Luftdurchlässigkeit verfügen aufgrund des größeren Solums über eine mittlere Wasserkapazität, die nur in ausgesprochenen Trockenjahren nicht ausreicht. Zur Besserstellung gegenüber der Einheit B₃₁ tragen außerdem der vertiefte Wurzelraum und die erhöhte Sorptionsfähigkeit bei. Bei mäßiger bis geringer Hängigkeit stellen diese Braunerden den Hauptanteil der Ackerflächen in den Feldfluren. Sie sind zwar weniger erosionsgefährdet als die beackerten Böden der Einheit B₃₁, doch sollten entsprechende Schutzmaßnahmen nicht vernachlässigt werden.

Bei forstlicher Nutzung fördern Moder- und Rohhumusaufgaben die Sauerhumus-Durchschlämmung, was besonders unter Nadelholz im oberen Mineralboden podsolige Erscheinungen hervorruft. (Diese Feststellung gilt gleichermaßen auch für die Einheiten B₃₁ und B₃₃.)

Die Wertzahlen der Bodenschätzung schwanken im Hochland von 18 – 25, im Oberland von 20 – 30 (s. Tab. 21).

Braunerden großer bis sehr großer Entwicklungstiefe (0,8 – 1,5 m und mehr) entsprechen in ihren Flächenanteilen ungefähr der Einheit B₃₃. Sie kommen überwiegend an Unterhängen und in Mulden vor, zurücktretend in Talanfangsmulden und als schmale Hangfußstreifen in Seitentälern. Bodenartlich bestehen sie recht gleichförmig aus schluffigem Lehm, der zur Tiefe stärker mit Grus und Steinen durchsetzt ist. Das Grobskelett kann diesen Bereich auch in Form von Bändern und Lagen durchziehen. Beimengungen von Lößlehm sind in nennenswertem Umfang noch am wahrscheinlichsten in den Böden dieser Einheit zu erwarten.

Mit der nachlassenden Hangneigung geht eine Abschwächung der Erosionsvorgänge einher, und es ist – in Umkehrung der Prozesse – häufig zur Akkumulation von umgelagertem und hangabwärts gewandertem Feinmaterial gekommen, was zur weiteren Verbesserung der chemisch-physikalischen und biologischen Verhältnisse beigetragen hat. Durch eine Lage in Talbereichen und zwi-

schen höheren Bergzügen wird das rauhe Gebirgsklima gemildert. Dieses wirkt sich günstig auf die landbauliche Nutzung aus.

Die Bodenschätzung belegte die Böden der Einheit B₃ im Hochland mit Wertzahlen von 25 – 35, im Oberland mit solchen von 30 – 40. Einzelheiten sind der Tab. 21 zu entnehmen.

9.2.1.2. Pseudogleye

Im Gegensatz zu den beschriebenen Braunerden mit mittlerer bis hoher Wasser- und Luftdurchlässigkeit sind die Pseudogleye durch ein dichtes, meist feinporiges Filtergerüst namentlich im Unterboden gekennzeichnet. Der dadurch bewirkte periodische Stau des Niederschlagswassers (Stauäссе, Stauwasser) hat das Profil in typischer Weise geprägt. Über dem grau gebleichten und rostfleckigen Staukörper (S_d-Horizont) folgt nach oben der durch Naßbleichung grau gefärbte Stauässeleiter (S_w-Horizont). Im Grenzbereich beider Horizonte haben sich häufig ausgefällte Eisen-, Mangan- und Phosphorsäure-Verbindungen als rost- oder schwärzlichbraune Konkretionen angereichert.

Der Wasserhaushalt wird entscheidend durch die sogenannte Wechselfeuchtigkeit bestimmt, d. h. im normalen Jahresgang folgen Naß-, Feucht- und Trockenphasen aufeinander. Diese Unausgeglichenheit wirkt sich nachteilig auf den Luft- und Wärmehaushalt sowie die Durchwurzelbarkeit des Bodens aus. Auch der Nährstoffhaushalt kann ungünstig beeinflusst werden (BLUME 1968).

Im Blattbereich wird die Auswirkung der „echten“ Stauäссе häufig durch austretendes Kluft- und Spaltenwasser des Gebirgskörpers verstärkt. Es wird in Quellen sichtbar und/oder sickert in wechselnder Tiefe durch den Schuttmantel. Da die jeweiligen Anteile dieser besonderen Wasserform, die bei stärkster Wirksamkeit Stagnogleye, Gleye und Moorgleye hervorruft, im Rahmen einer Übersichtskartierung nicht abzuschätzen sind, wurden die derart mehr oder minder beeinflussten Böden nicht gesondert behandelt und auf der Karte mit den Pseudogleyen zusammengefaßt. Dieses gilt auch für die im äußersten Nordosten in relativ ebener Lage vorkommenden Bildungen der Einheit S₂, bei denen vornehmlich entlang der schwach eingeschnittenen Bachläufe ein Grundwassereinfluß nicht zu verkennen ist.

Die Pseudogleye sind weitgehend aus kaltzeitlichen Fließerden hervorgegangen. Während im Hochland bodenartlich ein schwach steiniger schluffiger Lehm vorherrscht, wobei stellenweise eine starke Lößlehmkomponente ermittelt werden konnte, verschiebt sich im Oberland die Körnungsart mehr zum schluffig-tonigen Lehm bis lehmigen Ton. Dieses beruht hauptsächlich auf größeren Anteilen von Plastosol-Material. Soweit letzteres rötlich gefärbt ist, erschwert die Eigenfarbe die Ansprache des Stauässegrades.

Hinsichtlich der Standorteigenschaften ist der Pseudogleye der normal entwickelten Braunerde deutlich unterlegen. Die Böden der Einheit S₂ sind ertrags-

unsicher, land- und forstwirtschaftlich schwierig zu bewirtschaften und sollten insbesondere bei ackerbaulicher Nutzung entwässert werden. Die Abführung des Überschußwassers fördert im Frühjahr Durchlüftung und Erwärmung, verbessert die Struktur der durchwurzeltten Zone und sorgt für zeitigere Bearbeitungs- und Saattermine. Wassermangel in sommerlichen Trockenperioden, bei schwerer Bodenart häufig kenntlich an oberflächlichen Spalten und Rissen, führt zu Ertragseinbußen. Flachwurzeln und exponiert stehende Waldbäume werden leicht vom Wind geworfen.

Von der Bodenschätzung sind nur die landbaulich genutzten Flächen des Oberlandes erfaßt worden; die Wertzahlen liegen zwischen 30 – 40. Genauere Angaben sind der Tab. 22 zu entnehmen.

9.2.2. Semiterrestrische Böden (Grundwasserböden)

9.2.2.1. Auenböden

Mit der Einmündung der Liese in die Nuhne am Fuße des Brom-Berges nördlich von Hallenberg weitet sich das Flußtal aus und erreicht beim Austritt aus dem Blattbereich die beträchtliche Breite von rund 1 km. Damit einher geht vor allem abwärts Hallenberg eine Mächtigkeitszunahme der Auenlehmdécke; es wurden örtlich Beträge bis zu 2 m gemessen.

Das Grundwasser unterliegt insbesondere in der flußnahen Zone – in Korrelation mit den Flußwasserständen – stärkeren Spiegelschwankungen zwischen 0,6 und 2 m. In Übereinstimmung mit den Verhältnissen in anderen Tälern des Hochsauerlandes wird auch diese Talstrecke von kurzfristigen Überschwemmungen betroffen.

Die zu behandelnden Böden sind in der Einheit Ga3 zusammengefaßt. Braune Auenböden mit der Horizontfolge A–M–G_o–G_r haben sich hauptsächlich auf der östlichen Talseite entwickelt. Die Auenlehmdécke besteht dort zumindest im oberen Bereich aus schluffigem Lehm und ist durch Humusbeimengungen bis in 0,6 – 0,8 m Tiefe graubraun gefärbt. Unterhalb dieses M-Horizontes folgen die periodisch bzw. ganzjährig vom Grundwasser erfüllten Gley-Horizonte. Die erwähnten organischen Anteile entstammen den A-Horizonten beackerter Braunerden des Einzugsgebietes, die seit den mittelalterlichen Rodungen verstärkt der Erosion unterlagen und in die Haupt- und Nebentäler eingeschwennt worden sind. Dabei wurden ältere und z. T. aus schluffig-tonigem Lehm bestehende Auensedimente zugedeckt.

Die Braunen Auenböden sind bei einem gewissen Hochwasserschutz, wie er z. B. in dem Hallenberg vorgelagerten Talabschnitt jenseits der Nuhne gegeben ist, durchaus als Ackerstandorte geeignet. Im übrigen stehen sie in Grünlandnutzung und zählen wegen ihrer ausgewogenen fruchtbarkeitsbestimmenden Eigenschaften zu den besten Böden des Blattgebietes. Die Bodenschätzung

bewertete die Vorzugsstellung der Braunen Auenboden mit Acker- und Grünlandzahlen von 45 – 60.

