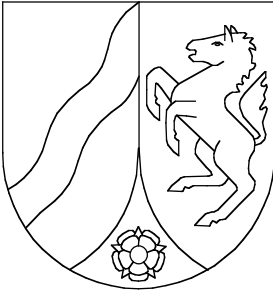


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen

5014 Hilchenbach

GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN

**Geologische Karte
von Nordrhein-Westfalen
1:25 000**

**Erläuterungen
zu Blatt
5014 Hilchenbach**

2. völlig neu bearbeitete Auflage

von

MANFRED LUSZNAT

Mit Beiträgen von HANS-WOLFGANG REHAGEN,
MANFRED REINHARDT, KLAUS UDO WEYER und WERNER WIRTH

19 Abbildungen, 10 Tabellen und 6 Tafeln

Krefeld

1970

Herausgabe und Vertrieb:

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld



Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000	Erl. Blatt 5014 Hilchenbach (2. Auflage)	265 S.	19 Abb.	10 Tab.	6 Taf.	Krefeld 1970
--	--	--------	---------	---------	--------	--------------

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
A. Vorwort zur Neuaufnahme des Blattes Hilchenbach	13
B. Grundlagen der Neuaufnahme	15
I. Aufschlußverhältnisse	15
II. Kartiermethode	16
III. Gesteinsnomenklatur	17
C. Allgemeine Übersicht	21
D. Geländegestaltung, Gewässernetz und Klima	25
I. Geländegestaltung und Gewässernetz	25
II. Klima	28
E. Schichtenfolge	31
I. Devon	31
a) ? Gedinne-Stufe (Gedinnium)	31
1) Müsener Schichten	31
a. Ziegenberg-Folge (dgZ)	34
b. Kindelsberg-Folge (dgK)	37
c. Martinshardt-Folge (dgM)	42
b) Siegen-Stufe (Siegenium)	52
1) Untere Siegener Schichten (dsSu)	53
2) Mittlere Siegener Schichten	59
a. Mittlere Siegener Schichten im südöstlichen Bereich des Blattgebietes	61
1. Eisernhardt-Schichten (dsEH)	63
2. Freusburger Schichten (dsF)	66
3. Gosenbacher Schichten (dsGO)	67
4. Freudenberger Schichten (dsFR)	72
b. Mittlere Siegener Schichten im nordöstlichen Bereich des Blattgebietes	77
1. Kromberg-Schichten (dsK)	78
2. Schloßberg-Schichten (dsSC)	80
c. Mittlere Siegener Schichten im östlichen und im nordwestlichen Bereich des Blattgebietes (dsSm)	83
3) Obere Siegener Schichten	87
a. Asdorfer Folge (dsA)	90
1. Ahe-Schichten (dsA1)	92
2. Niederndorfer Schichten (dsA2)	97
3. Übachtal-Schichten (dsA3)	98
b. Klafelder Folge (dsKL)	99
c) Fazies, Sedimentation und Paläogeographie während der Ablagerung der unterdevonischen Schichten im Blattgebiet	105

	Seite
1) Fazies und Sedimentation	105
a. Müsener Schichten	105
b. Siegener Schichten	106
2) Paläogeographie	110
II. Tertiär	111
III. Quartär	113
a) Pleistozän	113
1) Schuttbildungen (Frost- und Wanderschuttdecken) („fl“)	113
2) Äolische Ablagerungen (Lößlehm) („Löl“)	115
3) Fluvatile Ablagerungen (Terrassen)	115
b) Holozän	117
1) Auenlehmdecke (qh)	117
2) Schwemmkegel der Seitentäler	118
3) Moorbildungen und Vegetationsgeschichte (H.-W. REHAGEN)	118
F. Landschaftsgeschichte	125
G. Gebirgsbau	127
I. Bauelemente	127
a) Schichtung (s_s) und Falten	127
b) Schieferung (s_i) und deren Beziehung zum Faltenbau	131
c) Klüftung	135
d) Störungen	137
1) Streichende Störungen	137
2) Diagonalstörungen	139
3) Querstörungen	140
II. Baueinheiten	141
a) Morsbach–Müsener Schollensattel mit Müsener Horst	141
b) Giebelwald-Mulde	151
c) Betzdorf–Weidenauer Schuppenzone	153
III. Baugeschichte	164
H. Nutzbare Lagerstätten	171
I. Erzlagerstätten	171
a) Mineralführung der Gänge	172
1) Erzminerale	172
2) Gangarten	175
b) Ausbildung und Anordnung der Gänge	177
1) Betzdorf–Weidenauer Schuppenzone	177
2) Giebelwald-Mulde	180

	Seite
3) Morsbach—Müsener Schollensattel	180
c) Herkunft der Erzlösungen	188
II. Fest- und Lockergesteine	189
a) Quarzite und Sandsteine	189
b) Tonschiefer	190
c) Ton, Schluff (Lehm), Sand und Kies	190
J. Hydrogeologie (M. LUSZNAT & K. U. WEYER)	191
I. Grundwasserführung (M. LUSZNAT)	191
a) Felsgesteine	191
b) Lockergesteine	193
c) Natürliche Grundwasseraustritte	195
II. Grundwasserneubildung (K. U. WEYER)	197
a) Grundwasserkreislauf	197
b) Faktoren der Grundwasserneubildung	198
c) Meßergebnisse zur Beurteilung der Grundwasserneubildung	199
1) Methoden	199
2) Meßergebnisse	200
III. Grundwasserbeschaffenheit (M. LUSZNAT)	203
IV. Grundwassergewinnung (M. LUSZNAT)	205
a) Fassung von Quellen	205
b) Erschließung von Grundwasser aus den quartärzeitlichen Lockergesteinen	207
1) Talablagerungen	207
2) Hangschuttdecke	208
c) Erschließung von Grundwasser aus dem Felsgestein	208
1) Grubenbaue und Stollen	208
2) Bohrungen	210
d) Zusätzliche Gewinnungsmöglichkeiten (Reserven)	212
K. Beiträge zur Ingenieurgeologie (M. REINHARDT)	213
I. Talsperren	213
a) Breitenbach-Talsperre	213
b) Oberrau-Talsperre	215
II. Stollen	218
a) Beileitungsstollen zur Breitenbach-Talsperre	218
L. Böden (W. WIRTH)	220
I. Die Bodenbildung	220
a) Klima	220

	Seite
b) Ausgangsgestein	221
c) Wasser	222
d) Vegetation	223
e) Relief	223
f) Kultureinfluß	224
g) Zeit	224
II. Die Bodeneinheiten	225
a) Terrestrische Böden (grundwasserfreie Böden)	225
1) Rohböden und Ranker (Böden ohne verlehmtten Unterboden)	225
2) Braunerden (Böden mit verlehmtten Unterboden)	226
3) Parabraunerden	228
4) Pseudogleye	228
b) Semiterrestrische Böden (Grundwasserböden)	229
1) Auenböden	230
2) Gleye und Naßgleye	231
c) Organogene Böden (Moore)	232
d) Fossile Böden	232
III. Nutzung der Böden	234
M. Verzeichnis der Bohrungen	236
N. Verzeichnis der Schriften und Karten	251

Verzeichnis der Textabbildungen

	Seite
Abb. 1 Lage des Blattgebietes	21
Abb. 2 Tektonische Großstrukturen im Siegerland	23
Abb. 3 Mittlere Jahressummen des Niederschlags (in mm) für den Zeitraum 1891–1930	29
Abb. 4 Dünnschliffbild eines pyrophyllitführenden Quarzites	38
Abb. 5 Dünnschliffbild eines pyrophyllitführenden Quarzites	41
Abb. 6 Gliederungsbereiche der Mittleren Siegener Schichten	62
Abb. 7 Schnitt durch die Sperrstelle der Obernau-Talsperre, rechter Hang	73
Abb. 8 Gliederungsbereiche der Oberen Siegener Schichten	89
Abb. 9 Dünnschliffbild eines tonbändrigen Feinsandsteins	102
Abb. 10 Vereinfachtes Pollendiagramm aus dem Moor am Giller	120
Abb. 11 Gefügediagramme	129
Abb. 12 Nordwestvergenter Sattel mit gestörtem Kern	134
Abb. 13 Kluftdiagramm	136
Abb. 14 Baueinheiten	142
Abb. 15 Gangvorkommen im Bereich der Martinshardt westlich von Müsen	145
Abb. 16 Projektion der Gangzone „Neue Haardt“ auf eine NW–SO streichende vertikale Ebene	156
Abb. 17 Halblogarithmische Darstellung einiger Meßreihen des Grundwasserabflusses im Jahre 1959	201
Abb. 18 Geologischer Schnitt durch den Untergrund des Dammes der Breitenbach-Talsperre	214
Abb. 19 Wasseraufnahme und Klüftigkeitsziffern in den Kernbohrungen für die Obernau-Talsperre	217

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1 Einteilung der tonig-sandigen Festgesteine	18
Tab. 2 Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente im Blattgebiet Hilchenbach	30
Tab. 3 Gliederung und Mächtigkeit des Paläozoikums	32
Tab. 4 Mineralbestand von Proben rotvioletter Tonschiefer der Martinshardt-Folge	44
Tab. 5 Ausbildung und Gliederung des tiefen Unterdevons im Blattbereich 4713 Plettenberg	50
Tab. 6 Gliederung und Mächtigkeit der Oberen Siegener Schichten	91
Tab. 7 Mittelwerte der Grundwasserspenden	200
Tab. 8 Berechnung des theoretischen Grundwasservorrats am 15. August 1959	202
Tab. 9 Grundwasseranalysen	zwischen 210/211
Tab. 10 Chemische und physikalische Daten von charakteristischen Bodenprofilen	zwischen 228/229

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

- Tafel 1 Streichlinienkarte 1 : 25 000
- Tafel 2 Karte der tektonischen Einheiten 1 : 50 000
- Tafel 3 Karte der Schieferung 1 : 50 000
- Tafel 4 Karte der Gangvorkommen 1 : 50 000
- Tafel 5 Karte der Steine und Erden 1 : 50 000
- Tafel 6 Bodenkarte 1 : 50 000

Anschrift der Autoren:

Dr. M. LUSZNAT
Dr. H.-W REHAGEN
Dr. M. REINHARDT
Dipl.-Geol. K. U. WEYER
Dr. W. WIRTH

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

Druck: Joh. van Acken, Krefeld

A. Vorwort zur Neuaufnahme des Blattes Hilchenbach

Die erste geologische Spezialkartierung des Siegerlandes ist vom Blattgebiet Hilchenbach ausgegangen. Im Jahre 1904 begann DENCKMANN (1906 a) mit den entsprechenden Arbeiten in der Umgebung von Müsen. Es hat dann einer außerordentlich mühevollen und zeitraubenden Aufnahmetätigkeit bedurft, die von erheblichen wissenschaftlichen Auseinandersetzungen begleitet war, ehe schließlich in den Jahren 1930 bis 1934 die Siegerland-Blätter von der Preußischen Geologischen Landesanstalt herausgegeben werden konnten. An der Erstkartierung des Blattbereiches Hilchenbach sind außer A. DENCKMANN noch W. E. SCHMIDT und A. FUCHS beteiligt gewesen, die auch die Erläuterungen (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932) verfaßt haben.

Die im Vergleich zu anderen Gebieten relativ lange Dauer der ersten Spezialaufnahme spiegelt die besonderen Schwierigkeiten und Probleme wider, mit denen sich eine geologische Kartierung im Siegerland auseinandersetzen muß.

Als nach dem letzten Weltkrieg die Spateisenstein-Lagerstätten dieses Raumes wieder stärker in den Mittelpunkt wirtschaftlicher Interessen traten, erhielt die geologisch-lagerstättenkundliche Erforschung der Eisenerzgänge neue Impulse. Im Zusammenhang damit wurde zur weiteren Klärung stratigraphischer und tektonischer Probleme eine Neuaufnahme des Gebietes notwendig. Auf den Kartenblättern der Erstauflage war zwar die Tektonik in ihren wesentlichen Grundzügen schon richtig dargestellt, aber infolge der viel zu mächtigen Kartiereinheiten noch zu wenig differenziert worden. Das Kartenbild gab daher die tatsächlichen tektonischen Verhältnisse nur in recht grober Annäherung wieder, abgesehen davon, daß zum damaligen Zeitpunkt noch keine Klarheit über die Art des Faltenbaues bestand. Ferner führten die schwierigen faziellen Verhältnisse der im ganzen eintönigen Schichtenfolge stellenweise noch zu Unsicherheiten in der richtigen Beurteilung der stratigraphischen Zuordnung von Gesteinsabschnitten und damit auch zu tektonischen Fehldeutungen. Trotzdem bleibt aber die Erstaufnahme des Siegerlandes, besonders für den, der die Schwierigkeiten geologischer Aufnahmearbeiten in diesem Gebiet recht zu würdigen weiß, eine große wissenschaftliche Leistung. Die durch die Neuaufnahme erzielten Fortschritte können daher auch immer nur von dieser Grundlage her gesehen werden.

Im Rahmen der Neubearbeitung wurde die zweite Spezialkartierung des Blattbereiches Hilchenbach 1957 von E. WIEGEL in Angriff genommen und 1959 fortgesetzt. Im gleichen Jahre übernahm der Verfasser die Aufnahme und

führte sie — nach einer längeren Unterbrechung — in den Sommermonaten 1965 bis 1967 zu Ende. Während des zuletzt genannten Zeitabschnittes hat W. WIRTH (Kap. L) die quartärgeologischen Einheiten bodenkundlich bearbeitet; die Moore sowie ihre Vegetationsgeschichte (Kap. E III b 3) wurden von H. W. REHAGEN untersucht. Die vorliegenden Erläuterungen enthalten auch einen besonderen Abschnitt von M. REINHARDT über ingenieurgeologisch interessante Bauwerke; außerdem beteiligte sich K. U. WEYER mit Beiträgen an der Abfassung des Kapitels Hydrogeologie.

Nicht zuletzt sind die umfangreichen Geländearbeiten noch durch zahlreiche Spezialuntersuchungen im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen ergänzt worden, an denen folgende Mitarbeiter beteiligt waren:

Dr. EVA PAPROTH	Bestimmung der aufgesammelten Megafaunen
Dr. W. KNAUFF	Bearbeitung von Mikrofossilien aus dem Müssener Gebiet
Dr. A. SCHERP	Mineralogische Bearbeitung von Gesteinsproben
Dr. G. STADLER	Röntgenographische Analysen von Gesteinsproben
Dr. H. WERNER	Chemische Analysen von Wasser- und Bodenproben

B. Grundlagen der Neuaufnahme

Für die Beurteilung der im Kartenbild zum Ausdruck kommenden Ergebnisse der Neuaufnahme ist die Kenntnis der Grundlagen nicht unwesentlich, auf denen die Kartierung beruht. So wird zunächst auf die Aufschlußverhältnisse einzugehen sein, von denen ja in erster Linie die Genauigkeit und der Aussagewert jeder geologischen Karte abhängt. Dabei spielen auch die Möglichkeiten und Grenzen der bei der Aufnahme angewandten Methodik eine Rolle. Schließlich ist es zum besseren Verständnis dieser Erläuterungen zweckmäßig, wenn bei der derzeit noch recht unterschiedlichen Ansprache tonig-sandiger Sedimente im Devon des Rheinischen Schiefergebirges die hier verwendeten Bezeichnungen vorher entsprechend definiert worden sind.

I. Aufschlußverhältnisse

Die Verteilung der einzelnen Aufschlüsse innerhalb des Blattgebietes geht im wesentlichen aus der Streichlinienkarte (Taf. 1) hervor. In Bereichen großer Aufschlußdichte war es wegen des Kartenmaßstabes nicht möglich, alle vorhandenen Aufschlüsse durch ein Streich- und Fallzeichen wiederzugeben. Diese Einschränkung entfällt jedoch für die schlecht bis unaufgeschlossenen Gebiete. Daher läßt sich die Aufschlußdichte gerade in diesen Arealen, auf die es bei der Beurteilung des Kartenbildes besonders ankommt, ohne weiteres aus der erwähnten Streichlinienkarte entnehmen. Die Bewertung der einzelnen Aufschlüsse wurde nach der von PILGER und HESEMANN (in PILGER 1955, S. 44) ausgearbeiteten Kennzeichnung vorgenommen. Danach werden drei Gruppen von Aufschlüssen unterschieden:

1. **Sehr gute bis gute Aufschlüsse:** Die petrographischen Verhältnisse und die jeweilige Schichtenfolge sind in größerem Zusammenhang zu beobachten. Demzufolge treten auch die tektonischen Gefügeelemente übersichtlich hervor.
2. **Mäßige Aufschlüsse:** Es sind jeweils nur kleine Ausschnitte der Fels- oder Lockergesteine einer Beobachtung zugänglich. Von den tektonischen Elementen lassen sich in jedem Falle noch Lagerungsverhältnisse und Schieferungsflächen hinreichend sicher feststellen, während die Schichtenfolge nur im Zusammenhang mit anderen Aufschlüssen einigermaßen zu erkennen ist.

3. **Schlechte Aufschlüsse:** Der petrographische Charakter der Schichten kann noch annähernd erkannt werden. Sofern Schicht- und Schieferflächen auszumachen sind, läßt sich deren Raumstellung nur in seltenen Fällen noch hinreichend sicher messen.

Aus diesen Definitionen folgt: die Streichlinienkarte gibt – von wenigen Ausnahmen abgesehen – nur die Aufschlüsse der Gruppe 1 und 2 wieder, ohne daß diese Gruppen besonders unterschieden werden.

Die Bereiche sehr guter bis mäßiger Aufschlüsse sind – wie das Kartenbild auf den ersten Blick erkennen läßt – im Raum des Blattes Hilchenbach recht unterschiedlich verteilt. Deutliche Schwerpunkte relativ gut aufgeschlossener Gebiete befinden sich im Südwesten; und zwar an das Ferndorf- und Siegtal gebunden, sowie im Nordosten entlang der Bahnlinie und Straße von Hilchenbach nach Lützel¹⁾. Durch die im Bau befindliche Oberrhein-Talsperre entstehen auch in der Umgebung von Brauersdorf zahlreiche sehr gute bis gute Aufschlüsse, die aber zum Teil nur vorübergehende Bedeutung haben, weil sie entweder überstaut oder durch Baumaßnahmen beseitigt werden.

Außerhalb dieser Schwerpunkte erstrecken sich die meisten Aufschlüsse mit unterschiedlicher Besetzungsdichte entlang der größeren Täler, geben aber als einzelne Klippen, Felsentblösungen, Weg- oder Straßenanschnitte im ganzen nur einen mäßigen bis schlechten Einblick in die geologischen Verhältnisse.

Gute Aufschlüsse sind selten, selbst dort, wo die hervortretenden Täler der Sieg und Ferndorf stärker ausgeräumt wurden. Sowohl an den Talhängen als auch auf den Höhen verhüllen die quartärzeitlichen Lockerbildungen das anstehende Felsgestein, so daß man in überwiegendem Maße auf Lesesteine angewiesen ist, die in den ausgedehnten Waldgebieten zudem noch selten sind. Der Raum zwischen Buschhütten – Niedersetzen im Westen und Allenbach – Ruckersfeld im Osten ist ganz besonders schlecht aufgeschlossen, und selbst innerhalb der durch ein stärkeres Relief belebten Umgebung von Müsen treten nur wenige aufgelassene Steinbrüche sowie größere Pingen als gute bis mäßige Aufschlüsse in Erscheinung.

II. Kartiermethode

Der Neuaufnahme des Siegerlandes liegt die Zielsetzung einer differenzierteren Darstellung der tektonischen Verhältnisse zugrunde. Sie wurde im Blattgebiet zunächst mit der von PILGER (1952, 1955) entwickelten Kartierung von Leitschichtenpartien zu erreichen versucht (WIEGEL 1957). Die Möglichkeiten und Grenzen dieser Methode sowie ihre Weiterentwicklung sind in den Erläuterungen zu Blatt 5113 Freudenberg ausführlich dargestellt

¹⁾ unmittelbar östlich des Gillers auf dem benachbarten Blatt 5015 Erndtebrück gelegen

(LUSZNAT 1968, S. 15–17). Bei der weiteren Bearbeitung des Blattbereiches Hilchenbach ist folgendermaßen verfahren worden:

Gleichzeitig mit der petrographischen Aufnahme wurden auch die tektonischen Daten an allen überhaupt erreichbaren Aufschlüssen mitkartiert. Auf der Grundlage dieser Daten ist dann fortlaufend die beigelegte Streichlinienkarte (vgl. Kap. G I a) konstruiert worden²⁾, in deren Gerüst die petrographischen Befunde eingetragen und ausgewertet wurden. Auf diese Weise erhält man eine bessere Kontrollmöglichkeit über den Verlauf der einzelnen Kartiereinheiten. Außerdem sind dadurch auch Änderungen der lithofaziellen Eigenschaften dieser Einheiten genauer zu übersehen.

Im Gegensatz zur klassischen Aufnahmemethode, bei der sich „die Tektonik im wesentlichen aus der Darstellung der stratigraphischen Einheiten“ (PILGER 1955, S. 43) ergibt, werden bei einem solchen Vorgehen sowohl die petrographischen Kennzeichen als auch die tektonischen Gefügeelemente in gleichem Maße zur Kartierung herangezogen. Da man aber auch bei der Kartierung mit Hilfe der Streichlinien auf hinreichend vorhandene Aufschlüsse angewiesen ist, bleibt die so durchgeführte Aufnahme besonders in schlecht oder nicht aufgeschlossenen Gebieten noch mit vielen Unsicherheiten behaftet. Der zum Teil intensive Faltenbau läßt sich nämlich nur durch eine entsprechende Aufschlußdichte erfassen. Bedenkt man außerdem, daß die Grenzen der einzelnen Kartiereinheiten im Grunde genommen lithofazielle Grenzen sind, so werden die außerordentlichen Schwierigkeiten offenbar, der die geologische Kartierung des Siegerlandes gegenübersteht.

III. Gesteinsnomenklatur

Im Zuge der Neuaufnahme wurde versucht, die bisher üblichen Bezeichnungen der paläozoischen Sedimentgesteine des Siegerlandes auf Grund von mineralogischen Spezialuntersuchungen dem Einteilungsprinzip der Locker-sedimente anzupassen. Ein entsprechender Vorschlag ist nach Vorarbeiten durch BAUER, FENCHEL & PILGER (1960) von SCHERP (1963) vorgelegt worden, dem hier gefolgt wird. Er wurde in den Erläuterungen zu Blatt 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968, S. 17–20) im einzelnen erörtert.

Danach lassen sich die tonig-sandigen Festgesteine in drei Gruppen einteilen, wie sie die Tabelle 1 wiedergibt.

Die zur Sandstein-Gruppe gehörenden Ablagerungen sind bisher als Grauwacken (Siegener Grauwacke, KAYSER 1892) bezeichnet worden. Diesen Gesteinstyp hat SCHERP (1963) genauer untersucht. Auf Grund des mitgeteilten Mineralbestandes und des durchweg guten bis mäßigen Sortierungs-

²⁾ Für den Kartieranteil WIEGEL (1957) ist das allerdings erst nachträglich geschehen.

Tabelle 1
Einteilung der tonig-sandigen Festgesteine

Gesteins- gruppe	Bisherige Bezeichnung	Korngröße in μ	Mineralbestand in Vol.-%
Sandstein- Gruppe*)	Grauwacke Grauwacken- sandstein Sandschiefer	>60	Quarz 55–70, Feldspat 5–15, Muskovit 1–3, Illit-Sericit, etwas Chlorit, Limonit 10–35; Schwerminerale max. 1–2 und zwar: Zirkon 60%, Rutil, Tur- malin; der opake Anteil besteht nach DEGENS (1955) aus Pyrit, Kupferkies und Martit in der Umgebung von Eisenerz- und Erzgängen sowie vereinzelt Spinell und Leukoxen. Gelegentlich geringer Carbonatgehalt
Siltstein- Gruppe	Grauwacken- sandstein	4–60	Im ganzen wie zuvor
Tonschiefer- Gruppe	Tonschiefer Schiefer	<4	Außer Illit kaum noch echte Ton- minerale vorhanden. Durch Um- wandlung des Mineralbestandes vorwiegend Sericit, Chlorit, auti- gener Quarz in feinsten Verteil- lung, wenig Feldspat, gelegentlich Limonit

*) Stellenweise treten quarzitisches Sandsteine auf, die dadurch ausgezeichnet sind, das einzelne (mikroskopische) Bereiche des Gesteins bereits quarziti-
sche Kornbindung (Korn-an-Korn-Gefüge) besitzen Dieses Gefüge kann
auch das ganze Gestein erfassen; es liegen dann Quarzite (Felsquarzite)
vor.

grades müssen die sogenannten „Grauwacken“ als Sandsteine³⁾ angespro-
chen werden.

Der Siltstein-Gruppe ordnet SCHERF (1963) diejenigen feinkörnigen
Festgesteine zu, die keine Tongesteine mehr sind, jedoch überwiegend aus
feinkörnigem Quarzmaterial ($\phi < 0,063$ mm) bestehen und daher noch

³⁾ Bereits v. DECHEN (1855) hat die später als Grauwacken bezeichneten Ge-
steine schon als Sandsteine angesprochen.

nicht zu den Feinsandgesteinen gerechnet werden können. Sie entsprechen in ihrer Korngrößenzusammensetzung etwa dem Schluff der Lockergesteine. In Anlehnung an den angloamerikanischen Sprachgebrauch wurde für die Festgesteine statt des Begriffs „Schluff“ die Bezeichnung „Silt“ gewählt.

In die Tonschiefer-Gruppe fallen alle Gesteinstypen, deren Korngröße im wesentlichen unter 0,004 mm liegt. Im Rahmen einer Neuordnung der Gesteinsnomenklatur nach den Korngrößen wäre es konsequent gewesen, alle Festgesteine gegenüber den Lockergesteinen durch die Endsilbe „-stein“ hervorzuheben und sämtliche nach der Verfestigung sekundär erworbenen Merkmale, wie z. B. Schieferung (vgl. Kap. G1b), in adjektivischer Form zum Ausdruck zu bringen. Da aber das Flächengefüge der Schieferung ein charakteristisches Merkmal der Tongesteine im variszisch gefalteten Grundgebirge ist, wurde diese Gefügeeigenschaft durch die Endsilben „-schiefer“ im Gesteinsnamen belassen.

Die reinen Glieder der einzelnen Gruppen sind durch mannigfaltige Übergänge in Form toniger, siltiger und sandiger Beimengungen miteinander verbunden.

Die Grenze zwischen den jeweiligen Gruppen wird dort gezogen, wo die den Gesteinstyp charakterisierende Korngröße mehr als 50 % des Gesamtbestandes ausmacht. Die entsprechenden Beimengungen weiterer Korngrößen-Komponenten werden als Adjektiv dem Gesteinsnamen vorangesetzt, wie zum Beispiel toniger oder stark toniger Sandstein⁴⁾.

Freilich lassen sich die in einem Dreiecks-Diagramm Sandstein–Siltstein–Tonschiefer (vgl. SCHERP 1963, S. 207) genau abzugrenzenden Teilbereiche, wie toniger Sandstein, stark toniger Sandstein oder gar tonig-siltiger Sandstein feldgeologisch auch bei einiger Übung nur annähernd bestimmen. Die feldgeologische Ansprache wird daher immer nur eine erste Annäherung bedeuten, die in erforderlichen Fällen stets durch entsprechende petrographische Spezialuntersuchungen eingeengt werden muß.

Der Anteil der Beimengungen bestimmt den Sonderungsgrad der Gesteine. Demzufolge sind die mehr oder weniger „reinen“ Glieder der jeweiligen Gesteinsgruppe sehr gut gesondert, während die Sonderung mit der Zunahme der beigemengten Korngrößen mäßig bis schlecht wird. Auf Grund dieser Verhältnisse neigen stets die sehr gut gesonderten Sandsteine in einzelnen Bereichen zu einer quarzitischen Kornbindung (Korn-an-Korn-Gefüge) und sind daher als quarzitische Sandsteine zu bezeichnen. Vereinzelt treten im Blattgebiet auch Quarzite auf (s. S. 37).

Der Anteil der Beimengungen ist entweder in dem betreffenden Gestein gleichmäßig verteilt oder erscheint auf besondere Lagen konzentriert, je nach Sonderung der Korngrößenklassen.

⁴⁾ Sandreichere, klastische Gesteinsglieder werden seit alters her als rauh bezeichnet im Gegensatz zu den milden, d. h. sandarmen bis -freien Partien.

Sich derartig abhebende Einschaltungen können folgendermaßen ausgebildet sein:

bandförmig = gleichmäßig dicke Lage

bandflaserig = in ihrer Mächtigkeit an- und abschwellende Lage

flaserig = meist lagenweise angeordnete Auflösung in einzelne, mehr oder weniger gestreckte Linsen

Die entsprechenden Gesteine werden dann als Bänder-, Bänderflaser- oder Flaser-Sandstein usw. bezeichnet. Die beschriebenen Lagen lassen sich nach ihrer Dicke noch weiter unterteilen:

feinbändrig usw.	bis 0,5 cm
mittelbändrig usw.	0,5 bis 2,0 cm
grobkbändrig usw.	2,0 bis 5,0 cm

Zum Teil treten die Gesteine in Form einer durch Schichtfugen getrennten Bankung auf. Zur Kennzeichnung der Bankung ist bei der Gesteinsbeschreibung folgende Einteilung verwendet worden:

dünnbankig	5 bis 20 cm
mittelbankig	20 bis 50 cm
dickbankig	über 50 cm

Innerhalb der Schichtenfolge schließen sich die verschiedenen Sandstein-Typen, gelegentlich auch Quarzite, zu mehr oder weniger mächtigen Bankfolgen zusammen. Zum Teil wurden diese Folgen — einzeln oder innerhalb bestimmter Schichtenabschnitte zusammengefaßt — als Kartier-Einheiten aus-
geschieden. Sollte eine Nutzung dieser Bankfolgen beabsichtigt sein, müssen in jedem Falle noch spezielle Untersuchungen über ihre Ausbildung und Verbreitung durchgeführt werden.

C. Allgemeine Übersicht

Der Bereich des Blattes Hilchenbach liegt im NO-Teil des Siegerländer Blocks, der als tektonisches Hochgebiet eine besondere geologische Einheit im Rheinischen Schiefergebirge darstellt (Abb. 1). Innerhalb dieser Einheit

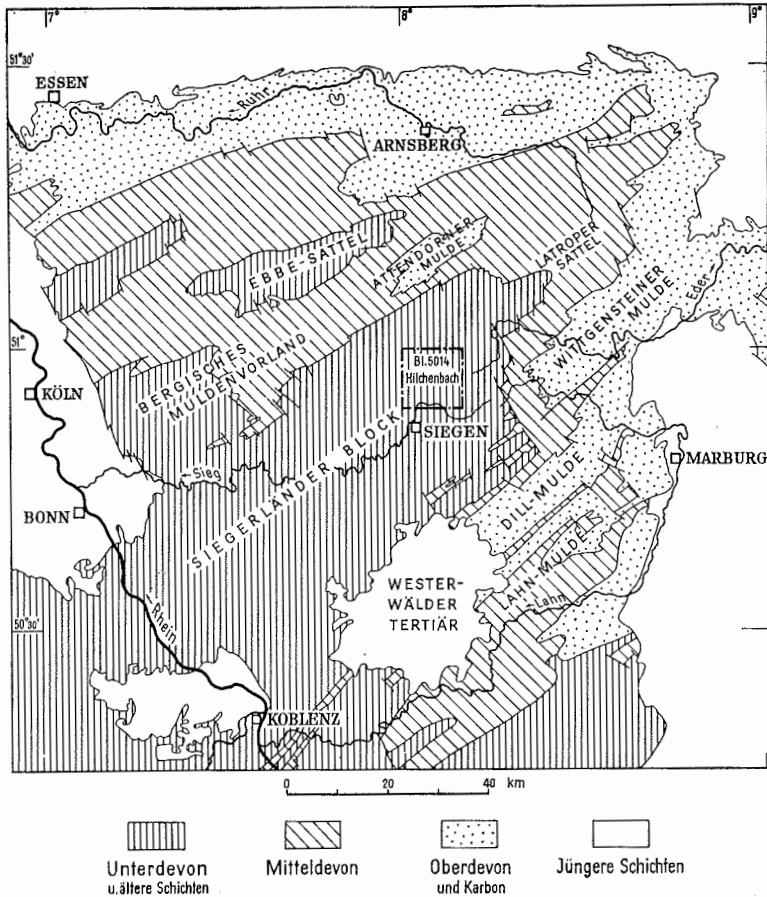


Abb. 1. Lage des Blattgebietes

streichen unterdevonische Gesteinsserien aus, die in nordöstlicher Richtung unter jüngere Ablagerungen der Wittgensteiner Mulde sowie des Latroper und Züscher Sattels (BACHMANN 1965) abtauchen. Nach NW schließt sich ein durch zwei hervortretende Mulden gekennzeichnetes Bauelement an, das in seiner Gesamtheit als Attendorner Mulde bezeichnet wird⁵⁾. Die südwestliche Fortsetzung dieser Einheit bildet das Bergische Muldenvorland (SPRIESTERS-BACH 1942).

Südostwärts des Blocks folgen Dill- und Lahn-Mulde. Beide werden im SW ungleichförmig vom Westerwälder Tertiär mit seinen großen Basaltdecken verhüllt.

Über die Unterlage des im Siegerländer Block zutage tretenden Unterdevons sind bis heute nur Mutmaßungen möglich. Das Paläozoikum besteht ganz überwiegend aus klastischen Gesteinen, denen örtlich Keratophyre und deren Tuffe sowie wenige intrusive jüngere Diabasgänge eingeschaltet sind. Im Blattgebiet Hilchenbach streichen jedoch keine Vulkanite aus. Die vermutlich ältesten Schichtenglieder der rein klastischen Abfolge stehen in der Gegend von Müsen (NW-Teil) an. Sie müssen wahrscheinlich ins Gedinium gestellt werden, dem sich — offenbar ohne erkennbare Schichtlücke — das Siegenium in Form der Siegerner Schichten auflagert (Kap. E I b). Der zuletzt genannte Schichtenkomplex nimmt den Hauptanteil des Blattbereiches ein, ohne daß seine Obergrenze noch austreicht. Ausbildung und Aufeinanderfolge der Gesteinsserie gehen im einzelnen aus der Beschreibung der Schichtenfolge hervor (Kap. E).

Während der erwähnten Zeitspanne wurden die Sedimente in einem Meeresbecken, dem rheinischen Trog der variszischen Geosynklinale (Kap. E I c) abgelagert. Diskontinuierliche Bewegungen im späten Stadium der Geosynklinalezeit haben wahrscheinlich eine vororogene Dehnungstektonik bewirkt, die sich in einem Schollenbau zu erkennen gibt. Die so vorgezeichnete Schichtenfolge ist dann im Zuge der variszischen Gebirgsbildung gefaltet, geschiefert, geklüftet und an Störungen gegeneinander versetzt worden, wobei verschiedene Vorgänge zum Teil eng ineinandergreifen und sich auch überschneiden (Kap. G).

Durch die orogene Einengungstektonik wurde der Bereich des Siegerländer Blocks in mehrere Baueinheiten gegliedert. Der NO-Teil (vgl. Abb. 2) wird durch zwei größere, relativ stark gestörte und differenzierte Sattelstrukturen beherrscht, die dem Blattgebiet Hilchenbach das tektonische Gepräge geben.

Den südöstlichen Bereich nimmt die Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone (LUSZNAT 1968) ein. Sie ist durch ein Bündel weit aushaltender streichender Aufschiebungen gekennzeichnet und bildet in dieser Form die nordöstliche

⁵⁾ nach HENKE (1907) auch Attendorn-Elsper Doppelmulde

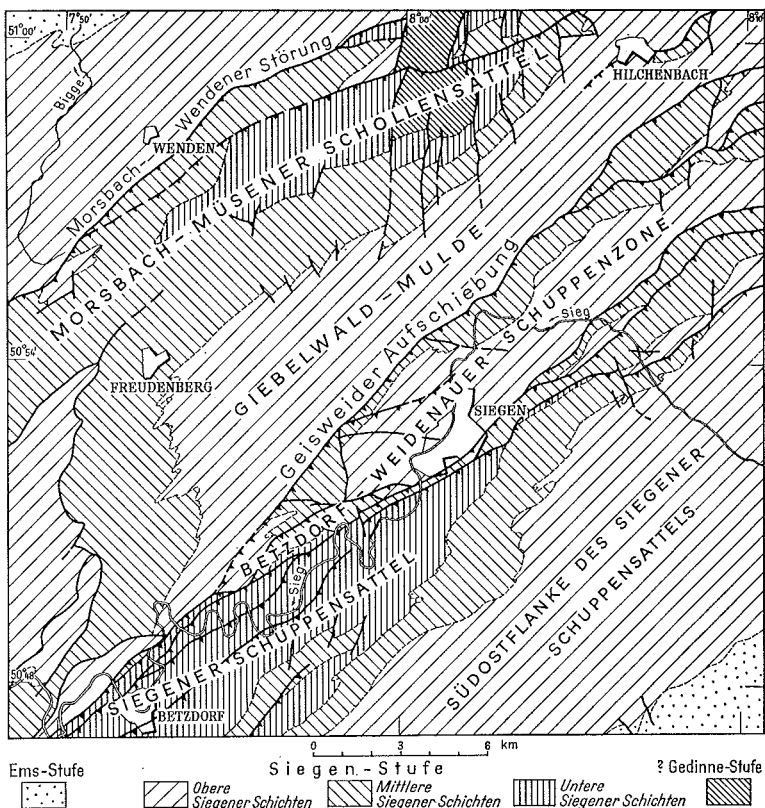


Abb. 2. Tektonische Großstrukturen im Siegerland

Fortsetzung des als Siegener Schuppensattel (PILGER 1954) = Siegener Hauptsattel (QUIRING 1923 c) bezeichneten Strukturelementes.

Dieses Element beginnt an seiner NW-Flanke mit einer markanten Aufschübung (Siegener Hauptaufschübung, LUSZNAT 1968, VÖGLER 1968 = Siegener Hauptüberschübung, QUIRING 1926), die sich von der Eifel über den Rhein bis in das Siegerland verfolgen läßt (HENKE 1930, 1933), nordöstlich von Siegen aber in mehrere Bahnen aufsplittert und so an Bedeutung verliert.

Die NW-Ecke des Blattgebietes wird von der zweiten, ebenfalls tektonisch stärker differenzierten sattelartigen Struktur berührt, die aus dem Raum der Blätter 5112 Morsbach und 5013 Wenden in SW-NO-Richtung herüberzieht. Im NW ist sie wiederum von einer streichenden Störung mit offenbar aufschübbendem Charakter (Morsbach-Wendener Störung, VÖGLER 1968) begrenzt.