Die stärker und anhaltender vom Grundwasser beeinflussten Auengleye (Schwankungsbereich 0,4 – 0,8 m) sind mehr an die schwach eingetieften Lagen der westlichen Talseite gebunden. In flußferneren Abschnitten sind anstatt der sonst verbreiteten schluffig-lehmigen verstärkt schluffig-tonige Auensedimente abgelagert worden. Vermutlich hat dieses tonreiche und schwer durchlässige Material bei der Entstehung einzelner Niedermoore, beispielsweise in der Struth (im Grenzbereich zu Blatt 4917 Battenberg), eine Rolle gespielt.

Die ausschließlich als Grünland zu nutzenden Auengleye wurden von der Bodenschätzung mit Wertzahlen von 40 – 50 bedacht.

9.2.2.2. Gleye, Naßgleye und Anmoorgleye

Starker, nur in den Sommermonaten nachlassender Grundwassereinfluß kennzeichnet die Böden der Einheit G3, die sich in den holozänen lehmigen Ablagerungen der Kerb- und Sohlentäler gebildet haben. Das Profil des normalen Gleys besteht aus einem geringmächtigen, stark humosen A-Horizont, auf den zur Tiefe der den Grundwasserschwankungsbereich charakterisierende rostfleckige G_o-Horizont und anschließend der ständig grundwassererfüllte G_r-Horizont mit grauen bis blaugrauen Reduktionsfarben folgen.

Bei den gleichfalls in diese Einheit aufgenommenen Naßgleyen erstreckt sich der Grundwassereinfluß bei nur sehr geringen Schwankungen ganzjährig bis fast in den A-Horizont, so daß dieser unmittelbar in den G_r-Horizont übergeht. Der G_o-Horizont fehlt oder ist nur als unvollständiger rostfleckiger Saum angedeutet.

Die am nachhaltigsten durch Grundwasser geprägten Anmoorgleye und Moorgleye treten flächenmäßig gegenüber den oben beschriebenen hydromorphen Bildungen zurück. Durch Übernässung hervorgerufener Luftmangel hat den Abbau der abgestorbenen Pflanzenmassen gehemmt und zu deren Anreicherung als Anmoor oder Niedermoortorf beigetragen.

Sobald in den mineralischen Talböden zwischen A- und G_o-Horizont ein B-Horizont ausgebildet ist, liegt je nach der Stärke dieses braunen Zwischenhorizontes ein Braunerde-Gley oder eine Gley-Braunerde vor. Diese kleinflächig und sehr begrenzt vorkommenden Übergänge zwischen terrestrischen und semiterrestrischen Bodentypen finden sich in schwach erhöhten Tallagen, etwa im Bereich von Mündungsschwemmkegeln, und in der ansteigenden, zu Unterhängen überleitenden Talrandzone.

Den Braunen Auenböden (s. Bodeneinheit Ga3) vergleichbare Bildungen lassen sich auch in schmalen Nebentälern nachweisen. Bei stark eingeschränkter Verbreitung und geringer Flächenausdehnung nehmen sie teils schwache Tal-

erhöhungen, teils relativ tiefgelegene bachnahe Streifen ein, in denen die genetische Umprägung des jung angelandeten dunkelgrauen Krumenmaterials durch Grund- und Hochwasser noch nicht weit gediehen ist.

Die holozänen Talfüllungen bestehen Korngrößenmäßig überwiegend aus schluffigem Lehm mit wechselnden Grus- und Steingehalten. Lehmig-tonige Sedimente haben sich untergeordnet in strömungsgeschützten Einsenkungen oder an anderen Stellen mit verlangsamer Wasserbewegung abgesetzt. In welchem Umfang von Höhen und Hängen abgeschwemmtes Material der Plastosol-Relikte beteiligt ist, konnte nicht ermittelt werden.

An den Talrändern verzahnen sich bei gemilderten Reliefunterschieden verschiedentlich fluviatile Ablagerungen mit steinig-lehmigen Verwitterungsdecken der Hänge oder mit jungen humushaltigen kolluvialen Lehmen. In den Talanfangsmulden bestimmen pleistozäne Fließerden die Zusammensetzung der Lockerdecken häufig stärker als holozäne Bachabsätze.

In der Legende zur Bodenkarte sind Kerbtäler mit einer 0,2 – 0,8 m mächtigen und Sohlentäler mit einer 0,6 – 1,5 m mächtigen Bodendecke unterschieden. In den oft steil abfallenden Kerbtälern herrschen Naß- und Anmoorgleye von geringem landwirtschaftlichem Ertragswert vor; dementsprechend sind sie weitgehend der forstlichen Nutzung vorbehalten. Nur stellenweise ist der Wald zugunsten von Grünland gelichtet, das unter Einschluß der seitlichen Hänge extensiv bewirtschaftet wird (Hutungen). Hingegen gelten nicht zu entlegene und insbesondere breitere Sohlentäler als bevorzugte Grünlandstandorte. Die vorkommenden Böden sind schon relativ früh kultiviert worden, wobei je nach Erfordernis Unebenheiten ausgeglichen, Naßstellen entwässert und Bachbetten umgestaltet oder verlegt wurden.

Die Bodenschätzung stuft die Böden der Kerbtäler mit Grünlandzahlen von 15 – 30 ein; die höhere Einschätzung in den Sohlentälern ergibt sich aus den Zahlen von 30 – 45.

9.2.3. Organogene Böden (Moore)

Entsprechend ihrer unterschiedlichen Entstehungsgeschichte werden bodentypologisch die Niedermoore der Täler und die Übergangsmoore in den Hochlagen des Gebirges unterschieden. Auf der Bodenkarte sind beide in der Bodeneinheit H vereinigt. Die mittleren Torfmächtigkeiten betragen 0,4 – 1 m; nur stellenweise werden diese Werte über- oder unterschritten.

Von den dunkelbraun bis schwärzlich gefärbten Niedermooren, die unregelmäßig und kleinflächig den Gley-Flächen der Täler zwischengelagert sind, konnte aus Maßstabsgründen lediglich ein geringer Teil in die Bodenkarte übernommen werden. Meistenteils tragen sie eine geringmächtige Lehmdecke, die auf die bereits beschriebene Weise seit dem frühen Mittelalter fluviatil in

die Täler gelangt ist. Die Basis der Torfe wird von Lehm, Gesteinsschutt oder Schottern gebildet. Wegen der geringen Flächengröße hat man größtenteils von aufwendigen Meliorationen des Grünlandes abgesehen. Die Sauergräser der trittgefährdeten moorigen Stellen werden vom Weidevieh möglichst gemieden und ergeben ein Heu minderer Qualität. Die ungünstigen Standorteigenschaften kommen durch die Wertzahlen der Bodenschätzung von 10 – 25 zum Ausdruck. Über Einzelheiten unterrichtet Tabelle 22.

Die Übergangsmoore sind unter den kühl-feuchten Bedingungen der submontanen Höhenstufe entstanden. Sie nehmen kleine Verebnungen und teilweise davon ausgehende schwach geneigte Wannen ein, in denen Quellaustritte eine andauernde Vernässung hervorrufen. Offene Stellen wechseln mit dichten Erlän- und Birkenbeständen ab. Menschlicher Kultureinfluß hat sich allenfalls auf die Anlage von einzelnen Entwässerungsgräben beschränkt.

9.2.4. Analysenergebnisse

Insgesamt wurden 40 Bodenproben chemisch und physikalisch untersucht.

Die Ergebnisse der untersuchten 24 Proben aus den B_v-Horizonten von weitgehend forstlich genutzten Braunerden sind in Tabelle 23 aufgeführt. Die Werte für den Säuregrad des Bodens (Wasserstoffionen-Konzentration) schwanken etwa um pH 4 und liegen im stark sauren Bereich. Nur in einzelnen Fällen wird diese Marke unterschritten und der sehr stark saure Bereich erreicht. Dieser Befund deckt sich mit den vorliegenden Werten für Verwitterungsböden im Hochsauerland. Die Zahlen für die Austauschkapazität (T-Wert) streuen beträchtlich von 10 – 25 mval/100 g Boden und sind nach allgemeiner Erfahrung in diesem Landschaftsraum wenig aussagekräftig. Ein größeres Gewicht ist den S-Werten beizumessen, die den Basengehalt charakterisieren und etwa von 0,2 – 0,6 mval/100 g Boden schwanken. Demzufolge ist der weitaus größte Teil der untersuchten Braunerden als sehr schwach basenhaltig zu bezeichnen. Ein Basen-Anstieg ist lediglich bei den Braunerden aus permisch geröteter Kulm-Grauwacke zu verzeichnen (Proben Nr. 3 und 4). Da gleichzeitig ein kleinerer Prozentsatz der sorbierten Basen aus Magnesium besteht, das bei den anderen Braunerden nicht ermittelt wurde, könnte diese Abweichung von der Norm mit der Zufuhr gelöster Stoffe zur Zeit der Rötung zusammenhängen.

Die Korngrößenbestimmung des Feinbodens sagt nichts Neues aus. Bodenartlich liegt ein schluffiger Lehm vor, der verschiedentlich zum sandig-schluffigen Lehm tendiert. In der Regel tritt der Grobschluff anteilmäßig vor dem Feinschluff zurück. Gebietsweise sprechen bei schluffigem Lehm höhere Grobschluffanteile für eine Beteiligung von Lößlehm am Solum; Abweichungen zur leichteren Bodenart traten insbesondere bei Braunerden aus kieselig-sandigen Gesteinen auf. Höhere Tongehalte, die zur Einstufung als schluffig – schwach toniger Lehm oder toniger Lehm veranlaßten, wurden mehrfach bei dem Ver-

witterungsmaterial roter Gesteine gefunden. Inwieweit die Eisenverbindung Hämatit dafür verantwortlich zu machen ist oder ob eine primäre Tonanreicherung bei der Sedimentation eingetreten ist, muß vorerst offenbleiben.

Das Pseudogley-Profil aus dem Hallenberger Wald (Tab. 24, Proben Nr. 1 – 3) erwies sich mit pH-Werten zwischen 2,7 und 3,8 als sehr stark sauer und, sieht man von dem zu erwartenden günstigen Befund der O_H -Lage des Humusprofils ab, als sehr basenarm. In der Bodenart drückt sich mit schluffigem und schluffig-tonigem Lehm die heterogene Zusammensetzung der periglazialen Fließerden aus.

Die Befunde für zwei aus Pseudogley-Vorkommen im Bereich der Kulm-Grauwacke entnommene Einzelproben deuten eine bessere Basen- und Nährstoffversorgung der Staunässeböden des Oberlandes an. Allerdings ist darauf hinzuweisen, daß die dortigen Pseudogleye vielfach landwirtschaftlich genutzt und dabei gedüngt werden. Die pH-Zahlen liegen noch im stark sauren Bereich, die S-Werte steigen auf 8,5 und 12,1 mval/100 g Boden an. Bei den sorbierten Basen bleibt zwar das Übergewicht von Calcium bestehen; mit etwa 20 % ist jedoch das Magnesium in beachtlicher Menge vertreten. Die Korngrößenuntersuchung bestätigt den hohen bis sehr hohen Tongehalt dieser aus Fließerden hervorgegangenen Bildungen.

Von den Auswaschverlusten der durchlässigen grundwasserfreien Böden profitieren die hydromorphen Böden der Kerb- und Sohlentäler insofern, als sie gewisse Mengen der im Grund- und Hangwasser herangeführten ausgewaschenen Ionen zurückbehalten. Dieses kommt schon im Säuregrad zum Ausdruck, der mit pH-Werten zwischen 5 und 6 nur noch als sauer bis schwach sauer anzusprechen ist. Aus den S-Werten ergibt sich immerhin eine mittlere Basenversorgung, die weit über dem für die Braunerden ermittelten Befund liegt. Unter den sorbierten Basen tritt regelmäßig Magnesium mit 10 – 20 % neben dem dominierenden Calcium auf. Vereinzelt sind sehr geringe Kaliumanteile nachzuweisen. Aus den Ergebnissen der Korngrößenbestimmung läßt sich entnehmen, daß die Bodenarten wie üblich die Zusammensetzung der Böden des Einzugsgebietes widerspiegeln.

Bei dem aus Klüften entnommenen fossilen Verwitterungsmaterial überrascht in Probe 13 mit fast 60 % der hohe Anteil von Magnesium unter den sorbierten Basen; ausnahmsweise dominiert Calcium nicht.

Die Analysenwerte der Bänderschuttprobe lassen die diesem Material inwohnende „nachschaaffende Kraft“ erkennen, was vornehmlich im S-Wert von 7,9 mval/100 g Boden (mäßig basenhaltig) und in dem Sorptionsverhältnis von 72 % Calcium, 25 % Magnesium und 3 % Kalium zum Ausdruck kommt. Die pH- und T-Werte unterscheiden sich nicht wesentlich von denjenigen der Braunerden.

9.3. Nutzung der Böden

9.3.1. Geschichtlicher Rückblick

Die land- und forstwirtschaftliche Erschließung des Blattbereichs hat, wie auch in den angrenzenden Gebirgslandschaften, infolge der Ungunst von Klima, Geländegestalt und Boden vor allem im Hochland erst relativ spät eingesetzt. Nach RINGLEB (1957) war das Oberland zur germanischen Zeit (bis um 500 n. Chr.) dünn von Altbauern besiedelt. Diese wohnten in Tallagen und an Quellmulden und benutzten als Wirtschaftsflächen die weiten natürlichen Laubwälder, die graswüchsigen feuchten Talgründe und kleine, den Eigenbedarf deckende Äcker. Die Viehhaltung stand im Vordergrund. In der anschließenden altsächsischen Zeit (500 – 800 n. Chr.) verstärkte sich die Rodungstätigkeit im Oberland und griff auch auf das Hochland über. Durch diese sächsische Binnenkolonisation entstanden zahlreiche Siedlungsplätze mit Namen auf -hausen, -beck und -feld. Der weitere Landausbau wurde nach Einführung des Christentums stark von weltlichen und kirchlichen Herrschaften gefördert, z. B. vom Kloster Grafschaft, und erfuhr lediglich einen Rückschlag durch die Wüstungsprozesse des 14. und 15. Jahrhunderts. Im 16. Jahrhundert zeichnete sich ein gewisser Abschluß ab.

Vom Mittelalter bis ins 18./19. Jahrhundert blieben bäuerliche Wirtschaftsformen und -bedingungen weitgehend unverändert. Viehwirtschaft und Ackerbau standen gleichrangig nebeneinander. Bei der Bodennutzung läßt sich eine Dreiteilung in Kulturland, Heide und Wald erkennen (HÖMBERG 1938). Die siedlungsnahen Binnenländer wurden im Dauersystem mit Roggen, Hafer und zurücktretend mit Gerste bestellt; Kartoffel und Futtergewächse fanden erst im 18. Jahrhundert Eingang. Die bäuerlichen Betriebe ernteten bei Roggen und Gerste etwa den sechsfachen, bei Hafer nur den dreifachen Ertrag der Aussaatmenge. Als Feld- und Gartengewächse sind weiter bezeugt Hülsen- und Kohlfrüchte, Buchweizen u. a..

Als ältestes Anbausystem erwähnt HÖMBERG (1938) die ohne Brache auskommende Einfeldwirtschaft. Für spätere Zeit ist die Mehrfelderwirtschaft mit eingeschalteter Brache urkundlich belegt. Die Brachflächen dienten der Viehhude und Regeneration des Bodens und sollen gebietsweise fast die Hälfte des Ackerlandes ausgemacht haben. Die hofnahen Ackerschläge erhielten den spärlich vorhandenen und mehr aus Heideplaggen als aus Stroh zusammengesetzten Mist sowie Asche, die dem Boden durch Verbrennen von Grassoden und Reisig („Torfen“ nach v. SCHWERZ 1818) unmittelbar auf dem Acker und durch Aufbringen von Abfällen, z. B. der Pottasche-Siederei, zugeführt wurde.

An die Innenfelder schlossen sich die Außenfelder an, auch Wild- oder Rodeland genannt. Sie wurden mehrjährig mit Getreide bestellt und dann für etliche Jahre beweidet, wobei sie sich mit Rasen, Heidekraut, Ginster und Dornengestrüpp überzogen. Diese Ackerstücke wurden sehr unregelmäßig mit Asche oder dem Pferchmist der Schafe gedüngt.

Dem extensiven Weidegang waren besonders im Hochland die großen gemeinschaftlichen Bergheiden vorbehalten. Sie waren von äußerst geringer Produktionskraft, da sich ständiger Viehverbiß, Plaggenhieb sowie Laub- und Streuentnahme auf Boden und Vegetation schädlich auswirkten.

Das Grasheu für die winterliche Stallhaltung des Viehs gewann man möglichst auf Wiesen, die bei guter Ertragsfähigkeit im Preise höher standen als Äcker. Die im Siegerland weitverbreitete künstliche Bewässerung der Talwiesen scheint im Blattgebiet keine sonderliche Rolle gespielt zu haben.

Der Wald stand im Mittelalter in seiner wirtschaftlichen Bedeutung dem Acker- und Grünland nicht nach; er gehörte zur landwirtschaftlichen Nutzfläche im weiteren Sinne. Seine natürliche Bestockung bestand aus einem ungleichaltrigen Buchen-Eichen-Mischwald, in dem auf trockeneren und wärmeren Standorten zahlenmäßig die Traubeneiche vorherrschte (HERZOG 1963). In den Schluchten mit sauerstoffreichem und nährstoffhaltigem Quell- und Hangwasser wuchsen Bergahorn, Bergulme, Esche und Kirsche, in den Tälern bevorzugt Stieleiche, Hainbuche und Esche (HESMER 1958). Nasse und sumpfige Stellen trugen Erle und Birke. Nadelhölzer waren von Natur aus nicht vertreten.