Schuppenbau tritt untergeordnet auf (vgl. Abb. 2). Im Bereich der Blätter 5013 Wenden und 5014 Hilchenbach gliedern vor allem N-S verlaufende Störungen den dort noch deutlich hervortretenden Sattelkern in einzelne Schollen. Das aus vorwiegend roten Gesteinsfolgen aufgebaute Gebiet des „Müsener Horstes“ (DENCKMANN 1906 a) wird nach Westen und Osten von solchen Störungen begrenzt. In südwestlicher Richtung verliert die Struktur den noch erkennbaren Sattelcharakter. Es bildet sich in diesem Teil ein durch Störungen gekennzeichnete Abschnitt Mittlerer Siegener Schichten heraus, der eine ausgesprochene Schollenstruktur (Scholle von Morsbach, VÖGLER 1968) hat. Die zuerst im „Müsener Horst“ (DENCKMANN 1906 a) erkannte, später vielfach als (Morsbach-) Müsener Sattel bezeichnete Baueinheit wird jetzt mit dem Begriff Morsbach-Müsener Schollensattel umschrieben (VÖGLER 1968).

Zwischen den Morsbach-Müsener Schollensattel und die Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone mit dem ausklingenden Siegener Schuppensattel schaltet sich die spezialgefaltete und ebenfalls gestörte NW-Flanke der generell nach NO abtauchenden Giebelwald-Mulde (QUIRING 1926) ein.

Im Zusammenhang mit den tektonischen Beanspruchungen während der variszischen Gebirgsbildung entstanden auch die Gangspalten. Sie wurden in der Hauptsache synorogen vererzt (Kap. H I). Durch postvariszische Bewegungen sind die paläozoischen Störungen posthum zum Teil wieder aufgelebt (PÖTTER 1958), ohne daß diese Bewegungen im Blattgebiet genauer fixiert werden können.

Das unterdevonische Felsgestein überlagern ungleichförmig Lockerbildungen des Quartärs (Kap. E III), auf deren bodenkundliche Entwicklung im Kap. L eingegangen wird. In diese Zeit fällt auch die im Tertiär eingeleitete endgültige Formung der heutigen Landschaft (Kap. F).

Politisch gehört das Blattgebiet zum Landkreis Siegen im Regierungsbezirk Arnsberg des Landes Nordrhein-Westfalen. Die Verwaltung der Unterlagen des inzwischen völlig aufgegebenen Erzbergbaues obliegt dem Bergamt Siegen, während für alle mit der Geologie des Gebietes zusammenhängenden Fragen — soweit sie im Interesse des Öffentlichen Dienstes liegen — das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen zuständig ist.

D. Geländegestaltung, Gewässernetz und Klima

I. Geländegestaltung und Gewässernetz

Das Siegerland im Sinne einer naturräumlichen Einheit (HARTNACK 1957) ist von dem im Norden und Nordosten angrenzenden Rothaargebirge durch eine verhältnismäßig steilböschige und stark zertalte Höhenstufe deutlich getrennt. Dieser morphologisch besonders hervortretende Anstieg beherrscht den nord-östlichsten Teil des Blattgebietes und leitet dergestalt zu dem relativ flachen Höhenrelief der Rothaar über.

Die Mittelgebirgslandschaft erhebt sich dort in geschlossener Form über 600 m NN. An die Oberkante des als natürliche Grenze in Erscheinung tretenden Anstieges, der Neigungswinkel zwischen 20 und 40° erreicht, ist die Wasserscheide zwischen Sieg und Eder gebunden. Während die stark verästelten Nebenbäche der Sieg scharf eingeschnittene Kerbtäler mit starkem Gefälle aufweisen, zeichnen sich die der Eder zugeordneten Wasserläufe in ihrem oberen Teil mehr durch flachwannige Talformen und ein sanftes Gefälle aus. Die erwähnte Wasserscheide zwischen Sieg und Eder tritt östlich vom Giller — der höchsten Erhebung (653,3 m) — in den Raum des Blattes Hilchenbach über und verläuft dann in nahezu nördlicher Richtung über den Hütten-Berg (625,1 m), die Buchhelle (618,1 m) zum Buchenhain (614,1 m) am nördlichen Kartenrand.

Von diesem Höhenzug fällt das Gelände in Form des erwähnten morphologischen Grenzwalles, der in sich fingerförmig zertalt ist, rasch nach Westen und Süden auf etwa 500 m NN ab und wird dann allmählich immer niedriger. Im Zuge dieser allgemeinen Tendenz ist der Raum Allenbach — Ruckersfeld — Oechelhausen — Afholderbach generell nur noch durch Höhen zwischen 500 m und 450 m NN gekennzeichnet, bis schließlich im südwestlichen Blattanteil (Buschhütten — Hüttental — Dreis-Tiefenbach) Werte von etwa 400 m bis 340 m NN erreicht werden.

Der beschriebene Trend in der Höhen-Abstufung hat seine Ursache im besonderen morphologischen Charakter des Siegerlandes, das als wannenförmig eingetiefter Landschaftsteil von nur nach Westen offenen Rahmenschwellen umgeben wird.

Im Nordwesten stößt von einer solchen schon außerhalb des Blattbereiches verlaufenden Schwelle die aus Kindels-Berg (618,1 m) und Martinshardt (616,1 m) bestehende Berggruppe nach Süden vor. Sie beherrscht durch ihre

ausgeprägte Hochlage den Raum westlich von Müsen, was vor allem noch dadurch unterstrichen wird, daß das Höhenrelief in südlicher und östlicher Richtung mit sehr markanter Stufe recht unvermittelt auf 470 bis 400 m NN abfällt (Wilder Stein 475,3 m, Rodenull 436,0 m, Kolben-Berg 443,1 m, Höhe 385,9 m nördlich Dahlbruch).

Durch den erheblichen Niveauunterschied zwischen der Martinshardt und dem östlich unmittelbar angrenzenden Rothenbach-Tal im Bereich von Müsen (334,0 m) tritt dort die Ostflanke dieses Berges als besonders eindrucksvoller Steilhang in Erscheinung.

Einen ähnlichen, jedoch nur schmalen Ausläufer der Rahmenschwellen stellt der auf 633,0 m NN ansteigende Berg Alte Burg nördlich von Obernau dar. Er liegt unmittelbar am östlichen Blattrand und setzt sich in einem von ihm und in sich deutlich abgestuften, langgestreckten Höhenzug (Höhe 541,0 m östlich Eschenbach, Scharn 496,1 m, Ley-Berg 512,4 m) bis in die Gegend von Netphen fort.

Die in der beschriebenen Form zum Ausdruck kommende Abdachungstendenz der Berggipfel zeigt im einzelnen noch eine deutliche Abhängigkeit von der Gesteinsausbildung (vgl. Kap. E). So erreichen zum Beispiel die aus Mittleren Siegener Schichten aufgebauten Erhebungen in der Regel größere Höhen als die benachbarten Bergkuppen innerhalb Unterer oder Oberer Siegener Schichten und sind meist auch durch eine stärkere Hangneigung sowie schroffere Formen ausgezeichnet. Dieses Phänomen läßt sich besonders anschaulich vom Kulminationspunkt der Straße Netphen - Frohnhausen beobachten. Im Blickfeld nach Norden hebt sich der vom Manns-Berg (476,1 m), Köpfchen (526,1 m) und Homerich (545,9 m) begleitete Zug Mittlerer Siegener Schichten morphologisch heraus, und gegen Süden ist diese Schichtenfolge an eine deutlich hervortretende Höhenkette gebunden, die vom Zinsenbach (452,0 m) südlich Netphen — durch das Siegtal unterbrochen — in nordöstlicher Richtung zur Alten Burg herüberzieht. Den zwischen diesen dominierenden Höhenzügen liegenden Raum nehmen **Obere Siegener Schichten** ein, in deren Bereich die einzelnen Berggruppen etwas niedriger und durch sanftere Hangneigungen ausgezeichnet sind.

Weiterhin ist das morphologische Hochgebiet der Bergkuppen westlich von Müsen an die tektonische Struktur des Müsener Horstes (Kap. G II a) gebunden, in dessen Gebiet Quarzite und Einschaltungen quarzitischer Sandsteine zutage treten. Demgegenüber wurde der aus vorherrschend weicheren Ton-schiefern bestehende Ausstrichbereich Unterer Siegener Schichten zwischen Ferndorf und Müsen intensiv ausgeräumt.

Die so gestaltete Höhengliederung wird durch ein dichtes und recht stark verzweigtes Talsystem in zahlreiche Kuppen, mehr oder weniger gestreckte Bergrücken, größere und kleinere Riedel sowie relativ schmale Verebnungen aufgelöst.

Mit Ausnahme weniger Bäche im Bereich des Rothaargebirges, die schon zum Niederschlagsgebiet der Eder gehören, entwässern die Wasserläufe der mehr oder weniger tief eingeschnittenen Täler zur Sieg. Als wasserreichster Fluß tritt sie südöstlich von Netphen auf das Blattgebiet über und durchfließt dessen südlichsten Teil bis Weidenau. Zwischen Netphen und Dreis-Tiefenbach verläuft die Talrichtung ausgesprochen Ost–West, um dann mit einem scharfen Knick nach Süden abzubiegen. Im Zuge eines annähernd bogenförmigen Verlaufes erweitert sich die sonst 160–200 m breite Siegaue westlich von Netphen auf 400 m. Dieses Verhalten steht offensichtlich im Zusammenhang mit der Gesteinsbeschaffenheit, denn die schmalere Teilstücke fallen mit den Ausstrichbereichen von Mittleren Siegener Schichten zusammen, die gegenüber den Oberen Siegener Schichten eine größere Abtragungsfestigkeit besitzen. Daher ändert sich auch meistens die Form der zu den Höhen aufsteigenden Talflanken mit dem Wechsel in der Verwitterungsbeständigkeit von Schichtenabschnitten. So ist im Verbreitungsgebiet der Siegener Schichten zu beobachten – und zwar nicht nur im Siegtal –, daß die Talhänge meistens dann relativ stärker geneigt sind, wenn Mittlere Siegener Schichten anstehen. Die Talaue der Sieg tritt mit 292,0 m NN in das Blattgebiet ein und fällt bis zu dessen tiefstem Punkt in Weidenau auf rd. 248,0 m NN ab. Das Gefälle des Siegtales beträgt auf der 8,5 km langen Flußstrecke 1 : 191.

Stellenweise wird das Profil der den Fluß begleitenden Talflanken durch schmale, leistenförmige Verebnungen modifiziert, die Reste älterer Talböden darstellen. Derartige Zeugen weitgehend abgetragener Flußterrassen lassen sich gelegentlich auch noch im Tal des Ferndorf-Baches beobachten.

Dieser Wasserlauf tritt unter den Sieg-Zuflüssen besonders hervor. Er erreicht von Nordosten kommend zwischen Helbershausen und Hilchenbach das Blattgebiet, um es bei Kreuztal wieder zu verlassen. Der Ferndorf-Bach durchläuft dabei den nordwestlichen Blattanteil in schwach gewundenem Verlauf nach SW. Von Kreuztal aus (Bl. 5013 Wenden) biegt er dann scharf in die N-S-Richtung um, erscheint im Abschnitt Buschhütten–Weidenau wieder im Blattgebiet und vereinigt sich schließlich unmittelbar südlich der Blattgrenze mit der Sieg. Die Breite der Talsohle nimmt mit der Länge des Wasserlaufes generell zu. Sie schwankt insgesamt zwischen 150 und 350 m.

Das den beiden Hauptvorflutern Sieg und Ferndorf-Bach zugeordnete Niederschlagsgebiet liegt nicht symmetrisch zum jeweiligen Wasserlauf. Die linksseitig zufließenden Nebenbäche sind gegenüber den von rechts einmündenden relativ kurz und unbedeutend. Eine Ausnahme von dieser Regel bilden lediglich Walder- und Ins-Bach, die beide dem Ferndorf-Bach linksseitig zufließen, der eine in Hilchenbach, der andere bei Allenbach. Sonst aber empfängt der Ferndorf-Bach von Hilchenbach bis Kreuztal nur von rechts ansehnliche Zuflüsse. Es sind dies: Langenfelder-, Preister-, und Hilchen-Bach (alle in der Ortslage Hilchenbach einmündend), ferner Breiten-Bach, in dessen Tal

die gleichnamige Trinkwasser-Talsperre (Kap. K) liegt, sowie Winter- und Zitzen-Bach. Im Raum Hüttental münden schließlich noch der Sohl- und Birlen-Bach aus dem Gebiet des Blattes 5013 Wenden kommend in die Ferndorf.

Die Nebenbäche der Sieg spiegeln den asymmetrischen Bau des zugeordneten Niederschlagsgebietes in gleicher Weise wider. Während die von Süden her einmündenden, relativ kurzen Bäche nur eine untergeordnete Bedeutung haben, sind die aus dem Norden, das heißt von rechts kommenden Zuläufe wie Obernau (im Bau befindliche Trinkwasser-Talsperre, Kap. K), Netphe und Dreis-Bach beträchtlich länger und weisen demzufolge auch eine größere Wasserführung auf.

Mit Annäherung an die Quellen verschwindet in den Neben- und sich verzweigenden Seitentälern der ebene Talboden. Es bilden sich ausgesprochene Kerbtäler heraus, die häufig mit einer flachen, muldenförmigen Quellnische beginnen. Am Südwestabfall des Rothaargebirges haben die sich intensiv aufgabelnden Quellbäche der Netphe, des Dreis-, Ins- und Walder-Baches fast schluchtartige Täler herausmodelliert und sich in die noch verbliebenen quartärzeitlichen Ablagerungen zum Teil bis vier Meter eingetieft. Nur stellenweise liegt die Bachsohle das Felsgestein frei.

Im Bereich der Nebentäler läßt sich schließlich noch die häufig wiederkehrende Erscheinung eines asymmetrischen Talbaues beobachten. In der Regel sind die nach Osten und Norden gerichteten Hänge überwiegend sanfter geneigt als die entsprechenden Gegenflanken (Kap. E III).

II. Klima

Das Siegerland gehört zum nordwestdeutschen Klimabereich (Klima-Atlas von Nordrh.-Westf. 1960). Dieser Bereich wird im wesentlichen von maritimen Luftmassen aus südwestlicher bis nordwestlicher Richtung beherrscht. Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges schließt sich die Klimaprovinz des westlichen Mitteldeutschlands an, in der sich der Einfluß kontinentaler Luftmassen stärker bemerkbar macht. Daher sind dort im allgemeinen die Sommer wärmer und die Winter kälter als im Nordwesten. Außerdem fallen weniger Niederschläge. Innerhalb des Grenzgebietes der beiden Bereiche kommt vorübergehend der klimatische Charakter des einen oder anderen Raumes mehr zur Geltung, so daß sich in solchen Zeiten die Unterschiede verwischen.

Im nordwestdeutschen Klimabereich sind die Wettererscheinungen gebietsweise abgewandelt, was in erster Linie durch die großräumlichen Landschaftsformen vorgezeichnet wird. Die durch Höhenlage und morphologische Gliederung veränderten Klimaelemente kennzeichnen ihrerseits Teilbereiche, die als Klimabereiche ausgeschieden werden. Das Gebiet des Blattes Hilchenbach wird dem Sauerländischen Klimabezirk zugerechnet. Dieser Raum ist durch meist relativ milde regnerische Winter und nur selten trockene, heiße Sommer bei einer aus dem langjährigen Durchschnitt errechneten mittleren

Jahrestemperatur von $6-8^{\circ}$ charakterisiert. Der verhältnismäßig hohe mittlere Jahresniederschlag von 950–1300 mm (vgl. Abb. 3) hat seine Ursache darin, daß sich die vom Meer kommenden Luftmassen beim Anstieg zum Hochsauerland abregnen.

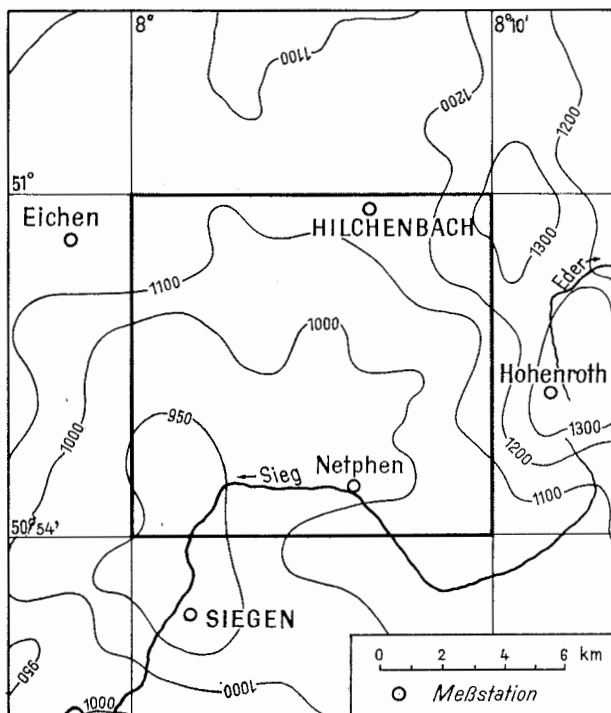


Abb. 3. Mittlere Jahressummen des Niederschlages (in mm) für den Zeitraum 1891–1930; nach SCHIRMER (1955)

Im einzelnen geht der klimatische Charakter des Blattgebietes aus den in der folgenden Tabelle 2 zusammengestellten mittleren Jahreswerten der Klimaelemente hervor. Die Verteilung der mittleren Jahressummen des Niederschlages (in mm) gibt die Abb. 3 wieder. Die einzelnen Werte, deren Schwankungen durch die Höhengliederung im Blattgebiet (vgl. Kap. D I) bestimmt werden, wurden dem erwähnten Klima-Atlas und den Angaben von SCHNELL (1955) entnommen.

Tabelle 2
Mittlere Jahreswerte im Blattgebiet Hilchenbach

Nr.	Klimaelement	Werte	Periode
1	Mittlere Niederschlagshöhe pro Jahr in mm	1100–950	1881–1930
2	Mittlere Verdunstungshöhe pro Jahr in mm	350–450	1931–1950
3	Mittlere Abflußhöhe pro Jahr in mm	650–700	1931–1950
4	Mittlerer Anteil der Schneemenge am Gesamtniederschlag in % Jahr	15– 20	1931–1940
5	Mittlere Zahl der Tage mit Schneedecke \geq 0 cm/Jahr	55– 65	1935/36 – 1944/45
6	Mittlere Zahl der Frosttage pro Jahr (Tiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe)	100–110	1881–1930
7	Mittlere Zahl der Eistage pro Jahr (Höchstwert unter 0° C)	25– 30.	1881–1930
8	Mittlere Dauer der frostfreien Zeit pro Jahr in Tagen	150	1881–1940
9	Mittlere Zahl der Sommertage pro Jahr (Höchstwert der Temperatur mind. 25° C)	10– 15	1881–1930
10	Mittlere wirkliche Lufttemperatur pro Jahr in °C	6,5–7,5	1881–1930
11	Mittlere wirkliche Lufttemperatur im Januar in °C	-1,0 bis -0,5	1881–1930
12	Mittlere wirkliche Lufttemperatur im Juli in °C	15–15,5	1881–1930

E. Schichtenfolge

I. Devon

Unterdevon

Das Felsgestein des Blattgebietes setzt sich aus einer im ganzen recht eintönigen Folge klastischer Sedimente zusammen. Die vermutlich ältesten Schichten streichen im Nordwesten – westlich und nordwestlich von Müsen – aus. Ihr petrographischer Charakter weicht zum Teil augenfällig von der sonst üblichen Ausbildung der Festgesteine des Blattbereiches ab, denn rote Ton-schiefer, Silt- und Sandsteine geben der in ihrer Gesamtheit als **Mü s e n e r S c h i c h t e n** bezeichneten Einheit das hervortretende Gepräge. Die Einordnung des Müsener Gesteinskomplexes in das **G e d i n n e** (DENCKMANN 1906 a) ist bis heute mit Unsicherheiten behaftet und daher nur wahrscheinlich, was im einzelnen noch zu begründen sein wird.

Den weitaus größten Flächenanteil nehmen jedoch Gesteinsfolgen ein, die insgesamt als **S i e g e n e r S c h i c h t e n** (KAYSER 1892) benannt wurden und die auf Grund der im folgenden darzulegenden Argumente in die Siegen-Stufe zu stellen sind.

Das Paläozoikum (Tab. 3) des Blattgebietes besteht daher nur aus unterdevonischen Ablagerungen, von denen der größte Teil der Siegen-Stufe angehört, während die Einstufung der im Liegenden auftretenden Serie in die Gedinne-Stufe noch jeglicher biostratigraphischer Beweisführung entbehrt.

a) ? Gedinne-Stufe (Gedinnium)

1) Müsener Schichten


N a m e (hiermit aufgestellt): nach der Ortschaft Müsen im NW des Blattgebietes

DENCKMANN (1906 a) hat der durch rote Gesteine besonders hervortretenden Abfolge im Nordwesten des Blattgebietes als erster ein Gedinne-Alter **zuge-**schrieben und diese Ansicht in den nachfolgenden Publikationen (DENCKMANN 1907, 1909, 1911, 1912, 1914, 1915, 1918) unverändert vertreten.

Er weist zwar bei seiner ersten Begründung darauf hin, daß „in der Literatur des Siegerlandes wiederholt diese Vermutung ausgesprochen“ worden sei

Tabelle 3

Gliederung und Mächtigkeit des Paläozoikums

Gliederung	Südöstlicher Bereich			Nordöstlicher Bereich		Nordwestlicher Bereich	
	Südöstlicher Bereich			Nordöstlicher Bereich		Nordwestlicher Bereich	
Obere Siegener Schichten	Klafelder Folge (dsKL)	>200 m	Klafelder Folge	>700 m	Klafelder Folge	>200 m	Klafelder Folge
	Asdorfer Folge (dsA)						
Mittlere Siegener Schichten	Übachthal-Schichten (dsA3)	50-150 m					
	Niederndorfer Schichten (dsA2)	20-200 m					
Untere Siegener Schichten	Ahe-Schichten (dsA1)	500-700 m					
	Freudenberger Schichten (dsFR)	150-300 m					
Müsender Schichten	Gosenbacher Schichten (dsG0)	60-130 m					
	Freusburger Schichten (dsF)	50-130 m					
Müsender Schichten	Eisenhardt-Schichten (dsEH)	>450 m					
	(Liegendes streicht nicht aus)						
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							
Müsender Schichten							

(DENCKMANN 1906 a, S. 94), doch läßt sich aus den für dieses Gebiet in Frage kommenden Arbeiten (JUNG 1841, v. DECHEN 1849, 1855, BLUHME 1856, KLIEVER 1862, NÖGGERATH 1863, SCHMEISSER 1883, BRÜCHER 1903) eine solche Äußerung nicht entnehmen. Wohl findet sich bei HUNDT, GERLACH, ROTH & W. SCHMIDT (1887, S. 19) unter Berufung auf KOCH (1880) ein ganz allgemeiner Hinweis, daß im Siegerlande auch Gesteine der „tiefsten Stufe“ des Devons vorkommen. Aber damit ist ganz eindeutig nicht die rote Serie der Müsener Gegend, sondern der heute als Siegener Schichten bezeichnete Komplex gemeint, den KOCH (1880) auf Grund des gleichen Fossilinhaltes mit dem von ihm seinerzeit für tiefstes Devon gehaltenen Taunusquarzit verglich.

Da sich DENCKMANN (1906 a, 1918) auf paläontologische Beweise für die von ihm vertretene Altersstellung der Müsener Schichten mangels Fossilfunden nicht stützen konnte, waren für ihn die Lagerungsverhältnisse in Verbindung mit einem Vergleich lithofaziell ähnlich ausgebildeter Schichten im Hohen Venn (DENCKMANN 1906 a) und Ebbe-Sattel (DENCKMANN 1907) bestimmend.

Die Erstaufnahme (DENCKMANN 1906 a) des als Gedinne angesprochenen Gesteinskomplexes ergab zunächst innerhalb des Blattbereiches einen im Osten und Westen entlang von Störungen gegen Siegener Schichten begrenzten „Müsener Horst“. Lediglich nord- und nordostwärts von Ferndorf beobachtete DENCKMANN (1906 a, 1907, 1909), daß die überwiegend roten Gesteine bei gleichmäßigem südöstlich gerichtetem Einfallen allmählich in die blaugrauen Siegener Schichten übergehen und diese daher unterlagern. Die Müsener Schichten greifen freilich über den Raum des Blattes Hilchenbach hinaus und umfassen noch Bereiche der Blätter 4913 Olpe, 4914 Kirchhundem und 5013 Wenden, die in der ersten Auflage (W. E. SCHMIDT 1924 a, 1924 b, 1930) vorliegen (vgl. Abb. 2). Im Zusammenhang mit der Neuaufnahme des Blattgebietes Hilchenbach wurde diese Abfolge zur Herstellung der Anschlüsse im Gebiet 5013 Wenden (LUSZNAT 1969) sowie im südlichen Teil des Blattes 4914 Kirchhundem (HILDEN 1967, LUSZNAT 1969) neu kartiert.

Der weitgehend durch Störungen begrenzte horstartige Bereich von vermutlich Gedinne innerhalb des Kartenbildes der erwähnten Blätter (DENCKMANN 1912, 1918, W. E. SCHMIDT 1924 a, 1924 b, 1930) ist von Anfang an als ein störender Fremdkörper inmitten des dort ausstreichenden Paläozoikums der Siegen- und Ems-Stufe empfunden worden. So hat es auch nicht an Versuchen gefehlt, das durch DENCKMANN (1906 a) eingeführte stratigraphische Denkmodell – und damit die tektonische Deutung – zu erschüttern. Dabei wurden alle Möglichkeiten einer Einstufung zwischen Siegenium (QUIRING 1921, HAACK 1925, HENKE 1926, SCHRIEL & GROSS 1933, JOHANNSEN 1956) und Emsium (BREDIN & RICHTER 1922, SCHRIEL 1932) diskutiert.

Im Gegensatz dazu hielten BAUMANN (1909), W. E. SCHMIDT (1926 b), FUCHS (1923 a, 1923 b, 1929) und FAUST (1928), denen sich später HENKE (in ASSEL-

BÉRGHs u. a. 1936) sowie SCHRIEL (1936)⁶⁾ anschlossen, an der DENCKMANN'schen Konzeption grundsätzlich fest.

Auch die Neuaufnahme des Blattbereiches und der angrenzenden Randgebiete hat keine überzeugenden Argumente gegen eine solche Einstufung ergeben. Da es in dem relativ schlecht aufgeschlossenen Raum bisher nicht gelungen ist, diese Einordnung durch Fossilfunde zu belegen, ist man weiterhin auf die Beurteilung der Lagerungsverhältnisse angewiesen. Aus dem gleichen Grund lassen sich die Müsener Schichten nur nach lithofaziellen Gesichtspunkten gliedern. Es werden jetzt mit FUCHS (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932) im Gegensatz zu DENCKMANN (1918) drei sich petrographisch deutlich voneinander abhebende Schichtenpacken (Folgen) unterschieden, für deren Bezeichnung im Blick auf die erwähnten stratigraphischen Unsicherheiten vorerst Lokalnamen gewählt worden sind (vgl. Tab. 3).

a. Ziegenberg-Folge (dgZ)

(Unterlage des Gedinnium, DENCKMANN 1918, S. 12 teilweise; Verseschichten [im engeren Sinne], FUCHS in FUCHS & W. E. SCHMIDT, 1932 S. 8)

Name (hiermit aufgestellt): nach dem Ziegen-Berg (r 31 320, h 52 390) auf Bl. 4914 Kirchhundem

Die als ältestes Schichtenglied angesehene Ziegenberg-Folge streicht im äußersten Nordwesten des Blattgebietes gerade noch aus. In diesem Bereich wird sie von quartärzeitlichen Ablagerungen weitgehend verhüllt und außerdem noch durch den Schutt des im Hangenden auftretenden Quarzites stark überrollt. Infolgedessen lassen sich im Blattgebiet selbst keine ausreichenden Einblicke in die Ausbildung und den Aufbau des Schichtenabschnittes gewinnen. Für die nachstehende Beschreibung müssen daher die relativ schlechten Aufschlußverhältnisse im Fortstreichen nach NO innerhalb des benachbarten Blattes 4914 Kirchhundem herangezogen werden, wo das Schichtenglied am NW-Hang des Ziegen-Berges noch am besten zu beobachten ist.

Gesteine: Auffallend dunkelblaugraue, mehr oder weniger siltige Tonschiefer, die partienweise in ausgesprochen blaugraue, geringmächtige Siltsteine übergehen, herrschen vor. Die Tonschiefer sind des öfteren bei recht guter Sonderung deutlich feingebändert, selten auch einmal feinandflaserig. Sie weisen in der Regel glatte Schieferflächen auf, die im frischen Zustand leicht glänzen. Als ein geradezu charakteristisches Kennzeichen dieser dunklen, meist recht intensiv geschieferten Tongesteine müssen die immer wieder zu beobachtenden gelblich-bräunlichen Verwitterungsfarben angesprochen werden. Vereinzelt finden sich auch Toneisenstein-Konkretionen. Als besonders augenfällige Einschaltungen treten geringmächtige, rotviolette, zum Teil stark siltige Tonschiefer auf. Während DENCKMANN (1918, S. 13) noch

⁶⁾ SCHRIEL hat seine Ansicht innerhalb kurzer Zeit wiederholt geändert (SCHRIEL 1932, SCHRIEL & GROSS 1933, SCHRIEL 1936).

der Ansicht war, daß die roten Tongesteine nur in Form eines einzigen durchziehenden schmalen Bandes eingelagert seien, wurden durch die Neuaufnahme mehrere solcher geringmächtigen Einschaltungen nachgewiesen.

Sie sind an folgenden Stellen zu beobachten:

Blatt 4914 Kirchhundem

1. Fahrweg vom Stoß nach Grube Heinrichsseggen bei
r 31 680, h 53 110; anstehend
2. Bachbett östlich Grube Heinrichsseggen bei
r 31 640, h 53 160 und r 31 570, h 53 150; anstehend
3. Bachriß am NW-Hang des Ziegen-Berges bei
r 31 140, h 52 920; anstehend
4. Waldweg am NW-Hang des Ziegen-Berges bei
r 31 230, h 52 870; Lesesteine
5. Neue Fahrstraße von Müsen nach Littfeld am NW-Hang des Ziegen-Berges bei
r 31 080, h 52 640; anstehend
6. Alter Hohlweg oberhalb Grube Hohenstein bei
r 30 760, h 52 120; anstehend
7. Neuer Fahrweg oberhalb Grube Hohenstein bei
r 30 620, h 52 180; Lesesteine

Blatt 5014 Hilchenbach

Stollen-Voreinschnitt an der Fahrstraße zum Kindels-Berg bei r 30 180, h 51 280; stark verfallen

Die Mächtigkeit der bisher festgestellten Einlagerungen rotvioletter, mehr oder weniger siltiger Tonschiefer bewegt sich etwa zwischen 2 und 5 m. Zuweilen sind diese Gesteine grünlichgrau gefleckt und kommen mit blaßgrünen Einschaltungen vergesellschaftet vor. Die letzteren treten auch innerhalb der blaugrauen Sedimente allein auf. Stellenweise nimmt der Siltgehalt in den rotvioletten und grünlichen Partien so zu, daß sich typische Siltsteine einstellen. Die Verteilung dieser Partien innerhalb des Schichtenpackens ist nicht auf einen bestimmten, durchgehenden Horizont beschränkt. Vielmehr gewinnt man aus den freilich recht schlechten Aufschlußverhältnissen den Eindruck, daß es sich um unregelmäßige Einschaltungen handelt, die auskeilen sowie örtlich auch gehäuft auftreten können. Im Bereich des Blattes Hilchenbach scheinen rotviolette Partien im obersten Teil der Schichtenfolge häufiger aufzutreten.

Durch röntgenographische Untersuchungen (RB = Röntgenbeugungsanalyse) des Mineralbestandes je einer Probe rotvioletter und dunkelblaugrauer Tonschiefer durch STADLER (1969) konnte innerhalb der Ziegenberg-Folge auch überraschend Pyrophyllit nachgewiesen werden, auf den im Zusammenhang mit der Diskussion über die Altersstellung der Müsener Schichten auf S. 48 noch besonders eingegangen wird.

Probe: Nr. 9/69 (RB 7997)

Fundort: Halde am NW-Hang des Ziegen-Berges bei r 31 310, h 52 200, Blatt 4914 Kirchhundem

Makroskopisch: Dunkelblaugrauer, leicht glänzender Tonschiefer

Mineralbestand: Quarz, Sericit, Pyrophyllit, Chlorit, Feldspat

Probe: Nr. 10/69 (RB 7998)

Fundort: Alter Hohlweg oberhalb Grube Hohenstein bei
r 30 760, h 52 120, Blatt 4914 Kirchhundem

Makroskopisch: Rotvioletter, siltiger Tonschiefer, angewittert

Mineralbestand: Quarz, Sericit, Pyrophyllit, Hämatit, Feldspat,
Chlorit

Ferner sind der Ziegenberg-Folge noch Sandsteine eingelagert, die sich in Form von einzelnen Bänken und Bankfolgen innerhalb des Schichtengliedes verteilen. Die Gesteine waren zur Zeit der Erstaufnahme im Bereich des Blattes 4914 Kirchhundem in einer Reihe von kleinen Brüchen aufgeschlossen (DENCKMANN 1918), die heute alle völlig verfallen und zugewachsen sind.

Nach den wenigen Aufschlüssen und Lesesteinbefunden haben die ausgesprochen hellgrauen, meist feinkörnigen Sandsteine einen dünn- bis mittelbankigen Charakter und in der Regel ebene Schichtflächen. Zuweilen treten quarzitisches Varianten auf, die zum Hangenden deutlich zunehmen und so lithologisch in die folgende Serie überleiten. Hellbraune bis braune Verwitterungsfarben sind häufig. Streifige bis feimbändrige Partien kommen vor. Sie bedingen örtlich ausgesprochen plattigen Zerfall. Die Mächtigkeit der unregelmäßig eingeschalteten Bankfolgen läßt sich infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht sicher angeben. Sie wird zwischen 2 und 6 m liegen, wobei geringmächtige Tonschiefer-Zwischenlagen auftreten können.

Fauna und Flora: Reste von Tieren und Pflanzen konnten bisher nicht gefunden werden.

Altersstellung: Die Einordnung der Ziegenberg-Folge als ältestes Schichtenglied innerhalb des Blattgebietes gründet sich allein auf die Lagerungsverhältnisse in Verbindung mit dem lithologischen Charakter (vgl. auch Abschn. c. Martinshardt-Folge).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grenze zum Liegenden ist noch unbekannt, da die Folge von einer streichenden Störung im Bereich des Blattes 4914 Kirchhundem abgeschnitten wird. Mit dem relativ scharfen Einsatz der im Hangenden folgenden quarzitisches Serie wird die obere Grenze gezogen, die sich im Blattgebiet selbst auf Grund der erwähnten Bedeckung mit quartärzeitlichen Lockerbildungen sowie der Quarzit-Überschotterung sehr schlecht kartieren läßt.

Die aus dem Oberflächenausstrich abzuleitende Mächtigkeit der Abfolge beträgt rd. 350 m. Da die Unterlage noch nicht bekannt ist, muß die Gesamtmächtigkeit des Schichtengliedes größer als dieser Wert sein.

Locus typicus und Verbreitung: Zusammenhängend aufgeschlossene Schichtenschnitte sind innerhalb der Abfolge nicht vorhanden. Den besten Einblick liefern die Aufschlüsse am NW-Hang des Ziegen-Berges (Blatt 4914 Kirchhundem), insbesondere der Bachriß bei r 31 140, h 52 920. Das Schichtenglied streicht in der NW-Ecke des Blattbereiches gerade noch aus, und tritt am W-Hang des Kindels-Berges in einem schmalen Zipfel auf.

Gute Aufschlüsse sind im Blattgebiet nicht vorhanden.

b. Kindelsberg-Folge (dgK)

(Untere Zone der arkosischen und quarzitischen Sandsteine und Konglomerate, DENCKMANN 1918, S. 15; unterer Quarzit [Ebbesandstein], FUCHS in FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932, S. 10)

Name (hiermit aufgestellt): nach dem Kindels-Berg (r 30 140, h 51 000) in der NW-Ecke des Blattgebietes

Gesteine: Das Schichtenglied wird ganz überwiegend aus weißlich-grauen, zuweilen auch schwach rötlichgrauen, quarzitischen Sandsteinen und Quarziten aufgebaut. Die Gesteine sind fein- bis mittelkörnig, stellenweise auch grobkörnig und verwittern mittel- bis schmutziggelblich. Hier und da treten auch hellbräunliche Farbtöne mit ockergelbem Einschlag auf. Zum Teil lassen sich feine, undeutlich ausgebildete Tonestreifen beobachten. Die Abfolge besteht aus dünnbankigen (häufig plattigen) bis mittelbankigen Partien, deren größte aufgeschlossene Mächtigkeit am Hohenstein (r 30 620, h 51 720) rund 6 m beträgt. Auf den durchweg ebenen Schichtflächen finden sich meist helle Glimmerschuppen. Schrägschichtungskörper kommen des öfteren vor. Sie sind besonders gut im Steinbruch (r 30 510, h 51 900) nördlich der Haarnadelkurve des Fahrweges zum Kindels-Berg aufgeschlossen. Die Quarzite und quarzitischen Sandsteine weisen einen scharfkantigen, splittigen bis scherbigen Bruch auf und spalten besonders gut nach den ebenen Schichtflächen.

Die mineralogische Untersuchung einiger Gesteinsproben durch SCHERP (1969) ergab folgendes Bild (D = Dünnschliff):

Probe: Nr. 12/66 (D 2049, RB 8002)

Fundort: Klippe am Hohenstein (r 30 600, h 51 720)

Makroskopisch: Hellgrau-bräunliches, quarzitisches Gestein mit 0,5 cm breitem Trümchen aus Quarz und Goethit

Mikroskopisch: Quarzkörner in der Korngröße 0,2–0,4 mm liegen im wesentlichen in quarzitischer Korn-an-Korn-Bindung (Mosaikstruktur), teilweise schließen sie jedoch in Zwickeln oder auch in Nestern Aggregate von schuppig-blättrigem Pyrophyllit (max. 0,5 mm ϕ) ein (Abb. 4). Diese Aggregate sind meist mehr oder weniger mit Brauneisen durchtränkt. Goethit findet sich auch hier und da zwischen den Quarzkörnern. Da Feldspäte im Gestein völlig fehlen, und die Pyrophyllit-Aggregate häufig die Korngröße der Quarze – die auch vom Feldspat hätte erwartet werden müssen – besitzen, darf angenommen werden, daß diese Aggregate über Kaolinit aus Feldspat hervorgegangen sind. Der Umweg über Kaolinit muß angenommen werden, weil bei der direkten Umwandlung aus Feldspat die noch anwesenden Alkali-Ionen gestört hätten und zur Bildung von Sericit beziehungsweise von Muskovit statt von Pyrophyllit geführt hätten. Neben den Quarzkörnern, die Einkristalle darstellen, treten untergeordnet auch Körner aus Mörtelquarz und anderen feinkörnigen Quarzaggregaten auf. Ein Tonstein-Einschluß (ϕ 2 mm), der auch etwas mit Brauneisen imprägniert ist, hat in seiner feingewebten Grundmasse unregelmäßig verteilt bis 0,05 mm große Pyrophyllit-Bildungen. Da der Tonstein keinen klastischen Quarz enthält und ohne Zweifel auch primär keinen Feldspat hatte, ist der Pyrophyllit hier sicher aus Tonsubstanz, sehr wahrscheinlich aus Kaolinit, entstanden.

Befund: pyrophyllitführender Quarzit



Abb. 4. Dünnschliff-Bild eines pyrophyllitführenden Quarzites. Quarzkörner in partieller Korn-an-Korn-Bindung — zum Teil sind Anwachszone zu erkennen — umschließen schuppig-blättrige Pyrophyllit-Aggregate. In der Mitte ein Sericitaggregat (S), umringt von Pyrophyllit
Vergr. 35 x, Nicols +, Beleg-Nr. 145/2049

Probe: Nr. 13/66 (D 2042, RB 7905)

Fundort: Klippe am Hohenstein (r 30 600, h 51 720)

Makroskopisch: Hellgraues, mittelkörniges, quarzitisches Gestein mit einem Stich ins Rotbraune

Mikroskopisch (unter Zuhilfenahme der Röntgenbeugungsanalyse): Quarzkörner in den Korngrößen 0,16 bis 0,4 mm ϕ liegen größtenteils in quarzitischer Kornbindung vor. In einzelnen Zwickeln und in Anhäufungen, die die gleiche Größenordnung wie die Quarze besitzen, sind Aggregate von schuppig-blättrigem Pyrophyllit und ganz vereinzelt auch Sericit eingeschlossen. Manchmal ist Sericit bzw. Muskovit auf diese Weise von Pyrophyllit umrahmt. (Abb. 4) Die Quarzkörner zeigen häufig randliche Anwachszone, und an den Korngrenzen hat sich meist ein Film von sekundärem Eisenoxidhydrat gebildet. Neben Einkristall-Quarzkörnern kommen auch feinkörnige Quarzaggregate, u. a. in der Art von Mörtelquarz und Lydit vor. Feldspäte fehlen völlig. Die Pyrophyllit-Aggregate sind teilweise auch mit Brauneisen imprägniert. An Schwermineralen wurden nur olivgrüner Turmalin und Zirkon beobachtet.

Befund: pyrophyllitführender Quarzit

Probe: Nr. 29 a/66 (D 2048, RB 8007)

Fundort: Steinbruch am S-Hang des Kindels-Berges (r 30 160, h 50 700)

Makroskopisch: Hellgraues, offenbar etwas verwittertes und z. T. poriges, quarzitisches Gestein mit einzelnen mm- und sogar cm-großen Tonflatschen.

Mikroskopisch: Das Gestein ähnelt mikroskopisch sehr stark dem der Probe 29/66 (vgl. dazu S. 40). Die Korngrößen bewegen sich zumeist zwischen 0,2–0,4 mm ϕ , und die Quarze sind hier mäßig sortiert. Im Schlibfereich liegen einzelne Tonschiefer-Einschlüsse von max. 1,2 mm ϕ , die hier und da eine schwache Pyrophyllit-Bildung in der Form von kleinen, blättrigen Aggregaten aufweisen. Das Gestein ist randlich (Kruste) mit Brauneisen durchtränkt.

Befund: Mittelnukörniger, pyrophyllitführender Quarzit

Die einzelnen Bankfolgen werden durch geringmächtige blaugraue, schwach siltige Tonschiefer mit stellenweise scharf hervortretenden, hellen quarzitischen Sandbändern bis 3 cm Stärke unterbrochen. Eine solche Zwischenlage ist lediglich am Hohenstein bei r 30 640, h 51 750 an der Straße zum Kindels-Berg aufgeschlossen. Sie führt dort bis faustgroße Toneisenstein-Konkretionen. Die röntgenographische Analyse (RB 6258) des Mineralbestandes einer 7 cm langen, flachen, gelb und braun gefärbten Konkretion dieser Zwischenlage ergab nach STADLER (1967 a)

Quarz	ca	40%
Siderit	ca.	25%
Sericit	ca.	10%
Pyrophyllit	ca.	5–10%
Goethit	ca.	15%

Hervorzuheben ist wiederum der Pyrophyllit-Gehalt (vgl. Abschn. c. Martinshardt-Folge) der sonst stark quarzhaltigen, sericitführenden Toneisenstein-Konkretion, deren Fe-Komponente zum Teil stark oxydiert wurde. Auch innerhalb der sandigen Gesteine treten Toneisenstein-Konkretionen lagenweise auf.

Am Hohenstein und im Steinbruch (r 30 160, h 50 700) am SO-Hang des Kindels-Berges findet sich innerhalb der dort anstehenden Bankfolgen ein 2–3 cm mächtiger „Aufarbeitungshorizont“, der meist schwach gerundete, dunkle Tonschiefer oder Siltsteinfragmente zeigt, die zum Teil braun verkrustet sind.

Vermutlich handelt es sich bei diesen Ablagerungen um die von DENCKMANN (1918, S. 15) erwähnten „Konglomerate“. Im Bruch am SO-Hang des Kindels-Berges liegen auch Lesesteine von ausgesprochen grobkörniger Struktur her, die anstehend nicht mehr gefunden werden konnten.

Im einzelnen hatte die mikroskopische Untersuchung einer derartigen Lage durch SCHERP (1969) folgendes Ergebnis:

Probe: Nr. 29/66 (D 2047, 2050, RB 8006)

Fundort: Steinbruch am S-Hang des Kindels-Berges (r 30 160, h 50 700)

Makroskopisch: Hell- bis mittelgraues, quarzitisches Gestein mit schmäler „konglomeratischer“ Lage

Mikroskopisch: Mäßig bis schlecht sortierte Quarzkörner in Korngrößen von 0,15 bis 0,7 mm ϕ mit einem Maximum bei 0,25 mm liegen zum Teil in direkter Korn-an-Korn-Bindung, zum Teil wie durch grobschuppige Pyrophyllit-Nester oder -Aggregate verbunden vor. In Wirklichkeit werden die Pyrophyllit-Aggregate wohl durch ein quarzitisches Gerüst mehr oder weniger ummantelt (Abb. 5). Die Quarzkörner zeigen zum Teil undulöse Auslöschung. Untergeordnet kommen auch feinkieselige (zum Teil lyditische) Körner vor. Die Kornformen sind abgerundet, buchtig angelöst. Der Pyrophyllit, der einen Anteil von etwa 15% am Gestein ausmacht, ist blättrig-schuppig ausgebildet und liegt vielfach in Aggregaten vor, die ungefähr Quarzkorngröße besitzen. Sie sind vermutlich zum Teil aus Feldspat hervorgegangen — eventuell über ein Kaolinit-Stadium — da Feldspat in diesem Gestein fehlt. Nach der schlechten Sortierung zu urteilen, dürfte aber primär-sedimentär erfahrungsgemäß mindestens 10 Vol.-% Feldspat vorhanden gewesen sein. Primärer Glimmer — und zwar Muskovit — ist selten. Er liegt meist inmitten von Pyrophyllit-Aggregaten. Die Schwermineral-Fraktion besteht aus Turmalin, Zirkon, Titanit und Erz (Korngrößen $< 0,07$ mm) und ist relativ klein.

Die „konglomeratische“ Lage setzt sich aus Quarzkörnern bis max. 2 mm ϕ und vereinzelt Siltstein — bzw. siltigen Tonschiefer-Fragmenten mit einer Zwischenmasse aus schuppigem Pyrophyllit zusammen, der teilweise stark mit Limonit und Goethit durchsetzt ist. Die Quarze sind zum Teil gut, zum Teil auch nur kantengerundet.

Befund: Mittelskörniger, pyrophyllitführender Quarzit mit schmalem Aufarbeitungshorizont

Das Ergebnis der mineralogischen Untersuchungen von Gesteinsproben der Kindelsberg-Folge faßt SCHERP (1969) in folgender Weise zusammen:

„Bei dem Fund von Pyrophyllit in den Quarziten handelt es sich um den ersten Nachweis dieses Minerals in sandigen Gesteinen (Quarziten) des Rheinischen Schiefergebirges. Bisher war im Ordoviciun des Ebbe-Sattels (SCHERP & STADLER 1968) Pyrophyllit nur in tonigen Sedimenten festgestellt worden. Die Gehalte an Pyrophyllit gehen bis zu etwa 15 Vol.-%. Wie in der Beschreibung der Proben dargelegt, darf vermutet werden, daß der Pyrophyllit aus dem Feldspat-Anteil und zwar vermutlich über einen kaolinisierten Feldspat entstanden ist. Mineralbestand und Textur der Gesteine lassen erkennen, daß die untersuchten Gesteine den Bereich der beginnenden Metamorphose, d. h. dem Übergang von Hochdiagenese zur Metamorphose zuzuordnen sind“.

Fauna und Flora: Reste von Tieren und Pflanzen sind bisher nicht gefunden worden.

Altersstellung: Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse (vgl. dazu die Streichlinienkarte Taf. 1) bildet der lithofaziell so charakteristisch hervortretende Gesteinspacken den mittleren Abschnitt der Müsener Schichten.

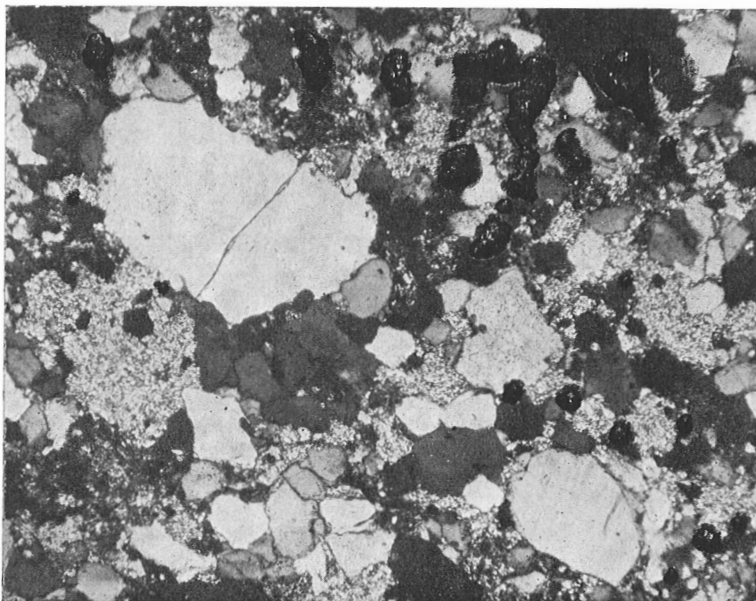


Abb. 5. Dünnschliff-Bild eines pyrophyllitführenden Quarzites. Schlecht sortierte Quarzkörner liegen zum Teil in Korn-an-Korn-Bindung, häufig aber wie durch Pyrophyllit-Aggregate verbunden vor

Vergr. 35 x, Nicols +, Beleg-Nr. 146/2047

Abgrenzung und Mächtigkeit: Mit dem recht markanten Einsetzen der quarzitischen Gesteine über der Ziegenberg-Folge beginnt das Schichtenglied im Liegenden. Zwar ist die Grenzregion an keiner Stelle abgeschlossen, aber im nördlich benachbarten Blattbereich 4914 Kirchhundem läßt sich dieser Einsatz auf der Höhe des Ziegen-Berges recht gut beobachten. Ebenso deutlich beginnen im Hangenden die vorherrschend rotviolettten Gesteine der Martinshardt-Folge in geschlossener Form, mit deren erstem Auftreten die obere Grenze gezogen wird.

Die Mächtigkeit des Schichtengliedes schwankt zwischen 180 und 220 m.

Locus typicus und Verbreitung: Die bereits des öfteren genannten Aufschlüsse am Hohenstein unmittelbar neben der Haarnadelkurve der Straße zum Kindels-Berg geben den besten Einblick in den lithologischen Aufbau der Folge. Sie sind daher als Typus-Lokalität ausgewählt worden. Das Schichtenglied tritt in einem durch Störungen modifizierten Streifen auf, der

vom SO-Hang des namengebenden Kindels-Berges zum nördlichen Blatt-
rand zieht.

Gute Ausschlüsse:

1. Steinbruch am SO-Hang des Kindels-Berges (r 30 140, h 50 700)
2. Klippen am Hohenstein neben der Fahrstraße zum Kindels-Berg
(r 30 620, h 51 720)
3. Steinbruch nördlich der Haarnadelkurve vorgenannter Straße
(r 30 510, h 51 900)

c. Martinshardt-Folge (dgM)

(Untere Zone der roten Schiefer, obere Zone der arkosischen und quarziti-
schen Sandsteine, obere Zone der roten und grünen Schiefer sowie Wechsel-
lagerung roter Schiefer mit dunklen Schiefern an der oberen Gedinne-Grenze,
DENCKMANN 1918, S. 16–19; Bunte Ebbschichten, FUCHS in FUCHS & W. E.
SCHMIDT 1932, S. 11)

Name (hiermit aufgestellt): nach der Martinshardt (r 31 310, h 50 720)
westlich von Müsen

Gesteine: Rotviolett gefärbte, siltige Tonschiefer und Siltsteine sowie
mehr ins Rotgraue gehende Sandsteine geben dem Schichtenglied das ins
Auge fallende Gepräge. Milde Tonschiefer kommen selten vor. Sie sind durch
einen leichten Glanz ausgezeichnet und in der Regel intensiv geschiefert. Die
Schichtung ist in solchen Gesteinstypen nicht zu erkennen. Bei den Silt- und
Sandsteinen macht sie sich teilweise in Form feiner, auch mittlerer, im ganzen
etwas dunklerer Bänder bemerkbar, die aber häufig nur schwach hervortreten.
Es überwiegen die mehr oder weniger siltigen Tonschiefer und Siltsteine mit
den entsprechenden Übergängen.

In unmittelbarer Nachbarschaft der Erzgänge (vgl. Kap. H I) sind diese Ge-
steine infolge der hydrothermalen Einflüsse oft vollkommen entfärbt, was
DENCKMANN (1906 a) zuerst erkannt hat. Früher wurden diese Partien auf
Grund der meist weißgrauen Farbtöne gern als „Talkschiefer“ angesprochen.
Über Tage lassen sich geringmächtige Bleichungszonen außerhalb der Gänge
vor allem noch im Bereich der höchsten Erhebungen beobachten. Sie sind
dort an hervortretende Trennflächen gebunden und gehen wohl mehr auf Ver-
witterungseinflüsse zurück. In den verschiedenen Varianten der tonig-siltigen
Gesteinsgruppe kommen wiederholt ockerbraune, gelegentlich mulmige, ne-
sterförmige Einschaltungen vor, die Erbsengröße erreichen können. Die rönt-
genographische Analyse (RB 6260) derartiger, bis 1 cm großer Einlagerungen
in siltigen Rotschiefern aus der Pingel (r 31 560, h 49 830) der Grube Brüche
südöstlich Pkt. 558,5 m ergab nach STADLER (1967 a) folgenden Mineralbestand:

Quarz	ca.	20%
Sericit	ca.	10%
Chlorit	ca.	50%
Goethit	ca.	5%

Demnach handelt es sich um starke Chlorit-Anreicherungen, wobei der Chlorit unter Eisenhydroxidbildung schwach angewittert ist.

Der Rotschiefer selbst besteht aus:

Quarz	ca.	45%
Feldspat	ca.	5–10%
Sericit	ca.	35%
Hämatit	ca.	5–10%

Er erweist sich demzufolge als ein stark sericit- und hämatitführender Tonschiefer. Eine weitere Rotschiefer-Probe (RB 62 59) vom gleichen Fundort hat folgenden Mineralbestand:

Quarz	ca.	30%
Sericit	ca.	35%
Feldspat	ca.	5%
Chlorit (angewittert)	ca.	10%
Hämatit	ca.	10–15%

Das Gestein ist wiederum als stark sericit- und hämatitführender Tonschiefer mit ziemlich stark verwitterter Chloritkomponente anzusprechen (STADLER 1967 a).

In der Tabelle 4 sind weitere Ergebnisse röntgenographischer Untersuchungen (STADLER 1969) von rotvioletten Tonschiefern der Martinshardt-Folge zusammengefaßt. Diese Untersuchungen sollten in erster Linie die Frage klären, ob der in den tieferen Gliedern der Müsener Schichten nachgewiesene Pyrophyllit auch noch in dieser Folge auftritt. Die Proben stammen von den noch am besten aufgeschlossenen Stellen und sind innerhalb des Verbreitungsgebietes vom Liegenden zum Hangenden entnommen worden. Es ergibt sich, daß die Pyrophyllit-Führung nach oben zu immer mehr zurücktritt.

Die rot gefärbten Sandsteine sind der Schichtenfolge in Form einzelner, bis 0,5 m dicker Bänke oder Bankfolgen eingeschaltet, die – nach den spärlichen Aufschlüssen zu urteilen – stellenweise bis 6 m Mächtigkeit erreichen, ohne daß eine deutliche Häufung in bestimmten Horizonten zu erkennen wäre. Sie haben fein- bis mittelkörnige Struktur und mehr rötlichgraue Farbtöne. Im Querbruch kann man zuweilen weißgraue Mineralkörner erkennen, die auf Feldspäte hinweisen. Diese Varianten repräsentieren wahrscheinlich Gesteins-

Tabelle 4

Mineralbestand von Proben rotvioletter Tonschiefer der Martinshardt-Folge nach STADLER (1969)

Proben Nr.	Analysen-Nr.	Fundort	Gestein	Mineralbestand
1/69	7989	Wurbach—Stein, r 31 120, h 51 420	rotvioletter, siltiger Tonschiefer	Quarz, Sericit, Pyrophyllit, Hämatit, Feldspat
2/69	7990	Weg südl. Wurbach—Stein, r 31 060, h 51 420	rotvioletter, angewitterter Tonschiefer	Quarz, Sericit, Hämatit, Feldspat
3/69	7991	Fahrstraße zum Kindels-Berg, r 30 200, h 51 120	wie zuvor	Quarz, Pyrophyllit, Sericit, Hämatit, Feldspat
4/69	7992	Kindels-Berg, r 31 100, h 51 000	rotvioletter, schwach siltiger Tonschiefer	Quarz, Sericit, Pyrophyllit, Hämatit, Feldspat, Chlorit
5/69	7993	Weg Martinshardt — Kredenhach, r 31 480, h 49 780	rotvioletter Tonschiefer	Quarz, Sericit, Chlorit, Hämatit, Feldspat
6/69	7994	Weg wie zuvor, r 31 480, h 49 780	braunroter Tonschiefer	Quarz, Sericit, Chlorit, Hämatit, Feldspat, Pyrophyllit?
7/69	7995	Weg wie 5/69, r 31 490, h 49 670	wie zuvor	Quarz, Sericit, Chlorit, Hämatit, Feldspat, Pyrophyllit??
8/69	7996	Weg wie 5/69, r 31 700, h 49 230	rotvioletter, siltiger Tonschiefer, angewittert	Quarz, Sericit, Chlorit, Hämatit, Feldspat

Minerale mit einer Mengenbeteiligung von 2–3% sind mit der Röntgenbeugungsanalyse kaum noch erfassbar.

In den Analysen-Ergebnissen erscheinen die Minerale nach der Häufigkeit geordnet, wobei die Hauptminerale gesperrt gedruckt sind.

typen, die DENCKMANN (1918, S. 15) als „arkosische Sandsteine“ bezeichnet hat.

Feldgeologisch ließ sich an einer Stelle, und zwar am Osthang der Martinshardt, schwacher Carbonat-Gehalt nachweisen, was so auffallend war, daß eine entsprechende Probe durch SCHERF (1969) mineralogisch genauer untersucht wurde:

Probe: Nr. 21/66 (D 2045, RB 7904)

Fundort: Aufgelassener Steinbruch am Osthang der Martinshardt bei r 31 830, h 50 370

Makroskopisch: Hell rötlich-brauner, feinkörniger Sandstein

Mikroskopisch: Quarzkörner in Feinsandgröße (0,08–0,25 mm) liegen teils in quarzitischer Korn-an-Korn-Bindung, teils sind sie durch sericitisch-kieseligen oder auch kalzitischen und ankeritischen Zement verbunden. Außer dem Sericit kommen mehr oder weniger parallel angeordnet noch Muskovitschüppchen vor. Durch den Muskovit und einzelne Goethit-Aggregate ist eine gewisse lagige Textur angedeutet. Der Feldspat-Anteil bleibt unter 3% und ist damit sehr gering. Sehr wahrscheinlich sind die Feldspäte z. T. sericitisiert. An Schwermineralien wurde nur Turmalin beobachtet.

Befund: carbonatführender sericitquarzitischer Sandstein

Die durchweg ebenflächigen, dünn- bis mittelbankigen Sandsteine mit meist hellen Glimmerschuppen auf den Schichtflächen sind des öfteren schrägschichtet (z. B. Pingenzug Grube Brüche). Sowohl die Bankfolgen als auch die einzelnen Bänke verändern ihre Mächtigkeit. Sie keilen häufig rasch aus, um meist unter Niveauschwankungen alsbald wieder einzusetzen. Ebenso wechseln auch die Ton- und Siltgesteine im horizontalen und vertikalen Schichtenschnitt.

Neben roten, meist absandenden Sandsteinen führt die Schichtenfolge noch Einschaltungen von weißgrauen bis hellgrauen Sandsteinen, die zum Teil ausgesprochen quarzitisches sind. Quarzite treten nur untergeordnet auf. Es handelt sich bei diesen hellen Sandgesteinen in der Regel um Bankfolgen, die Stärken bis zu 10 m erreichen. Soweit es die schlechten Aufschlußverhältnisse zuließen, wurden die mächtigeren bankigen Partien auskartiert, während Bereiche mit schwerpunktmäßiger Lesestein-Anhäufung eine besondere Kennzeichnung erhielten.

Innerhalb des Schichtenpackens sind die einzelnen Bankfolgen weitgehend unregelmäßig verteilt und halten auch im Streichen nicht durch. Ihre größte aufgeschlossene Dicke beträgt im Steinbruch (r 30 760, h 49 700) südlich Wilder Stein rund 7 m. Unter Tage wurden auch darüber hinausgehende Mächtigkeiten (JOHANNSEN 1956) festgestellt, wobei allerdings 10 m nur selten überschritten werden. In der überwiegenden Zahl der Fälle liegen die Werte zwischen 1 und 5 m. Die Neuaufnahme hat die Auffassung von DENCKMANN (1918) nicht bestätigen können, daß die vorherrschend rote Gesteine führende Abfolge durch eine „obere Zone der arkosischen und quarzitisches Sandsteine“ in zwei „Rotschieferhorizonte“ geteilt wird.

Der hellgefärbte, z. T. quarzitisches Sandstein der Martinshardt-Folge verwittert mit bräunlichen Farbtönen, ist fein- bis mittelkörnig und weist ebene, nicht selten mit hellen Glimmerschuppen bedeckte Schichtflächen auf.

Dünn- bis mittelbankige Partien werden durch blaugraue, zuweilen mausgraue, meist fein- oder mittelbändrige Tonschieferlagen unterbrochen, die zum Teil rasch auskeilen. Örtlich finden sich auch bis haselnußgroße Toneisenstein-Konkretionen. Die untergeordneten Quarzit-Einschaltungen unterscheiden sich nicht von denjenigen der Kindelsberg-Folge (vgl. S. 37). Wo immer die Bankfolgen der hellen Gesteine aufgeschlossen sind, zeigen sie ein relativ dichtes Trennflächengefüge. Die Kluftabstände liegen in den weit aus meisten Fällen zwischen 0,1 und 0,5 m.

Abschließend sei noch der mineralogische Untersuchungsbefund einer Gesteinsprobe von quarzitischem Habitus mitgeteilt (SCHERP 1969).

Probe: Nr. 1/66 (D 2040, RB 7906)

Fundort: Wurmbach—Stein bei r 31 140, h 51 440

Makroskopisch: Hellgraues, feinkörniges, quarzitisches Gestein mit schwach ausgebildeter Schichtung, z. T. mit Brauneisen imprägniert

Mikroskopisch (unter Zuhilfenahme der RB-Analyse): Gut sortierte Quarzkörner in den Korngrößen 0,07–0,18 mm liegen größtenteils in quarzitischer Korn-an-Korn-Bindung oder z. T. mit eingeschlossener Sericitspreu und mehr oder weniger Chlorit an den Korngrenzen vor. Gelegentlich treten auch sericitische Aggregate in derselben Korngröße, die meist wohl ehemals Feldspäte waren, sowie untergeordnet primärsedimentäre Sericite oder Muskovite auf. Die Quarze zeigen teilweise undulöse Auslöschung und die Böhmische Streifung, die auf tektonische Beanspruchung hinweist. An Schwermineralen lassen sich vereinzelt abgerundete Turmaline (olivgrün) und rundliche Zirkone beobachten.

Befund: Feinkörniger Quarzit mit schwacher Schichtung

Grün oder blaugrau gefärbte Tongesteine treten sehr zurück. Sie werden im Hangenden der Folge häufiger. In diesem Schichtenabschnitt verlieren die roten Gesteine immer mehr an Bedeutung. Es gewinnen dafür dunkelblaugraue Tonschiefer sowie blaugraue Siltsteine zunehmend die Oberhand und leiten dergestalt kontinuierlich in eine Gesteinsserie über, die weder rote noch grüne Partien aufweist. Diese Übergangszone ist zur Zeit entlang eines neu geschobenen Holzabfuhrweges am Südhang der Martinshardt zwischen den Punkten r 31 700, h 49 240 und r 31 880, h 49 110 recht gut aufgeschlossen. Ebenso läßt sich dieser Wechsel an den wenigen kleinen Felsenblößen studieren, die den Talweg am Ferndorfer Bad im Zitzenbach-Tal zwischen r 31 520, h 48 950 und r 31 510, h 49 010 begleiten.

Besonders gut war die Zone im Ernsdorfer Erbstollen (Mundloch bei r 29 570, h 47 920, Bl. 5013 Wenden) zu beobachten, der unmittelbar westlich des Blatt-randes in Kreuztal beginnt und in Richtung auf die Martinshardt verläuft. Der Stollen dient heute der Wasserversorgung und ist nur noch die ersten 300 m zu begehen, so daß der Übergang in die blaugrauen Schichten nicht mehr er-

reicht werden kann. JOHANNSEN (1956) hat eine entsprechende, unveröffentlichte Stollenaufnahme von THIENHAUS aus dem Jahre 1951 ausgewertet und als Normalprofil seiner Arbeit beigelegt. Danach besteht auch hier ein allmählicher lithologischer Übergang, ohne daß Anzeichen einer wesentlichen Schichtlücke festgestellt werden konnten.

Bei den grünlichgrauen bis blaßgrünen, mehr oder weniger siltigen Tonschiefern handelt es sich um stark chlorit- und sericitführende Tongesteine, die Mächtigkeiten bis zu 2 m erreichen. Im einzelnen ergab die röntgenographische Analyse einer Probe (RB 6261) vom Südhang der Martinshardt bei r 31 710, h 49 200 (neu geschobener Weg) nach STADLER (1967 a) folgenden Mineralbestand:

Quarz	ca.	35%
Sericit	ca.	25%
Chlorit	ca.	35%
Feldspat	ca.	3—5%

Diese grüngefärbten Tonschiefer sind des öfteren undeutlich feingebändert. Sie gehen sowohl in rotviolette als auch blaugraue, siltige Tonschiefer über, wie es auch einen Wechsel zwischen rotvioletten und grünen, rotvioletten und blaugrauen oder grünen und blaugrauen Gesteinstypen gibt. Die Übergänge sind durchweg nicht scharf, sie folgen aber annähernd dem Einfallen der Schichten. Wenn auch Sandsteine in diesem Schichtenabschnitt nicht fehlen, so verkümmern doch die rotgefärbten immer mehr, und unter den grünen Gesteinstypen finden sich höchstens geringmächtige Siltsteine. Die hellen Sandsteine aber behalten ihre Bedeutung bei, doch geht der quarzitischer Charakter im Übergangsbereich allmählich zurück.

Der tiefere Teil des Schichtenpackens ist ebenfalls noch durch gelegentliche Einschaltungen von dunkelblaugrauen, seltener einmal grünlichen Ton- und Siltgesteinen ausgezeichnet, die allerdings über Tage infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse überhaupt nicht zur Geltung kommen. JOHANNSEN (1956) hat derartige Einlagerungen bei der Aufnahme von damals noch zugänglichen Stollen wiederholt angetroffen.

Während grüne Gesteinstypen stets sehr geringmächtig sind, beträgt die größte, von JOHANNSEN (1956, Abb. 2) nachgewiesene Mächtigkeit für blaugraue Tonschiefer 15 m (Kuhlenberger Stollen, Mundloch bei r 30 930, h 50 610).

F a u n a: Im Zuge der Neuaufnahme wurden am Südhang der Martinshardt bei r 31 480, h 49 780 an dem dort neu geschobenen Weg siltarme Rot-schiefer gesammelt, bei denen Verdacht auf Ostracoden-Reste bestand. Die Proben sind durch KNAUFF (1967) mit folgendem Ergebnis untersucht worden:

„Einzelne, rote schiefrige Partikel könnten Reste von Ostrakodensteinkernen sein; ein bei einzelnen Stücken beobachtbarer seitlicher Vorsprung erinnert an manche *Bairdia*-Arten, doch ist eine sichere Aussage nicht möglich.“

Sonst aber hat die Martinshardt-Folge bisher keine Fossilien geliefert.

Altersstellung: Der durch vorherrschend rotviolette Gesteine gekennzeichnete Schichtenabschnitt läßt sich bisher nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse einordnen. Er bildet das Hangende der Kindelsberg-Folge und leitet nach oben allmählich in eine Serie blaugrauer, siltiger Tonschiefer mit eingelagerten Silt- und Sandsteinen über, die in ihrer Gesamtheit als Untere Siegener Schichten angesprochen wird.

Der im einzelnen beschriebene lithologische Übergang verläuft nordwärts von Ferndorf generell im Streichen der Schichten. Bereits DENCKMANN (1906 a, 1907, 1909) schloß aus diesen Beobachtungen auf einen stratigraphischen Verband zu dem im Hangenden folgenden Schichtenpacken. Diese Auffassung konnte durch die Neuaufnahme bestätigt werden.

Ebenso stellte HILDEN (1967) einen Übergang roter und grüner Tonschiefer in Untere Siegener Schichten im Bereich des Blattes 4914 Kirchhundem fest, nachdem bereits früher W. E. SCHMIDT (1926 b) im Rahrbacher Tunnel (Bl. 4913 Olpe) ähnliche Verhältnisse beschrieben hat.

Der an mehreren Stellen zu beobachtende petrographische Übergang in Verbindung mit den Lagerungsverhältnissen bildet daher weiterhin das entscheidende Argument für die Einstufung der Müsener Schichten in das Liegende der Unteren Siegener Schichten (vgl. Abschn. E I b) 1). Sowohl SCHRIEL (1932) als auch JOHANNSEN (1956) bestreiten den lithofaziellen Tatbestand keineswegs, aber während SCHRIEL (1932, S. 884) im Hangenden des Überganges eine Störung annimmt (vgl. demgegenüber SCHRIEL 1936, S. 8), ordnet JOHANNSEN (1956, S. 9) die über den Müsener Schichten lagernde Serie in den höheren Teil der Oberen Siegener Schichten ein. Die erwähnten Lagerungsbeziehungen waren jedoch für JOHANNSEN (1956) bei der Diskussion der Altersstellung des Müsener Komplexes in keiner Weise bestimmend. Vielmehr ging er von seiner Aufnahme des Tiefen Stollens Silberart (Mundloch bei r 30 190, h 52 190, Blatt 4914 Kirchhundem) aus. Rund 45 m vom Mundloch entfernt fand er in blaugrauen, gebänderten, z. T. geflaserten Tonschiefern mit vereinzelt Sandsteinbänken *Rensselaeria crassica* KOCH.

Die Schichten streichen um 40° und fallen mit Winkeln zwischen 35 und 45° südostwärts. Etwa 160 m südöstlich dieses Fossilfundpunktes treten im Stollen „erstmalig vereinzelt 3 bis 5 m mächtige, schwach sandige, ungebänderte Buntschieferlagen auf“, die nach oben hin etwas zunehmen und die das gleiche Einfallen und Streichen wie die blaugrauen Schichten aufweisen. Bemerkenswerte Störungen kommen innerhalb des Schichtenschnittes nach JOHANNSEN (1956, S. 7) nicht vor. Da der erwähnte Fossilfund Siegen-Alter belegt, stufte JOHANNSEN (1956) die allmählich einsetzende Folge der „Buntschiefer“ in die Siegener Schichten ein. Auf Grund seiner Kartierungsergebnisse faßte er die fossilführende Serie als das Hangende eines Zuges Mittlerer Siegener Schichten zwischen Krombach und Littfeld (Bl. 5013 Wenden) auf, so daß die Müsener Schichten einen faziell abweichenden Teil der Oberen Siegener Schichten darstellen sollen.

Demgegenüber hat der Verfasser (LUSZNAT 1969) bei der notwendigen Neuaufnahme des Rahmens zum Blattgebiet Hilchenbach den fossilführenden Schichtenabschnitt im Bereich der Grube Silberart in die Ziegenberg-Folge (vgl. Abschn. E I a) 1. a.) eingeordnet. Die Beobachtungen von JOHANNSEN (1956) hinsichtlich der zunächst vereinzelt eingeschalteten rotviolettten Tonschieferlagen, die im Grubengebiet nach oben etwas zunehmen, decken sich mit den beschriebenen Übertage-Befunden des Verfassers. Allerdings bestehen zu dem erwähnten Zug Mittlerer Siegener Schichten keine direkten stratigraphischen Beziehungen, da der Verband erheblich gestört ist. (vgl. Abb. 2). Die Einstufung der Müsener Schichten in das obere Siegenium steht und fällt daher mit der gefundenen *Rensselaeria crassicosta* KOCH.

Leider aber wurde dieser so wichtige Fund von JOHANNSEN (1956) weder abgebildet noch hinterlegt. Er ist somit für eine Nachprüfung nicht zugänglich und kann daher auch nicht als ein beweiskräftiges Argument angesehen werden.

Geht man also weiterhin von dem im einzelnen dargelegten lithologischen Übergang der Martinshardt-Folge in Verbindung mit den Lagerungsverhältnissen aus, so liegt eine Einstufung dieser Folge sowie der in ihrem Liegenden auftretenden Glieder (Kindelsberg- und Ziegenberg-Folge) in das Gedinne nahe. Freilich muß dabei noch völlig offengelassen werden, ob die so dreigegliederten Müsener Schichten in ihrer Gesamtheit Gedinnum repräsentieren, oder ob Teile im Hangenden noch in das untere Siegenium gehören. Eine gewisse Stütze für das höhere Alter des Müsener Komplexes gegenüber den Siegener Schichten haben die Nachweise einer stellenweise vorhandenen Pyrophyllit-Führung der Sedimente gebracht. (STADLER 1967 a, 1969, SCHERP 1969)

Pyrophyllit ist im Rheinischen Schiefergebirge auf Grund der Kartierungsarbeiten von Wo. SCHMIDT (in SCHERP & STADLER 1968) innerhalb der tonigen ordovicischen Kernschichten des Ebbe-Sattels (Bl. 4713 Plettenberg, ZIEGLER 1970) erstmalig durch SCHERP & STADLER (1968) nachgewiesen worden. Unter Ausfall von Silurium folgt in diesem Großsattel dann sicheres Gedinnum. Der Pyrophyllit wird als ein aus Kaolinit entstandenes Mineral gedeutet, das unter hochdiagenetischen Bildungsbedingungen entstanden ist, wobei möglicherweise der untere Bereich epizonaler Metamorphose kurzzeitig erreicht wurde. Zur Bildung genügte eine nicht wesentlich über 300° liegende Temperatur. Als Wärmequelle wird ein tiefsitzender Pluton angenommen, der nach SCHERP & STADLER (1968) durch eine magnetische Anomalie im Ebbe-Sattel angedeutet sein soll.

Von einer solchen Voraussetzung kann man nach BOSUM (in BOSUM et al. im Druck) im Bereich des Morsbach—Müsener Schollensattels nicht ausgehen. In dessen muß die erforderliche Wärmezufuhr nicht unbedingt von plutonischen Körpern freigesetzt sein, sondern es kann dazu auch die im Zuge der tektonischen Beanspruchung gegebene Tiefenlage der Schichten und der damit zu-

Tabelle 5

Ausbildung und Gliederung des tiefen Unterdevons
im Blattbereich 4713 Plettenberg (Ebbe-Sattel) nach ZIEGLER (1970)

Hangendes: Sieseler Schichten		Unteres Oberemslum
Paseler Schichten	Blaugraue Tonschiefer und Siltsteine sowie graugrüne Sandsteine in häufigem Wechsel; gelegentlich konglomeratische Grauwacke, überlagern ohne erkennbare Schichtlücke Bunte Ebbe-Schichten.	? Emsium und ? Siegenium
Bunte Ebbe-Schichten mit Kt2	Vorherrschend rote Tonschiefer mit untergeordneten Einschaltungen von grünen und blaugrauen Tonschiefern sowie hellen Sandsteinbankfolgen. Im oberen Teil 1–2 m mächtige Lage eines biotitführenden Quarzkeratophyrs (Kt2), sowie ein Konglomerat von 2 m Dicke; im Hangenden treten bunte Gesteine zunehmend zurück.	Oberes Gedinnium
Obere Bredeneck- Schichten mit Kt1	Überwiegend Sandschiefer mit bis zu 15 m mächtigen Sandstein- und Subgrauwacken-Bankfolgen, gelegentlich dünne Rotschieferpartien sowie Keratophyrtufflage (Kt1)	Unteres Gedinnium
Untere Bredeneck- Schichten	Reichlich Tonschiefer mit dickbankigen, z. T. karbonatischen Sandsteinen; Folge entwickelt sich aus der unterlagernden Serie durch Zunahme der Sandsteine	
Hüinghäuser Schichten	Dunkle, oft karbonatische, ockerfarbig verwitternde Ton- und Mergelschiefer mit untergeordneten Einlagerungen von Sandsteinen.	

sammenhängende höhere Wärmegrad herangezogen werden, zumal die tonigen Gesteine innerhalb der Müsener Schichten schon leichten phyllitischen Glanz zeigen.