Die Holznutzung erstreckte sich auf die Gewinnung von Bau-, Werk- und Brennholz. Zahlreiche dunkelgefärbte Meilerstätten machen auf die einstige Produktion von Holzkohle aufmerksam, die für die Kleiseisenindustrie hergestellt wurde. Gras, frisches Laub, Knospen und junge Schößlinge wurden von den weidenden Haustieren ebenso verzehrt wie Eicheln, Bucheckern und Wildobst (Baummast) sowie Wurzeln, Knollen, Pilze, Würmer, Insektenlarven usw. (Erdmast). Die Schweinemast stand und fiel mit der Ergiebigkeit der Laubwälder. Die Bestandesabfälle sowie die bodennahe Vegetationsschicht lieferten Plaggen und Material für die Einstreu.

Mit zunehmender Bevölkerungsdichte wandelte sich die Nutzung der Wälder oft in eine zerstörerische Ausbeutung, so daß die Landesherren mit Wald- und Holzverordnungen dagegen einschritten. Für Wittgenstein und das Herzogtum Westfalen liegen solche aus den Jahren 1579 bzw. 1666 vor (HESMER 1958).

Die durch Napoleon herbeigeführte politische Neugliederung des Raumes wirkte sich forstwirtschaftlich insofern günstig aus, als die altüberlieferte Nutzungsweise stark eingeschränkt und auf breiter Basis staatlicherseits geförderte Aufforstungen vorgenommen wurden. Dies geschah vorrangig mit Hilfe der anpassungsfähigen und schnellwüchsigen Fichte, die dadurch im Sauerland heimisch wurde.

9.3.2. Heutige Verhältnisse

Die Umstellung auf die moderne, marktorientierte Agrarwirtschaft setzte verstärkt in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts ein. Die technischen,

pflanzen- und tierzüchterischen Fortschritte führten gemeinsam mit einer intensivierten, verbesserten Bodennutzung zu einer allgemeinen Aufschwung mit Produktionsausweitungen und -steigerungen auch im Hochsauerland. Derzeit befindet sich die Landwirtschaft im Umbruch, der sich auch auf die Bodennutzung erstreckt. Hiervon künden gerade in den Mittelgebirgsräumen die um sich greifende Sozialbrache und das Vordringen des Waldes insbesondere auf Grenzertragsböden.

Der Ackerbau tritt im westlichen Blattbereich, der zu den regenreichen Hochlagen des Rothaargebirges zählt, gegenüber dem tiefer gelegenen Regenschattengebiet im Osten flächen- und ertragsmäßig deutlich zurück. Beim Getreide halten im Anbau Winterroggen und Hafer mit Abstand die Spitze, es folgen Hafer-Gerste-Gemenge und vereinzelt Sommerweizen¹⁴⁾. Neuerdings werden dank verbesserter Sortenzüchtungen vermehrt Sommergerste und Mais angebaut; ihre Anbauausweitung ist wünschenswert. Die Getreideerträge schwanken zwischen 20 und 30 dz/ha, in günstigen Jahren werden 40 dz/ha erreicht. Unter den Hackfrüchten führt die Spätkartoffel mit Erträgen von 180 – 250 dz/ha. Zu erwähnen sind weiter Runkelrübe und Kohlrübe (Steckrübe), wobei letztere Erträge von 400 – 600 dz/ha erbringt. Die produktionstechnische Schlechterstellung des Hochlandes erweist sich beim Absatz von Speisekartoffeln daran, daß dort die Ware aus dem Unterland trotz höherer Frachtbelastung preisgünstiger angeboten wird als die örtliche Erzeugung.

Zwischenfruchtbau spielt wegen der kurzen Vegetationszeit eine völlig untergeordnete Rolle. Stellenweise finden sich, auch als Hauptfrüchte angebaut, Stoppelrübe und Lihoraps.

Beim Grünland haben Standweiden und Hutungen weitaus den Vorrang vor Koppelweiden. Insgesamt läßt man ihm wenig Pflege angedeihen. Die besten Wiesen und Weiden trifft man in den mehr oder weniger breiten Sohlentälern an. Trotzdem zeigt sich die Tendenz zur Sozialbrache unübersehbar auch in diesen Tallagen. In Winterberg versucht man diese den Erholungswert der Landschaft beeinträchtigende Entwicklung dadurch aufzuhalten, daß Eigentümer ihr ungenutztes Grasland den Bauern des Oberlandes wohlfeil oder sogar unentgeltlich zum Schnitt anbieten. Allgemein liegt der Schwerpunkt der Heuwerbung auf dem ersten Schnitt; es werden Erträge im Jahr von 60 – 80 dz/ha geerntet.

Auch um die Düngung der Grünlandflächen ist man nicht sonderlich bemüht. Mit Handelsdüngern, die ja zugekauft werden müssen, hält man sehr zurück, und von den anfallenden Wirtschaftsdüngern ist es lediglich Jauche, die dorthin ausgefahren wird.

¹⁴⁾ Freundliche Auskünfte erteilte Landwirtschaftsdirektor Dr. Garvert, Brilon

Der nur unzureichend vorhandene Stallmist bleibt dem Ackerland vorbehalten. Überschlägig verabreicht man den Feldern in Abständen von etwa vier Jahren eine Gabe von ca. 200 dz/ha. Der Humushaushalt des Bodens wird auch nicht durch Gründüngung gefördert. Speziell im Hochland werden die Mineraldünger – mit einem Blick auf die entstehenden Kosten – sehr vorsichtig angewendet. Dieses trifft für den Stickstoff ebenso zu wie für das Kali, von denen im Durchschnitt 2 dz/ha Kalkammonsalpeter (Grünkorn) bzw. 40 %iges Kalisalz gegeben werden. Die Phosphatversorgung bestreitet man mit Thomasmehl (4 – 6 dz/ha). Von der humuszehrenden Kalkdüngung wird wenig Gebrauch gemacht, zumal dieser wichtige Boden- und Pflanzendünger auch meist in den anderen zugeführten Handelsdüngern enthalten ist. Trotz beispielhafter Erfolge auf Versuchsflächen läßt sich die Masse der Gebirgsbauern nicht von ihrer Zurückhaltung in der Anwendung der Handelsdünger abbringen.

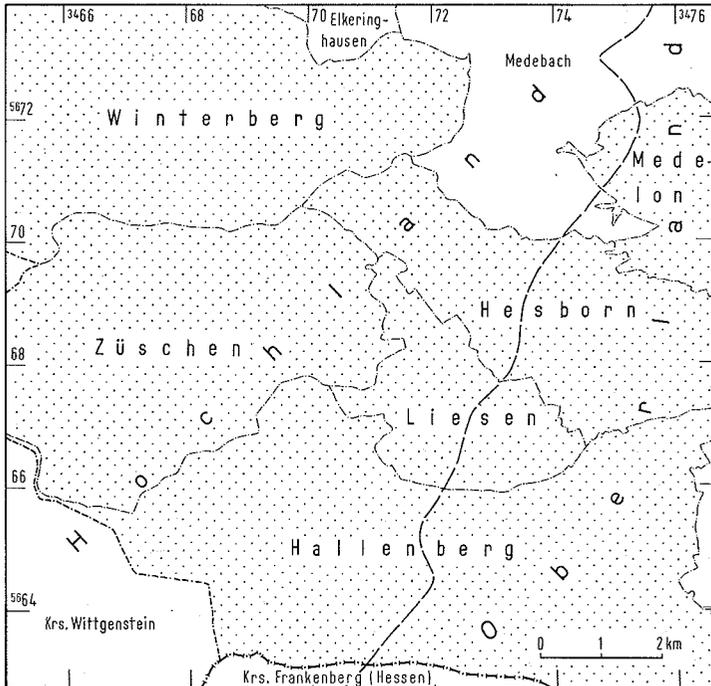


Abb. 25. Lage der sechs Vergleichsgemeinden des Kreises Brilon im Blattbereich Hallenberg

Aus erklärlichen Gründen konnten auf das Blattgebiet bezogene statistische Angaben über Nutzungs- und Anbauverhältnisse nicht ermittelt werden. Es dürfte jedoch ausreichen, wenn ein Einblick anhand von sechs Gemeinden des Kreises Brilon gegeben wird, die mit ihren Flächenanteilen den größten Teil des Blattbereiches Hallenberg decken (s. Abb. 25). Winterberg und Züschen gehören zum Hochland, Medelon, Hesborn, Liesen und Hallenberg zum Oberland. Zum Vergleich wurden Angaben aus den Jahren 1949 und 1953 (RINGLEB 1957) sowie vom Statistischen Landesamt Nordrhein-Westfalen für die Jahre 1967 und 1970 herangezogen.