Unter diesem Gesichtspunkt läßt sich die Pyrophyllit-Fazies des Müsener Komplexes als ein Hinweis auf dessen tiefere Position gegenüber den Siegener Schichten werten.

Im Bereich des Ebbe-Sattels (vgl. Abb. 1) streicht das dem Morsbach-Müsener Schollensattel nächstgelegene, paläontologisch belegte Vorkommen von Gedinnum aus. Wenn man auch bei rein lithofaziellen Vergleichen in bezug auf die Altersstellung außerordentlich vorsichtig sein muß, so fallen doch die geradezu erstaunlichen Parallelen zwischen den beiden Gebieten auf, die schon DENCKMANN (1907) darin bestärkt haben mögen, die Müsener Schichten als Gedinne anzusprechen. In der Tabelle 5 (S. 50) wurden die stratigraphischen Verhältnisse im Bereich des neu aufgenommenen Blattes 4713 Plettenberg nach ZIEGLER 1970 übersichtlich zusammengestellt, während Einzelheiten den Arbeiten von R. & E. RICHTER 1937, 1954, DAHMER 1951, BOUCOT 1960, Wo. SCHMIDT & ZIEGLER 1965, ZIEGLER, HILDEN & LEUTERITZ 1968 und ZIEGLER 1970 zu entnehmen sind.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die untere Grenze ist mit dem relativ scharfen Einsatz der recht geschlossenen Serie rotvioletter Gesteine über der Kindelsberg-Folge (Kap. E 1 a) 1. b.) gegeben, während im Hangenden das letzte Auftreten rotvioletter Gesteine die Grenzziehung bestimmt. Da aber gerade diese Gesteine in der beschriebenen Übergangszone unregelmäßig und im Niveau schwankend eingelagert sind, kann die so definierte Grenze selbst auf kürzere Entfernungen nicht als eine Zeitmarke angesehen werden. Das Festlegen dieser Grenze auf den Feldern südlich des Jungwaldes bereitete infolge der stärkeren Quartär-Überdeckung Schwierigkeiten. Daher ist die dort auf der Karte eingetragene Grenzlinie mit Unsicherheiten behaftet. Wesentlich besser ließ sich die hangende Grenze am Südhang der Martinshardt und des Rodenull kartieren, wobei in dem zuletzt genannten Bereich noch eine Kontrolle durch die Aufnahme des Ernsdorfer Erbstollens (vgl. S. 46) möglich war.

Die Mächtigkeit der Abfolge liegt im Blattgebiet schätzungsweise um 700 m. Sie läßt sich infolge der zahlreichen Störungen nicht genauer angeben (vgl. Schnitt A-B der geologischen Karte).

Locus typicus und Verbreitung: Schichtenschnitte, die das gesamte Gesteinsglied in der dargelegten lithologischen Mannigfaltigkeit aufschließen, sind im Blattgebiet und darüber hinaus nicht vorhanden. Den besten Einblick gewährt noch der Pingenzug (r 31 560, h 49 830) Grube Brüche südlich Punkt 558,5 m am Südhang der Martinshardt.

Das jüngste Glied der Müsener Schichten streicht, weitgehend von Störungen begrenzt, westlich des namensbildenden Ortes im NW des Blattgebietes aus. Nur nördlich Ferndorf ist ein normaler stratigraphischer Verband zu den im Hangenden folgenden Schichten gegeben, der jedoch weithin von quartärzeitlichen Lockergesteinen verhüllt wird.

Gute Aufschlüsse sind selten. Neben der erwähnten Typuslokalität kommen noch folgende Stellen infrage:

1. Pingenzug am Westhang der Martinshardt
(r 31 130, h 50 760)
2. Steinbrüche Wilder Stein
 - a) r 30 830, h 49 480
 - b) r 30 890, h 49 530
 - c) r 30 760, h 49 700
3. Steinbruch am Hang südöstlich des Ferndorfer Bades
(r 31 520, h 48 990)

b) Siegen-Stufe (Siegenium)

Den weitaus größten Flächenanteil des Blattbereiches nimmt eine recht eintönige Folge von dunkelblaugrauen, graugrünen bis hellgrauen, klastischen Sedimenten ein. Sie ist für das Gebiet des Siegerlandes bestimmend und hat daher seit KAYSER (1892) den Namen *Siegener Schichten* erhalten. Der gesamte Schichtenpacken wird auf Grund der im Verbreitungsgebiet aufgesammelten Faunen in die Siegen-Stufe (Siegenium) des Unterdevons eingeordnet.

Nach den grundlegenden Vorarbeiten von DENCKMANN (1906 a, 1906 b, 1907, 1909, 1912, 1915, 1918) sowie DREVERMANN (1903, 1904) erkannten HENKE (1922, 1926) und QUIRING (1923 a und b) gleichzeitig und unabhängig voneinander die heute noch übliche Dreigliederung dieser Abfolge für den Bereich des Siegerlandes. Die Unterteilung beruht hauptsächlich auf dem petrographischen Charakter der in drei Abschnitten vorherrschenden Gesteinsglieder unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse. Einem späteren Vorschlag HENKE's (1933, 1934) folgend, werden die drei Schichtenglieder jetzt als Untere, Mittlere und Obere Siegener Schichten bezeichnet.

Obwohl der Faunenführung seit den ersten Bearbeitungen besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde (vor allem DREVERMANN 1904; W. E. SCHMIDT 1910, 1926 a; FUCHS 1907, 1923 a, 1923 b; HENKE 1922, 1930; QUIRING 1923 c, 1931; HELMBRECHT & WEDEKIND 1923) ist es bis heute (DAHMER 1934; SOLLE 1951, 1953; PILGER & WO. SCHMIDT 1959; WO. SCHMIDT 1959; EVA PAPROTH 1960) nicht gelungen, diese Gliederung paläontologisch in der Weise zu untermauern, daß die erwähnten Abschnitte in ihrer Abgrenzung dem Unteren, Mittleren und Oberen Siegenium entsprechen. Aus diesem Grunde wird in den vorliegenden Erläuterungen von den Unteren, Mittleren und Oberen Siegener Schichten stets im Sinne petrographisch gekennzeichnete Gesteinsglieder gesprochen, deren Abgrenzung biostratigraphisch noch nicht definiert werden kann.

SOLLE (1951, S. 306) hat innerhalb der Oberen Siegener Schichten aus paläontologischen Gründen noch die Ulmengruppe als vierten gleichberechtigten Schichtenabschnitt eingeführt. Dieses Glied stellt den oberen Teil der Siegener Schichten dar, der aber nördlich der Baueinheiten Siegener Schuppensat-

tel und Betzdorf–Weidenauer Schuppenzone (Abb. 2) aus Mangel an altersbestimmenden Faunen nicht ausgeschieden werden kann, so daß die erwähnte Dreigliederung beibehalten wird. Aus dem gleichen Grunde läßt sich auch am Nordrand des Siegerlandes eine Grenzziehung zwischen Siegenium und Emisium auf biostratigraphischer Grundlage bisher nicht in befriedigender Weise durchführen (GRABERT & HILDEN 1969).

1) Untere Siegener Schichten (dsSu)

(Unterhorizont der Sphärosideritschiefer und der grobsandigen Grauwackensandsteine, DENCKMANN 1918, S. 25; Ferndorfer Sphärosideritschiefer, W. E. SCHMIDT 1924 a, S. 9, 1926 a S. 101; Ferndorfer Schiefer, W. E. SCHMIDT in FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932, S. 19)

Im Gegensatz zum zentralen Siegerland (vgl. dazu PILGER 1952, 1955, SCHÜRGER 1955, ADLER 1958, LUSZNAT 1968) haben sich die Unteren Siegener Schichten innerhalb des Blattgebietes nicht einmal nach lithofaziellen Gesichtspunkten untergliedern lassen. Die stratigraphische Einordnung ist hier lediglich aus den Lagerungsbeziehungen zu biostratigraphisch gesichertem Mittleren Siegenium abzuleiten, wobei auch die lithologischen Verhältnisse im zentralen Teil des Siegerlandes zum Vergleich herangezogen werden. Die Erörterung der Altersstellung erfolgt im einzelnen erst auf S. 57.

Gesteine: Den Aufbau des Schichtengliedes bestimmen in überwiegendem Maße mehr oder weniger siltige Tonschiefer und Siltsteine, die sich jedoch in ihrem ganzen Habitus von denjenigen der Oberen Siegener Schichten nicht unterscheiden. Milde Tonschiefer kommen demgegenüber nur recht untergeordnet vor, sind aber in Verbindung mit häufiger auftretenden Toneisenstein-Konkretionen ein charakteristisches Kennzeichen der Schichtenfolge. DENCKMANN (1918) hatte daher auch den Begriff „Sphärosideritschiefer“ im Namen der Abfolge verankert. Die in der Regel dunkelblaugrauen, manchmal auch fast schwarzen, milden Tonschiefer finden sich stets nur als geringmächtige unregelmäßige Einschaltungen, die auch im Streichen nicht auf größere Entfernungen durchhalten.

Ein weithin leicht phyllitischer Glanz hebt sie unter den Tongesteinen hervor, außerdem sind sie meist intensiv geschiefert und verwittern mit silbergrauen, auch olivgrünen und stellenweise ockerbraunen Farbtönen. Auf Grund des milden Charakters zerfallen diese Tonschiefer sehr rasch zu kleinschuppigem Grus, treten aber in dieser Form im Hangschutt immer wieder typisch hervor. Diese dunklen oder silbergrauen bis ockerbraunen, leicht glänzenden Tonschieferbruchstücke können geradezu als ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu den Oberen Siegener Schichten gewertet werden. Deutliche Feinbänderung ist gelegentlich im Übergang zu den übrigen tonigen Gesteinsvarianten zu beobachten. Bei diesen Gesteinstypen handelt es sich um stärker oder schwächer siltige, blaugraue Tonschiefer, die zum größten Teil fein- bis

mittelbändig sind. Hier und da erscheinen auch bandflaserige bis selten flaserige Partien, die gegenüber den bändigen Abschnitten eine recht gute Sonderung aufweisen und die in dieser Form schon weitgehend dem Gesteinstyp der Mittleren Siegener Schichten gleichen. Im Grenzbereich zwischen den Unteren und Mittleren Siegener Schichten werden solche flaserigen Varianten immer häufiger, erscheinen aber auch vereinzelt innerhalb des Schichtenpakens, ohne dort größere Bedeutung zu gewinnen. Sie wurden in solchen Fällen auf der Karte durch eine besondere Signatur hervorgehoben und zwar:

1. am Fahrweg, der von Müsen zur Grube Stahlberg führt, bei r 32 420, h 51 240
2. im Brombach-Tal am westlichen Ortsrand von Müsen bei r 32 500, h 50 460
3. am östlichen Ortsrand von Müsen, südöstlich der Turnhalle bei r 32 040, h 51 060

Die bandflaserigen bis flaserigen Einschaltungen müssen an diesen Stellen auf Grund der Lagerungsverhältnisse in einem tieferen Niveau der Schichtenfolge liegen.

Sowohl die einzelnen Flaser bis Bandflaser als auch die Bänder — im frischen Zustand hellgrau — verwittern gewöhnlich braun, auch rötlichbraun, während die Tongesteine unter dem Einfluß der Wettererscheinungen meist grünlichgraue Farbtöne annehmen. Sie sind des öfteren nur mäßig bis schlecht gesondert, so daß sich die Bänder nicht immer deutlich abheben. Das gilt auch von den blaugrauen bis grauen Siltsteinen, die sich als dünnbankige, kaum über 1 m mächtig werdende Partien einschalten und zum Teil fein- bis mittelbändig sind.

Neben den Siltsteinen führen die Unteren Siegener Schichten noch fein- bis mittelkörnige, hellgraue, zuweilen mit einem Stich ins Grünliche gehende Sandsteine, die das Schichtenglied als einzelne Bänke oder Bankfolgen entsprechend beleben. Die Bankfolgen sind denjenigen der Oberen Siegener Schichten weitgehend ähnlich, sofern sie nicht quarzitisches Habitus aufweisen. Bereits DENCKMANN (1918, S. 27) verglich die Sandsteine mit dem Typ seiner „Odenspieler Grauwacke“ (DENCKMANN 1909, S. 4), die er zwar noch für „Tiefe Siegener Schichten“ hielt, wenngleich sie, wie W. E. SCHMIDT (1926 a) nachwies, Obere Siegener Schichten repräsentieren. Durch die schlechten Aufschlußverhältnisse läßt sich die Mächtigkeit der dünn- bis mittelbankigen, partienweise auch feinstreifigen Sandsteinfolgen mit durchweg ebenen Schichtflächen nicht hinreichend sicher bestimmen.

Im Steinbruch (r 32 500, h 49 280) nordwestlich von Lohe stehen 6 m an, ohne daß die Folge dort in ihrer gesamten Stärke aufgeschlossen ist, während im Ernsdorfer Erbstollen (vgl. S. 46) die größte Mächtigkeit bei einem Durchschnitt von etwa 3–5 m mit rund 10 m festgestellt wurde.

Aus dem soeben genannten Steinbruch stammt eine Gesteinsprobe, die SCHERP (1969) mineralogisch untersucht hat.

Probe: Nr. 23/66 (D 2046, RB 8005)

Makroskopisch: Mittelgrau — bräunliches, feinkörniges Gestein

Mikroskopisch: Gut bis mäßig sortierte Quarz- und Feldspatkörner in Korngrößen zwischen 0,1 und 0,22 mm ϕ liegen partiell in quarzitischer Korn-an-Korn-Bindung vor, zum Teil auch durch sericitisch-kieseligen Zement verbunden. Der Quarz tritt hauptsächlich als Einkristall-Quarz auf, untergeordnet auch in feinkristalliner Ausbildung (Lydit usw.). Der Feldspat-Anteil beträgt 5–8 Vol.-% und besteht fast nur aus Orthoklas. An den Korngrenzen der Quarz- und Feldspat-Körner befindet sich meist ein dünner Film von Goethit, der sicher sekundär eingedrungen ist. Auch kleinere Goethit-Aggregate finden sich hier und da. Primärsedimentäre Glimmer (Muskovite) sind gelegentlich zu beobachten. An Schwermineralen treten grünliche Turmaline bis 0,15 mm ϕ und meist wesentlich kleinere Zirkone auf.

Befund: Schwach Fe-schüssiger, quarzitischer Feinsandstein

Einen ähnlichen Befund ergab die mineralogische Untersuchung einer weiteren Probe aus der Pinge auf der Höhe nördlich der Martinshardt (SCHERP 1969).

Probe: Nr. 16/66 (D 2043, RB 8003)

Fundort: Pinge (Wolf- und Blendegang) nördlich der Martinshardt bei r 31 310, h 51 080

Makroskopisch: Mittelgraues, feinkörniges Gestein mit Quarzkrümchen < 1 mm

Mikroskopisch: Mäßig sortierte Quarzkörner mit Korngrößen zwischen 0,08 und 0,24 mm ϕ liegen partienweise Korn an Korn, zumeist jedoch durch einen sericitisch-kieseligen Zement verbunden. Neben Einkristall-Quarzen, die häufig etwas buchtig angelöst sind, treten gelegentlich auch Quarzkörner aus feinkristallinem Quarz und vereinzelt gleich große Tonstein-Fragmente auf.

Der Feldspat-Anteil liegt nach röntgenographischem Befund unter 3 %. Neben Sericit kommen noch vereinzelt größere Glimmer-Schüppchen aus Muskovit vor. An Schwermineralen wurde nur Turmalin, und zwar eine bläulich-grüne Variante, beobachtet.

Befund: Feinkörniger, quarzitischer Sandstein

Die einzelnen Bankfolgen sind ohne deutlich erkennbaren Schwerpunkt über den gesamten Schichtenpacken verteilt. Zwar häufen sich hier und da (wie z. B. im Bereich des heute gänzlich verfallenen Steinbruches⁷⁾ bei r 32 540, h 50 980 oberhalb der Schule von Müsen) die einzelnen Folgen, aber solche Konzentrationen haben nur lokale Bedeutung, ebenso wie das stellenweise zu beobachtende Zurücktreten von Sandsteinpartien.

Innerhalb der jeweiligen Folge können auch feinstreifige bis bändrige Abschnitte auftreten, die dann zu einem ausgesprochen plattigem Zerfall neigen. Insgesamt ist der ebenflächige, meist dünnbankige, feste Charakter der Sandsteine hervorzuheben, und auf Grund dieser Eigenschaften wurden sie lokal

⁷⁾ Nach BLUHME (1856) wurden im Stahlberger Erbstollen (Mundloch in der Ortslage Müsen r 32 900, h 50 830) an der entsprechenden Stelle unter Tage drei in sich geschlossene Bankfolgen von 2,5 bis 5 m Mächtigkeit durchörtet.

sogar als Gestellsteine für den Hochofenbetrieb gebrochen (Steinbruch oberhalb der Schule von Müsen).

Auf der Karte sind die mächtigen Sandsteinpartien nur dort ausgeschieden worden, wo sich ihr Verlauf an Hand von allerdings zum Teil nur kümmerlichen Aufschlüssen in Verbindung mit Lesesteinen einigermaßen festlegen ließ. Lesesteinanhäufungen allein hat der Verfasser in dem generell sehr schlecht aufgeschlossenen und weithin von quartärzeitlichen Ablagerungen überdeckten Ausstrichbereich für die Darstellung von Sandsteinpartien nicht als ausreichend angesehen.

Neben den Bankfolgen schalten sich auch noch geringmächtige Sandsteinlagen ein, die im allgemeinen eine Dicke von 0,5 m nicht überschreiten. Diese Sandsteine haben meist eine feinkörnigere Struktur, sind des öfteren fein- bis mittelbändrig sowie dünnbankig und weisen auch in zahlreichen Fällen Übergänge zu den tonig-siltigen Gesteinen auf. Sie lassen sich am besten in dem etwas beschwerlich zu begehenden Bachriß des Lohe-Tales neben dem Fahrweg von Lohe zur Grube Brüche studieren.

In den weithin aufschlußlosen Bereichen sind es gerade diese geringmächtigen Sandsteineinlagerungen, die infolge der Verwitterungsauslese innerhalb der Hangschuttdecken einen größeren Lesesteinanteil bewirken und so einen höheren Prozentsatz gröberklastischer Gesteine vortäuschen.

Die das Schichtenglied aufbauenden Gesteinstypen wechseln nicht nur im Einfallen in unregelmäßiger Aufeinanderfolge miteinander ab, sondern sie halten offensichtlich auch im Streichen nicht auf größere Erstreckung durch. Dabei sind die tonigen Varianten sowie die Silt- und geringmächtigen Sandsteineinschlaltungen häufig durch Übergänge miteinander verbunden, während die Sandsteinbankfolgen — den wenigen Aufschlüssen zufolge — recht markant einsetzen und nach oben hin in die hangenden Gesteinsserien überleiten.

Toneisenstein-Konkretionen kommen vorherrschend in den Tonschiefern vor. Sie sind jedoch nicht allein an die milden Partien gebunden. Im Bereich des benachbarten Blattes 5013 Wenden fand der Verfasser bei den Ausschachtungsarbeiten für die Fritz-Erler-Siedlung in Kreuztal am Punkt r 29 100, h 48 970 auch Sphärosiderite innerhalb einer Sandsteinbankfolge. Die Konkretionen können bis Faustgröße erreichen und treten gewöhnlich lagenweise auf. Sie scheinen im höheren Teil der Schichtenfolge etwas häufiger zu werden, doch gibt es im ganzen keine stratigraphisch bevorzugten Horizonte. Eine aus dem Steinbruch nördlich von Lohe (r 32 610, h 49 550) stammende faustgroße, nur schwach bräunlich angewitterte Konkretion (RB 62 62) wurde von STADLER (1967 a) röntgenographisch mit folgendem Ergebnis untersucht:

Quarz	ca. 40 %
Serizit	" 20 %
Chlorit	" 20 %
Siderit	" 20 %
Goethit ?	

Schließlich ist noch zu erwähnen, daß innerhalb der Schichtenfolge eine deutliche Abhängigkeit zwischen dem petrographischen Charakter und der Intensität der Schieferflächen festgestellt werden kann. Während die erwähnten milden Tonschieferpartien durchweg intensiv geschiefert sind, treten die Schieferflächen mit zunehmendem Silt- und Sandgehalt immer mehr zurück.

Alles in allem herrschen im Blattgebiet die tonigen Gesteine innerhalb des Schichtengliedes eindeutig vor. Nach NO nehmen jedoch die Sandsteineinschaltungen erheblich zu, denn im SO-Teil des nördlichen Anschlußblattes 4914 Kirchhundem treten nach HILDEN (1967) die tonigen Gesteinstypen gegenüber den sandigen stark zurück.

Der petrographische Gesamtcharakter der Unteren Siegener Schichten weist große Ähnlichkeiten zu den Oberen Siegener Schichten auf, doch fehlen den letzteren – von wenigen Ausnahmen abgesehen – die Einschaltungen von dunklen milden Tonschiefern.

Fauna: Fossilreste sind während der Neuaufnahme nicht entdeckt worden. W. E. SCHMIDT (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932, S. 19) erwähnt in den Erläuterungen zur ersten Auflage vereinzelte Funde von *Rensselaeria crassicosta* KOCH aus Sandsteinen, ohne jedoch genauere Angaben über den Fundort zu machen. Dieses Fossil zeigt zweifelfreies Siegen-Alter an.

Altersstellung: Für die Altersstellung der im einzelnen beschriebenen Abfolge spielen die Lagerungsbeziehungen zu der im Hangenden sich anschließenden Serie der Mittleren Siegener Schichten (Kap. E I b) 2) eine wesentliche Rolle. In diesem Schichtenglied fand DENCKMANN (1906 a, S. 93, 1907, S. 273) bereits 1892 am Ley-Berg⁸⁾ bei Kreuztal nahe des westlichen Blattrandes (r 29 760, h 47 470) unter anderem auch *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEIN.).

Dieser Brachiopode ist für die biostratigraphische Gliederung der Siegen-Stufe insofern von Bedeutung, als er nach den bisherigen Erkenntnissen stets erst im Mittleren Siegenium auftritt (SOLLE 1953), dabei allerdings nicht auf diesen Zeitabschnitt beschränkt bleibt, sondern noch ins Obere Siegenium hineinreicht. Es liegt daher nahe, die im Liegenden des Zuges Mittlerer Siegener Schichten zwischen Kreuztal und der Breitenbach-Talsperre auftretende Folge mit eindeutiger Siegen-Fauna in Analogie zu den Verhältnissen im zentralen Siegerland (PILGER 1955, ADLER 1958, WO. SCHMIDT 1959, LUSZNAT 1968) in die Unteren Siegener Schichten einzuordnen. In dem eben erwähnten Gebiet hat ein Fund des für Unterer Siegenium leitenden *Pteraspis (Rhinopteraspis) leachi* WHITE (WO. SCHMIDT 1959) im oberen Teil der Gilberg-Schichten, die dort das tiefste Glied der Unteren Siegener Schichten darstellen, den biostratigraphisch wichtigen Beweis erbracht, daß die Fundschicht ins Untere Siegenium zu stellen ist.

⁸⁾ vgl. auch S. 86

Der als Untere Siegener Schichten angesprochene Gesteinsverband des Blattgebietes wird also von Mittleren Siegener Schichten überlagert und geht nach unten in der beschriebenen Form in die Müsener Schichten über (vgl. dazu Kap. E I a) 1).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Das Schichtenglied läßt sich sowohl im Liegenden als auch nach oben hin lithologisch nicht scharf begrenzen. Die Grenzziehung zu der unterlagernden Martinshardt-Folge ist bereits bei der Beschreibung des Schichtenpackens (Kap. E I a) c.) erörtert worden. Ebenso wurde schon bei der Gesteinsbeschreibung darauf hingewiesen, daß die flaserigen und bandflaserigen Gesteine im Hangenden der Unteren Siegener Schichten zunehmen. Daher besteht auch ein Übergang zu den überlagernden Mittleren Siegener Schichten, die ja in überwiegendem Maße durch solche Gesteine ausgezeichnet sind. Die Grenze hat der Verfasser bei der Kartierung dorthin gelegt, wo die bandflaserigen bis flaserigen Gesteinstypen deutlich die Oberhand gewinnen. Eine solche Grenzziehung wird natürlich immer von subjektiven Gesichtspunkten beeinflusst. Sie ist vor allem in aufschlußlosen Gebieten mit erheblichen Unsicherheiten belastet. Außerdem schwankt auch noch der bestimmende Einsatz flaseriger Sedimente im Niveau, so daß die obere Grenze der Unteren Siegener Schichten ebenfalls eine ausgesprochene Faziesgrenze **darstellt**.

Die Mächtigkeit beträgt 400 bis 450 m.

Loci typici und Verbreitung: Eine Typuslokalität, an der die Abfolge im größeren Zusammenhang den beschriebenen Gesteinscharakter wiedergibt, ist infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht vorhanden. Aus diesem Grunde werden zwei Stellen benannt. An der ersten Lokalität können die tonig-siltigen Gesteinsvarianten studiert werden, während die zweite eine der Sandsteinbankfolgen im Verband mit mehr oder weniger siltigen Tonschiefern sowie Siltsteinen aufschließt. In beiden Aufschlüssen treten auch Toneisenstein-Konkretionen auf.

1. Ortslage Müsen, Aufschlüsse entlang des Fahrweges zum Dohlenbruch (Bl. 4914 Kirchhundem) südöstlich vom Bad (r 33 060, h 51 280)
2. Steinbruch nördlich Lohe auf der Höhe, unmittelbar über dem „St“ von „Staatsf.“ der Karte (r 32 610, h 49 590)

Die Unteren Siegener Schichten sind nur im NW-Teil des Blattgebietes verbreitet. Unter einer teilweise stärkeren Bedeckung von quartärzeitlichen Ablagerungen ziehen sie sich von Kreuztal, am westlichen Blattrand, über Ferndorf-Müsen bis zum Kolben-Berg hin und erscheinen ferner in einem von Störungen begrenzten Areal westlich der Grube Stahlberg. Der überwiegend tonige Charakter der Gesteinsfolge kommt morphologisch noch dadurch besonders zum Ausdruck, daß das beschriebene Verbreitungsgebiet durchweg eine auffällige Geländedepression bildet (Kap. D I).

Gute Aufschlüsse: In den vorangegangenen Abschnitten ist auf die schlechten Aufschlußverhältnisse wiederholt Bezug genommen worden. Während sich DENCKMANN (1918, S. 25) und W. E. SCHMIDT (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932, S. 19) bei ihren Aufnahmearbeiten noch auf die recht guten Schichtenentblößungen in den Hohlwegen nördlich von Ferndorf und westlich von Müsen stützen konnten, ist das heute nicht mehr möglich. Diese Wege sind längst mit Müll zugeschüttet, verbaut oder völlig verfallen. Außer an den genannten Typuslokalitäten befinden sich noch an folgenden Stellen relativ gute Aufschlüsse:

1. Fahrweg von Müsen zum Stahlberg (bandflaserige Gesteine) bei r 32 420, h 51 240
2. Sportplatz Müsen-Dahlbruch
3. Steinbruch im Winterbach-Tal (milde z. T. feinsandige Tonschiefer) bei r 33 440, h 51 280
4. Steinbruch nördlich von Lohe (Sandsteinbankfolge, Tonschiefer mit Konkretionen) bei r 32 610, h 49 550
5. Steinbruch im Lohe-Tal (Sandsteinbankfolge) bei r 32 500, h 49 280
6. Pingen nordwestlich der Grube Stahlberg, genannt „in den Klippen“ bei r 31 660, h 51 400

2) Mittlere Siegener Schichten

(Unterhorizont der sandig-flaserigen Grauwackenschiefer, DENCKMANN 1918, S. 28; Flaserplatten, DENCKMANN 1912, S. 39, teilweise; Kreutztaler Rauhfaserschiefer, W. E. SCHMIDT 1924 a, S. 9, 1924 b, S. 8)

Nach den bisherigen Erkenntnissen sind Einschaltungen von ausgesprochen primär flaserigen Gesteinen zwar nicht — wie noch zur Zeit der Erstaufnahme (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932) angenommen wurde — auf die Mittleren Siegener Schichten als deren typisches Kennzeichen allein beschränkt, wohl aber innerhalb dieses Schichtengliedes recht verbreitet.

Mit dieser charakteristischen Ausbildung, die bei der Behandlung der einzelnen Schichtenglieder näher beschrieben wird, geht im allgemeinen eine gute Sonderung einher, so daß die Sandkomponente in der Regel deutlich, zum Teil auch sehr scharf von der Tonkomponente getrennt ist. Daneben treten aber auch Partien auf, die in ihrem ganzen Habitus den Oberen Siegener Schichten gleichen und bei der Erstaufnahme des öfteren auch als solche angesprochen wurden. Dadurch war man gezwungen, Verhältnisse anzunehmen, die dem tatsächlichen Bau des Gebietes nicht entsprachen. Umgekehrt schalten sich im tieferen Teil der Oberen Siegener Schichten stellenweise Gesteinspartien ein, die der eben erwähnten Ausbildung der Mittleren Siegener Schichten nahekommen oder lokal gar entsprechen. Das trifft vor allem für den südlichen Teil des Blattgebietes zu. Die Einordnung der Gesteinsfolgen kann daher in Bereichen zu Schwierigkeiten führen, wo der größere Zusammenhang des Schichtenverbandes durch Verwerfungen gestört ist.

Im Rahmen der Neuaufnahme geschah die Einstufung der weitgehend durch Flaserigkeit und relativ gute Sonderung ausgezeichneten Schichtenglieder zu den Mittleren Siegerner Schichten nicht allein von den rein petrographischen Kennzeichen her, sondern es wurde darüber hinaus stets der gesamte Schichtenverband im Zusammenhang mit den tektonischen Verhältnissen betrachtet.

Die ursprüngliche Bezeichnung der Abfolge als „Rauhflaserhorizont“ oder „Rauhflaserschichten“ (HENKE 1926, S. 386) geht auf DENCKMANN (1906 a) zurück. Er hatte die von ihm für besonders typisch angesehenen Einlagerungen grob- mit mittelflaseriger Tonschiefer und Sandsteine „rauhflaserige Grauwackenschiefer“ (DENCKMANN 1906 a, S. 97, 1909, 1912) benannt und den sie umfassenden Horizont 5 seiner Gliederung mit diesem Namen belegt⁹⁾.

W. E. SCHMIDT (1924 a, 1924 b, 1926 a) gebührt das Verdienst, bei seinen Kartierungen auf den Blättern 5013 Wenden und 5113 Freudenberg erkannt zu haben, daß der von DENCKMANN (1918, S. 28) als „Unterhorizont der sandigflaserigen Grauwackenschiefer (ts1b)“ bezeichnete mittlere Teil der „Tiefen Siegerner Schichten“ (Horizont 1) und zum Teil auch der Horizont 2 („Flaserplatten“ tus 2, DENCKMANN 1912, S. 39) nichts anderes sind als in ihrer petrographischen Ausbildung etwas abweichende stratigraphische Äquivalente des Horizontes 5 (rauhflaserige Grauwackenschiefer) der DENCKMANN'schen Gliederung. Daher wurde bei der Erstaufnahme des Siegerlandes innerhalb dieser Abfolge durch W. E. SCHMIDT (1926 a) zwischen einer „Südostfazies“ (Rauhflaserschichten) und einer „Nordwestfazies“ (Kreuztaler Rauhflaserschiefer) unterschieden, wobei das Blattgebiet ganz im Bereich der Nordwestfazies liegen sollte (W. E. SCHMIDT in FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932, S. 19).

Auf die faziellen Ergebnisse der Neuaufnahme wird im Abschn. c) dieses Kapitels zusammenfassend eingegangen.

Schließlich ersetzte HENKE (1933, S. 190, 1934) die Bezeichnung „Rauhflaserschichten“ oder „Rauhflaserhorizont“ durch den jetzt üblichen Begriff Mittlere Siegerner Schichten, weil — wie er zu diesem Zeitpunkt schon richtig erkannt hatte — die primäre Flaserigkeit der Gesteine nicht allein auf dieses Schichtenglied beschränkt ist und eine lithologische Bezeichnungsweise daher irreführend sein mußte.

Die Mittleren Siegerner Schichten haben sich im zentralen Siegerland als besonders fossilreich erwiesen (PILGER 1952, 1955, 1960; H. G. MÜLLER 1960, EVA PAPROTH 1960; SCHMELCHER 1960). Demgegenüber sind die Fossilfunde im Blattgebiet nicht so zahlreich¹⁰⁾. Der Schichtenpacken enthält eine typisch marine Fauna. Die Fossilien sind zu linsenartigen Nestern zusammengeschwemmt und damit mehr oder weniger sortiert worden. Eine Häufung in bestimmten Horizonten ist im Raum des Blattes Hilchenbach nicht zu erkennen.

⁹⁾ DENCKMANN (1909) bezeichnete diesen Horizont vorübergehend als „Bollenbacher Schichten“ nach der Grube Bollenbach bei Herdorf, Bl. 5213 Betzdorf und später (DENCKMANN 1918, S. 46) als „Horizont der rauhflaserigen Grauwackenschiefer“.

¹⁰⁾ WIEGEL (1957) hat in seinem Anteil nach freundlicher mündlicher Mitteilung (Mai 1969) zwar des öfteren Fossilien gefunden, aber sie waren nicht bestimmbar.

Unter der benthonischen Fauna herrschen dickschalige Brachlopoden vor. Ferner kommen Lamellibranchiaten vor. Crinoidenstielglieder sind recht häufig, Pflanzenreste dagegen äußerst selten.

Stellenweise finden sich — außerhalb des Blattgebietes — auch Agnathen und Arthrodiren sowie ganz vereinzelt Korallen und Trilobiten (DAHMER 1934, PILGER & WO. SCHMIDT 1959, EVA PAPROTH 1960).

Die im Blattgebiet aufgesammelten Faunen hat EVA PAPROTH bestimmt, soweit der Erhaltungszustand dies zuließ. Sie werden in der Sammlung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen aufbewahrt.

Trotz des relativen Faunenreichtums läßt sich die Abfolge im Siegerland bisher nicht nach biostratigraphischen Gesichtspunkten gliedern (vgl. dazu LUSZNAT 1968, S. 49; VOGLER 1968), sondern es können zur Unterteilung lediglich lithologische Kennzeichen herangezogen werden.

Im zentralen Siegerland wird die Gesteinsserie auf der Grundlage eines Wechsels von tonschieferreichen und sandsteinreichen Folgen in 5 Abschnitte untergliedert (PILGER 1952, 1955; SCHMELCHER 1960, LUSZNAT 1968). Während in der südöstlichen Hälfte des Blattgebietes eine entsprechende Differenzierung noch gerade möglich ist, wobei dort das tiefste Schichtenglied infolge von Störungen nicht mehr austreicht, kann weiter im Nordosten nur noch eine sandsteinreichere untere von einer vorherrschend tonschieferführenden oberen Partie unterschieden werden. Im Osten am Giller und im Nordwesten des Blattbereiches läßt sich die Abfolge schließlich nur noch als Ganzes auskartieren. Im Raum des Blattes Hilchenbach sind demnach innerhalb der Mittleren Siegener Schichten drei verschiedene lithofazielle Bezirke zu unterscheiden, deren Verbreitung im einzelnen aus der Abb. 6 hervorgeht und deren spezielle Gliederung die Tab. 3 auf S. 32 wiedergibt.

a. Mittlere Siegener Schichten im südöstlichen Bereich des Blattgebietes

Die im südöstlichen Teil des Blattbereiches verbreiteten Mittleren Siegener Schichten sind mit Ausnahme des Raumes Weidenau—Dreis-Tiefenbach im ganzen mäßig bis ausgesprochen schlecht aufgeschlossen. Die folgende Beschreibung der einzelnen Schichtenglieder kann sich also nur auf die entsprechenden Aufschlüsse und für weite Gebiete auch nur auf den Eindruck über die Lesesteinverbreitung stützen. Während es in den Bereichen mit guten Aufschlüssen unter Umständen möglich war, die Grenzen der einzelnen Abschnitte genau festzulegen und zu verfolgen, konnten diese in den schlecht aufgeschlossenen oder aufschlußlosen Gebieten weithin nur annähernd bestimmt werden. Daher täuscht die Karte in solchen Arealen hinsichtlich der Grenzziehung eine Genauigkeit vor, die gar nicht zu erreichen war. Die sandsteinreicheren Schichtenglieder sind nach der Häufung der Lesesteine ver-

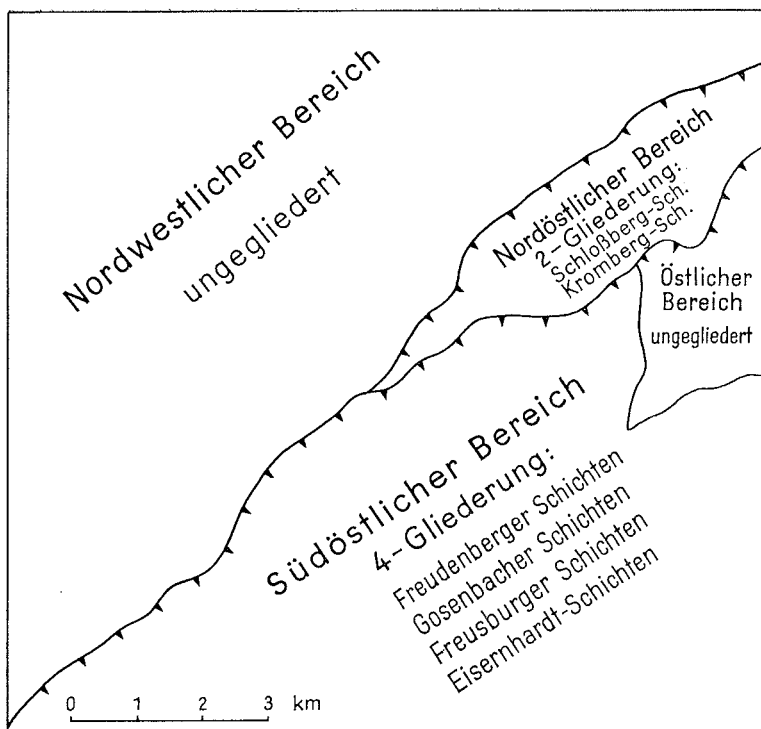


Abb. 6. Gliederungsbereiche der Mittleren Siegener Schichten

folgt und auskartiert worden. Stellenweise war es recht schwierig, besonders bei überrollten Hängen, die Grenzen zu den tonschieferführenden Nachbargliedern oder diese selbst klar zu erkennen. So ist das Kartenbild häufiger noch mit Unsicherheiten behaftet, die erst durch spätere Aufschlüsse geklärt werden könnten. Man muß also bei dem vorgelegten Blatt stets mit der Möglichkeit rechnen, daß die Darstellung durch neue Aufschlüsse revisionsbedürftig wird.

Gliederung: Nach PILGER (1952) mit der von LUSZNAT (1968) vorgeschlagenen Benennung:

Hangendes: Obere Siegener Schichten
Freudenberger Schichten (dsFR)
Gosenbacher Schichten (dsGO)
Freusburger Schichten (dsF)
Eisernhardt-Schichten (dsEH)

Die Brüderbund-Schichten (dsB) und deren Liegendes streichen infolge von Störungen nicht mehr aus.

1. Eisernhardt-Schichten (dsEH)

Name: siehe LUSZNAT 1968, S. 53 u. 59

Gesteine: Die Schichtenfolge zeichnen mittel- bis feinkörnige, hellgraue, auch grünlichgraue, zuweilen quarzitisches Sandsteine aus. Diese Gesteine sind innerhalb des Schichtenpackens vor allem auf Bankfolgen konzentriert, die sowohl aus mehr einheitlichen als auch unterschiedlichen Banktypen aufgebaut sein können. Einerseits beobachtet man dünn- bis mittelbankige, schwach tonig-siltige, ausgesprochen gleichkörnige, strukturlöse Sandsteine, deren ebene Schichtflächen Glimmerschuppenbelag und dünne Tonbestege aufweisen. Zum anderen treten meist gut gesonderte und daher zu quarzitischem Habitus neigende, dünn- bis mittelbankige Folgen mit langgewellten oder kurzgerippten, selten ebenen Schichtflächen auf. Tongerölle und Tonflatschen sind im Gestein — des öfteren lagenweise — verteilt.

Schließlich kommen noch überwiegend dünnbankige Sandsteine mit stärker unebenen, welligen Schichtflächen vor, die in sich fein geflasert sein können und nicht selten in recht gut gesonderte Flasersandsteine übergehen oder mit diesen wechsellagern. Natürlich gibt es auch von den beschriebenen Typen abweichende Ausbildungen, oder einzelne Typenkennzeichen sind in Übergängen vereint. So treten z. B. im Dreisbach-Tal südlich Herzhausen entlang des Straßenanschnittes bei r 35 760, h 46 060 vereinzelt ebenflächige, feinstreifige Sandsteine auf, die mehr dem Typ der Unteren und Oberen Siegener Schichten gleichen.

Der mineralogische Untersuchungsbefund einer solchen von SCHERP (1969) bearbeiteten Probe unterscheidet sich daher kaum von denjenigen der Unteren und Oberen Siegener Schichten:

Probe: 5/65 (D 2055, RB 8050)

Fundort: Straßenanschnitt südlich Herzhausen bei r 35 760, h 46 060

Makroskopisch: Mittelgrauer, schwach quarzitischer Sandstein mit schwacher Ausbildung der Schichtung

Röntgenographisch: Quarz, Feldspat, Chlorit, Sericit, Calcit

Mikroskopisch: Gut bis mäßig sortierte Quarz- und Feldspatkörner in Feinsandgröße liegen teils in Korn-an-Korn-Bindung, teils mit sericitisch-chloritischem Saumzement vor. Auch Aggregate in ungefähr Quarzkorngröße von Sericit und Chlorit treten auf. Primärer Glimmer (Muskovit) ist selten. Die Feldspäte ($\pm 10\%$) sind überwiegend saure Plagioklase. Der Calcit (3–5%) ist fleckig im Gestein verteilt; meist ist er von Brauneisen begleitet. Möglicherweise besitzt er einen geringen Fe-Gehalt.

Befund: Quarzitischer Feinsandstein

Die Mächtigkeit der einzelnen Bankfolgen läßt sich angesichts der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht hinreichend sicher angeben. Sie beträgt im Bereich des eben erwähnten Aufschlusses 1,5 bis 4,0 m. Dort kann man auch beobachten, daß sich zwischen einzelne Bänke oder Bankgruppen innerhalb einer Sandsteinpartie geringmächtige tonige Gesteine (Bänder- bis Bänderflaser-Tonschiefer) einschalten.

Das Kluftgefüge der Bankfolgen ist gewöhnlich sehr unregelmäßig und erschwert daher eine Bearbeitung zu Bausteinen außerordentlich. Die Trennflächenabstände bewegen sich zwischen 0,2 und 0,5 m. Im ganzen erweisen sich die Sandsteine als fest und hart, während die zäheren quarzitären Typen einen scharfkantigen Bruch haben.

Die einzelnen so ausgebildeten Sandsteinpartien verteilen sich im Blattbereich offenbar unregelmäßig auf die gesamte Abfolge, scheinen aber lokal auf bestimmte Abschnitte konzentriert zu sein. Sie werden von Tonschiefersequenzen mit ihren bänderigen bis flaserigen Varianten getrennt, die bei unterschiedlichen Mächtigkeiten recht wechselhaft entwickelt sein können.

Im schon erwähnten Schichtenschnitt des Dreisbach-Tales südlich Herzhausen beträgt die Stärke der tonigen Abschnitte zwischen den jeweiligen Sandsteinbankfolgen 8–15 m, während aus den einzelnen Aufschlüssen im Unglinghäußer Tal südlich Unglinghausen geschlossen werden kann, daß dort die tonigen Zwischenpartien wesentlich größere Mächtigkeiten, zum Teil über 50 m, erreichen.

Die Eisernhardt-Schichten sind also durch eine von Ort zu Ort wechselnde Zahl von Sandsteinbankfolgen charakterisiert, die im Streichen und Einfallen relativ rasch auskeilen können, um unter Niveauschwankungen wieder einzusetzen. Dieses nicht niveaubeständige Durchhalten der Sandsteinpartien ist für die noch zu besprechende Grenzziehung von besonderer Bedeutung.

Das Bild der tonigen Gesteine bestimmen vor allem blaugraue bandflaserige Tonschiefer, die sowohl gut als auch nur mäßig gesondert sind und von geringmächtigen Partien dünnbankiger Sandsteine bis Flaser-Sandsteine begleitet werden. Ausgesprochen flaserige Varianten trifft man zwar im südöstlichen Teil noch wiederholt an; sie verlieren sich aber in nordwestlicher und östlicher Richtung immer mehr. Diese Einschaltungen repräsentieren mit ihren selten grob, meist mittel- bis feinflaserigen, hellgrauen oder grünlichgrauen, deutlich hervortretenden Sandlagen den Typ der „rauhflaserigen Grauwackenschiefer“ im Sinne von DENCKMANN (1906 a). Unter dem Einfluß der Verwitterung stellen sich lokal ausgesprochen rostbraune Farben ein, die auf einen geringen Carbonatgehalt zurückgehen. Bei einem größeren Winkel zwischen den Schicht- und Schieferflächen wird die primäre Flaserigkeit durch eine tektonische Zerschürfung (vgl. Kap. G I b) noch verstärkt. Mit dem Zurücktreten der flaserigen Gesteine gewinnen feine bis mittlere Bänder-Tonschiefer und recht bänderarme Partien, die meist auch stärker tonig-siltig sind, zunehmend an Gewicht.

Siltsteine selbst erscheinen äußerst selten, ebenso lassen sich auch ausgesprochen milde Tonschiefer kaum beobachten.

Die im einzelnen beschriebenen Gesteinstypen wechseln miteinander laufend ab und gehen sowohl im Streichen als auch im Einfallen ineinander über.

Fauna und Flora: In der Abfolge der Siegener Schichten des zentralen Siegerlandes (vgl. LUSZNAT 1968, S. 52) tritt *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEIN.) in den Eisernhardt-Schichten das erste Mal auf. Sein Erscheinen zeigt nach SOLLE (1953) an, daß die Fundschichten mit Sicherheit schon dem Mittleren Siegenium zugeordnet werden können, weil dieser Brachiopode nach den bisherigen Erkenntnissen stets erst im Mittleren Siegenium nachgewiesen worden ist.

Im Blattgebiet selbst wurden keine Fossilien entdeckt; es fanden sich lediglich unbestimmbare Pflanzenreste im Straßenanschnitt südlich von Herzhausen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Festlegung der Unter-¹¹⁾ und Obergrenze wird bei den Eisernhardt-Schichten entsprechend deren lithologischer Ausbildung von der Sandsteinführung her bestimmt. Da aber nun die zur Grenzziehung herangezogenen Sandsteinpartien — ebenso wie die übrigen — im Streichen und Einfallen durchaus nicht niveaubeständig durchhalten, schwankt natürlich die so gezogene Grenze im stratigraphischen Niveau (vgl. dazu LUSZNAT 1968, S. 58).

Die hangende Grenze ist südlich von Herzhausen an dem dort angelegten Straßenanschnitt vorzüglich aufgeschlossen. Nach PILGER (1952, S. 712) soll sie an die Oberkante der letzten 1 m mächtigen Sandsteinpartie¹²⁾ gelegt werden. In dem erwähnten Abschnitt stehen über der letzten, dort 1,6 m mächtigen Sandstein-Bankfolge ausschließlich Tonschiefer an, so daß an dieser Stelle ein recht scharfer Gesteinswechsel vorliegt. Indessen läßt sich eine solche Grenzziehung relativ selten durchführen, weil die Eisernhardt-Schichten häufig durch einen allmählichen Übergang in die überlagernden Freusburger Schichten überleiten, der im Blattgebiet selbst zwar nicht, aber andernorts zu beobachten ist (LUSZNAT 1968, S. 58). Die obere Grenze des Schichtenpackens wurde daher in den weithin schlecht oder nicht aufgeschlossenen Bereichen dorthin gelegt, wo die tonigen Schichten deutlich das Übergewicht bekommen.

Da die liegende Grenze im Bereich des Blattes Hilchenbach infolge von Störungen nicht mehr ausstreicht, kann lediglich die größte noch vorhandene Mächtigkeit mit rd. 450 m (Raum „Alte Burg“) angegeben werden.

Locus typicus (siehe LUSZNAT 1968, S. 59) und **Verbreitung:** Das Schichtenglied streicht jeweils im Hangenden von Aufschiebungen in zwei SW-NO gerichteten Streifen aus. Der südöstlichste Zug beginnt am Ley-Berg

¹¹⁾ streicht im Blattgebiet nicht mehr aus

¹²⁾ PILGER (1952) schreibt zwar: „1 m mächtige Grauwackenbank“, meint aber offensichtlich nicht etwa derartig mächtige Bänke innerhalb einer Sandsteinpartie, sondern diese in der Gesamtheit selbst.

nördlich Obernetphen und erstreckt sich über den Scharn und die Alte Burg zum östlichen Blattrand, während der weiter nordwestlich gelegene zwischen Dreis-Tiefenbach und Unglinghausen einsetzt und bis in die Gegend südlich Ruckersfeld reicht.

Gute Aufschlüsse sind mit Ausnahme des wiederholt erwähnten Straßenanschnittes südlich von Herzhausen bei r 35 760, h 46 060 nicht vorhanden. Einen relativ guten Einblick in den Aufbau der Schichtenfolge vermögen noch die einzelnen Klippen im Unglinghäuser Tal nahe der Straße zu vermitteln.

2. Freusburger Schichten (dsF)

Name: siehe LUSZNAT 1968, S. 62

Gesteine: Dunkelblaugraue, auch blaugraue, in der Regel nur mäßig bis schlecht gesonderte, örtlich sogar recht verschwommene, meist stärker siltig-feinsandige Bänder- und Bänderflaser-Tonschiefer sowie untergeordnet auftretende gut bis mäßig gesonderte fein- oder mittelbandflaserige Tonschiefer, die selten einmal ausgesprochen flaserig werden, sind für das lithologische Bild der Freusburger Schichten bezeichnend. Die zuerst genannten bändrigen Gesteinstypen erinnern in der beschriebenen Form schon sehr stark an die den Oberen Siegerner Schichten eigentümliche Ausbildung. Im allgemeinen sind die fein- bis mittelbändrigen Sandlagen feinkörnig und verwittern mehr in olivgrünlichen Farbtönen. Zwischen dem Manns-Berg (südöstlich Herzhausen) und dem Nordhang des Homerich lassen die Lesesteine und die wenigen Felsenentblößungen darauf schließen, daß derartige Gesteine in diesem Geländeabschnitt wohl vorherrschend auftreten. Auch im Bereich der Freusburger Schichten hält die innerhalb der Eisernhardt-Schichten festgestellte Tendenz einer Abnahme des flaserigen Charakters in nordwestlicher und östlicher Richtung an.

Bankige und bandflaserige Sandsteine finden sich nur gelegentlich als geringmächtige Einschaltungen, während siltige, bänderfreie Tonschiefer häufiger zu beobachten sind.

Die einzelnen tonigen Gesteinsglieder erreichen Mächtigkeiten bis zu 4 m und wechseln laufend in ihrer Aufeinanderfolge im Streichen und Einfallen.

Fauna ist innerhalb des Blattgebietes bisher nicht gefunden worden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Ähnliche Schwierigkeiten, wie sie bei der schon auf S. 65 erörterten Abgrenzung zum Liegenden auftreten, ergeben sich auch bei der Festlegung der oberen Grenze. Nach einem Vorschlag PILGER'S (1952, S. 712) soll diese Grenze an die Unterkante der ersten über 1 m mächtigen Sandsteinpartie¹³⁾ gelegt werden, die die folgenden sandstein-

¹³⁾ siehe Fußnote S. 65

reicheren Gosenbacher Schichten einleiten. Da aber die bankigen Sandsteinpartien wiederum nicht niveaubeständig durchhalten, ergibt sich für die Grenzziehung grundsätzlich die gleiche Situation wie bei den ebenfalls sandsteinreichen Eisernhardt-Schichten.

Nach den zwar nicht zusammenhängenden aber zahlreichen einzelnen klippenartigen Aufschlüssen im Knie des Unglinghäuser Tales oberhalb von Eckmannshausen setzen dort die Gosenbacher Schichten recht markant ein. Ob dieser Einsatz im gesamten Ausstrichbereich überall in derselben Form gegeben ist, läßt sich bei den schlechten Aufschlußverhältnissen nicht sagen. Doch darf in Analogie zu den Nachbargebieten (LUSZNAT 1968) vermutet werden, daß an der oberen Grenze auch petrographische Übergänge vorhanden sind. Die Grenzziehung im Hangenden des Schichtenpackens wurde nach den gleichen Prinzipien wie im Liegenden vorgenommen.

Die im Kartenbild recht deutlich hervortretenden Mächtigkeitsschwankungen – besonders südwärts von Herzhausen und nördlich Brauersdorf – gehen vor allem auf die erwähnten Schwierigkeiten bei der Abgrenzung der Schichtenfolge zurück.

So bewegt sich die Mächtigkeit der Freusburger Schichten im Blattgebiet wechselnd zwischen 50 und 130 m, wobei der geringste Wert im Unglinghäuser Tal nordwestlich Eckmannshausen, die größte Dicke bei Herzhausen und Brauersdorf erreicht wird.

Locus typicus (siehe LUSZNAT 1968, S. 62) und **Verbreitung**: In Anlehnung an die Eisernhardt-Schichten treten die Freusburger Schichten ebenfalls in zwei voneinander getrennten Zügen als schmale SW-NO streichende Bänder auf. Das nordwestliche dieser Bänder beginnt am Dreisbacher Berg nördlich von Dreis-Tiefenbach und verläuft bis in die Gegend von Oechelhausen, während das weiter im SO gelegene in Obernetphen einsetzt und östlich der beherrschenden Höhe Alte Burg das Blattgebiet verläßt.

Gute Aufschlüsse: Die liegende Grenze sowie der tiefere Teil der Schichtenfolge ist im Straßenanschnitt südlich von Herzhausen bei r 35 760, h 45 980 gut aufgeschlossen, sonst aber sind in den Tälern nur mäßige bis schlechte Aufschlüsse anzutreffen.

3. Gosenbacher Schichten (dsGO)

Name: siehe LUSZNAT 1968, S. 66

Gesteine: In dem als Gosenbacher Schichten bezeichneten Abschnitt im Hangenden der Freusburger Schichten spielen wiederum Sandsteinpartien eine Rolle. Diese Partien erreichen im Blattgebiet etwa die gleichen Mächtigkeiten wie diejenigen der Eisernhardt-Schichten, zeigen aber schon in größerem Umfange Anklänge an die Oberen Siegener Schichten.

So treten einerseits hellgraue bis grünlichgraue, überwiegend mittelbankige, meist mittelkörnige Sandsteine mit mehr oder weniger gewellten Schichtflächen auf. Sie sind in der Regel recht gut gesondert und daher auch häufig leicht quarzitisch. Innerhalb der im allgemeinen 3 bis 5 m mächtigen Sandsteinpartien können solche Banktypen entweder zum Hangenden oder zum Liegenden zu in ebenfalls gut gesonderte, grob- bis feinflaserige Sandsteine übergehen. Die zuletzt genannten Gesteinstypen kommen aber auch allein vor, dann jedoch sehr häufig in der Gesellschaft von Flaser- bis Bänderflaser-Tonschiefern.

Im Zusammenhang mit den Erkundungsarbeiten für das Dammbaumaterial der Obernau-Talsperre wurden Proben des beschriebenen Gesteintyps aus Schürfen am Windhain nördlich Brauersdorf von SCHERP (1960) mineralogisch genauer untersucht.

Danach liegen die Korngrößen der gut sortierten Gesteine zwischen 0,08 und 0,24 mm. Der Feldspatgehalt – saurer Plagioklas und Orthoklas – bewegt sich unter 10 %. Die sehr geringe „Ton-Substanz“ besteht hauptsächlich aus illitisch-sericitischen Aggregaten, die teils auf zugeführte Tonsuspension zurückgehen mögen, teils auch zersetzte Feldspäte sein können. Daneben findet sich nur ein dünner Chlorit-Sericit-Film zwischen den Quarzkörnern. Partienweise tritt auch Korn-an-Korn-Bindung auf, die in einer Probe bereits soweit verbreitet ist, daß man schon von einem Quarzit sprechen kann. Etwas Fe-Oxid-hydrat ist gelegentlich zwischen den Körnern und in den illitisch-sericitischen Aggregaten vorhanden. Es könnte auf einen ursprünglichen Eisencarbonat-Gehalt in der Grundmasse hindeuten. Der Anteil an primärem Muskovit ist durchweg gering.

Es handelt sich also um fein- bis mittelkörnige, zum Teil schwach tonige, gelegentlich etwas eisenschüssige, mehr oder weniger quarzitisches Sandsteine, die partienweise bereits in Quarzit übergehen.

Auf der anderen Seite erscheinen im Gegensatz zu den Eisernhardt-Schichten in größerem Umfange schwach tonige, mittel- bis dünnbankige, zuweilen fein- bis mittelkörnige, hellgraue, auch grünlichgraue Sandsteine. Innerhalb der mehr plattigen Partien, die sich des öfteren im Hangenden einer Bankfolge einstellen, kommen gelegentlich undeutliche feimbändrige Tonlagen vor. Diese Sandsteine haben weitgehend recht ebenflächige, mit Glimmerschuppen bedeckte Schichtflächen und neigen bei der Verwitterung zu hell- bis graubraunen, manchmal auch olivgrünen Farbtönen.

Die aus den beschriebenen Sandteintypen aufgebauten Bankfolgen erreichen – nach den Aufschlüssen zu urteilen – im allgemeinen eine Stärke zwischen 2 und 5 m. Die größte bisher beobachtete Mächtigkeit tritt mit 16 m am Windhain nördlich Brauersdorf auf (vgl. dazu Bohrung Nr. 16, Kap. M). Im Bereich zwischen Herzhausen und Oechelhausen dominieren die mehr ebenflächigen bis plattigen Sandsteine, so daß auch innerhalb der Gosenbacher Schichten die Flaserigkeit nach NO generell abzunehmen scheint.

Stellenweise wechselt der Sandsteintyp im Streichen recht rasch. So steht z. B. am Bahnübergang „102“ (r 30 980, h 41 750) westlich des Steinbruches „Neue Haardt“ eine rund 6 m mächtige Bankfolge mittel- bis dünnbankiger, ebenflächiger, schwach toniger Sandsteine an, in deren Liegendem siltige, bänderarme Tonschiefer folgen, während das annähernd gleiche stratigraphische Niveau im Bereich des Steinbruches durch typisch unebene, quarzitische, teils bankige, teils bandflaserige, jedoch geringmächtigere Sandsteinpartien gekennzeichnet ist.

Eine irgendwie geregelte Verteilung der verschieden ausgebildeten Sandsteinpacken hat sich innerhalb des Schichtengliedes nicht nachweisen lassen. Durch das zum Teil rasche Auskeilen und nicht niveaubeständige Wiedereinsetzen der Bankfolgen oder durch den allmählichen seitlichen Übergang zu flaserigen und bandflaserigen tonigen Gesteinsgliedern ändert sich die im Niveau schwankende Zahl der Sandsteinpartien. Im Zusammenhang damit steht auch die im Streichen wechselnde Mächtigkeit des Schichtenabschnittes.

Die vorwiegend ebenflächigen, zum Teil auch plattigen Gesteinstypen weisen eine regelmäßigere Klüftung auf als die quarzitischen und mehr uneben-flaserigen Varianten. Diese sind hart und zäh bei splittrigem, scharfkantigem Bruch, während jene einen festen, zum Teil auch leicht absandenden Habitus haben.

Insgesamt überwiegen die zwischen den Bankfolgen eingeschalteten tonigen Gesteine. Mäßig bis schlecht gesonderte, stärker siltige, blaugraue Tonschiefer mit ihren bändrigen, zum Teil auch bandflaserigen Varianten und gelegentlichen Einschaltungen entsprechender Siltsteine erscheinen bevorzugt in Gesellschaft der schwach tonigen, ebenflächigen, mittel- bis dünnbankigen oder plattigen Sandsteinpartien. Dagegen sind die im allgemeinen gut gesonderten Flaser- bis Bänderflaser-Tonschiefer stärker in jenen Bereichen verbreitet, in denen sich mehr quarzitische, unebene bis flaserige Bankfolgen einschalten. In der Regel sind die dunkelblaugrauen bis blaugrauen Tonschiefer durch 2 bis 10 mm breite, bandflaserige, fein- bis mittelkörnige, mehr oder weniger scharf begrenzte, hellgraue oder grünlichgraue Sandlagen charakterisiert. Stellenweise gehen die Bandflaser in ausgesprochen gestreckte, 10 bis 15 cm lange und etwa 2 cm dicke Linsen (Flasern) über. Unter dem Einfluß der Verwitterung nehmen die bändrig-flaserigen Lagen häufig eine braune bis rostbraune Farbe an, während die Tonsubstanz häufig in grünlichgraublaue Farbtöne übergeht.

Der Abstand der bandflaserigen Lagen und Flasern ist recht unterschiedlich. Es wechseln laufend Partien, innerhalb derer die Sandlagen in der gleichen Größenordnung wie ihre Dicke aufeinanderfolgen, mit solchen ab, die durch eine größere Weitständigkeit hervortreten. Bei diesen Abschnitten nimmt auch meistens die Bandmächtigkeit ab, und die Flaserung wird wesentlich ruhiger, ja sie kann auch ganz verschwinden und ebenmäßigen Bändern Platz

machen. Im Steinbruch „Neue Haardt“ (r 31 320, h 41 800) läßt sich diese wechselvolle Ausbildung gut beobachten. Dort tritt im oberen Teil des aufgeschlossenen Schnittes eine fast 5 m mächtige Folge schwach siltiger Tonschiefer auf, die recht bänderarm ist. Solche Partien sind – wenn auch nicht immer in dieser Mächtigkeit – dem Schichtenpacken des öfteren eingeschaltet.

Der primäre bandflaserige bis flaserige Charakter der Gesteine wird unter günstigen Umständen durch die Schieferung verstärkt. In guten Aufschlüssen ist zu beobachten, daß die Schieferflächen bevorzugt an den schmalen Stellen der Bandflaser durchschlagen, diese dabei zerscheren oder sigmoidal schleppen und dadurch den Flasercharakter verstärken. Während die milderen Partien in der Regel gut geschiefert sind, setzen die stärker bändrigen bis flaserigen Abschnitte der Schieferung größeren Widerstand entgegen. Die verschiedenen Gesteinstypen gehen häufig in raschem Wechsel ineinander über und vertreten sich auch seitlich.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Das Schichtenglied wird ebenso wie die Eisernhardt-Schichten durch bankige Sandsteinpartien abgegrenzt. Auf die liegende Grenze wurde bereits im Zusammenhang mit den unterlagernden Freusburger Schichten eingegangen. Ähnliche Probleme ergeben sich für die Grenzziehung im Hangenden, weil auch dort die Sandsteinpartien nicht niveaubeständig durchhalten und – was an einigen Stellen gut zu beobachten ist – allmählich in die auflagernden tonigen Gesteine der Freudenberger Schichten übergehen. Einen solchen Übergang schließt der Steinbruch „Neue Haardt“ (r 31 320, h 41 800) am SW-Hang des Haardter Berges in Weidenau vorzüglich auf. Es treten dort im Grenzbereich innerhalb einer rund 15 m mächtigen Folge von 0,2 – 1,0 m starker, fein- bis mittelkörniger, ausgesprochen grünlichgrauer Flaser- bis Bänderflaser-Sandsteine, die von bandflaserigen Tonschiefern mit Mächtigkeiten zwischen 0,1 und 2,0 m unterbrochen werden, nur zwei etwa 0,8 m dicke, dünnbankige, quarzitisches Sandsteinpartien auf. Diese Bänke beginnen bereits im Aufschluß seitlich auszukellen, während zugleich bandflaserige Sandsteine in eine geschlossenere Bankfolge übergehen. Der im ganzen noch rauhe Abschnitt müßte schon den Freudenberger Schichten zugerechnet werden, wenn man, dem bereits mehrfach erwähnten Vorschlag PILGER's (1952) folgend, die letzte über 1 m mächtige Bankfolge zur Grenzziehung heranziehen würde. Aber gerade in aufschlußlosen oder schlecht aufgeschlossenen Gebieten prägen bei einer derartigen Ausbildung die sandigen Typen das Bild der Lesesteinverbreitung.

Ähnliche Übergänge lassen sich – wenn auch nicht so gut aufgeschlossen – noch an folgenden Stellen beobachten:

1. am Osthang des Siegtales nördlich der Schlackenhalde in Weidenau
2. an der Bundesstraße 62 im Bereich des westlichen Ortsrandes von Dreis-Tiefenbach
3. in Dreis-Tiefenbach entlang des Fahrweges am Fuß des Südhanges im Siegtal

Schließlich wurde bei den geologischen Erkundungsarbeiten für den Bau der Oberrau-Talsperre im Bereich des Windhains nördlich von Brauersdorf ebenfalls ein allmählicher Übergang in die Freudenberger Schichten festgestellt. Denn innerhalb dieses Schichtenpackens treten noch einzelne geringmächtige Sandstein-Bankfolgen in unterschiedlicher Zahl auf und tragen so dazu bei, daß die Grenze nicht scharf zu fassen ist.

Infolge der beschriebenen Schwierigkeiten haften der auf dem Blatt vorgenommenen Grenzziehung stellenweise größere Unsicherheiten an. In der Regel wurde so verfahren, daß das Übergewicht an Sandsteinen im Zusammenhang mit den Aufschlüssen für die Festlegung der Grenzen ausschlaggebend war.

Da aber sowohl die rauheren Partien als auch die Sandsteinbankfolgen im stratigraphischen Niveau schwanken, wirkt sich dieser Umstand auch auf den Verlauf der jeweiligen Grenze aus. Besonders in den relativ gut aufgeschlossenen Gebieten (vgl. Streichlinienkarte, Taf. 1) ergibt sich daher des öfteren eine Abweichung von dem aus den Streichlinien zu erwartenden Verlauf¹⁴⁾, wobei natürlich der Einfluß des Reliefs zu berücksichtigen ist.

Die Mächtigkeit der Schichtenfolge bewegt sich zwischen 60 und 130 m. Die größeren Werte werden vor allem im Raum Weidenau—Dreis-Tiefenbach erreicht. Nach Norden und Nordosten nimmt die Mächtigkeit unter Schwankungen generell ab.

Locus typicus (siehe LUSZNAT 1968, S. 66) und **Verbreitung**: Das Schichtenglied erscheint im Südosten des Blattgebietes westlich von Beienbach sowie zwischen Obernetphen und dem östlichen Blattrand in Form eines schmalen Zuges. Weiter westwärts ist es bei Hüttental-Weidenau innerhalb einer Spezialfaltenzone verbreitet und von dort im Streichen bis zum Scheel-Berg nördlich von Oechelhausen zu verfolgen.

Gute Aufschlüsse findet man an folgenden Stellen:

1. Steinbruch Neue Haardt r 31 320, h 41 800
2. Aufschlüsse am östlichen Talhang der Sieg nördlich von Weidenau
3. Aufschlüsse entlang der B 62 im Talknie zwischen Weidenau und Dreis-Tiefenbach
4. Felsklippen im Talknie des Unglinghäuser Baches bei r 34 380, h 44 500
5. Felsklippe nordwestlich von Beienbach an der Einmündung des Seitentales gegenüber Pkt. 323,0 (Sattel)

¹⁴⁾ In dem von WIEGEL (1957) aufgenommenen Bereich (vgl. Bearbeiterkarte auf dem geol. Blatt) sind solche Abweichungen zum Teil recht beträchtlich. Ob dort noch Störungen eine Rolle spielen, kann im einzelnen nicht beurteilt werden, da der Verfasser die Streichlinienkarte erst später nach den von WIEGEL (1957) gemessenen Werten konstruiert hat.

4. Freudenberger Schichten (dsFR)

Name : siehe LUSZNAT 1968, S. 67 u. 72

Durch die Neuaufnahme des Blattgebietes konnte die bereits in anderen Bereichen (SCHMELCHER 1960, LUSZNAT 1968, VÖGLER 1968) festgestellte Tatsache bestätigt werden, daß die ursprünglich von PILGER (1952) als „Wildflaser-Zone“ bezeichnete Kartiereinheit nicht durch jene „wild geschichteten und unregelmäßig gewellten Sand- und Grauwackenflaseren“ bestimmt wird, wie das PILGER (1952, S. 710) beschrieben hat. Ferner ist die im Hangenden der „Wildflaser-Zone“ von PILGER (1960) als besonders charakteristische Leitschichtenpartie (vgl. Kap. B II) bezeichnete „Grenzswacke“ im Blattgebiet entgegen den Angaben PILGER's (1960, S. 312) nicht mehr überzeugend nachzuweisen, worauf im folgenden Abschnitt noch besonders eingegangen wird. So wurden die beiden von WIEGEL (1957) im südöstlichen Bereich des Blattes Hilchenbach noch ausgeschiedenen Kartiereinheiten zur Abfolge der Freudenberger Schichten zusammengefaßt.

Gesteine: Innerhalb des als Freudenberger Schichten auskartierten jüngsten Gliedes der Mittleren Siegener Schichten herrschen wiederum überwiegend tonige Gesteine vor. Dabei gewinnen die bereits innerhalb der älteren Schichtenglieder erwähnten Partien mehr siltiger, meist bändriger Tonschiefer an Bedeutung. Es treten daher — ebenso wie in den Freusburger Schieferen — dunkelblaugraue, oft olivgrünlich verwitternde, zum Teil stärker siltige, meist mäßig gesonderte Tonschiefer sowie entsprechend unscharfe Bänder-Tonschiefer auf, die örtlich in Siltsteine übergehen und stellenweise auch bandflaserig werden. Dieser Gesteinsausbildung stehen besser bis gut gesonderte, fein- bis mittelbandflaserige oder auch bändrige Tonschiefer gegenüber, die sowohl im Einfallen als auch im Streichen durch Übergänge mit den zuerst beschriebenen Gesteinen verbunden sind. Gut gesonderte Flaser-Tonschiefer, aus denen sich auch Flaser-Sandsteine, häufig in Verbindung mit geringmächtigen, meist quarzitischen, mehr oder weniger unebenen Sandsteinbänken oder Bankfolgen entwickeln, kommen im allgemeinen recht untergeordnet vor, bestimmen aber stellenweise in stärkerem Maße das Bild der Schichtenfolge. Eine derartige rauhere Partie ist besonders gut am Straßenanschnitt in Dreis-Tiefenbach gegenüber dem Bahnübergang bei r 33 240, h 42 410 aufgeschlossen. In der Umgebung von Brauersdorf sind im tieferen und mittleren Teil noch mehrere quarzitisches Sandsteinbankfolgen eingeschaltet, die in der Regel Mächtigkeiten bis zu 3 m erlangen. Am Südhang des Ley-Berges (522,4 m) nordöstlich der Ortschaft wurde jedoch durch den Randweg um die geplante Talsperre eine dünn- bis mittelbankige Sandsteinpartie von 8,5 m Dicke angeschnitten, die auf der Karte besonders hervorgehoben worden ist. Die einzelnen Bankfolgen halten freilich innerhalb der Abfolge nicht weit durch, wie überhaupt die verschiedenen Gesteinsvarianten im Streichen und Einfallen rasch wechseln. Diesen Wechsel veranschaulicht ein von REINHARDT (1961) im Bereich der geplanten Dammachse am Ortsrand von Brauersdorf konstruierter Schnitt (vgl. Abb. 7) besonders gut. Er gibt die Verhält-

nisse am rechten Hang auf Grund der dort niedergebrachten Bohrungen wieder, von denen die Bohrungen R1 (r 39 660, h 42 980) und T3 (r 39 690, h 42 860) auf der geologischen Karte und im Verzeichnis der Bohrungen (Kap. M) eingetragen sind.

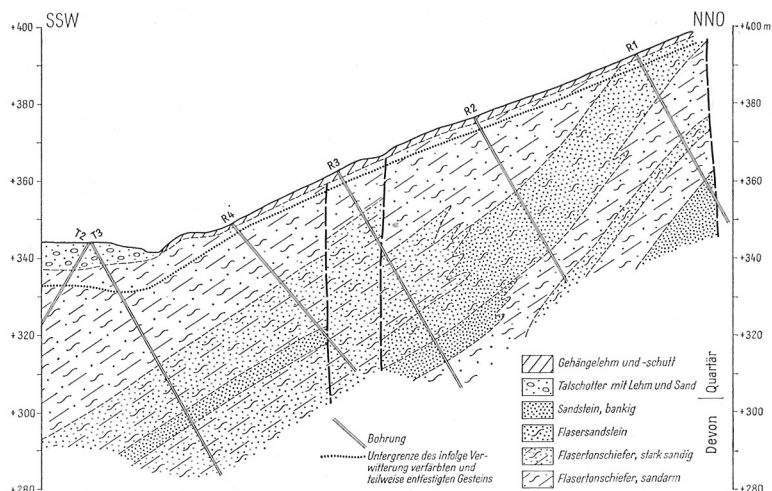


Abb. 7. Schnitt durch die Sperrstelle der Oberrau-Talsperre, rechter Hang (nach REINHARDT 1961)

In dem von WIEGEL (1957) aufgenommenen SO-Teil des Blattgebietes spielen bandflaserige bis flaserige Gesteine noch eine größere Rolle als weiter nördlich. Der größte Teil der im frischen Zustand hellgrauen oder auch grünlichgrauen, meist braun und rotbraun verwitternden bandflaserigen sowie flaserigen Sandlagen erreicht 0,5–2,0 cm Dicke. Wiederum tragen die Schieferflächen dazu bei, daß die primäre Flaserigkeit der Sedimente verstärkt wird (vgl. Kap. G I b). Die Abstände der einzelnen Lagen wechseln laufend. Sie liegen partienweise in der gleichen Größenordnung wie die angegebene Dicke, sind aber meistens weitständiger, wobei sich auch kaum bandflaserige sowie mehr bändrig-siltige Abschnitte einschalten. Dergestalt besteht ein ständiger Wechsel der entsprechend ausgebildeten häufig durch Übergänge verbundenen Partien.

In dem relativ gut aufgeschlossenen Raum zwischen Hüttental-Weidenau und Dreis-Tiefenbach ist zu beobachten, daß die flaserigen bis bandflaserigen Abschnitte zum Hangenden allmählich abnehmen, während mehr oder weniger

siltige, mäßig bis schlecht gesonderte Bänder-Tonschiefer in stärkerem Maße auftreten und so in die hangenden Oberen Siegener Schichten überleiten. Diesen Übergang schließen besonders gut die Felsklippen an der Alten Burg in Dreis-Tiefenbach auf. Die Grenze wurde dort in den aufgelassenen Steinbruch bei r 33 420, h 42 300 (ehemalige Pelztierfarm) gelegt. Am Südweststoß stehen im Liegenden schwach siltige, blaugraue Tonschiefer an, die feine, grünlichgraue, meist weitständige Bänder sowie Streifen führen, die an wenigen Stellen noch ganz leicht bandflaserig sind. Partienweise tritt die Bänderung ganz zurück. Darüber folgt ein 1,2 m mächtiger, dünnbankiger bis plattiger, hellgraugrünlicher Sandstein, der in den obersten 30 cm schwach tonig wird und erst von feinen, dann immer stärker werdenden Tonbändern durchzogen ist. Mehr oder weniger siltige, in der Regel mäßig gesonderte Bänder-Tonschiefer mit geringmächtigen Silt- und schwach tonigen Bänder-Sandsteinen schließen die Schichtenfolge im Hangenden ab.

An dieser relativ gut aufgeschlossenen Stelle läßt sich die von PILGER (1952 S. 711) für die Grenzziehung zwischen Mittleren und Oberen Siegener Schichten als überaus wichtig hervorgehobene Abfolge: „besonders grob- und wildflaserige Schiefer – dickbankige Grauwacke – besonders milder Tonschiefer“ entsprechend der stratigraphischen Folge: „Wildflaser-Zone“ – „Grenzwacke“ – „Ahe-Schiefer“ nicht beobachten. Wohl treten in der Grenzzone geringmächtige, ebenflächige Sandsteine und deren Bankfolgen um 1 m Mächtigkeit auf, die jedoch in ihrer ganzen Ausbildung nicht dem Typ der Grenzwacke im Sinne PILGER's entsprechen. Im Fortstreichen nach NO war in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet die Grenzwacke nirgends mit Sicherheit nachzuweisen, stets aber ließ sich ein mehr oder weniger deutlich ausgeprägter Übergang von flaserigen bis bandflaserigen zu stärker siltigen, meist bändrigen Gesteinen der Oberen Siegener Schichten feststellen.

In diesem Zusammenhang sei noch besonders darauf hingewiesen, daß im Raum westlich des Homerich bis zum Frohnhäuser Tal die flaserigen und bandflaserigen Gesteinstypen nach den Lesesteinbefunden und den wenigen, stets schlechten Aufschlüssen auffallend zurücktreten.