Die landwirtschaftliche Nutzfläche ist seit 1953 am auffälligsten in der Stadtgemeinde Winterberg zurückgegangen. Das Ackerland ist in ca. 15 Jahren von 301 ha auf 155 ha um beinahe die Hälfte geschrumpft, wovon die Waldfläche und das Grünland profitiert haben. In den restlichen Gemeinden hat sich dieser Sprung nicht vollzogen, wenn auch in Züschen und Hallenberg eine Verminderung sowohl der landwirtschaftlichen Nutzfläche als auch des Ackerlandes eingetreten ist. In Medelon, Hesborn und Liesen hat sich erstere kaum verändert; freilich ist das Grünland auf Kosten der Ackerflächen ausgeweitet worden. Von sämtlichen sechs Gemeinden hatte der Ort Liesen 1967 den Stand von 1953 am unverändertsten bewahrt (s. Tab. 25).

Tabelle 25

Landwirtschaftliche Nutzfläche, Anbauverhältnisse und Tierhaltung in sechs

	Landwirtschaftliche Nutzfläche in ha		davon entfallen auf Ackerland in ha			
	1953	1967	1953	1967	1953	1967
Winterberg	1051	709	301	155	480	532
Züschen	678	637	317	270	351	361
Medelon	635	634	396	323	234	306
Hesborn	636	651	423	372	201	270
Liesen	405	400	253	246	146	151
Hallenberg	1074	1017	543	466	510	464

Vergleicht man die Zahlen der angebauten Nutzpflanzen, so ist zwar 1967 bei Getreide und Kartoffeln absolut ein Rückgang zu verzeichnen, relativ hingegen hat sich angesichts der verminderten Ackerfläche kein Wandel in den Anbauverhältnissen vollzogen. Lediglich in Winterberg, das ohnehin eine Sonderstellung einnimmt, und abgeschwächt in Züschen, deutet sich eine echte

rückläufige Bewegung an. Ein z. T. erheblicher Anstieg ist für die Futter- und Kohlrüben zu vermerken.

In den Zahlen für die Tierhaltung spiegelt sich bei den Pferden die Verdrängung der tierischen Zugkraft durch die Traktoren wider. Auch die Zahl der Schafe befindet sich auf der absteigenden Linie. Etwas überraschend zeichnet sich die Vergrößerung der Rindviehbestände (Milch- und Fleischerzeugung) selbst in den Fremdenverkehrsorten Winterberg und Züschen ab (s. Tab. 25).

Tab. 26 soll den Strukturwandel in der Landwirtschaft innerhalb von knapp 20 Jahren (1949 – 1957) anhand der Betriebe mit mehr als 0,5 ha Betriebsfläche aufzeigen. In den Städten Winterberg und Hallenberg erweist es sich am deutlichsten, daß vornehmlich die Kleinst- und Kleinbetriebe sich anderen Erwerbsquellen zugewandt haben. In Winterberg haben auch verschiedene mittlere Betriebe aufgegeben, was in den anderen fünf Orten nicht so stark eingetreten ist.

Die neuzeitliche forstliche Bodennutzung ist ganz auf den Hochwald abgestellt, der die Lebensform des Naturwaldes und die Betriebsart des gepflegten Wirtschaftswaldes darstellt (HESMER 1958). Dadurch werden Groß- und Kleinklima günstig beeinflusst; die Bodenerosion wird weitgehend unterbunden, und der geschützte, von Humusaufgaben verhüllte Mineralboden speichert einen großen Teil der Niederschläge.

Gemeinden des Hoch- und Oberlandes

vom Ackerland entfallen		in ha auf				Pferde		Zahl der		Schafe	
Getreide		Kartoffeln		Futter und Kohlrüben				Rinder			
1953	1967	1953	1967	1953	1967	1949	1967	1949	1967	1949	1967
130	57,4	39	14,2	—	22	50	10	421	236	4	9
173	106	51	42,2	5	5,9	31	15	435	380	3	—
243	236	52	53	17	28,5	60	3	368	636	222	105
244	233	67	50	8	21,3	39	9	410	489	20	6
151	148,9	37	32,9	7	19,3	29	8	256	342	28	3
358	328,3	77	74,9	4	7,9	86	57	640	715	162	205

Anbaumäßig dominieren Fichte und Buche. Während sich diese Baumarten 1939 im Blattbereich wie 60 % zu 40 % verhielten, hat sich heute ein Verhältnis von 65 % zu 35 % (Oberland) bzw. von 75 % zu 25 % (Hochland) eingestellt. Nach HESMER (1958) liegen in Nordrhein-Westfalen sämtliche Massenvorkommen

Tabelle 26

Landwirtschaftliche Betriebe in sechs Gemeinden des Hoch- und Oberlandes

	Zahl der Betriebe über 0,5 ha Betriebsfläche		davon entfallen auf Betriebe mit landwirtschaftlicher Nutzfläche					
			2 – 5 ha		5 – 20 ha		mehr als 20 ha	
	1949	1967	1949	1967	1949	1967	1949	1967
Winterberg	236	99	91	40	31	25	2	1
Züschchen	187	158	98	81	23	20	1	1
Medelon	92	88	33	34	46	47	3	2
Hesborn	128	113	47	41	57	50	—	1
Liesen	85	75	34	26	33	31	—	—
Hallenberg	273	187	108	88	67	61	2	1

von Fichte in Gebieten mit mehr als 900 mm Jahresniederschlag, was ihr Anbau-Maximum im Hochland erklärt. Um ihre Ertragssicherheit zu erhöhen, werden in ihre Bestände gern Douglasien als Einzelbäume und gruppenweise Lärchen eingebracht¹⁵⁾. Die fünf möglichen Ertragsklassen (mit I als Spitze) verteilen sich wie folgt:

	Fichte	Buche	Douglasie und Lärche
Oberland	II – III,5	II,5 – IV	II – III
Hochland	I,5 – III	III – V	II – III

Mineraldünger wird nur in Einzelfällen verabreicht, beispielsweise Kalk in Buchen-Verjüngungsschlägen.

v. ZEJSCHWITZ (1971) untersuchte im Nordosten des Blattgebietes u. a. den Einfluß des Ausgangsgesteins auf die bodenkundlich-forststandörtlichen Verhältnisse. Dabei stellte sich heraus, daß das in die Braunerden eingearbeitete Verwitterungsmaterial der Tuffbändchen (des Lydithorizonts) durch seinen Montmorillonitgehalt die Sorptionskraft steigert (s. Tab. 24, Probe Nr. 16). Dieses bewirkt eine stärkere Bindung vor allem von Calciumionen und eine Erhöhung der Wuchsleistung, im Beispielfalle von Buchen. Im übrigen unterliegen Calciumionen, sowie sie in den verwitternden carbonathaltigen Gesteinen frei werden, rasch der Auswaschung und wirken sich auf den Basen- und Nährstoffhaushalt nur unwesentlich aus. Wäre es anders, so würden sich – vornehmlich unter Nadelholz – keine so eindeutigen pödsoligen Entwicklungen in den Böden zeigen.

¹⁵⁾ Freundliche Auskünfte erteilte Oberforstmeister Vogd, Brilon

Tabelle 27
Forstbetriebsfläche in sechs Gemeinden des Hoch- und Oberlandes

	Forstbetriebs- fläche in ha		davon entfallen 1970 auf		
	1953	1970	Gemeinde-, Kreis- und Forsten sonstiger Körper- schaften in ha	Gemeinschaftsforsten des öffentlichen und privaten Rechts in ha	Privatforsten in ha
Winterberg	2696	3325	1179	1707	437
Züschon	1299	1484	1190	—	293
Medelon	355	337	22	282	32
Hesborn	564	139	18	—	121
Liesen	441	338	236	—	102
Hallenberg	1446	1723	1495	—	227

Schäden entstehen insbesondere bei Fichte durch Windwurf, Eis- und Schneebruch. Katastrophenartige Ausmaße rief der Schneefall im Frühjahr 1936 hervor. Biologische Schädlinge werden durch das rauhe Klima zurückgehalten; bei Fichte kann es in trockenen Jahren zum Borkenkäferbefall kommen.

Über die Forstbetriebsfläche in den sechs Beispielsgemeinden unterrichtet Tab. 27. Den Waldreichtum des Hochlandes spiegeln eindrucksvoll die Angaben für die Gemeinden Winterberg, Züschen und Hallenberg wider, dessen Holzbodenbesitz in höhere Gebirgslagen übergreift. Der Zugewinn an Fläche und damit die Vergrößerung des Abstandes zur landwirtschaftlichen Nutzfläche von 1953 – 1970 ist nicht zu verkennen. In Winterberg stehen z. B. 1970 einer Waldfläche von 3325 ha nur 709 ha an landwirtschaftlicher Nutzfläche gegenüber. In den Gemeinden Medelon, Hesborn und Liesen bietet sich dagegen ein ausgeglicheneres Bild; zu einer Ausweitung der Forstbetriebsfläche ist es bislang noch nicht gekommen.