Auch im Raum Brauersdorf–Beienbach nehmen die flaserigen sowie bandflaserigen Varianten zum Hangenden generell ab, und die Grenzwacke konnte in diesem Gebiet ebenfalls nicht als charakteristische Leitschichtenpartie (PILGER 1960 S. 312) nachgewiesen werden. Zwar hat WIEGEL (1957) eine Sandsteinbankfolge an der Straße im Nauholztal oberhalb Brauersdorf bei r 39 900, h 42 600 als Grenzwacke¹⁵⁾ angesprochen, aber die Bearbeitung der mit dem Bau des Randweges entstandenen Aufschlüsse durch den Verfasser im Jahre 1967 ergab, daß es sich um eine der bereits erwähnten Sandsteinpartien innerhalb der Freudenberger Schichten handeln muß.

¹⁵⁾ auf die sich PILGER (1960, S. 312) bei seiner Angabe offensichtlich stützt

Von den beschriebenen Beobachtungen ausgehend läßt sich die Grenz-
wacke nicht nur im südlichen Teil des Blattgebietes, sondern auch weiter nörd-
lich (Kap. E I b) 2) c.) nicht mehr als „besonders charakteristische Leitschich-
tenpartie“ im höchsten Teil der Mittleren Siegener Schichten (PILGER 1960)
nachweisen und auskartieren. Ähnliche Schwierigkeiten haben sich bereits auf
Bl. 5112 Morsbach (VOGLER 1968) und zum Teil auch auf Bl. 5113 Freudenberg
(LUSZNAT 1968) ergeben.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zu den unter-
lagernden Gosenbacher Schichten wurde bereits bei der Behandlung dieses
Schichtengliedes erörtert (vgl. S. 70), so daß hier nur noch auf die obere
Grenze einzugehen ist. Diese Grenze hat PILGER (1952, 1955, 1960) an die
Oberkante der als „Grenz-*wacke*“ bezeichneten Sandsteinpartie gelegt, die er
(1960, S. 312) für eine der charakteristischsten Leitschichtenpartien des Sieger-
landes hält, weil sie innerhalb einer besonders auffälligen lithologischen Folge:

Hangendes

Milde „Ahe-Schiefer“

Obere Siegener Schichten

Grob-*bankige* Grauwacke („Grenz-*wacke*“)

Rauhe „Wildflaserschichten“

} Mittlere Siegener Schichten

Liegendes

auftritt und so überall mit Sicherheit stratigraphisch einzustufen sei. In dieser
Form sollte die Abfolge auch im Blattgebiet Hilchenbach verbreitet sein.

Indessen geht aus der vorangegangenen Gesteinsbeschreibung bereits her-
vor, daß die von PILGER (1960) vertretene Auffassung nicht zutrifft. Im Grenz-
bereich stoßen nämlich keineswegs sehr unterschiedliche Gesteinstypen im
scharfen Gegensatz aneinander. Vielmehr fehlt den Freudenberger Schichten
im oberen Teil gerade der dieser Partie zugeschriebene „wildflaserige“ Cha-
rakter. Es nehmen hier jene schon erwähnten mehr oder weniger siltigen Ton-
schiefer und ihre bändrigen bis bandflaserigen Typen mit zum Teil nur noch
mäßiger Sonderung allmählich zu, während gut gesonderte, flaserige bis band-
flaserige Gesteine entsprechend zurückgehen. Von entscheidender Bedeutung
ist dabei der Umstand, daß bandflaserige Partien stellenweise auch noch in
den hangenden Ahe-Schichten vorkommen, die dazu beitragen, den ohnehin
nicht scharfen petrographischen Gegensatz im Grenzbereich weiter zu verwis-
chen. Sind einmal in dieser Zone Sandsteinpartien vorhanden, so erreichen
diese nur relativ geringe Mächtigkeiten und liegen weder in der von PILGER
(1952, 1955, 1960) beschriebenen typischen Form vor, noch weisen sie die er-
wähnten petrographischen Beziehungen zum Liegenden und Hangenden auf.
Die einzige Ausnahme scheint im Siegtal östlich des Söhlers aufzutreten, wo

eine rund 3 m mächtige, allerdings schlecht aufgeschlossene Bankfolge¹⁶⁾ ansteht, die WIEGEL (1957) zur Grenzziehung herangezogen hat. Auf größere Erstreckung ist schließlich der Schichtenabschnitt in der Grenzzone nicht aufgeschlossen, so daß man sich dort lediglich mit Lesesteinbefunden begnügen muß.

Angesichts dieser Schwierigkeiten wurde die obere Grenze der Freudenberger Schichten generell dort gezogen, wo die siltigen, mäßig bis schlecht gesonderten, meist bändrigen Tonschiefer mit ihren Siltsteineinlagerungen sowie geringmächtigen, ebenflächigen, oft plattigen tonigen Sandsteinen eindeutig vorherrschen. Ein weiteres Kriterium sind auch die milderen Tonschieferpartien innerhalb der besser gesonderten bandflaserigen bis flaserigen Tongesteine, die meist einen ganz schwachen Glanz im Gegensatz zu den dumpfen, stärker siltigen Varianten der Oberen Siegener Schichten zeigen. Da aber das Auskeilen der typischen, mehr oder weniger gut gesonderten flaserig-bändrigen Gesteine nicht horizontbeständig erfolgt, schwankt natürlich die so gezogene Grenze im stratigraphischen Niveau.

In Verbindung mit der Streichlinienkarte wird man daher feststellen, daß die Grenze zwischen Mittleren und Oberen Siegener Schichten nicht immer dem beobachteten Streichen der Schichten (unter Berücksichtigung des Reliefs) folgt und sich deswegen auch nicht überall streng an den Verlauf von Faltenstrukturen hält, wie das zum Beispiel südlich von Brauersdorf¹⁷⁾ der Fall ist.

Umgekehrt konnte die Grenze über schlecht aufgeschlossene Gebiete hinweg nur mit Hilfe der aus den Lagerungsverhältnissen abgeleiteten Streichlinien „eingehängt“ werden. So ist jene Linie also, die die Freudenberger Schichten nach oben hin begrenzt, mit mancherlei Unsicherheiten behaftet und kann gerade nicht als eine besonders markante stratigraphische Grenze (PILGER 1960) angesehen werden. Sie mußte vielmehr durch eine — subjektiven Einflüssen unterworfenen — Beurteilung des im Grenzbereich vorliegenden lithologischen Gesamtcharakters gezogen werden.

Die Mächtigkeiten des Schichtengliedes schwanken — nicht zuletzt durch die erwähnten Unsicherheiten bei der Grenzziehung — zwischen 150 und 300 m. Der Wert von 150 m wird nördlich Eckmannshausen erreicht. Im Raum um Oechelhausen liegt die Mächtigkeit bei 150 m, während 250 m im Gebiet zwischen Hüttental-Weidenau und Dreis-Tiefenbach vorherrschen. Südöstlich von Netphen steigt die Mächtigkeit auf etwa 300 m an, geht aber im Fortstreichen nach NO wieder zurück. Unbehagen bereitet schließlich der breite Ausstrich im Bereich zwischen Eschenbach und Afholderbach. Zwar scheint in diesem Streifen intensiverer Faltenbau nicht zu dominieren, doch lassen die schlech-

¹⁶⁾ Ein Einblick in das Liegende und Hangende war dort nicht möglich.

¹⁷⁾ An dieser Stelle kommt allerdings hinzu, daß der Verfasser die Kartierung von WIEGEL (1957) zwar im Bereich der neuen Randwege für die Oberrautalsperre nur revidieren, nicht aber im ganzen überarbeiten konnte.

ten Aufschlußverhältnisse kein endgültiges Urteil zu. Östlich von Afholderbach ist ohne Zweifel Faltenbau vorhanden, aber in seinen Einzelheiten nicht auszumachen. Der Verfasser neigt auf Grund von Übersichtsbegehungen zu der Ansicht, daß ein Teil der Schichtenfolge möglicherweise schon in die Oberen Siegener Schichten zu stellen ist.

Locus typicus: (siehe LUSZNAT 1968, S. 72) und **Verbreitung:** Der Schichtenpacken tritt, hervorgerufen durch den Schuppenbau, im Südostteil des Blattgebietes in mehreren, örtlich durch Spezialfalten oder Störungen modifizierten Zügen auf, die im einzelnen folgendermaßen verlaufen:

1. von der südwestlichen Ecke des Blattes über Dreis-Tiefenbach bis in die Gegend nördlich von Oechelhausen
2. vom Erwies-Berg über Netphen bis östlich Afholderbach
3. vom Söhler über Brauersdorf bis zum östlichen Blattrand
4. von Beienbach bis zur Sandhelle

Gute Aufschlüsse bieten folgende Lokalitäten:

1. Straßenanschnitt am Bahnübergang in Dreis-Tiefenbach (mit rauherer Zone)
2. Klippen an der Alten Burg in Dreis-Tiefenbach (Übergangsbereich zu den Oberen Siegener Schichten) bis zum Steinbruch
3. Felsanschnitt entlang des Anschlußgleises im Siegtal am Fuß des Osthanges vom Haardter Berg nördlich Weidenau
4. Klippen im Seebach-Tal nordöstlich von Dreis-Tiefenbach
5. Klippen am NO-Hang des Söhlers (Siegtal südöstlich von Obernetphen)
6. Aufschlüsse entlang des Talsperrenrandweges südlich Brauersdorf

b. Mittlere Siegener Schichten im nordöstlichen Bereich des Blattgebietes

Während es im südöstlichen Teil des Blattgebietes — nach NO freilich mit zunehmenden Schwierigkeiten — gerade noch möglich war, die Mittleren Siegener Schichten auf lithologischer Grundlage in 4 Abschnitte zu gliedern, lassen sich im Raum Herzhausen — Ruckersfeld — Grund — Vormwald nur noch eine liegende, im ganzen sandsteinreichere Serie von einer hangenden, vorherrschend tonigen Gesteinsfolge unterscheiden. Diese Gliederung stützt sich in erster Linie auf die relativ guten Aufschlußverhältnisse im Bereich zwischen Vormwald und der Kronprinzen-Eiche. Weiter nach SW ist man vornehmlich auf Lesesteinbefunde angewiesen. Betrachtet man in Verbindung mit der nachstehenden Gesteinsbeschreibung die lithologische Gesamtsituation dieses Bereiches, dann liegt eine Parallelisierung der tieferen, Sandsteinfolgen führenden Serie mit den Eisernhardt-Schichten nahe, so daß der höhere Teil die drei übrigen Schichtenglieder des südöstlichen Verbreitungsgebietes repräsentieren würde.

Indessen kann der Beweis für diese Vermutung nicht mit hinreichender Sicherheit geführt werden, weil die beiden Verbreitungsgebiete entlang einer Störung aneinandergrenzen. Aus diesem Grunde wurden für die beiden Abschnitte der Mittleren Siegener Schichten im nordöstlichen Bereich neue Namen eingeführt, von denen einer, würde man der soeben angedeuteten Parallelisierung folgen, ohnehin notwendig geworden wäre. In diesem Gebiet ist die Schichtenfolge durch charakteristische Einlagerungen bandflaseriger bis flaseriger Gesteine ausgezeichnet. Insgesamt aber gewinnt man den Eindruck, daß diese textuellen Eigenschaften der Sedimente vom Liegenden zum Hangenden abklingen und auch in ihrer Häufigkeit nachlassen.

1. Kromberg-Schichten (dsK)

Name (hiermit aufgestellt): nach dem Krom-Berg südlich von Vormwald bei r 39 090, h 49 540

Gesteine: Die Abfolge ist, ähnlich wie bei den Eisernhardt-Schichten (vgl. S. 63), durch mehr oder weniger quarzitische, in der Regel gut gesonderte Sandsteinbankfolgen bis etwa 5 m Mächtigkeit ausgezeichnet. Es handelt sich um hell- oder mittelgraue, auch grünlichgraue, dünn- bis mittelbankige, häufig leicht unebene Sandsteine, die hart und zäh sind und einen splittrigen, scharfkantigen Bruch aufweisen. Stellenweise ist auch ein schwacher Tongehalt zu beobachten, und innerhalb der dann meist ebenflächigen Bänke treten undeutliche, feine dunklere Streifen auf. Diese Ausbildung findet man verstärkt im Bereich des Hummersloh nordöstlich von Herzhausen.

Unter den tonigen Gesteinen sind leicht siltige, gut bis mäßig gesonderte Bänderflaser- bis Bänder-Tonschiefer als charakteristische Partien hervorzuheben. Die dergestalt ausgebildeten bräunlichen Feinsandlagen erreichen 2–20 mm Dicke und wechseln in Häufigkeit sowie Stärke rasch. Örtlich erscheinen auch wenig texturierte Abschnitte. Eingeschaltet sind ferner etwa 1–3 m mächtige Flaser- bis Bänderflaser-Sandsteinpacken, bräunlich bis hellgrau, fein- bis mittelkörnig, oft quarzitisch und dann recht gut gesondert. Die flaserigen bis bandflaserigen Sandlagen sind in der Regel zwischen 2 und 5 cm stark.

Diese rauheren Einlagerungen repräsentieren in der beschriebenen Form den Typ der Mittleren Siegener Schichten besonders gut. Demgegenüber sind die bandflaserigen Texturen in den tonigen Gesteinen durchaus nicht mehr so typisch ausgebildet. Unter den tonigen Gesteinen spielen ferner ausgesprochen olivgrünlich verwitternde, stärker siltige, zuweilen fast schon in Siltstein übergehende, meist fein- bis mittelbändrige und nur mäßig bis schlecht gesonderte Tonschiefer eine mit unterschiedlichen Schwerpunkten hervortretende

Rolle. Diese Gesteine sind häufig mit den anderen tonigen Gesteinstypen auch durch Übergänge verbunden.

Innerhalb eines Sattels der als Kromberg-Schichten bezeichneten Abfolge erscheinen im Raum zwischen Bhf. Vormwald und dem gleichnamigen Ort relativ milde Tonschiefer, die auf der Karte besonders ausgeschieden wurden. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von 1–3 m mächtigen, meist gut gesonderten, oft leicht glänzenden, dunkelblaugrauen, z. T. etwas siltigen, fein- bis mittelbandflaserigen, milden Tonschiefern und mäßig gesonderten häufig etwas siltigeren, feinhändrigen Tonschiefern. Örtlich tritt die Bänderung stark zurück. Die bandflaserigen bis flaserigen Sandlagen sind grau bis grünlich-grau und haben einen feinkörnigen, quarzitischen Habitus.

Nach den Lagerungsverhältnissen zu urteilen, stellt diese Serie den liegenden Teil des Schichtengliedes dar, der durch einen relativ milden Charakter auffällt. Ob es sich dabei nur um eine entsprechende Einschaltung oder möglicherweise schon um den Übergang (vgl. dazu S. 58) zu den Unteren Siegener Schichten handelt, läßt sich nicht überzeugend ableiten¹⁸⁾. Auf alle Fälle aber wurde diese Partie auf der Karte hervorgehoben. Sie würde unter der Annahme des soeben vermuteten Überganges in jenen Schichtenabschnitt einzuordnen sein, der im zentralen Siegerland als Brüderbund-Schichten auskartiert werden konnte (QUIRING 1923 d, PILGER 1952, 1955, ADLER 1958, WENTZLAU 1960, LUSZNAT 1968).

Der beschriebene lithologische Aufbau des Schichtenpackens zeigt weitgehende Anklänge an die Eisernhardt-Schichten, wenngleich die flaserigen und bandflaserigen Gesteine nicht mehr so bestimmend hervortreten. Die Sandsteinbankfolgen sind ebenfalls nicht niveaubeständig eingeschaltet, jedoch ist ihr Anteil bei den schlechten Aufschlußverhältnissen zwischen Herzhausen und Grund im einzelnen schwer auszumachen. Im Zusammenhang mit dem Ausbau der Straße zwischen Bhf. Vormwald und Grund waren derartige Folgen an den hangseitigen Anschnitten recht gut aufgeschlossen. Sie wurden aber später durch die Abböschung und Begrünung völlig zugedeckt. Die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinpartien bewegt sich dort zwischen 3 und 5 m, und die Abstände innerhalb der Abfolge betragen unterschiedlich 50–80 m.

Südlich der Elme bei Ruckersfeld verliert sich der flaserige bis bandflaserige Charakter in auffallender Weise. Er ist in diesem Bereich auf einzelne im Streichen nicht weit durchhaltende Schwerpunkte beschränkt.

F a u n a: Im Raum des als Elme bezeichneten Höhenrückens nördlich von Ruckersfeld fanden sich an den nachstehend aufgeführten Punkten einige Fossilien:

¹⁸⁾ Angesichts dieser Unsicherheiten mußte auch im Schnitt C-D der Geologischen Karte die Darstellung der Untergrundverhältnisse an dieser Stelle als wahrscheinlich gekennzeichnet werden.

1. Südhang Elme bei r 37 950, h 47 960 (Lesestein)
Hysterolites (Acrospirifer) primaevus (STEIN); Brachiopode (inc. sp.)
2. Nordhang Elme bei r 38 230, h 48 265 (Lesestein) Brachiopoden
3. Tal nördlich Elme, Felsrippe am Weg bei r 38 290, h 48 440 Spiriferide

Altersstellung: Auf Grund der beschriebenen Gesteinsausbildung in Verbindung mit dem vorstehend erwähnten Fund von *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEIN.) werden die Kromberg-Schichten den Mittleren Siegener Schichten zugerechnet.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die untere Grenze der Abfolge streicht infolge von Störungen nicht mehr aus. Der Verband zum Liegenden entzieht sich daher einer Beobachtung und Beurteilung. Nach oben hin wird die Grenzziehung in der gleichen Weise wie bei den Eisernhardt-Schichten (vgl. S. 65) gehandhabt und ist demzufolge auch mit denselben Schwierigkeiten verbunden. Die obere Grenze war während der Neuaufnahme an keiner Stelle aufgeschlossen. Sie wurde dort gezogen, wo die tonigen Gesteine der überlagernden Schloßberg-Schichten deutlich das Übergewicht bekommen. Infolge der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse bei Ruckersfeld ist die Grenzlinie in diesem Raum mit erheblichen Unsicherheiten behaftet.

Da sich die untere Grenze nicht festlegen läßt, kann nur die maximale noch ausstreichende Mächtigkeit mit rd. 370 — 400 m angegeben werden.

Verbreitung: Das Schichtenglied streicht, zum Teil durch Spezialfaltung und eine größere Störung modifiziert, im Gebiet zwischen Herzhausen-Grund und Bhf. Vormwald aus.

An guten Aufschlüssen sind zu nennen:

1. Bahneinschnitt westlich Bhf. Vormwald
(r 39 850 bis 49 560, h 49 870 bis 49 740)
2. Straßenanschnitt unmittelbar südlich von Herzhausen.

2. Schloßberg-Schichten (dsSC)

Name (hiermit aufgestellt): nach dem Schloß-Berg östlich von Grund

Gesteine: Im Hangenden der Kromberg-Schichten stellen sich — wie die Aufschlüsse entlang der Straße Hilchenbach — Kronprinzen-Eiche sowie der Eisenbahnlinie zwischen Bhf. Vormwald und dem Nordportal des Schloßberg-Tunnels zu erkennen geben — ganz überwiegend tonige Gesteine ein.

Dabei überrascht die Tatsache, daß gleich an den ersten Aufschlüssen der Straße (bei km 14,9) Tonschiefer anstehen, wie sie gerade für die Oberen Siegener Schichten typisch sind: stärker siltige, blaugraue bis schmutziggelbe, nur mäßig gesonderte, wenig feingebänderte Tonsteine, die örtlich auch mittelbändige Lagen führen, welche z. T. bandflaserig sind. Vereinzelt schalten sich auch geringmächtige Siltsteinlagen ein. Besonders gut sind diese Schiefer am Nordportal des Schloßberg-Tunnels aufgeschlossen, hier kaum gebändert, jedoch intensiv geschiefert.

Unmittelbar südwestlich des Portals kann man an den Straßenaufschlüssen beobachten, wie sich in zunehmendem Maße nach SO (zum Hangenden) wieder bandflaserige, besser gesonderte Gesteinspartien einschalten, zunächst noch recht geringmächtig und wenig deutlich, dann aber immer besser hervortretend bis schließlich der für die Mittleren Siegener Schichten kennzeichnende Charakter erreicht wird. Etwa ab Straßenkilometer 15,6 nehmen 0,2 bis 0,5 m mächtige Lagen von relativ gut gesonderten mittelflaserigen bis bandflaserigen Tonschiefern zu, die örtlich in Flaser-Sandsteine übergehen. Im ganzen aber bleiben diese Gesteine gegenüber den siltigen Tonschiefern in der Minderheit. Im Gebiet westlich des Südportals vom Schloßberg-Tunnel erreicht dann die Sandzunahme in Form einer 2,0 bis 5,0 m mächtigen Folge eines dünn- bis mittelbankigen, quarzitisches Sandsteines mit unebenen Schichtflächen ihren Höhepunkt.

Diese Bankfolge hält jedoch im Streichen nicht weit durch. Sie wurde — natürlich übertrieben — auf der Karte dargestellt, da sie sich durch eine Reihe von Aufschlüssen belegen läßt.

Eine Probe aus der Sandsteinpartie wurde mineralogisch von SCHERP (1969) mit folgendem Ergebnis untersucht:

Probe: Nr. 2/64 (D 2052, RB 8047)

Fundort: Bahneinschnitt südlich des Schloß-Berges

Makroskopisch: Mittel- bis dunkelgrauer, feinkörniger Sandstein

Röntgenographisch: Quarz, Feldspat, Ankerit, Calcit, Siderit, Sericit, Chlorit, verwittert?

Mikroskopisch: Relativ gut sortierte Quarz- und Feldspatkörner mit Korngrößen zwischen 0,08–0,16 mm ϕ liegen zum Teil Korn an Korn, zum Teil durch Ankerit und Calcit oder auch durch sericitischen Zement verbunden, vor. Die Feldspäte, die etwa 10–15% ausmachen, bestehen aus saurem Plagioklas und Orthoklas. Außer dem Siderit, der mit etwa 0,02 mm relativ feinkörnig im Gestein verteilt ist, ist das Carbonat relativ grobkörnig (um 0,1 mm ϕ). Einzelne Muskovit-Schüppchen kommen vor. Schwerminerale sind nur Turmalin und Zirkon, wobei die Turmaline bis 0,12 mm groß werden, während die abgerollten Zirkone kaum größer sind als 0,06 mm.

Befund: carbonatführender Sandstein, schwach quarzitisches

Im Hangenden des Sandsteinpackens werden die Aufschlüsse sehr schlecht, und man ist dort im Grenzbereich zu den Oberen Siegener Schichten fast nur noch auf Lesesteine angewiesen. Auch im Fortstreichen nach SW bleiben die Aufschlußverhältnisse — wenn von den Klippen südwestlich des Hitzige Steins einmal abgesehen wird — durchgehend schlecht.

Dafür ist aber der obere Abschnitt des Schichtenpackens am Nordhang des Hütten-Berges gut aufgeschlossen (Fahrweg vom Bhf. Vormwald zum Pkt. 583,0). Charakteristisch sind etwa 0,5 bis 2,0 m dicke, stellenweise auch geringmächtigere Partien von leicht siltigen Bänder- bis Bänderflaser-Tonschiefern. Der größte Teil der sich recht deutlich abhebenden bänderigen bis bandflaserigen Sandlagen erreicht 0,1 bis 0,5 cm. Sie sind im frischen Zustand hellgrau bis grünlichgrau und verwittern mittelbraun. Die Abstände der Bänder schwanken sehr. Dort, wo sie eng zusammentreten, schalten sich gele-

gentlich auch Flasersandstein-Partien um 0,5 m ein. Die stärker gebänderten Partien werden abgelöst durch Bereiche, in denen die Bänder an Zahl und Mächtigkeit zurücktreten. Diese Abschnitte geben sich schon dadurch zu erkennen, daß in ihnen die Schieferflächen bestimmend werden. Die Bänder sind durchweg recht ebenmäßig und nur noch gelegentlich bandflaserig. Zum Hangenden schalten sich zunehmend mehr siltige, nur noch mäßig gesonderte Bänder-Tonschiefer ein, die allmählich unter Abnahme der flaserigen bis bandflaserigen Gesteine in die Oberen Siegener Schichten überleiten.

Im Grenzbereich am Hütten-Berg stellen sich, zunächst vereinzelt, ebenflächige, meist schwach tonige, dünne Sandsteinbänke ein, die schließlich zu geringmächtigen Bankfolgen zusammentreten, ohne daß in dieser Zone der von PILGER (1960) beschriebene lithologisch scharfe Gegensatz zu beobachten ist, auf den bereits bei der Behandlung der Freudenberger Schichten (vgl. S. 75) im einzelnen eingegangen wurde.

Im Bereich des Hütten-Berges zeigt sich erneut, daß die oberste Partie der Mittleren Siegener Schichten durchaus nicht dem Typ entspricht, von dem PILGER (1952) ihren Namen – „Wildflaserzone“ – abgeleitet hat (vgl. LUSZNAT 1968, S. 67).

Innerhalb der Schloßberg-Schichten sind Sandsteinpartien nur noch von untergeordneter Bedeutung und lassen eine Untergliederung des Schichtenkomplexes nicht mehr zu. Ferner klingen auch die flaserigen bis bandflaserigen Gesteine im Gegensatz zum südlicher gelegenen Verbreitungsgebiet merklich ab. Sie sind offenbar linsenartig mit wechselnder Betonung im Streichen und Einfallen in mehr siltig-bändrige Tongesteine eingelagert, die – würde man bei der petrographischen Beurteilung von jeweiligen Einzelaufschlüssen ausgehen und nicht die Gesamtsituation berücksichtigen – ohne weiteres Zweifel an einer Einstufung in die Mittleren Siegener Schichten aufkommen lassen.

F a u n a : Im Bereich der zuletzt beschriebenen Aufschlüsse am Nordhang des Hütten-Berges wurde eine größere Fossilinse bei r 40 520, h 50 110 geborgen, die nach der Bearbeitung von EVA PAPROTH folgende Fauna enthielt:

Hysterolites (Acrospirifer) primaevus (STEIN.), zahlreiche Exemplare
Spirifer sp.
Stropheodonta sp.
Camartoechia cf. *daleidensis* (F. ROEM.)
Platyorthis circularis (Sow.)

Ferner fanden sich an einer Wegrippe bei r 39 320, h 49 090 in Grund:
cf. *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEIN.)
Stropheodonta sp.

Altersstellung: Das Vorkommen von *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEIN.) läßt in Verbindung mit dem lithofaziellen Charakter der Gesteine auf Mittlere Siegener Schichten schließen. Die Schloßberg-Schichten repräsentieren auf Grund der Lagerungsverhältnisse den höheren Teil dieser Abfolge.

Die Fauna des Fossilfundpunktes am Nordhang vom Hütten-Berg entspricht in ihrer Zusammensetzung weitgehend derjenigen des berühmten Fundpunktes von Seifen auf Blatt 5311 Altenkirchen (DREVERMANN 1904, DAHMER 1934, PAHL 1960), der im obersten Teil der Mittleren Siegener Schichten liegt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Auf die Festlegung der unteren Grenze wurde schon bei der Behandlung der Kromberg-Schichten eingegangen. An der oberen Grenze liegen ähnliche Verhältnisse vor, wie sie bei der Beschreibung der im südlichen Teil des Blattgebietes verbreiteten Mittleren Siegener Schichten ausführlich erörtert wurden (Freudenberger Schichten). Mit dem Ausklingen der bandflaserigen Gesteine ist die Hangendgrenze dort gezogen, wo die siltigen, meist bändrigen Tonschiefer und ebenen Sandsteine augenfällig vorherrschen. Es handelt sich dabei um keine Zeitmarke, sondern lediglich um eine Faziesgrenze, die im stratigraphischen Niveau schwankt, wie das auch weiter südlich der Fall ist.

Die Mächtigkeit der Schloßberg-Schichten bewegt sich daher zwischen 400 und 500 m.

Verbreitung: Das Schichtenglied streicht im Hangenden der Kromberg-Schichten aus. Es ist demzufolge in einem teilweise durch Spezialfaltung gekennzeichneten Streifen verbreitet, der südwestlich von Ruckersfeld beginnt und nördlich des Hütten-Berges endet.

Gute Aufschlüsse befinden sich:

1. am Fahrweg vom Bhf. Vormwald nach Pkt. 583,0 nördlich des Hütten-Berges
2. in der Ortslage Grund (Feuerwehrhaus)
3. am Nord- und Südportal des Schloßberg-Tunnels
4. entlang der Straße Vormwald—Kronprinzen-Eiche zwischen km 15,5 und 16,2
5. an der Gins-Burg auf dem Schloß-Berg
6. Klippen westlich Hitzige Stein

c. Mittlere Siegener Schichten im östlichen und im nordwestlichen Bereich des Blattgebietes (dsSm)

Im nordwestlichen Teil des Blattgebietes sowie am östlichen Blattrand in der Umgebung des Gillers konnten die Mittleren Siegener Schichten nur noch als Ganzes auskartiert werden. Es fehlen nämlich der Abfolge in diesem Bereich die Abschnitte von Sandsteinfohlen, die zur Untergliederung benutzt werden. Südlich des Gillers steht zwar eine derartige, noch aus mehreren Bankfolgen bestehende Partie an, aber sie keilt im Fortstreichen nach NO auf dem östlichen Anschlußblatt 5115 Erndtebrück allmählich aus. Ursprünglich ist diese Partie als Gosenbacher Schichten angesprochen worden (LUSZNAT & WIEGEL 1968).

Sie wurde nunmehr mit Rücksicht auf den Umstand, daß die hangende Serie der Freudenberger Schichten von den unterlagernden Freusburger Schichten dann nicht mehr sinnvoll voneinander getrennt werden kann, wenn

die Gosenbacher Schichten auskeilen, bereits im Blattgebiet Hilchenbach nur noch als Sandsteinbankfolgen führender Abschnitt innerhalb der Mittleren Siegener Schichten ausgeschieden. Auf diese Art und Weise ist der Anschluß an das Blatt 5115 Erndtebrück besser gewahrt. Die Darstellung des Überganges von dem weiter im SW differenzierter gegliederten Zug Mittlerer Siegener Schichten (vgl. Abschn. E I b) 2) a.) wird auf der Karte dadurch erleichtert, daß die Schichten an Störungen versetzt sind. Dadurch streicht westlich des Scheel-Berges zunächst lediglich das Niveau der Freudenberger Schichten aus, das auf der Karte jedoch nur noch ganz allgemein als Mittlere Siegener Schichten bezeichnet wurde.

Gesteine: Im Verbreitungsgebiet am Giller kennzeichnen die Abfolge 1 – 5 m mächtige Abschnitte meist gut gesonderter, dunkelblaugrauer Bänderflaser- bis Bänder-Tonschiefer. Der größte Teil der Bänder oder Bandflaser erreicht 0,5 – 2,0 cm. Sie sind im frischen Zustand hellgrau, verwittern kräftig braun und werden durch die Schieferung noch zusätzlich zerschert, so daß der primär bandflaserige Charakter durch tektonische Einflüsse verstärkt wird. Die Abstände der feinkörnigen, leicht quarzitischen Sandlagen wechseln laufend. Stellenweise rücken sie so eng zusammen, daß sich geringmächtige Partien von Bänderflaser-Sandsteinen bilden. Besonders innerhalb dieser Bereiche sind gelegentlich auch rauhere, dünnbankige Sandsteine zwischen 0,5 bis 1,5 m eingeschaltet. Die einzelnen Bänke unterbrechen des öfteren geringmächtige bandflaserige bis flaserige Tonschieferlagen.

Die stärker bandflaserigen bis flaserigen Abschnitte werden abgelöst durch Bereiche zwischen 1 – 10 m, in denen die entsprechend texturierten Sandlagen an Mächtigkeit und Zahl – stellenweise sogar sehr stark – zurücktreten. Diese Einschaltungen geben sich schon dadurch zu erkennen, daß in ihnen die Schieferflächen bestimmend werden. Die Dicke der meist recht ebenmäßigen Sandbänder liegt in der Regel zwischen 0,2 und 0,3 cm. Diese Partien sind zum Teil schon stärker siltig und dann nicht mehr so gut gesondert. Sie nehmen zum Hangenden deutlich zu, und außerdem läßt der flaserige bis bandflaserige Charakter der Gesteine in der gleichen Richtung generell nach, so daß auch in diesem Bereich ein allmählicher Übergang in die Oberen Siegener Schichten gegeben ist.

Innerhalb des aus tonigen Gesteinen bestehenden Schichtenpackens fällt eine relativ sandsteinreiche Partie auf, die am SW-Hang des Gillers im Bahneinschnitt bei Bahn-km 20,65 vorzüglich aufgeschlossen ist und auf der Karte ausgeschieden wurde.

Es handelt sich um eine Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinbankfolgen, unter denen drei durch ihre Mächtigkeit von 4 bis 6 m hervortreten. Einschaltet sind vorwiegend Bänderflaser-, seltener Bänder-Tonschiefer zwischen 1 bis 4,5 m. Bänder-Tonschiefer kommen nur recht untergeordnet vor. Die wechsellagernden Gesteine sind stets recht gut gesondert. In den Bank-

folgen selbst erreichen die einzelnen Bänke 5 – 25 cm und werden gelegentlich von geringmächtigen Flaser- bis Bänderflaser-Tonschiefern unterbrochen. Stellenweise treten statt der Bänke auch nur Flaser-Sandsteine auf. Die dickeren Bänke haben häufig weitgehend ebene Schichtflächen, während die dünneren oft uneben-wellig sind und rasch auskellen können. Aber auch die übrigen bleiben schon im Aufschlußbereich in ihrer Mächtigkeit nicht beständig.

Ebenso wie in den übrigen Verbreitungsgebieten der Mittleren Siegener Schichten ist auch im Raum südlich des Gillers die Grenze zu den Oberen Siegener Schichten nicht durch scharf hervortretende lithologische Gegensätze im Sinne von PILGER (1960) markiert (vgl. dazu auch die Abschnitte b) 2) a. 4. und b) 2) b. 2. dieses Kapitels).

Die Grenzregion ist unmittelbar am östlichen Blatttrand südlich der Gitterlinie 48 bei r 41 450, h 47 850 durch einen neu geschobenen Forstweg einigermaßen aufgeschlossen worden. Im Blattbereich stehen entlang eines 50 m langen Weganschnittes teilweise noch recht gut gesonderte, dunkelblaugraue Bänderflaser- bis Bänder-Tonschiefer an, bei denen sich in Abschnitten von 1 – 2 m die im frischen Zustand hellgrauen, sonst braunen, bandflaserigen bis bändrigen Sandlagen an Zahl und Dicke häufen, während in den dazwischen liegenden, meist siltigen Partien von 2 – 10 m Mächtigkeit die Bänderung bei mäßiger Sonderung stärker zurücktritt und kaum noch bandflaserig ist. 30 m südöstlich – schon auf Blatt 5015 Erndtebrück – folgt am gleichen Weg ein weiterer rund 30 m langer Weganschnitt, der blaugraue, zum Teil bändrige, siltige Tonschiefer mit eingeschalteten Feinsandsteinlagen bis 3 cm aufschließt. Gelegentlich sind bis 10 cm dicke, graue, plattige Feinsandsteinbänke zu beobachten. Zum Hangenden treten leicht bandflaserige Feinsandlagen auf, die durchweg schlechte Sonderung aufweisen. Diese Serie wurde den Oberen Siegener Schichten zugeordnet, so daß die Grenze zwischen den beiden Aufschlüssen liegt. Die Lesesteine ließen dort nicht auf eine markant hervortretende Sandsteinpartie in Form der Grenzswacke schließen.

In ähnlicher Weise sind die Mittleren Siegener Schichten auch im nord-westlichen Teil des Blattgebietes aufgebaut. Insgesamt nehmen jedoch die relativ gut gesonderten bandflaserigen bis bändrigen Partien zugunsten der stärker siltigen und damit mäßiger gesonderten, meist bändrigen Tongesteine ab. Zwar lassen sich noch Sandsteinpartien beobachten, die dem Schichtenpacken in Form einzelner Bankfolgen eingeschaltet sind, aber ausgesprochene Häufungen derartiger Gesteine innerhalb bestimmter Abschnitte kommen nicht mehr vor.

Die daher als Ganzes auskartierten Mittleren Siegener Schichten entwickeln sich im Raum zwischen Ferndorf und Müsen in einem allmählichen lithologischen Übergang aus den Unteren Siegener Schichten (vgl. auch Abschn. b) 1) dieses Kapitels), indem die bandflaserigen, seltener flaserigen Gesteinstypen zunehmen, bis sie schließlich das Übergewicht haben. Trotz dieser Ten-

denz stellen sich aber innerhalb derartig texturierter Gesteinsabschnitte wiederholt Partien ein, die vor allem durch Lagen relativ milder, ausgesprochen blauschwarzer Tonschiefer, zum Teil mit Toneisenstein-Konkretionen, sowie durch siltige, oft bändrige Tonschiefer und ebene, dünn- bis mittelbankige Sandsteine auffallen. In der Erstauflage sind derartige Abschnitte unter der Annahme eines isoklinalen Faltenbaues als Sattelzonen gedeutet worden, in deren Kern Untere Siegener Schichten zutage treten. Demgegenüber hat die Neuaufnahme im Zusammenhang mit einer genaueren Analyse der Lagerungsverhältnisse (vgl. Taf. 1) ergeben, daß es sich vielmehr um Einschaltungen innerhalb der Mittleren Siegener Schichten handeln muß. So stehen zum Beispiel in unmittelbarer Nachbarschaft des Friedhofes von Ferndorf (Nordhang Mühlen-Kopf) am Fahrweg derartige Gesteine an. Da sie sich an dieser Stelle auf der überkippten SO-Flanke im Bereich einer NW-vergente Mulde befinden, stellt der am Nordhang des Ley-Berges recht gut aufgeschlossene, als NW-Flügel der Mulde in Erscheinung tretende Abschnitt überwiegend bandfaseriger Gesteine das Liegende dar. Durch solche Einschaltungen unterscheiden sich die Mittleren Siegener Schichten im NW-Teil des Blattgebietes von übrigen Vorkommen dieser Abfolge; der Übergang zu den Oberen Siegener Schichten ist aber in der gleichen Weise ausgebildet, wie das im Bereich des Gillers im einzelnen beschrieben wurde.

Fauna: Neue Fossilfundpunkte wurden bei der Neuaufnahme nicht entdeckt. Im Zusammenhang mit der Diskussion über die Altersstellung der Unteren Siegener Schichten (vgl. S. 57) ist bereits auf einen Fundpunkt von DENCKMANN (1906 a, S. 93; 1907, S. 273) am Ley-Berg bei Kreuztal (r 29 760, h 47 470) hingewiesen worden, der folgende Fauna geliefert hat:

Hysterolites (Acrospirifer) primaevus (STEIN.)
Stropheodonta sedgwicki (ARCH. & VERN.)
Schizophoria personata (ZEIL.)

Außerdem fand W. E. SCHMIDT (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932, S. 23) an der Ferndorfer Mühle (r 30 680, h 47 280):

Hysterolites (Acrospirifer) primaevus (STEIN.)
Uncinulus frontecostatus DREV.
Schizophoria personata (ZEIL.)
Schizophoria provulvaria (MAURER)

Altersstellung: Auf die stratigraphische Einstufung wurde schon bei der Behandlung der Unteren Siegener Schichten (vgl. S. 57) im einzelnen eingegangen, so daß sich weitere Ausführungen dazu an dieser Stelle erübrigen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grenzziehung zum Liegenden ist bereits im Zusammenhang mit den Unteren Siegener Schichten erörtert worden (vgl. S. 58). Die obere Grenze wird in der gleichen Weise wie in den übrigen Verbreitungsgebieten der Mittleren Siegener Schichten (vgl. S. 75 und 83) gezogen.

Südöstlich von Ferndorf beträgt die Mächtigkeit der Schichtenfolge rund 450 m. Nach NO und SW nimmt sie jedoch zu und erreicht dabei im Raum

Dahlbruch etwa 500 – 550 m, während die Werte nördlich von Buschhütten infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse sowie in Unkenntnis des speziellen Faltenbaues nicht genauer angegeben werden können. Im Bereich des Gillers und östlich von Hilchenbach sind Teile des Schichtengliedes durch Störungen unterdrückt.

Verbreitung: Der nicht weiter untergliederte Schichtenpacken der Mittleren Siegener Schichten streicht in einem größeren Streifen südlich des Gillers aus. Ferner zieht er, vom westlich benachbarten Blatt 5013 Wenden kommend, als mehr oder weniger breites, durch Störungen oder Spezialfaltung modifiziertes Band zwischen Buschhütten und Ferndorf über Dahlbruch bis in das Niederschlagsgebiet der Breitenbach-Talsperre und erscheint weiterhin noch nördlich von Müsen sowie östlich von Hilchenbach.

Gute Aufschlüsse: Die Abfolge läßt sich an folgenden Stellen gut studieren:

1. Bahneinschnitte am SW-Hang des Gillers
2. Klippen und Anschnitte entlang der B 62 am SW-Hang des Gillers
3. Anschnitt am Verschiebebahnhof Kreuztal nördlich von Buschhütten
4. Klippen über der Ferndorf am N-Hang des Ley-Berges südlich von Ferndorf
5. Aufschlüsse an der Ferndorfer Mühle (Nordhang des Mühlen-Kopfes)
6. Bahneinschnitt am Nordhang des Kilgeshahns bei Ferndorf
7. Alter Hohlweg oberhalb Hof Winterbach bei r 33 660, h 50 380

3) Obere Siegener Schichten

Für die Klärung der stratigraphischen Verhältnisse des Siegerlandes bedeutete es einen erheblichen Fortschritt, als HENKE (1922) und QUIRING (1923 a und d) die Altersgleichheit der von DENCKMANN (1906 a, 1909) ausgeschiedenen Horizonte 3 (mildflaserige Grauwackenschiefer) und 6 (Herdorfer Schichten) unabhängig voneinander erkannten. Die Abfolge wurde sodann auf Grund einer im Jahre 1923 getroffenen Übereinkunft zwischen der Preußischen Geologischen Landesanstalt und der Siegerländer Bergbaukasse nach der von DREVERMANN (1904) angeregten Bezeichnung Herdorfer Schichten¹⁹⁾ benannt. Damit aber hatte dieser nur eine ganz bestimmte lithologische Ausbildung in Verbindung mit reicher Faunenführung (Herdorfer Fauna) gemeint, eine besondere Fazies also, die die stratigraphische Folge in ihrer Gesamtheit nicht repräsentiert.

Die davon abweichende Fazies nordwestlich der Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone mit dem Siegener Schuppensattel (vgl. Abb. 2) – und im Fortstreichen auch im Blattgebiet Hilchenbach – bewog W. E. SCHMIDT (1923 a und b, 1926 a), die Abfolge dort als Kredenbacher Schichten (Nordwestfazies) zu

¹⁹⁾ DENCKMANN (1906 a, S. 16) betont unter Hinweis auf DREVERMANN (1904, S. 232), daß er dessen Namen „Herdorfer Schichten“ übernommen habe. Bei DREVERMANN findet sich an der zitierten Stelle jedoch nur die Formulierung „... Grauwacken und ähnliche Gesteine ...“, die besonders in der Gegend von Herdorf eine weite Verbreitung haben ...“ und erst auf S. 249 benutzt DREVERMANN zur Kennzeichnung dieser Gesteinsserie erstmalig den Namen „Herdorfer Schichten“, die er noch für unteremsisch hielt.

benennen, denen die Südostfazies unter dem Begriff Herforder Schichten gegenüberstand. Schließlich führte HENKE (1933, 1934) die neutrale Bezeichnung Obere Siegener Schichten ein.

Durch die Neuaufnahme wurde nun erneut bestätigt, daß sich diese Schichtenfolge im Nordwesten des Siegerlandes nicht in der gleichen Weise gliedern läßt wie im Südosten und daß deren Gliederung mit erheblichen Schwierigkeiten und Problemen verbunden ist.

Das oberste Glied der Siegener Schichten ist generell wieder durch eine schlechtere Sonderung der Gesteine ausgezeichnet. Die im allgemeinen mehr tonig-siltigen, in der Regel feinkörnigen Sandsteine weisen meist ebene Schichtflächen auf und neigen des öfteren zu plattiger Absonderung. Ebenso haben auch die tonigen Gesteinsarten häufig einen stärkeren Silt- und Feinsandgehalt. Außerdem treten innerhalb der Abfolge Siltsteine in größerem Umfange auf. Unter dem Einfluß der Verwitterung nehmen vor allem die Sand- und Siltsteine ausgesprochen olivgrüne Farbtöne an.

Der in dieser Beschreibung zum Ausdruck kommende petrographische Charakter des Schichtenpackens ist im Blattgebiet nicht überall in Form eines relativ scharfen Gesteinswechsels gegeben. Vielmehr schalten sich im unteren Abschnitt der Oberen Siegener Schichten neben bandfaserigen, meist unscharfen, siltigen Gesteinen zuweilen auch noch recht gut gesonderte, flaserige bis bandfaserige Partien ein.

Derartige Einschaltungen bewirken stellenweise einen mehr oder weniger deutlichen Übergang vom lithologischen Charakter der Mittleren Siegener Schichten zu dem der Oberen Siegener Schichten, zum Teil aber erscheinen sie erst in einem Abstand von der Grenze zwischen diesen beiden Schichtenkomplexen, um dann nach oben hin abzuklingen.

Mit dem beschriebenen Gesteinswechsel machen sich auch Änderungen in der Faunen-Zusammensetzung bemerkbar. So verschwinden unter den Brachiopoden besonders die Spiriferen und Stropheodonten, während die Rheonensselaerien wieder hervortreten. Ebenso gewinnen die Lamellibranchiaten an Bedeutung. Diese offensichtlich auf fazielle Ursachen zurückgehenden Unterschiede lassen sich für eine biostratigraphische Untergliederung nicht verwenden.

Zum Hangenden nimmt die ohnehin nur schwache Faunenführung stark ab, und im Grenzbereich zwischen Siegenium und Emsium fand HILDEN (1967) auf dem nördlichen Anschlußblatt 4914 Kirchhundem lediglich an zwei Stellen eine schlecht erhaltene Fauna von modioliformen Muscheln, *Panaequina* sp., Giganotraktenresten?, Fischresten sowie unbestimmbare Pflanzen. Brachiopoden fehlen dort vollkommen. So ist es auch nicht möglich, die von SOLLE (1951) eingeführte Ulmengruppe als obersten Abschnitt der Oberen Siegener Schichten abzugrenzen, weil die dazu notwendige Fauna – bisher wenigstens – nicht zur Verfügung steht. Daher läßt sich die Schichtenfolge nur nach lithologischen Gesichtspunkten gliedern, wobei von den Verhältnissen auf dem süd-

westlich gelegenen Blatt 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) ausgegangen wird. Dort sind zwei in ihrer Ausbildung abweichende Abschnitte zu erkennen, die zum Teil noch weiter untergliedert werden können. So ist die tiefere, durch Einlagerungen flaseriger bis bandflaseriger Gesteine ausgezeichnete Partie unter dem Begriff Asdorfer Folge dem als Klafelder Folge benannten höheren Teil gegenübergestellt worden, in dem sich der für die Oberen Siegener Schichten als typisch beschriebene Gesteinscharakter endgültig durchsetzt.

Im Blattgebiet Hilchenbach verzahnen sich diese beiden Ausbildungen. Sowohl in nordöstlicher als auch nördlicher Richtung verschwinden die flaserigen bis bandflaserigen Gesteinspartien immer mehr, so daß die Fazies der Klafelder Folge relativ rasch auf den tieferen Teil der Oberen Siegener Schichten übergreift, wie das die Tabelle 3 auf S. 32 in Verbindung mit Abb. 8 im einzelnen wiedergibt.

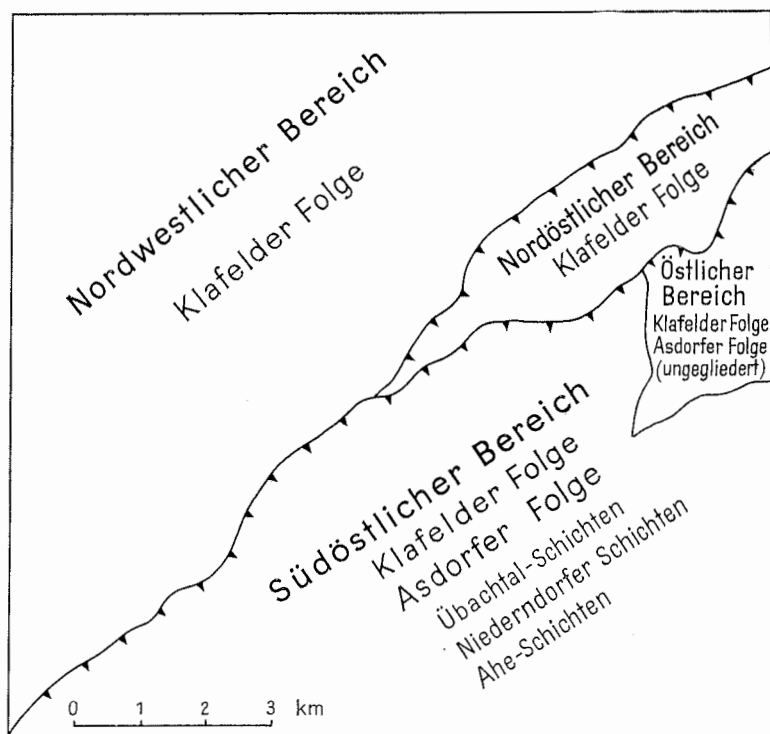


Abb. 8. Gliederungsbereiche der Oberen Siegener Schichten

a. Asdorfer Folge (dsA)

(Mildflaserige Grauwackenschiefer, DENCKMANN 1906 a, S. 97, teilweise = Horizont der mildflaserigen Grauwackenschiefer, DENCKMANN 1918, S. 35, teilweise; Kredenbacher Schichten, W. E. SCHMIDT 1923 a, S. 10, teilweise).

Name: siehe LUSZNAT 1968, S. 75

Die Oberen Siegerner Schichten im Bereich der Nordwestfazies (W. E. SCHMIDT 1924 a und b, 1926 b) hat SCHMELCHER (1960) als erster innerhalb des Blattgebietes 5113 Freudenberg in einzelne Kartiereinheiten unterteilt. Wenig später gliederte PÖTTER (1961) den im Raum Siegen (Bl. 5114 Siegen) anstehenden tieferen Teil des Schichtengliedes in mehrere Abschnitte, deren Bezeichnungen aus der Tab. 6 zu entnehmen sind.

Beide Gliederungen beruhen auf dem lithologischen Prinzip, sandsteinreichere Partien oder einzelne Sandsteinbankfolgen gegenüber vorherrschend tonig-siltige Gesteinstypen führenden Schichtengliedern abzugrenzen und mit Hilfe textueller Eigenschaften der Sedimente zum Teil noch weiter zu differenzieren. Von daher gesehen weisen sie auf den ersten Blick eine Reihe recht übereinstimmender Züge auf, und es liegt nahe, jeweils den ersten, durch einen stärkeren Sandsteinanteil ausgezeichneten Abschnitt im Hangenden der Mittleren Siegerner Schichten (Niederndorfer-Wackenzone, SCHMELCHER 1960 – Hubertusweg-Grauwackenfolge, PÖTTER 1961) miteinander zu parallelisieren. Eine solche Parallelisierung läßt sich jedoch zwischen den in Rede stehenden Gebieten nicht überprüfen, weil der Zusammenhang durch zahlreiche Störungen unterbrochen ist (LUSZNAT 1968). Unter der Annahme einer solchen Korrelation können die zum Teil recht erheblichen Mächtigkeitsunterschiede nur als Folge sich relativ rasch ändernder Sedimentationsbedingungen gedeutet werden. Demgegenüber neigt der Verfasser zu der Auffassung, daß die sandsteinreicheren Partien durchaus nicht immer niveaubeständig eingelagert sein müssen und demzufolge auch nicht ohne weiteres stratigraphisch miteinander verglichen werden können, wie das SCHMELCHER (1960, S. 129) und PÖTTER (1961, S. 239) andeuten.

So ist die im folgenden gewählte Bezeichnung der Schichtenglieder noch mit erheblichen Unsicherheiten behaftet. Sie wurde in Anlehnung an SCHMELCHER (1960) in der schon für Blatt 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) gewählten Form benutzt.

Die bereits erwähnte Zusammenfassung der noch in stärkerem Maße flaserige bis bandflaserige Gesteine führenden Abschnitte im Gebiet dieses Blattes als Asdorfer Folge war notwendig, weil die Gliederung SCHMELCHER's (1960) nicht in allen Bereichen hinreichend sicher zu erkennen ist und weil sich in südwestlicher Richtung (Bl. 5112 Morsbach, VÖGLER 1968) die Ausbildung der Folge so verändert, daß eine Unterteilung nicht mehr durchgeführt werden kann.

Tabelle 6

Gliederung und Mächtigkeit der Oberen Siegerner Schichten
nach SCHMELCHER (1960) und PÖTTER (1961)

Blattgebiet Freudenberg N SCHMELCHER (1960)	Blattgebiet Siegen NW PÖTTER (1961)	Blattgebiet Hilsenbach SW s. auch Tab. 3, S. 32)
Ungegliedertes Obersiegen	Siegerner Bänderschiefer 230—280 m Bänderschieferfolge II 120 m Grauwackenlage 10 m Bänderschieferfolge I 100—105 m	Klafelder Folge
Bruchwacke 7—20 m	Giersberg-Grauwackenquarzitfolge 10—60 m	_____
Übachtal-Schichten 210—260 m	Giersberg-Tonschieferfolge 150 m	Übachtal-Schichten Asdorfer Folge
Niederndorfer Wackenzonen 90—120 m	Hubertusweg-Grauwackenfolge 100—200 m	Niederndorfer Schichten
Aheschiefer 100 m	Weidenauer Bänderflaserschieferfolge 100—150 m	Ahe-Schichten
Grenzwacke	Weidenauer Streifensandschieferfolge 100—150 m	
Mittlere Siegerner Schichten	Ahe-Schieferfolge max. 50 m	
	Grenzwacke	Mittlere Siegerner Schichten
	Mittlere Siegerner Schichten	

Auch im Raum des Blattes Hilchenbach verändert sich die Abfolge nach NO und N recht erheblich. Während zwischen Hüttental-Weidenau und Afholderbach sowie südöstlich von Netphen eine Dreigliederung noch möglich ist, wobei allerdings die flaserigen bis bandflaserigen Gesteine nördlich von Eschenbach infolge einer zunehmenden Verzahnung mit der Klafelder Folge vom Hangenden zum Liegenden immer mehr abnehmen, läßt sich der Schichtenpacken nordwestwärts von Sohlbach nur noch in seiner Gesamtheit ausscheiden. In diesem Bereich hält die erwähnte Verzahnung mit gleicher Tendenz an (Abb. 8).

Innerhalb des nordwestlichen Blattgebietes scheint die Asdorfer Folge ganz zu fehlen (Abb. 8). Diese überaus vorsichtige Formulierung wird durch eine weitere Unsicherheit bestimmt, die sich bereits bei der Aufnahme des Blattes 5112 Morsbach ergab. Es kann nämlich die Möglichkeit nicht überzeugend ausgeschlossen werden, daß bei der gegebenen und im einzelnen beschriebenen Ausbildung der Mittleren Siegener Schichten in deren oberstem Abschnitt noch Gesteinsglieder auftreten, die stratigraphisch schon der Asdorfer Folge entsprechen.

Trotz dieser Unsicherheiten geht aber aus den geschilderten Verhältnissen hervor, daß die Asdorfer Folge einen besonderen Fazieskörper innerhalb der Oberen Siegener Schichten darstellt, der im Blattbereich relativ raschen Veränderungen unterworfen ist.

1. Ahe-Schichten (dsA1)

Name: siehe LUSZNAT 1968, S. 75

Gesteine: Das Schichtenglied charakterisieren Partien von blaugrauen, häufig stärker siltigen, des öfteren fein- bis mittelbändrigen, meist mäßig gesonderten Tonschiefern sowie geringmächtige Einschaltungen von ausgesprochenen Siltsteinen. Diese in der Regel stets etwas helleren, zuweilen undeutlich gebänderten oder durch einen wolkigen Feinsandgehalt ausgezeichneten Gesteine sind geradezu typisch für die Abfolge. Sie nehmen unter dem Einfluß der Verwitterung auffallend olivgrüne Farbtöne an. Unter der Lupe lassen sich die Körner des beigemengten Feinsand-Anteiles eben noch auflösen, während im Querbruch – mit bloßem Auge erkennbar – die Glimmerschüppchen aufblitzen. Die tonigen Beimengungen sind recht unterschiedlich, so daß schwach bis stark tonige Siltsteine auftreten. Häufig bestehen auch Übergänge zu den siltigen Tonschiefern und Sandsteinen, auf die sogleich noch einzugehen sein wird. Bei den bändrigen Partien innerhalb der Tonschiefer überwiegen feine, meist grünlichgraue, manchmal auffallend kräftig grüne Sandlagen mit unterschiedlichen Abständen, die nur stellenweise recht gut, sonst aber ausgesprochen undeutlich begrenzt sind. Zuweilen verteilt sich der Feinsandgehalt mehr schlierig oder geht in wolkige Formen über. Auch bei den Siltsteinen zeichnet sich hier und da ganz schwach eine Bänderung ab.

Im südwestlichen Blattbereich bestimmen die bisher beschriebenen Gesteinstypen den unteren Teil der Schichtenfolge. Hervorzuheben ist noch die Ebenmäßigkeit der Bänder im Gegensatz zu den bandflaserigen, seltener flaserigen Einschaltungen. Diese Gesteine treten infolge der schlechten Sonderung nicht so augenfällig hervor wie in den Mittleren Siegerner Schichten, wenngleich es stellenweise Partien gibt, die gut gesondert sind. Örtlich häufen sich die entsprechend texturierten Sandlagen, so daß sich aus bandflaserigen Tonschiefern geringmächtige Bänderflaser-Sandsteine entwickeln. Während derartige Gesteine im Raum Dreis-Tiefenbach – Frohnhausen dem oberen Teil der Ahe-Schichten das charakteristische Gepräge geben, werden sie weiter nach NO auch für den tieferen Teil der Abfolge in zunehmendem Maße von Bedeutung und erscheinen im Südosten ausgesprochen unregelmäßig innerhalb des Schichtenpackens. Die Grenze zwischen den beiden unterschiedlichen Abschnitten im Südwesten ist ausgesprochen unscharf. An den Aufschlüssen entlang der Kreisbahnlinie westlich des Haltepunktes Dreis-Tiefenbach-Ost läßt sich beobachten, daß zunächst nur vereinzelt geringmächtige Flaserbänder-Tonschiefer erscheinen, die dann zunehmend das Bild der Schichtenfolge beleben. Es liegt in der Natur der Sache, daß sich der Unterschied auf Grund der beschriebenen Ausbildung im Fortstreichen nach NO immer mehr verliert.

WIEGEL (1957) hatte in Anlehnung an PÖTTER (1954, 1961 veröffentlicht) noch den Versuch gemacht, das Schichtenglied mit Hilfe der flaserigen bis bandflaserigen Einschaltungen zu untergliedern. Aber ganz abgesehen davon, daß eine Grenzziehung mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden ist, haben sich derartige Einschaltungen auf weitere Erstreckung nicht einmal als ein einigermaßen niveaubeständiges Kennzeichen erwiesen. Daher wurden die entsprechend texturierten Gesteine auf der Karte nur noch durch eine Signatur dort besonders hervorgehoben, wo sie dem Augenschein nach häufiger auftreten. Im Gegensatz zu den Unteren Siegerner Schichten fehlen relativ milde, dunkle Tonschiefer überall.

Der Abfolge sind weiterhin hellgraue bis schwach olivgrünlichgraue, überwiegend feinkörnige, leicht tonige Sandsteine in einzelnen, geringmächtigen Bänken oder auch Bankfolgen eingelagert. Die in der Regel ebenflächigen, in sich häufig tonstreifigen, meist dünnbankigen oder plattigen Sandsteine verwittern mit bräunlichen Farbtönen. Besonders die zu Bankfolgen zusammen tretenden Partien verteilen sich mit wechselnden Schwerpunkten auf den Schichtenkomplex.

Im Südwesten des Blattgebietes sind mit einer gleich noch zu erörternden Ausnahme Bankfolgen über 2 m äußerst selten. Die Sandsteine beschränken sich auf einzelne Bänke oder dünnbankige Partien, deren Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 1,5 m liegen. Sie erscheinen recht unregelmäßig und haben auch nur untergeordnete Bedeutung.

Dagegen ist am rechten Ferndorf-Ufer im Weidenauer Ortsteil Buschgottshardshütten rund 70 m über der Grenze zu den Mittleren Siegener Schichten eine aus mehreren Bankfolgen bestehende Serie aufgeschlossen. Es handelt sich um bankige Sandsteinpartien, von denen diejenige im Hofe des Gasthofes „Zum Hammerwerk“ rund 10 m erreicht. Sie wurde zusammen mit einer weiteren Partie auf der Karte besonders ausgeschieden.

Die fein- bis mittelkörnigen Sandsteine haben im frischen Zustand hellgrau-grünliche Farben, verwittern aber mehr bräunlich bei ebenmäßig dickbankigem bis plattigem Habitus. Vereinzelt stellen sich auch leicht quarzitische Bänke ein. Schrägschichtung ist des öfteren zu beobachten. Untergeordnet treten ferner Bänder-Sandsteine auf, und zwischen einzelne Bänke schalten sich geringmächtige, zum Teil gebänderte Tonschiefer ein. In der Regel setzen die Bankfolgen über Tonschiefern recht scharf und mit größerem Korn ein, um zum Hangenden unter Verringerung der Bankmächtigkeit feinkörniger zu werden.

Innerhalb des insgesamt 80 m mächtigen Abschnittes werden die einzelnen Sandsteinpartien durch 10 bis 20 m dicke Packen von siltigen, zum Teil bänderigen Tonschiefern mit untergeordneten Siltsteinen getrennt.

Während der Schichtenkomplex in nordöstlicher Richtung rasch auskeilt, läßt er sich nach SW bis in die Gegend von Trupbach (Bl. 5113 Freudenberg, LUZSNAT 1968, S. 76) verfolgen. Er stellt sich so als ein aus mehreren Sandsteinpartien gekennzeichneten Abschnitt dar, der insgesamt linsenförmig eingelagert ist und demzufolge im Streichen nicht weit durchhält. Auf diesen Sachverhalt wird bei der Erörterung über die Abgrenzung der Ahe-Schichten noch einmal zurückzukommen sein.

Von der Linie Frohnhausen — Netphen nehmen die Sandsteinpartien in nordöstlicher Richtung zu. Es bilden sich allmählich einzelne, mächtigere Bankfolgen heraus, die den eingangs bereits erwähnten seitlichen Übergang in die lithologische Ausbildung der Klafelder Folge einleiten.

Im Raum südöstlich von Brauerdorf fehlen dem Schichtenglied zwar hervortretende bankige Sandsteinpartien, aber es finden sich dort im Zusammenhang mit bandflaserigen Einschaltungen in stärkerem Maße um 1 m mächtige, dünnbankige und auffallend quarzitische, hellgraue Sandsteine.

Die Schieferflächen treten innerhalb des Schichtengliedes nur in den eingeschalteten mehr oder weniger siltigen Tonschiefern und ihren Varianten deutlicher hervor. Als ein geradezu typisches Kennzeichen der Siltsteine ist das Vorherrschen der Schichtflächen zu werten, während sich die Schieferung mehr in der Form einer Klüftung ausgewirkt hat.

An einigen Stellen sind — lagenweise angeordnet — bis walnußgroße Tonerde-Konkretionen (Sphärosiderite) zu beobachten, die häufig rotbraun verwittern.

Abschließend sei noch auf merkwürdige Rotfärbungen feinsandiger Lagen eingegangen, die im Raum Dreis-Tiefenbach — Frohnhausen wiederholt auftreten.

Unmittelbar südlich des zuletzt genannten Ortes ist eine derartig rotgefärbte Lage in einer Baugrube (r 36 820, h 44 925) aufgeschlossen gewesen und von SCHERP (1961 b) mit folgendem Befund untersucht worden:

„Das rotviolette schichtparallel eingelagerte, 1,5 cm mächtige Band besteht aus Quarzkörnern der Feinsand-Fraktion, sehr wenig Sericit, feinstkörnigem Hämatit und Quarzaggregaten, die hydrothermalen Entstehung sind. Diese Quarzaggregate zeigen häufig eine flachscheibenförmige Ausbildung der einzelnen Körner parallel zur Schichtung (lepidoblastische Textur)“.

Der Hämatit und Quarz sind nach den Untersuchungen von SCHERP (1961 b) offensichtlich Infiltrationen aus hydrothermalen Lösungen. Die lepidoblastische Textur des so abgesetzten Quarzes spricht außerdem dafür, daß nach seinem Absatz noch eine tektonische Beanspruchung erfolgt ist oder aber daß die Bildung während einer solchen Phase erfolgte.

In Verbindung mit derartigen Sediment-Verfärbungen fällt außerdem noch die häufige Rotfärbung von Trennflächen der Gesteine ins Auge, die im Raum zwischen Hüttental-Weidenau und Herzhausen im Hangenden der Geisweider Aufschiebung (Taf. 1) auftritt und nicht nur auf die Ahe-Schichten beschränkt ist. Im Zusammenhang mit der hydrothermalen Rotspat(Hämatit)-Vererzung der Grube „Neue Haardt“ (vgl. Kap. H) liegt es nahe, die erwähnten Rotfärbungen darauf zurückzuführen.

Fauna und Flora: Die bei der Neukartierung aufgesammelte, meist spärliche, schlecht erhaltene und von Dr. EVA PAPROTH bearbeitete Fauna verteilt sich auf folgende Fundpunkte:

1. Felswand in Buschgotthardshütten, r 31 290, h 41 020
Rhenorensseleeria sp.
2. Anschnitt westlich Haltepunkt Dreis-Tiefenbach-Ost, r 34 450, h 41 880
Rhenorensseleeria sp.
cf. *Rhenorensseleeria* sp.
3. westlich der Höhe 389,8 am südlichen Kartenrand bei Weidenau, r 33 130, h 40 870
cf. *Rhenorensseleeria* sp. (Rollstück)
4. nordöstlich von Frohnhausen, r 37 070, h 45 550
Rhenorensseleeria sp.
5. Baugrube in Frohnhausen, r 36 820, h 44 925
Rhenorensseleeria sp.
cf. *Rhenorensseleeria* sp.
Lamellibranchiaten
6. Kulmination Straße Netphen-Frohnhausen, r 36 710, h 44 620
Brachiopoden
Lamellibranchiaten
7. Weg südlich Humberg, r 37 600, h 44 730 (Rollstück)
Brachiopode?

Undeutliche Pflanzenreste, meist in der Form von Häcksel, sind gelegentlich zu beobachten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Handhabung der unteren Grenzziehung und deren Schwierigkeiten wurde bei der Behandlung der Mittleren Siegener Schichten in den jeweiligen Abschnitten erörtert (vgl. Freudenberger Schichten, Schloßberg-Schichten, Mittlere Siegener Schichten im östlichen und im nordwestlichen Bereich des Blattgebietes).

Nach oben schließt die Abfolge mit dem Einsetzen der sandsteinreicheren Niederndorfer Schichten ab. Die hangende Grenze wird entweder an die Basis der ersten, über 4 m mächtigen Sandsteinbankfolge gelegt oder in aufschlußlosen Gebieten dort gezogen, wo sandige Lesesteine mit deutlichem Übergewicht auftreten.

Aus der so definierten Abgrenzung des Schichtenpackens ergibt sich besonders im Raum Weidenau—Frohnhausen eine außerordentlich große Mächtigkeit. Mit dieser Feststellung ist noch ein besonderes Gliederungsproblem der Oberen Siegener Schichten verbunden.

Der vorherrschend tonig-siltige Abschnitt über der Grenze Mittlere/Obere Siegener Schichten findet definitionsgemäß nach oben hin seinen Abschluß mit dem Einsetzen einer sandsteinreicheren Partie. Während diese Partie im Bereich zwischen Dreis-Tiefenbach und Netphen erst rd. 700 m über der Grenze zu den Mittleren Siegener Schichten einsetzt, konnte bei Buschgotthardtshütte bereits 70 m über dem erwähnten Bezugshorizont eine durch mehrere Sandsteinbankfolgen ausgezeichnete Serie festgestellt werden, die jedoch im Streichen nicht weit durchhält. Auf Grund dieser erstmalig im Blattbereich Hilchenbach gemachten Beobachtung vermutet der Verfasser, daß es sich in den bisher bearbeiteten Gebieten (Bl. 5114 Siegen NW, PÖTTER 1961; Bl. 5113 Freudenberg, SCHMELCHER 1960, LUSZNAT 1968) um derartige, in verschiedenen stratigraphischen Niveaus eingelagerte Folgen handeln könnte. Infolge der intensiven Tektonik läßt sich die Frage eines stratigraphischen Zusammenhanges nicht untersuchen und klären. Wenn also die Schichtenfolge in dem schon erwähnten Raum auf 700 m anschwillt, so kann dies im Vergleich zu anderen Gebieten nicht ohne weiteres im Sinne einer Mächtigkeitszunahme gedeutet werden.

Locus typicus (siehe LUSZNAT 1968, S. 77) und **Verbreitung:** Die Abfolge tritt im südöstlichen Blattgebiet, bedingt durch den dort vorliegenden Schuppenbau, in vier getrennten SW-NO verlaufenden Zügen auf, die lokal durch Spezialfalten sowie Störungen noch modifiziert werden und zwar:

1. zwischen Weidenau und Oechelhausen. Östlich der zuletzt genannten Ortschaft läßt sich die Asdorfer Folge nur noch als Ganzes auskartieren. Sie verzahnt sich in diesem Gebiet in zunehmendem Maße mit der Klafelder Folge.

2. zwischen Zinsbach und Netphen
3. zwischen dem Siegtal südöstlich von Netphen und Obernau
4. zwischen Beienbach und dem Gebiet der Sandhelle

An guten Aufschlüssen sind zu nennen:

1. Felsanschnitte hinter den Häusern im Weidenauer Ortsteil Buschgotthards-
hütten (Partie aus mehreren Sandsteinbankfolgen)
2. Felsanschnitt entlang der Kreisbahnlinie westlich des Haltepunktes Dreis-
Tiefenbach-Ost
3. Aufschlüsse in der Ortslage Eckmannshausen
4. Einschnitt an der Kulmination der Straße Netphen–Frohnhausen
5. Aufschlüsse entlang des Randweges der Obernau-Talsperre südöstlich von
Brauersdorf

2. Niederndorfer Schichten (dsA2)

Name : siehe LUSZNAT 1968, S. 79

Gesteine : Mit den Niederndorfer Schichten setzt eine Abfolge ein, in der Sandsteinbankfolgen gehäuft auftreten, die von siltigen, meist bändrigen bis bandflaserigen Tonschiefern unterbrochen werden. Im Schnitt entlang der B 62 zwischen Dreis-Tiefenbach und Netphen sind mehrere solcher bankigen Sandsteinpartien aufgeschlossen, von denen eine rund 10 m Mächtigkeit erreicht. Die fein- bis mittelkörnigen, selten einmal grobkörnigen, hellgrauen, auch schwach grünlichgrauen Sandsteine verwittern mit braunen Farbtönen. Schrägschichtung ist innerhalb der dünn- bis mittelbankigen Partien sehr häufig zu beobachten, meist aber auf den unteren Teil beschränkt.

Zwischen der Bankmächtigkeit und dem Korngefüge besteht insofern ein Zusammenhang, als sich nach oben mit zunehmender Tendenz zu dünnbankigem bis plattigem Habitus auch feinkörnige, des öfteren streifige Gesteinstypen einstellen. Zuweilen haben einzelne Abschnitte leicht quarzitisches Charakter. Ferner werden die jeweiligen Bänke stellenweise durch geringmächtige, bändrige Tonschieferlagen unterbrochen. Die Schichtflächen sind durchweg ebenmäßig und meist mit hellen Glimmerschuppen bedeckt. Bandflaserige Sandsteine, die im südwestlich gelegenen Blattgebiet 5113 Freudenberg noch eine große Rolle spielen, kommen nur untergeordnet vor. Insofern hat sich das Schwergewicht der Sandsteinausbildung im Blattbereich Hilchenbach auf die mehr ebenflächig-bankigen Typen verlagert. Das Kluftgefüge ist recht regelmäßig, der Trennflächenabstand liegt zwischen 0,1 und 0,5 m.

Wenn auch die bankigen Sandsteinpartien mit unterschiedlichen Schwerpunkten im Wechsel des Einsetzens und Auskeilens dem Schichtenglied das Gepräge zu geben, so überwiegen doch die tonigen Gesteine. Blaugraue, stärker siltige, fein- bis mittelbändrige Tonschiefer herrschen vor, Partien, die

zwar bandflaserig, aber nicht gut gesondert sind, haben nur untergeordnete Bedeutung. Sandlagenfreie Abschnitte gehören zu den Seltenheiten.

Im Fortstreichen nach NO nimmt nicht nur die Dicke der Bankfolgen, sondern auch die Mächtigkeit des Schichtengliedes generell ab.

Fauna und Flora: Fossilien haben die Niederndorfer Schichten bisher nicht geliefert. Gelegentlich führen sie undeutliche Pflanzenreste.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grenze zu den liegenden Ahe-Schichten wurde bereits bei der Besprechung dieses Schichtengliedes definiert. Die obere Grenze wird mit der letzten über 2 m mächtigen Bankfolge gezogen und ist relativ scharf, weil die Sandsteine im Hangenden ohne Übergang aufhören. Da aber die zur Grenzziehung herangezogenen bankigen Sandsteinpartien durch Auskeilen und Wiedereinsetzen im stratigraphischen Niveau schwanken, stellen die Grenzlinien ausgesprochene Faziesgrenzen dar.

Im Raum südlich der Sieg beträgt die Mächtigkeit rund 200 m. Sie nimmt nach NO allmählich ab. So werden dergestalt am Müders-Berg westlich von Netphen noch 130 m erreicht, während schließlich in der Gegend von Afholderbach nur 20 m übrigbleiben.

In der äußersten SO-Ecke läßt sich die Mächtigkeit infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nur schwer angeben, weil nicht entschieden werden kann, inwieweit die Ausstrichbreite auf Faltung zurückgeht.

Locus typicus (siehe LUSZNAT 1968, S. 79) und **Verbreitung:** Das Schichtenglied tritt vom Bereich des südlichen Anschlußblattes 5114 Siegen im Raum des Ehrwies-Berges auf das Blattgebiet über und ist bis in die Gegend von Afholderbach zu verfolgen. Da gleichzeitig innerhalb der unterlagernden Ahe-Schichten die Sandsteinbankfolgen zunehmen und außerdem die Fazies der Klafelder Folge auf immer tiefere Schichtenabschnitte übergreift, ist nordostwärts der soeben genannten Ortschaft die Dreigliederung der Asdorfer Folge nicht mehr möglich. Dort kann die Folge nur noch als Ganzes auskartiert werden. Ferner treten die Niederndorfer Schichten noch in der äußersten SO-Ecke des Blattbereiches auf.

Gute Aufschlüsse befinden sich lediglich an der B 62 zwischen Dreis-Tiefenbach und Netphen am Südhang des Müders-Berges.

3. Übachtal-Schichten (dsA3)

Name: siehe LUSZNAT 1968, S. 81

Gesteine: Mehr oder weniger siltige, blaugraue Tonschiefer, die weitgehend fein- bis mittelbändrig oder bandflaserig sind, bauen das Schichtenglied auf. Geringmächtige Sandsteineinschaltungen treten nur sehr untergeordnet in Erscheinung; Siltsteine kommen gelegentlich vor. Die olivgrünlich-

grauen, bändrigen bis bandflaserigen Sandlagen haben meist recht undeutliche Konturen und sind manchmal nur noch verschwommen angedeutet. Stellenweise zeigen derartige Gesteine auch eine bessere Sonderung. Insgesamt verlieren die bandflaserigen Gesteine, besonders im Fortstreichen nach NO, immer mehr an Bedeutung. Toneisenstein-Konkretionen sind zuweilen eingeschaltet, im ganzen aber recht selten.

Fauna: Im Steinbruch der Ziegelei Netphen (r 36 300, h 42 800) fand sich *Rhenorensseleeria* sp.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Während sich die Grenze zum Liegenden recht gut festlegen läßt (vgl. Niederndorfer Schichten), ist die Abgrenzung nach oben zum Teil problematisch. Im Gebiet von Netphen und südlich davon wird die hangende Grenze mit dem Einsetzen der ersten für die Klafelder Folge so charakteristischen Sandsteinbankfolge gezogen, weiter nach NO aber ist das Ausklingen der bandflaserigen Gesteinstypen bestimmend. Dabei greift die Lithofazies der Klafelder Folge allmählich auf immer tiefere Bereiche über, so daß eine Verzahnung vorliegt. Dieser seitliche Übergang läßt sich auf der Karte natürlich nur im Prinzip darstellen.

Die Mächtigkeit des Schichtengliedes beträgt im Raum Netphen 150–130 m. Sie nimmt entsprechend der soeben erwähnten Verzahnung im Fortstreichen nach NO immer mehr ab.

Locus typicus (siehe LUSZNAT 1968, S. 81) und **Verbreitung:** Südwestlich des Ehrwies-Berges tritt die Schichtenfolge auf das Blattgebiet über und ist in nordöstlicher Richtung bis in die Gegend von Afholderbach zu verfolgen, wo sie sich mit der Klafelder Folge verzahnt. Sie streicht außerdem gerade noch in der Südost-Ecke des Blattbereiches aus.