Aufschlußreiche Zahlen über das Nutzungsartenverhältnis und die Entwicklung der forstlichen Nutzfläche im Kreis Brilon in den vergangenen 150 Jahren liefert Tabelle 28 (in Klammern % der Gesamtfläche¹⁶⁾:

Tabelle 28
Entwicklung der landwirtschaftlichen und forstlichen Nutzfläche

Jahr	Landw. Nutzfläche in ha	Forstl. Nutzfläche in ha	Hude, Heide, Wege usw. in ha
1809	30 020 (38)	27 650 (35)	21 330 (27)
1937	35 760 (44)	37 130 (47)	7 110 (9)
1958	31 600 (41)	39 500 (50)	7 900 (9)

Während die landwirtschaftliche Nutzfläche nahezu gleichbleibend um einen Wert von 40 % schwankt, hat die forstliche Nutzfläche seit Anfang des 19. Jahrhunderts um 15 % zugenommen und 1958 mit 50 % die Hälfte der Gesamtfläche erreicht. Daß dieses hauptsächlich den Aufforstungen der Huden und Bergweiden zu verdanken ist, erweist sich an deren Rückgang von 27 % auf 9 %.

Bis 1955 wurden jährlich rund 75 ha Fläche im Kreisgebiet aufgeforstet. In den Jahren 1955 – 1962 kam es, gefördert durch staatliche Beihilfen, zu einem Anstieg auf jährlich 250 ha. Mittlerweile ist diese Entwicklung abgeklungen, und die jährliche Aufforstungsrate hat sich auf etwa 100 ha eingependelt.

¹⁶⁾ Freundliche Auskünfte erteilte Oberforstmeister Vogd, Brilon

10. Schriften und Karten

Schriften

- ABT, W.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberges auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuffe und der Tektonik. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 152–204, Hannover 1959
- ARENS, H.: Die Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, ihre Herstellung und ihre Verwendungsmöglichkeiten. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **8**, 164 S., 5 Taf., 30 Abb., 17 Tab., Krefeld 1960
- BACHMANN, M.: Das Unter- und Mitteldevon im Bereich des Latroper und Züscherener Sattels zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. — Diss., Münster 1959. — [unveröff.]
- .— Das Unter- und Mitteldevon im Latroper und Züscherener Sattel zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**, S. 539–588, 3 Taf., 13 Abb., 1 Tab., Krefeld 1965
- BARGON, E., FICKEL, W., PLASS, W., REICHMANN, H., SEMMEL, A. & ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**, S. 361–372, Wiesbaden 1971
- BEHREND, F. & PAECKELMANN, W.: Der geologische Bau und die Lagerstätten des Ramsbecker Erzbezirkes. — Arch. Lagerstättenforsch., **64**, S. 1–198, Berlin 1937
- BIRKENHAUER, J.: Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns. — Erdkunde, **24**, S. 268–284, 1 Tab., Bonn 1970
- BISCHOFF, G.: Die Conodontenstratigraphie des rheinherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **19**, 64 S., Wiesbaden 1957
- BLUME, H. P.: Stauwasserböden. — 242 S., 38 Abb., 71 Tab., Stuttgart (Ulmer) 1968
- Bodenkarte 1 : 25 000, Anleitung und Richtlinien zu ihrer Herstellung. — 134 S., 14 Abb., 14 Tab., 2 Taf., Hannover (Niedersächs. L.-Amt f. Bodenforsch.) 1965
- BOLSENKÖTTER, H.: Vergleichende Betrachtung der Methoden zur Beurteilung der Grundwasser-Neubildung. — Wasserwirtsch., **53**, S. 66–69, Stuttgart 1963
- BOLSENKÖTTER, H. & WERNER, H.: Chemismus des oberflächennahen Grundwassers. — In: Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erl. z. Blatt C 4302 Bochoit, A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte, S. 135–147, Tab. 6–7, Krefeld 1968

- BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas in gletscherfreien Gebieten. — Geol. Rdsch., **34**, S. 482–519, 14 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1944
- Die „Periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. — Erdkunde, **7**, S. 249–266, 4 Abb., Bonn 1953
- BÜRGENER, M.: Geographische Landesaufnahme 1:200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 111 Arolsen. — 94 S., 1 Kte., Bad Godesberg (Bundesforsch.-Anst. Landes- kde. u. Raumordn.) 1963
- BURHENNE, H.: Beitrag zur Kenntnis der Tentaculitenschiefer im Lahnggebiet mit besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Leun, unweit Braunsfels. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **29**, 56 S., Berlin 1899
- CHLUPAC, I.: Facial Development and Biostratigraphy of Daleje Shales and Hlubočepý Limestones (Eifelian) in the Devonian of Central Bohemia. — Sbornik Ustř. úst. geol., **24**, 1958, odd. geol., Praha 1959
- CLAUS, R.: Die Elssoffer Kulmmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **79**, S. 235–279, Berlin 1928
- CORRENS, C. W.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Erläut. z. Bl. Buchenau. — 46 S., Berlin 1934
- DECHEN, H. VON: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen sowie einiger angrenzenden Gegenden, **2**: Geologische und Paläontologische Übersicht. 933 S., Bonn (Henry) 1884
- DENCKMANN, A.: Die Frankenberger Permbildungen. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **12**, S. 234–267, Berlin 1893
- Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwald und in einigen benachbarten Gebieten. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **15**, S. 8–64, 2 Profiltaf., 4 Abb., 1 Taf., Berlin 1895
- Über das Oberdevon auf Blatt Balve (Sauerland). — Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **21**, S. I–XIX, Berlin 1901. — [1901 a]
- Der geologische Bau des Kellerwaldes. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **34**, 88 S., 3 Ktn., Berlin 1901. — [1901 b]
- Neue Goniatitenfunde im Devon und Karbon des Sauerlandes (Bericht). — Z. deutsch. geol. Ges., **54**, S. 53–55, Berlin 1902
- Über die wissenschaftlichen und praktischen Resultate der Aufnahme- arbeiten im Devon und Carbon des Sauerlandes im Sommer 1901 (Be- richt vom April 1902). — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **23**, S. 554–596, Berlin 1905
- Über eine Exkursion in das Devon-Culm-Gebiet nördlich von Letmathe. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **27**, S. 20–47, 1 Kte., Berlin 1909
- DYCK, S.: Report on evaporation. — Bull. Internat. Ass. Sci. Hydrol., **15**, No. 1, S. 135–144, Louvain 1970
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E. K.: Sedimentary features of flysch and greywackes. — Developments in Sedimentology, **7**, 274 S., 167 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1965
- EBERT, A.: Übersicht über die Geologie des östlichen Sauerlandes. — Geol. Jb., **72**, S. 435–437, Hannover 1957

- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erl. zu Bl. 4716 Bödefeld. Mit Beiträgen von H.-D. DAHM, G. MICHEL, H. W. REHAGEN, A. SCHERP & G. SIEBERT. — 112 S., 9 Taf., 14 Abb., 4 Tab., Krefeld 1968
- EHWALD, E.: Leitende Gesichtspunkte einer Systematik der Böden der Deutschen Demokratischen Republik als Grundlage der land- und forstwirtschaftlichen Standorterkundung. — Sitz-Ber. Deutsche Akad. Landwirtschaftswiss. Berlin, **15**, H. 18, S. 6–34, 5 Übers., Leipzig 1966
- EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). — Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **43**, 60 S., 8 Abb., 5 Taf., Wiesbaden 1963
- ERBEN, H. K.: Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und herzynischen Magnafazies des Devon. — 2. Internat. Arb.-Tag. Silur/Devon-Grenze u. d. Stratigraphie v. Silur u. Devon, Bonn — Bruxelles 1960, Symp.-Bd., S. 42–61, Stuttgart (Schweizerbart) 1962
- FARSAN, N. M.: Die Grenzschichten Unter-/Mitteldevon der Umgebung von Züschen (Bl. Hallenberg) und ihre Trilobiten. — Dipl.-Arb., Bonn 1968. — [unveröff.]
- FOURMARIER, P. & LECKWIJK, W. VAN: La schistosité dans le Namurien d'Arnsberg (Westphalie) et dans les terrains sous-jacents. — Acad. roy. Belgique, Bull. Classe des Sci. (5. Série), **41**, S. 816–828, Bruxelles 1955
- FUCHS, A.: Geologische Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, Erl. zu Bl. Hohenlimburg, Lfg. 163, Berlin 1911
- GRAHMANN, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. — Forsch. z. deutsch. Landeskd., **104**, T. II, 198 S., 48 Abb., 3 Taf., 2 Kten. 1 : 100 000, Remagen 1958
- GRÜNHAGEN, H.: Petrographische Untersuchung von 47 Gesteinsproben aus dem Bereich der TK 25, Blatt 4817 Hallenberg. — Ber. Arch. Geol. L.-Amt. Nordrh.-Westf., Krefeld 1971. — [unveröff.]
- HAASE, G.: Hanggestaltung und ökologische Differenzierung nach dem Catena-Prinzip. — Petermanns geograph. Mitt., **105**, S. 1–8, 16 Abb., Gotha 1961
- HAUBOLD, W.: Über den Kulm auf Blatt Goddelsheim am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**, S. 208–246, Berlin 1933
- HEINE, K.: Einige Bemerkungen zu den Liefergebieten und Sedimentationsräumen der Löss im Raum Marburg/Lahn auf Grund tonmineralogischer Untersuchungen. — Erdkunde, **24**, S. 180–194, 5 Abb., 2 Bilder, 2 Tab., Bonn 1970
- HEITFELD, H.: Hydro- und baugelogeologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. — Geol. Mitt., **5**, 210 S., 71 Abb., 18 Tab., 4 Taf., Aachen 1965
- HELLERMANN, E.: Schieferigkeit und Gebirgsbau im östlichen Sauerland. — Geol. Mitt., **4**, S. 333–396, 33 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Aachen 1965
- HENKE, W. & SCHMIDT, W. E.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, Erl. zu Bl. Altenhundem, 64 S., Berlin 1922
- HERZOG, H.: Stadtwald Fredeburg in Vergangenheit und Gegenwart. — 55 S., 1 Tab., Fredeburg (Grobbel) 1963

- HESMER, H.: Wald- und Forstwirtschaft in Nordrhein-Westfalen. — 540 S., 155 Abb., 43 Tab., Hannover 1958
- HÖMBERG, A.: Siedlungsgeschichte des Oberen Sauerlandes. — 195 S., 6 Kten., Münster/W. (Aschendorf) 1938
- Hoss, H.: Untersuchungen über die Petrographie Kulmischer Kiesel-schiefer. — Beitr. z. Mineralogie u. Petrographie, **6**, S. 59–88, Heidelberg 1957
- JUNG, L. & LÜTTMER, J.: Über die Eignung des Vibro-Mischers bei der Schlämmanalyse. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 275–281, 2 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1955
- KAMP, H. VON: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25.000, Erl. zu Bl. 4611 Hohenlimburg. Mit Beiträgen von H. KÜHN-VELTEN, A. SCHERP, W. WIRTH u. M. WOLF, 182 S., 18 Abb., 16 Tab., 5 Taf., Krefeld 1972
- KAYSER, E.: Über die Fauna des Nierenkalkes von Enkeberg und der Schiefer von Nehden. — Z. deutsch. geol. Ges., **25**, S. 602–674, Berlin 1873
- KEPINSKI, A.: Hinweise zur Bilanz der unterirdischen Gewässer. — Wasser u. Boden, **23**, S. 256–257, 1 Abb., Hamburg 1971
- KIRWALD, E.: Über Wald und Wasserhaushalt im Ruhrgebiet. — Mitt. Forsch.-Arb. Ruhrtalesperrenverein Essen, 104 S., 7 Abb., 20 Tab., 66 Anl., Essen (Ruhrtalesperrenverein) 1955
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen. — 77 Kten., 10 Taf. m. Erläut., Offenbach (Deutscher Wetterdienst) 1960
- KNIPPING, H.-D.: Das untere Mitteldevon des Rothaargebirges südlich von Winterberg. — Decheniana, **108**, S. 17–43, Bonn 1956
- KOCH, M., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W.: Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**, S. 679–732, 10 Taf., 3 Abb., 3 Tab., Krefeld 1970
- KOCKEL, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Samml. Geol. Führer, **37**, 248 S., 28 Abb., Berlin (Borntraeger) 1958
- KÖRBER, H.: Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Mitt. geogr. Ges. Würzburg, **3**, 155 S., 6 Taf., 12 Abb., 4 Kten., Würzburg 1956
- KRAUME, E.: Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. — Beih. Geol. Jb., **18**, 394 S., 47 Taf., 11 Abb., 21 Tab., Hannover 1955
- KRAUME, E. & JASMUND, K.: Die Tufflagen des Rammelsberges bei Goslar. — Heidelb. Beitr. Mineralogie u. Petrographie, **2**, S. 443–454, Heidelberg 1951
- KREBS, W.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 216–242, 3 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1960
- KÜHNE, F. & PAECKELMANN, W.: Die stratigraphische und fazielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit den Nachbargebieten. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**, S. 1229–1254, Berlin 1929

- KULICK, J.: Zur Stratigraphie und Palaeogeographie der Kulm-Sedimente im Edergebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 243–288, 1 Taf., 11 Abb., 3 Tab., Krefeld 1960.
- Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Erläut. zu Blatt 4719 Korbach. Mit Beiträgen von H. KÜTHE, F. KUTSCHER, G. MATTHES, St. MEISEL, A. & CH. NIESCHALK, A. RABEN, A. SEMMEL u. R. WENDLER. — 272 S., 32 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 8 Taf., 2 Beil., Wiesbaden 1968
- LEUTERTZ, K.: Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1963**, S. 204–215, 4 Abb., Stuttgart 1968. — [1968 a]
- Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss. Univ. Marburg, 200 S., 94 Abb., 3 Tab., Marburg 1968. [Maschinenschr. reprogr.] — [1968 b]
- LUSZNAT, M.: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. 5014 Hilchenbach, 2. Aufl. Mit Beiträgen von H.-W. REHAGEN, M. REINHARDT, K. U. WEYER u. W. WIRTH, 265 S., 19 Abb., 10 Tab., 6 Taf., Krefeld 1970
- LÜTTMER, J. & JUNG, L.: Über die Eignung des Natrium-Phosphates zur Dispergierung bei der mechanischen Bodenanalyse. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 282–291, 1 Abb., 13 Tab., Wiesbaden 1955
- MEYER, K.: Das Untere Mitteldevon zwischen Winterberg und Wiemeringhausen im östlichen Sauerland. — Diss., 183 S., 84 Abb., 4 Taf., 1 Tab., Münster 1960
- MÜCKENHAUSEN, E.: Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**, S. 495–502, Krefeld 1958
- MÜCKENHAUSEN, E. & MERTENS, H.: Die Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung. — 40 S., 3 Abb., 1 Tab., Düsseldorf (Min. f. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten d. Landes Nordrh.-Westf.) 1966
- MÜGGE, O.: Untersuchungen über die „Lenneporphyre“ in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. — N. Jb. Miner., Geol. u. Paläont., B. B VIII, S. 535–721, Taf. 22–28, 10 Fig., Stuttgart 1893
- MÜLLER, G.: Vorläufige Mitteilung über ein neues dioktaedrisches Phyllosilikat der Chlorit-Gruppe. — N. Jb. Miner., Mh., **1961**, S. 112–120, Stuttgart 1961
- MÜLLER, H.: Zur Stratigraphie der Eifel/Givet-Grenze im östlichen Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**, S. 755–806, 1 Taf., 5 Abb., 6 Tab., Krefeld 1965
- Kartierbericht über die geologische Aufnahme von Blatt Girkhausen (TK 4717). — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1972. — [unveröff.]
- NATERMANN, E.: Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). — Wasserwirtsch., **41**, S.-H. Vorträge Tagung gewässerkundl. Anst., am 13./14. 9. 1950 in München, S. 12–14, Bielefeld 1951

- NEEF, E.: Zur Genese des Formenbildes der Rumpfgebirge. — Petermanns geograph. Mitt., **99**, S. 183–192, 4 Abb., Gotha 1955
- NICOLAUS, H.-J.: Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss. mathem.-naturwiss. Fak. Univ. Göttingen 1958. — [unveröff.]
- Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — Beih. geol. Jb., **43**, 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf., Hannover 1963
- PAPROTH, E.: Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 385–422, 7 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Krefeld 1960
- PAECKELMANN, W.: Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve in Westfalen. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**, S. 51–97, Taf. 4–5, Berlin 1924
- Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon i. Westf. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**, S. 210–230, Berlin 1926
- Über eine geologisch-tektonische Übersichtskarte des rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 8–15, Berlin 1927
- Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**, S. 370–412, Taf. 26, 15 Abb., Berlin 1928
- Die Rumpffläche des nördlichen Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **52**, S. 472–519, Taf. 22–24, Berlin 1932
- Geologische Karte von Preußen u. benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. Adorf, 66 S., Berlin 1936
- PFEFFER, P.: Kritischer Überblick über die Methoden zur Bestimmung des Basensättigungszustandes der Böden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 303–316, 6 Tab., Wiesbaden 1954
- PICKEL, W.: Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Edertal-sperre. — Z. deutsch. geol. Ges., **89**, S. 233–240, Stuttgart 1937
- RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**, 268 S., 7 Abb., 5 Taf., Wiesbaden 1954
- Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**, 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1956
- Zur Ostracodenstratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 61–105, 4 Abb., 7 Tab., 3 Taf., Krefeld 1960
- REICH, H.: Über ein Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ost-rand des rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 16–32, 1 Abb., Berlin 1927
- Geologische Karte von Preußen u. benachbarten deutsch. Ländern 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. Berleburg, Berlin 1935. — [1935 a]
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Erläut. zu Bl. Battenberg, 21 S., Berlin 1935. — [1935 b]
- RICHTER, RUD.: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. — Senckenbergiana, **6**, S. 119–165, 8 Abb., Frankfurt/M. 1924

- Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete. — T. I: Schutzgebiete für Grundwasser. — Arb.-Bl. W. 101, 11 S., Frankfurt/M. (DVGW) 1961
- RINGLEB, A.: Der Landkreis Brilon. — Die Landkreise in Westfalen, **3**, 309 S., 134 Abb., 9 Tab., 1 Kte., Münster (Aschendorff) 1957
- RIPPEL, G.: Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. — Geol. Jb., **68**, S. 401–456, Hannover 1954
- ROSCHKE, G.: Junge Abtragung durch fließendes Wasser am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Petermanns geograph. Mitt., **111**, S. 105–114, Gotha 1967
- RUPRECHT, L.: Die Biostratigraphie des obersten Kulm im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**, S. 238–283, Berlin 1936
- SAUER, E.: Das Perm am Schiefergebirgsrand zwischen Gilserberg und Lollar. — Diss., 115 S., 59 Abb., 9 Taf., 8 Tab., Marburg 1964
- SCHERLER, P.-C.: Die Karte der Grundwasserhöflichkeit im „Großraum Hannover“ und dessen Umgebung (im Maßstab 1 : 200 000). — N. Arch. f. Niedersachs., **18**, S. 241–249, 1 Abb., 1 Tab., 1 Kte., Göttingen 1969
- SCHINDEWOLF, O.H.: Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). — Abh. preuß. geol. L.-Anst., **178**, 132 S., 4 Taf., 27 Abb., Berlin 1937
- SCHIRMER, H.: Klimatologie. In: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda, Erläut., S. E 41 – E 57, 1 Kte., 18 Tab., Wiesbaden (Hess. Min. f. Landwirtschaft. u. Forsten) 1964
- SCHLICHTING, E.: Genetische und effektive Klassifikation von Böden. — Z. Pflanzenernähr., Düngg., Bodenkd., **123**, S. 220–231, Weinheim 1969
- SCHMIDT, H.: Zur Stratigraphie des Untercarbon. — Cbl. Mineral., Geol., Paläontol., **1923**, S. 741–746, Stuttgart 1923
- Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbon-Grenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**, S. 98–171, Taf. 6–8, 6 Abb., Berlin 1924
- Schwellen- und Beckenfazies im Ostrheinischen Paläozoikum. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, Mber., S. 226–234, 3 Abb., Berlin 1926
- Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. Geol. Paläontol., **12**, S. 1–154, 24 Abb., Berlin 1935
- Nach Goniatiten gegliederte Profile im sauerländischen Kulm. — Decheniana, **101**, AB, S. 49–63, Bonn 1942
- Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands. — 2. internat. Arb.-Tag. Silur/Devon-Grenze u. d. Stratigraphie v. Silur u. Devon, Bonn-Bruxelles 1960, Symp.-Bd., S. 224–230, 4 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1962
- Die wichtigsten Grenzen im Mitteldevon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**, S. 883–894, 1 Tab., Krefeld 1965
- SCHMIERER, T.: Geologische Karte von Preußen u. benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. Biedenkopf, Berlin 1934
- SCHNEIDER, H.: Die Grundwasserneubildung. — Z. Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau, **12**, S. 285–292, S. 321–328, S. 358–368, 14 Abb., Berlin 1961

- SCHNELL, R.: Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. — 3 Kten., viele Tab., Düsseldorf (Min. f. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land. Nordrh.-Westf.) 1955
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima des rheinischen Tertiärs. — Z. deutsch. geol. Ges., **118**, S. 33–68, 9 Abb., 5 Tab., Hannover 1968
- SCHWERZ, J. N. v.: Beiträge zur Kenntnis der westphälischen Landwirtschaft. — Möglinsche Ann. d. Landwirtsch., **1**, S. 339–410, Berlin 1818
- SEMMEL, A.: Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**, S. 273–285, 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1964
- SIEBERT, G. & LIETZ, J.: Über die hydrogeologischen Verhältnisse im Landkreis Brilon/Sauerland. — Gutachten Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1966. — [unveröff.]
- SOLLE, G.: Die Kondelgruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge, I–III. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **461**, S. 1–92 Frankfurt (Main) 1942
- .— Die Kondelgruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge, VI–X. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **467**, S. 157–240, Frankfurt (Main) 1942
- STRECKEISEN, A. L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. — N. Jb. Miner., Abh., **107**, S. 144–240, 6 Abb., Stuttgart 1967
- THIENHAUS, R.: Die Faziesverhältnisse im Südwestteil der Attendorner Mulde und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des bergisch-sauerländischen Mitteldevons. — Abh. Reichsamt Bodenforsch., N. F., **199**, 77 S., Berlin 1940
- THOME, K. N.: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. 4615 Meschede. Mit Beiträgen von H. MERTENS, H.-W. REHAGEN u. M. WOLF, 148 S., 15 Abb., 7 Tab., 6 Taf., Krefeld 1968
- .— Kartierbericht über die geologische Aufnahme von Blatt Schmallenberg (TK 4815). — Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1970. — [unveröff.]
- THUN, R.: Die Untersuchung der Böden. — Handbuch der landwirtschaftlichen Versuchs- und Untersuchungsmethodik (Methodenbuch), **1**, 3. Aufl. [bearb. v. E. KNICKMANN], 271 S., Radebeul u. Berlin (Neumann) 1955
- VOGES, A.: Oberdevon und Kulm zwischen Hallenberg und Medelon am Ostende des Rothaargebirges. — Dipl.-Arb., Göttingen 1958. — [unveröff.]
- .— Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes. — Paläont. Z., **33**, S. 266–314, Stuttgart 1959
- .— Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) im Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 197–228, 5 Abb., 5 Tab., Krefeld 1960
- Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda. — 78 Kten. mit Erläuterungen, 197 S., Wiesbaden (Hess. Min. f. Landw. u. Forsten) 1964
- WEBER, H.: Das Oberdevon der Attendorn – Elspeer Doppelmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 537–574, Taf. 40, 14 Abb., Berlin 1934
- WEBER, K.: Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **141**, S. 333–363, 14 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1972

- WOLBURG, J.: Das Devon im Gebiet der oberen Lenne. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **151**, 70 S., Berlin 1933
- WOLF, M.: Inkohlungsverhältnisse. In: VON KAMP: Geologische Karte von Nordrh.-Westf., 1 : 25 000, Erläut. zu Bl. 4611 Hohenlimburg. — 182 S., 18 Abb., 16 Tab., 5 Taf., Krefeld 1972
- WRIGHT, T. L.: X-ray and optical study of alkali feldspar, II: An X-ray method for determining the composition and structural state from measurements of 2 theta values for three reflections. — Amer. Miner., **53**, S. 88–104, 4 Abb., 5 Tab., Menasha, Wisc., 1968
- WÜRTEMBERGER, G.: Über das Vorkommen von Geröllen mit Eindrücken im unteren Buntsandstein zu Frankenberg in Kurhessen. — N. Jb. Mineral., Geognosie, Geologie und Petrefaktenkde., Stuttgart 1859
- ZEZSCHWITZ, E. VON: Geologisch-bodenkundlich-forststandortliche Beschreibung des Forstbetriebes der Markengenossenschaft Medelon, Kreis Brilon. — Gutachten Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1971. — [unveröff.]
- ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. L.-Amt f. Bodenforsch., **38**, 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962
- .— Ein Konglomerat im Sandstein der Nehden-Stufe in der Lüdenscheider Mulde. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**, H. 2, S. 88–101, 5 Abb., Stuttgart 1966
- .— Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**, S. 343–360, 2 Taf., 4 Abb., 1 Tab., Krefeld 1970. — [1970 a]
- .— Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Bl. 4713 Plettenberg, 2. Aufl. Mit Beiträgen von H. v. KAMP, M. REINHARDT, A. SCHERP, W. SCHMIDT u. W. WIRTH. — 179 S., 20 Abb., 10 Tab., 3 Taf., Krefeld 1970. — [1970 b]

Karten

- Geologische Karte der Rheinprovinz und Provinz Westfalen 1 : 80 000, Sect. Berleburg, 2. Aufl., bearb. von H. v. DECHEN, Berlin 1879
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000
Blatt Hohenlimburg, Lfg. 163, bearb. von A. DENCKMANN, A. FUCHS, W. HENKE, H. LOTZ, E. SCHMIDT, Berlin 1911
Blatt Altenhündem, Lfg. 236, bearb. von W. E. SCHMIDT, W. HENKE, Berlin 1923
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000
Blatt Adorf, Nr. 2660, Lfg. 341, bearb. von W. PAECKELMANN, Berlin 1936
Blatt Berleburg, Nr. 2852, Lfg. 335, bearb. von H. REICH, Berlin 1934
Blatt Battenberg, Nr. 2853, Lfg. 331, bearb. von H. REICH, Berlin 1934
Blatt Biedenkopf, Nr. 2918, Lfg. 272, bearb. von Th. SCHMIERER, Berlin 1930
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000
Blatt 4716 Bödefeld, bearb. von A. EBERT, Krefeld 1963
Blatt 4615 Meschede, bearb. von K. N. THOME, Krefeld 1968