Den einzigen guten Aufschluß stellt der Ziegelei-Steinbruch (r 36 300, h 42 800) in Netphen dar.

b. Klafelder Folge (dsKL)

(Mildflaserige Grauwackenschiefer, DENCKMANN 1906 a, S. 97, teilweise = Horizont der mildflaserigen Grauwackenschiefer, DENCKMANN 1918, S. 35, teilweise; Flaserplatten, DENCKMANN 1906 b, S. 230–231, teilweise; Birkenbacher Schichten, DENCKMANN 1912, S. 40, teilweise; Galgenbergsschichten, W. E. SCHMIDT 1924 b, S. 10, teilweise; Kredenbacher Schichten, W. E. SCHMIDT 1924 a, S. 10, teilweise).

Name: nach dem großen Steinbruch der Ziegelei Klafeld bei r 30 000, h 42 500 (LUSZNAT 1968, S. 83)

Gesteine: Das Bild der Schichtenfolge beherrschen meist stärker siltige bis feinsandige, blaugraue, olivgrünlich verwitternde Fein- bis Mittelbänder-Tonschiefer, die selten einmal grobgebändert sind, häufiger aber in bänderfreie Partien übergehen. Örtlich werden die Tonschiefer auch ausgesprochen dunkel.

In der Regel weisen die tonigen Gesteine nur eine mäßige bis schlechte, zuweilen sogar sehr schlechte Sonderung auf. Gelegentlich gehen die überwiegend feinsandigen, hellgrauen oder grünlichgrauen Bänder in bandflaserige Texturen über. Derartige Partien wurden auf der Karte dann durch eine besondere Signatur hervorgehoben, wenn sie etwas stärker hervortreten, was jedoch nur an drei Stellen der Fall ist.

Ferner kommen in verstärktem Maße bis 1,0 m dicke Einschaltungen von ausgesprochenen Siltsteinen vor, die bei überwiegend schlechter Sonderung fein- bis selten grobbändrig sein können. Sie bilden ein charakteristisches Gesteinsglied dieser Schichtenfolge. Das Gestein fällt oft durch einen typisch muscheligg-scherbigen Bruch auf. Außerdem schalten sich dünnbankige, ebenflächige, tonig-siltige, vorwiegend feinkörnige, zum Teil feimbändrige Sandsteine in unregelmäßigen Abständen und mit lokal wechselnder Häufigkeit ein. Diese Einschaltungen bewirken in den aufschlußlosen Gebieten infolge der Verwitterungsauslese ein flächenhaft in Erscheinung tretendes Übergewicht der Sandsteine unter den Lesesteinen.

Innerhalb der Abfolge wird die Sandsteinführung noch durch hervortretende Bankfolgen besonders betont. Es handelt sich dabei um mittel- bis feinkörnige, vorwiegend mittel- bis dünnbankige, oft an der Basis auch dickbankige, im frischen Zustand hell- oder mittelgraue, zum Teil schwach tonige Sandsteine, die untergeordnet leicht quarzitisch sind. Auf den ebenen Schichtflächen befinden sich helle Glimmerschuppen, manchmal dunkle Tonflatschen (Weichegerölle) und gelegentlich – bevorzugt im liegenden Teil – schlecht erhaltene Pflanzenreste. Die leicht tonig-siltigen Gesteinstypen werden bei der Verwitterung deutlich mürbe und sanden ab. Demgegenüber bleiben die schwach quarzitischen Sandsteine fest. Unter dem Einfluß der Wettererscheinungen bilden sich bei allen Sandsteinen braune Verwitterungsrinden, und die grauen Farbtöne gehen mehr ins Grünliche.

Die im unteren Teil der Bankfolgen mehr mittel-, seltener dickbankigen Partien werden nach oben zu in der Regel dünnbankig-plattig, wobei auch eine Verfeinerung des Korns eintritt. Stellenweise schalten sich zwischen einzelnen Bänken zentimeterdicke, siltige, oft feimbändrige Tonlagen ein, die in den oberen Abschnitten der Bankfolgen mächtiger werden und diese dadurch etwas auflockern. Ebenso nimmt die Tonbänderung innerhalb der Sandsteinbänke zu, die besonders den plattigen Zerfall bewirkt. Zuweilen geben sich derartige Tonbänder im Anschnitt als auffallend braune Streifen zu erkennen, wie sie unter den nachstehend aufgeführten Gesteinsproben die Probe 1/65 repräsentiert. Schließlich ist noch im basalen Bereich der Sandsteinserien hier und da Schrägschichtung zu beobachten.

Der Mineralbestand der Sandsteine innerhalb einzelner Bankfolgen geht aus einigen Proben hervor, die SCHERP (1969) mineralogisch genauer untersucht hat:

Probe: Nr. 1/64 (D 2051, RB 8046)

Fundort: Obere Siegenger Schichten, Bahneinschnitt südsüdöstlich vom Schloß-Berg bei r 40 180, h 48 900

Makroskopisch: Mittelgrauer, feinkörniger, toniger Sandstein, schwach tonstreifig und — auf Schnittflächen erkennbar — Schrägschichtung aufweisend

Röntgenographisch: Quarz, Sericit, Siderit, Feldspat

Mikroskopisch: Primär relativ gut sortierte Quarzkörner — Korngrößen 0,06 — 0,12 mm ϕ — liegen partiell Korn an Korn, sonst aber durch einen sericitischen Zement verbunden. Einzelne Feldspatkörner, meist aus saurem Plagioklas, gesellen sich hinzu (etwa 3%). Im Gesamtbild zeigen die Körner eine gewisse Längung parallel der Schichtung. Die Kornumrisse der Quarze sind unregelmäßig, wie es mit gelöstem und wieder ausgefälltem Quarz bei diagenetisch überprägten Sandsteinen die Regel ist. Ein Anteil an feinkörnigem Siderit ist gleichmäßig im Gestein verteilt.

Außer Sericit kommen auch größere Muskovit-Schüppchen vor. An Schwermineralen wurden lediglich abgerollter Turmalin und Zirkon beobachtet.

Befund: Feinkörniger, toniger Sandstein, schwach quarzitisch

Probe: Nr. 3/64 (D 2053, RB 8048)

Fundort: Bahneinschnitt südlich Hilchenbach bei r 37 820, h 50 950

Makroskopisch: Hell- bis mittelgrauer Sandstein mit bis zu 1 cm großen, hellen Tonflatschen. Das Gestein hat an seiner Oberfläche hellbraune (Fe) und schwarze (Mn) Absätze.

Röntgenographisch: Quarz, Sericit, Feldspat, Chlorit verwittert, Montmorillonit?

Mikroskopisch: Mäßig bis schlecht sortierte Quarzkörner — vorwiegend in Feinsandgröße — sind zumeist durch sericitisch-kieseligen Zement, z. T. aber auch in Korn-an-Korn-Kontakt miteinander verbunden. Im Schliffbereich liegen zwei Tonstein-Einschlüsse vor, die randlich mit Limonit durchtränkt sind. Ihre Tonminerale scheinen illitisch zu sein, d. h. diagenetisch wenig verändert. Der Feldspat-Anteil beträgt nur etwa 3 Vol.-%. Chlorit tritt spurenweise in kleinen Aggregaten auf. Er ist etwas zersetzt, wie seine bräunliche Verwitterungsfarbe zeigt. An Schwermineralen kommen gut gerundete Zirkone und dunkelgrüne Turmaline vor. Absätze von Limonit durchsetzen teilweise das Gestein.

Befund: Schlecht sortierter toniger Sandstein (Subgrauwacke) mit Weichgeröll-Führung

Probe: Nr. 1/65 (D 2056, RB 8049)

Fundort: Obere Siegenger Schichten nördlich von Herzhausen bei r 35 910, h 47 000

Makroskopisch: Mittelgrauer, tonbändriger Feinsandstein mit Brauneisen-Ausscheidungen in den feimbändrigen Tonlagen

Röntgenographisch: Quarz, Sericit, Feldspat, Goethit

Mikroskopisch: Es liegt im wesentlichen ein sericitischer Feinsandstein vor, in dem relativ gut sortierte Quarz- und Feldspatkörner durch einen sericitisch-kieseligen Zement verbunden sind. Die Quarze haben Korngrößen von 50 — 80 Mikron. Die makroskopisch braun erscheinenden Streifen im Gestein zeichnen sich durch vermehrten Sericit- bzw. Muskovit-Anteil und durch schlierige Limonit-Absätze aus. Außerdem führen sie insgesamt linsige Ansammlungen von eigentümlich feinstreifigem Quarz und Sericit, wobei die

parallelen „Quarzlammellen“ etwas gebogen sind und senkrecht zur Schichtung stehen. Sericitischüppchen sind den Quarzlammellen z. T. zwischengelagert (vgl. Abb. 9).

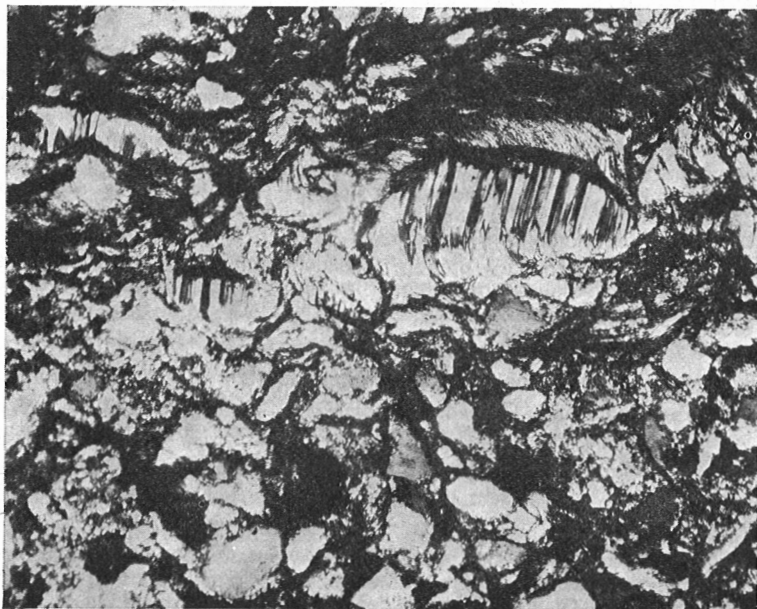


Abb. 9. Dünnschliff-Bild eines tonbändrigen Feinsandsteins. Linsige Quarz-Sericit-Ansammlung in sericitreichen Lagen eines Feinsandsteins. Der Quarz ist eng-lamellar ausgebildet – wobei die Lamellen etwa senkrecht zur Schichtung stehen – und hat Sericitflitter, die von unten mit hineingewachsen sind
Vergr. 105 x, Nicols +, Beleg-Nr. 147/2056

Befund: Sericitischer Feinbänder-Sandstein

Probe: Nr. 10/65 (D 2057, RB 8052)

Fundort: Obere Siegener Schichten, Bahneinschnitt nahe Stift Keppel im Ferndorf-Tal bei r36 055, h 49 390

Makroskopisch: Mittelgrauer Feinsandstein mit schwacher Schichtung

Röntgenographisch: Quarz, Ankerit-Dolomit, Siderit, Sericit, Chlorit (Spur), Feldspat (Spur)

Mikroskopisch: Relativ gut sortierte Quarzkörner in Korngrößen zwischen 0,1 und 0,2 mm ϕ sind miteinander teils direkt, teils durch einen sericitisch-kieseligen Zement, häufig aber auch durch einen grobkörnigen Ankerit-Dolomit-Zement (etwa 10%) verbunden. Neben Ankerit-Dolomit kommt

auch noch Siderit vor, der kleinere feinkörnige Aggregate bildet und eigentlich nicht als Zement auftritt. Der Feldspat-Anteil ist sehr gering ($<3\%$). Neben den Einkristall-Quarzen kommen untergeordnet auch Körner aus feinkristallinem Quarz vor.

B e f u n d : Schwach karbonatischer Feinsandstein

Die so in Erscheinung tretenden Bankfolgen sind innerhalb des Schichtenpackens nicht auf bestimmte Horizonte konzentriert, sondern sie schalten sich — über den gesamten Abschnitt verteilt — in wechselnden Abständen ein, ohne auf größere Entfernungen durchzuhalten. Dabei beträgt die Mächtigkeit in der Regel 5 — 10 m. Im Bahneinschnitt nordwestlich des Reh-Berges bei r 37 575, h 50 400 wurden maximal 15 m festgestellt. Stellenweise keilen die bankigen Sandsteinpartien relativ rasch aus. Das läßt sich besonders gut im Bahneinschnitt nördlich des Krom-Berges beobachten, wo eine derartige Partie infolge von Spezialfaltung wiederholt ansteht, deren Mächtigkeit in diesem engen Bereich von 11 auf 3 m zurückgeht.

Die einzelnen Sandsteinbankfolgen — sofern die Mächtigkeit mehr als 5 m beträgt — konnten mit hinreichender Sicherheit nur in Gebieten auskartiert werden, die einigermaßen aufgeschlossen sind. So entsteht auf den ersten Blick der Eindruck, als seien derartige Sandsteinpartien nur auf bestimmte Bereiche beschränkt. In Wirklichkeit sind die Bankfolgen aber auch in den schlecht bis nicht aufgeschlossenen Gebieten vorhanden, nur ist ihr Verlauf aus der Lesesteinanhäufung allein nicht zu bestimmen. Soweit derartige Anhäufungen klar zu erkennen waren, sind sie auf der Karte durch eine besondere Signatur hervorgehoben worden. Innerhalb der besser aufgeschlossenen Räume wurde noch zwischen einem durch gute Aufschlüsse zu belegenden und einem nur vermuteten Verlauf der bankigen Sandsteinpartien unterschieden, die allesamt auf der Karte natürlich übertrieben dargestellt werden mußten. Sollte eine irgendwie geartete Nutzung dieser Bankfolgen beabsichtigt sein, so sind in jedem Falle noch speziellere Untersuchungen über Ausbildung und Verlauf notwendig.

F a u n a : Lediglich im Raum von Dillnhütten wurden noch wenige, schlecht erhaltene Fossilien gefunden, während nordöstlich davon — ebenso wie bei der Erstaufnahme — keinerlei Fauna entdeckt werden konnte:

1. Dillnhütten, Hang zur Ferndorf, r 30 580, h 43 870
Rhenorensseleeria sp.
Brachiopoden
2. Klippe am Ferndorf-Ufer nördlich Dillnhütten, r 30 066, h 44 390
Brachiopoden

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die untere Grenze wird im südlichen Teil des Blattgebietes (Raum Netphen) mit der ersten hervortretenden Sandsteinbankfolge gezogen, die über den tonig-siltigen Übachtal-Schichten einsetzt. Diese Bankserie ist von PÖTTER (1961) als Giersberg-Grauwacken-quarzitfolge angesprochen worden, die vom Giersberg (Bl. 5114 Siegen) bis

ins Blattgebiet Hilchenbach durchgehend zu verfolgen sein soll. Indessen sind gerade in diesem Gebiet die Aufschlüsse so schlecht, daß sich ein solcher Zusammenhang nicht überzeugend ableiten läßt, und nach Auffassung des Verfassers spricht auch der lithofazielle Charakter der Klafelder Folge, wo immer er bislang in besser aufgeschlossenen Gebieten studiert werden konnte (VOGLER 1968, LUSZNAT 1968), gegen eine solche Vermutung.

Weiter nach NO (Raum Afholderbach) wird die Abgrenzung infolge der wiederholt erwähnten Verzahnung zwischen Asdorfer und Klafelder Folge schwieriger, worauf im einzelnen bei der Behandlung der Übachtal-Schichten eingegangen worden ist. Im nördlichen Teil des Blattgebietes setzt die Klafelder Folge über den Mittleren Siegener Schichten ein, bei deren Beschreibung auch die Handhabung der Grenzziehung erörtert wurde.

Die hangende Grenze streicht erst weiter nordwärts schon außerhalb des Blattgebietes aus.

Der im Raum des Blattes Hilchenbach noch anstehende Teil der Klafelder Folge erreicht seine größte Mächtigkeit zwischen Buschhütten und Niedersetzen. Doch beruht der Wert von rd. 1 500 m gerade in diesem Gebiet nur auf einer Schätzung, weil die schlechten Aufschlußverhältnisse eine genauere Analyse des Faltenbaues nicht erlauben.

Locus typicus und Verbreitung: In dem ausgedehnten, jetzt aufgelassenen Steinbruch der Ziegelei Klafeld (r 30 000, h 42 500) ist das Schichtenglied in größerem Zusammenhang gut aufgeschlossen, so daß es nach dieser Lokalität benannt wurde (LUSZNAT 1968, S. 83).

Als durchgehendes, etliche Kilometer breites Band erstreckt sich die Abfolge von SW nach NO diagonal durchs Blattgebiet und ist in kleineren, zum Teil von Störungen begrenzten Arealen nördlich von Oechelhausen, nordwestwärts des Gillers, zwischen Ehrwies-Berg und Netphen sowie im Raum Afholderbach—Sohlbach verbreitet.

Außer der Typuslokalität vermitteln noch die nachstehend aufgeführten guten Aufschlüsse einen Einblick in den Aufbau des Schichtenpackens. (Allerdings ist der größere Teil nicht ohne weiteres zu erreichen, da er sich entlang der Bundesbahnstrecke Kreuztal — Hilchenbach — Lützel, Bl. 5015 Erndtebrück, befindet und nur mit entsprechenden Ausweisen begangen werden darf).

1. Aufschlüsse nördlich von Dillnhütten entlang der Ferndorf
2. Steinbruch im Tal südlich der Dörr-Höhe
3. Steinbruch am Nordhang der Eiserhelle bei Allenbach
4. Steinbrüche an der Straße Hilchenbach — Kronprinzen-Eiche südöstlich vom Schloß-Berg bei Straßen-km 16,5
5. Steinbruch am SW-Hang des Gillers an der B 62 (Felsrutsch-Gebiet, LUSZNAT & WIEGEL 1968)

6. Aufschlüsse an der B 62 nördlich von Afholderbach
7. Bahneinschnitt südlich vom Schloß-Berg
8. Bahneinschnitte zwischen den Bahnhöfen Vormwald und Hilchenbach
9. Bahneinschnitt südwestlich vom Stift Keppel
10. Bahneinschnitt südlich Dahlbruch
11. Felsanschnitt am Bahnhof Dahlbruch

c) Fazies, Sedimentation und Paläogeographie während der Ablagerung der unterdevonischen Schichten im Blattgebiet

Unter Fazies wird im folgenden die Summe aller primären lithologischen und paläontologischen Merkmale eines Sedimentkörpers verstanden (vgl. dazu besonders H. SCHMIDT 1926, 1935, 1956, 1962; RABIN 1956, ERBEN 1962, MURAWSKI 1965).

In den vorangegangenen Abschnitten über die Schichtenfolge sind die faziellen Verhältnisse der einzelnen Schichtenglieder zwar schon bei deren Beschreibung erwähnt, aber noch nicht unter dem Gesichtspunkt einer zusammenfassenden Übersicht dargestellt worden. Diese Verhältnisse haben ihre Ursache in der jeweiligen paläogeographischen Situation, so daß es angebracht erscheint, die im Rahmen der Neuaufnahmen gesammelten Beobachtungen hervorzuheben und aus den sich ergebenden Befunden — freilich mit äußerster Vorsicht — auf die Bildungsbedingungen und die Art des Entstehungsraumes der beschriebenen Gesteinsfolgen hinzuweisen.

1) Fazies und Sedimentation

a. Müsener Schichten

Die vermutlich ältesten Schichten des Blattgebietes sind in auffallender Weise durch Zuführung roten Sedimentmaterials gekennzeichnet. Nach einem allmählichen Einsatz im oberen Teil der Ziegenberg-Folge als tiefstem Glied bestimmen derartige Ablagerungen über der Kindelsberg-Folge mit erdrückendem Übergewicht das Bild der Sedimentation und prägen so den Schichtenabschnitt der hangenden Martinshardt-Folge. Der ständige Wechsel zwischen tonig-siltigem und sandigem Material zeigt sich anhaltend ändernde Ablagerungsbedingungen an, die auf unterschiedliche und somit in ihrer Wirkung innerhalb von Zeit und Raum recht differenzierte Strömungsverhältnisse zurückgehen. Diesen im ganzen unruhigen Sedimentationsmechanismus dokumentieren die des öfteren an- und abschwellenden, häufig auf kurze Entfernung auskeilenden und unter Niveauschwankungen unvermittelt wieder einsetzenden Quarzit- und Sandsteinpacken, von denen die Kindelsberg-Folge einen besonderen Höhepunkt in der Zuführung gröber klastischen Materials darstellt. Schrägschichtungskörper sowie gelegentlich auftretende gröbere Auf-

arbeitungshorizonte deuten auf kräftig einsetzende, aber nicht kontinuierlich wirkende Strömungen hin, die das Material transportiert und aufbereitet haben.

Infolge der fehlenden Fauna läßt sich der ökologische Charakter des Sedimentationsmediums nicht im einzelnen bestimmen. Der Ablagerungsraum als solcher muß sich jedoch in relativ rascher Absenkung befunden haben, wobei sich Absenkung und Materialzufuhr etwa die Waage hielten. Im Blattgebiet erreicht die Abfolge eine Mächtigkeit von rund 1000 m.

Im obersten Abschnitt der Martinshardt-Folge klingt die Sedimentation von rotem Material zunehmend aus, und es stellen sich nun im allmählichen Übergang jene Verhältnisse ein, wie sie im folgenden für die Siegener Schichten beschrieben werden.

b. Siegener Schichten

Die im einzelnen behandelten lithofaziellen und biofaziellen Eigenschaften der Siegener Schichten spiegeln in ihrer Gesamtheit eine typische Ausbildung des marinen Devons in Europa wider, die als Rheinische Fazies bezeichnet wird. Dieser Faziestyp ist nach H. SCHMIDT (1926) durch vorwiegend tonig-sandige, meist „unreine“ Sedimente gekennzeichnet, die häufig umgelagert wurden, was besonders in den Texturen des Sedimentmaterials und in Form zusammengeschwemmter Fossilagen zum Ausdruck kommt. Partienweise kann auch gute Transportsonderung in Erscheinung treten. In paläontologischer Hinsicht läßt sich die rheinische Fazies im allgemeinen dahingehend charakterisieren, daß die benthonische Fauna, vor allem gerippte Brachiopoden mit langem Schloßrand sowie dickschalige Muscheln mit kräftigem Schloßapparat, bei weitem vorherrscht, während die erhaltungsfähige planktonische Fauna nur sehr untergeordnet Bedeutung hat.

Die Bindung dieser charakteristischen Faunentypen an die durch ihren besonderen strukturellen und texturellen Aufbau gekennzeichneten Sedimente des Meeresbodens hat H. SCHMIDT (1926) in erster Linie auf einen ökologischen Einfluß zurückgeführt und die Rheinische Fazies als die eines Meeresteiles mit stärkerer Wasserbewegung bei gutem Sauerstoff- und Nährstoffgehalt gedeutet. Diese Deutung wird bei sonst noch unterschiedlichen Auffassungen (ERBEN 1962) über die faziellen Verhältnisse in marinen Devon Europas allgemein anerkannt.

Untere Siegener Schichten: Die unregelmäßig eingeschalteten bankigen Sandsteinpartien innerhalb tonig-siltiger Sedimente bekunden generell einen dauernden Wechsel der Sedimentationsbedingungen. Dabei lassen die gelegentlich auftretenden geringmächtigen Einlagerungen von flaserigen bis bandflaserigen Gesteinen auf vorwiegend lateralen Transport durch entsprechend starke und rasch wechselnde Strömungen schließen. Im Zusammenhang mit den Mittleren Siegener Schichten wird darauf noch näher eingegangen.

Die weniger gut gesonderten, meist ebenflächigen, zum Teil parallelschichtigen Sandsteine sind demgegenüber unter schwächeren und wohl auch gleichmäßigen Strömungsverhältnissen abgelagert worden. Dabei wurde das Sediment intensiv aufbereitet und sortiert, was besonders in den relativ gleichkörnigen Sand- und Siltsteinen zum Ausdruck kommt. Die milden Tonschiefer treten schließlich überall dort auf, wo keine nennenswerte Wasserbewegung mehr zu verzeichnen war, was generell auch für die Mittleren und Oberen Siegener Schichten gilt.

Neben dem Auftreten von Sandsteinen in Verbindung mit Schrägschichtungsgefügen und flaserigen Texturen sprechen weiterhin gelegentlich vorkommende asymmetrische Rippelmarken für eine unter mehr oder weniger starker Wasserbewegung erfolgte Sedimentation.

Nach Norden und Nordosten nimmt der Sandanteil stark zu, denn im Bereich des Blattes 4914 Kirchhundem treten die tonigen Gesteinstypen gegenüber den sandigen erheblich zurück (HILDEN 1967).

Während die Mächtigkeit der Abfolge im zentralen Siegerland mindestens 980 – 1000 m beträgt (PILGER 1952, 1955; ADLER 1958; LUSZNAT 1968, S. 90), erreicht sie im Blattgebiet maximal nur noch 500 m und nimmt so in nordöstlicher Richtung auf relativ kurze Entfernung beträchtlich ab. Dabei unterliegt das Schichtenglied auch einer raschen lithofaziellen Änderung, denn die auf petrographischer Grundlage vorgenommene differenzierte Gliederung innerhalb des Siegener Schuppensattels (Abb. 2) läßt sich im Blattbereich nicht mehr durchführen.

Mittlere Siegener Schichten: Mit den Mittleren Siegener Schichten gewinnt die schon sporadisch aufgetretene Flaserschichtung an Bedeutung. Sie wurde zuerst von HÄNTZSCHEL (1936, S. 336) mit ähnlichen Schichtungsformen verglichen, die dieser bei der Untersuchung rezenter Meeresablagerungen im Watt des Jadebusens beobachtete und als Folge „unregelmäßig strömenden Wassers“ gedeutet hat, durch welches eine lateral fortschreitende Sedimentation entsteht. Bei dieser Deutung aber betonte HÄNTZSCHEL (1936) ausdrücklich, daß man von der Form allein nicht auf den Ablagerungsraum schließen dürfe, weil es in erster Linie auf die strömungsphysikalischen Bedingungen ankomme, die zwar der Beobachtung in Wattgebieten besonders zugänglich sind, aber nicht nur auf solche beschränkt sein müssen. In neuerer Zeit hat sich besonders REINECK (1958 a und b, 1960 a und b, 1961, in diesen Arbeiten weitere Literaturangaben) mit der Flaserschichtung und ihrer Entstehung beschäftigt. Er konnte sie auch außerhalb des Wattgebietes im offenen Meer der Nordsee nachweisen (REINECK 1958 b), im Flachwasserbereich also, der unter ständiger Wasserbedeckung liegt.

Die flaserigen Sandlagen gehen darauf zurück, daß Sand unter dem Einfluß mehr oder weniger turbulenter Strömungen als Kleinrippeln bei anhalten-

der Sedimentationsfracht seitlich verlagert wird (Strömungsrippeln). Dabei entstehen durch das Zusammenwirken verschiedener Transportarten (REINECK 1961) innerhalb der einzelnen asymmetrischen Rippeln Schrägschichtungsgefüge, die von Strömungsrichtung und -stärke abhängen („Rippelfaserung“, NIEHOFF 1958). In der Tat läßt sich an geeigneten Aufschlüssen, besser jedoch an entsprechenden Anschliffen, beobachten, daß die Flaser zum Teil aus abgeschnittenen gleich-(monopolaren) oder entgegengesetztgerichteten (dipolaren) Schrägschichtungsgefügen mit unterschiedlichen Neigungswinkeln bestehen. Ebenso kommen auch texturlose oder parallel geschichtete Flaser vor (KNEUPER 1955, WENTZLAU 1960).

Wenn auch noch umfassende Untersuchungen über die Flaserschichtung im Blattgebiet und darüber hinaus fehlen, so können sie doch im großen und ganzen auf derartige Strömungsvorgänge in flacheren Meeresbereichen unter ständiger Wasserbedeckung zurückgeführt werden.

Daher dokumentieren die in vertikaler und horizontaler Richtung zum Teil rasch wechselnden Einschaltungen von flaserigen Gesteinen innerhalb der Mittleren Siegener Schichten das Bild eines sich in räumlicher und zeitlicher Hinsicht unter ständig ändernden Strömungsverhältnissen ablagernden Sedimentkörpers. Episodisch traten stärkere Sandschüttungen auf, wobei die einzelnen, zum Teil schnell auskeilenden Bankfolgen als Großrippeln in ähnlicher Form zur Ablagerung kamen, wie die dünnen Sandlagen der Flaserschichtung. Das Sedimentmaterial erfuhr dabei durch dauernde Umlagerung eine besonders gute Aufbereitung und Sonderung. Ebenso wie in den Unteren Siegener Schichten sind die mehr bändrigen und tonigen Gesteinstypen auf wesentlich ruhigere (laminare) und entsprechend abklingende Strömungen zurückzuführen.

Die marine Verhältnisse ausweisende Fauna, unter der im Siegerland dickschalige Brachiopoden bei weitem vorherrschen, wurde zwar häufig in Form nesterartiger Grabgemeinschaften zusammengeschwemmt, dabei aber nicht weit transportiert. Denn die Fossilien sind weder zertümmert, noch stark abgerollt. Unter den erwähnten benthonischen Faunenelementen stellt das augenfällige Hervortreten der Stropheodonten, Dalmanellen, Spiriferen und Rostrospiraceen sowie das fast völlige Fehlen der Rhenorensseleerien ein biofazielles Merkmal gegenüber den Unteren und Oberen Siegener Schichten dar, soweit innerhalb der letzteren nicht noch flaserige Gesteine vorkommen.

Die im zentralen Siegerland (Bl. 5113 Freudenberg, LUSZNAT 1968) auf lithologischer Grundlage durchgeführte Fünf-Gliederung der Mittleren Siegener Schichten läßt sich im südöstlichen Bereich des Blattes Hilchenbach (Abb. 6) gerade noch durchführen, wobei allerdings die Brüderbund-Schichten als ältestes Schichtenglied nicht mehr ausstreichen. Nach Nordosten und Norden verlieren die sandsteinreicheren Gesteinsglieder (Eisernhardt- und Gosenbacher Schichten) immer mehr an Bedeutung. Daher kann die Abfolge auf den benachbarten Blättern 5015 Erndtebrück (Osten) und 4914 Kirchhundem (Nor-

den) nur noch als Ganzes auskartiert werden. Das Ausklingen der sandsteinreicheren Gesteinsglieder vollzieht sich im Gebiet des Blattes Hilchenbach und findet seinen Ausdruck in den verschiedenen Gliederungsbereichen (Abb. 6) für die Mittleren Siegener Schichten.

Ebenso nehmen die ausgesprochen flaserigen Gesteine in nördlicher und nordöstlicher Richtung ab. Sie machen in zunehmendem Maße fein- bis mittelbändrigen Tonschiefern Platz, die meist auch stärker siltig sind.

Obwohl die Mittleren Siegener Schichten im südöstlichen und nordöstlichen Gliederungsbereich (Abb. 6) nicht in ihrer gesamten Mächtigkeit aufgeschlossen sind, ist eine generelle Mächtigkeitsabnahme nach Norden und Nordosten erkennbar. Sie erreichen im nordwestlichen Bereich maximal 600 m. Demgegenüber beträgt die Dicke des noch austreichenden Abschnittes dieser Schichtenfolge südöstlich der Geisweider Aufschiebung (Taf. 2) 900 bis 1 000 m.

O b e r e S i e g e n e r S c h i c h t e n : Im südöstlichen Blattgebiet ist der tiefere Teil der Oberen Siegener Schichten noch durch Einschaltungen bandflaseriger Gesteine (Asdorfer Folge) gekennzeichnet, ehe sich dort die für sie charakteristischen lithofaziellen Merkmale in Form generell schlecht gesonderter, starker siltiger, zum Teil bändriger Tonschiefer sowie ausgesprochener Siltsteine und tonig-siltiger, ebenflächiger, des öfteren auch bändriger Sandsteine mit typisch olivgrünen Verwitterungsfarben in beherrschender Weise durchsetzen (Klafelder Folge). Diese lithofazielle Ausbildung greift in nördlicher sowie in nordöstlicher Richtung auf immer tiefere Bereiche über, so daß sie im Norden des Blattgebietes direkt über den Mittleren Siegener Schichten einsetzt (Abb. 8).

Mit dem Zurücktreten der flaserigen Gesteine ändert sich auch die Zusammensetzung der Fauna, die im Blattgebiet recht spärlich ist. Es erscheinen unter den Brachiopoden wieder die Rhenorensseleerien, während die für die Mittleren Siegener Schichten kennzeichnenden Gattungen auffallend rasch verschwinden. Der in der weiteren Umgebung von Hilchenbach austreichende höhere Teil des in der Fazies der Klafelder Folge ausgebildeten Schichtengliedes hat im Blattgebiet bisher keine Fossilien geliefert.

Struktur und Textur der unregelmäßig eingeschalteten Sandsteinbankfolgen lassen erkennen, daß diese ihre Entstehung episodisch auftretenden stärkeren Strömungen verdanken, die zunächst kräftig einsetzen und dann allmählich ausklingen. Im ganzen herrschten wieder wesentlich ruhigere Strömungsverhältnisse als im Liegenden vor, wenngleich gelegentlich eingeschaltete Flaserschichtung sowie Schrägschichtungskörper an der Basis von Sandsteinbankfolgen auch vorübergehend eine recht unruhige Sedimentation vermuten lassen.

Die Mächtigkeit der noch austreichenden Schichten beträgt maximal etwa 1 500 m. Im südöstlichen Bereich (Abb. 8) erreicht der Fazieskörper der Asdorfer Folge an der Basis des Schichtengliedes rund 800 m und verzahnt sich nach Nordosten und Norden sodann mit der Klafelder Folge.

2) Paläogeographie

Aus den lithofaziellen und biofaziellen Merkmalen der Müssener und Siegener Schichten ergibt sich, daß diese Abfolgen ganz allgemein in einem Meeresteil abgelagert wurden, der zumindest während des Siegeniums gut durchlüftet und nährstoffreich war. Das Sedimentmaterial stand unter dem Einfluß rasch wechselnder und unterschiedlicher Strömungsverhältnisse. Um über die Art dieses zunächst nur von der Fazies her beurteilten Meeresteils noch genauere Anhaltspunkte zu gewinnen, sei hier kurz auf die paläogeographische Situation während des tieferen Unterdevons im heutigen Gebiet des rechtsrheinischen Schiefergebirges eingegangen.

In dieser Zeit lag der Bereich des Siegerlandes innerhalb eines zur variszischen Geosynklinale gehörenden, etwa ONO-WSW streichenden Teilbeckens, dem sogenannten Rheinischen Trog, der nach Norden durch den Old-Red-Kontinent begrenzt wurde. Die Küstenzone ist im Raum nördlich Bensberg zu suchen. Sie verlief von dort in nordöstlicher Richtung (NÖRING 1939, KEGEL 1950, SCHRIEL 1954). Der nördliche Festlandskomplex war das Ergebnis einer am Ende des Siluriums in Nordwest- und zum Teil auch in Mitteleuropa (Ardenne) wirksamen Orogenese, die als kaledonische Hauptfaltung umwälzende Änderungen in der Verteilung von Land und Meer mit sich gebracht hatte.

In südlicher Richtung fand der Rheinische Trog an der Alemannisch-Böhmischen Insel (Zentralfrankreich, Oberrhein-Massiv, Böhmisches Massiv) sein Ende. Nach Osten und Nordosten verlor das Sedimentationsbecken rasch an Bedeutung, denn im Kellerwald folgt über den zum Teil in die Siegen-Stufe reichenden Kieselgallenschiefern die bis 17 m mächtige Erbslochgrauwacke, welche bisher dem höchsten Siegenium (Ulmengruppe) (SOLLE 1951, STOPPEL 1961, JAEGER 1962, MEISCHNER 1968), neuerdings aber dem Unteren Emsium zugeordnet wird (JAHNKE 1969). Ebenso lagert bei Gießen der in seinem tieferen Teil mit der Erbslochgrauwacke zu vergleichende, etwa 100 m mächtige Dalmaniten-Sandstein über Silur (KEGEL 1953, JAEGER 1962).

Innerhalb des so umrissenen Teiltroges der variszischen Geosynklinale wurde während des Gediniums zunächst überwiegend rot gefärbtes Material in einer Mächtigkeit bis 1 000 m abgelagert. Im Bereich des Ebbe-Sattels (Abb. 1) ist der tiefere Teil der Gedinne-Stufe (Tab. 5) noch ausgesprochen marin beeinflusst, während die im höheren Teil auftretenden Bunten Ebbe-Schichten eine stärker terrestrisch gesteuerte, relativ küstennahe Sedimentation in mehr brackischem Milieu erkennen lassen (ZIEGLER 1970).

Zur Zeit des Siegeniums lag die Trogachse im Raum des heutigen Siegerlandes und verlagerte sich gegen Ende dieses Zeitabschnittes weiter nach Süden. Das Sedimentmaterial wurde in einer Mächtigkeit eingelagert, die im heutigen verfestigten Zustand (Kap. E1 b) rund 4 000 – 5 000 m ausmacht. Rotgefärbte Gesteine fehlen im Bereich des Siegerlandes. Nach einem noch an-

fänglich nicht marinen Sedimentations-Milieu stellten sich vor dem Übergang zu den Mittleren Siegener Schichten wieder marine Verhältnisse ein.

Die in typisch Rheinischer Fazies vorliegenden Sedimente der Siegener Schichten lassen erkennen, daß sie unter dem Einfluß nicht allzu weit entfernter Küsten in einem relativ flachen Meeresanteil geschüttet wurden, der noch unter Landeinfluß (submarines Schüttungsfeld, ERBEN 1962) stand. Dabei wurde die Einschüttung terrigenen Materials durch erhebliche Absenkung im Siegerländer Raum ausgeglichen.

Aus der früher angenommenen Transgression der für oberemsisch gehaltenen Rimmert-Schichten über älteren Ablagerungen am Nordrand des Siegerländer Blocks ist bislang der Schluß gezogen worden, daß dieser Bereich am Ende der Siegen-Zeit als trockenfallende Schwelle in Erscheinung trat. Indessen haben neuere Untersuchungen eine außerhalb des Siegerlandes nachzuweisende kontinuierliche Sedimentation vom Gedinium bis ins Oberemsium (GRABERT & HILDEN) sehr wahrscheinlich gemacht. In diesem Zusammenhang ist noch die Tatsache von Bedeutung, daß die Siegen-Stufe – allerdings wesentlich geringmächtiger – auch im Bereich des Ebbe-Sattels (Abb. 1) vorhanden ist (WO. SCHMIDT & ZIEGLER 1965, ZIEGLER, HILDEN & LEUTERITZ 1968, ZIEGLER 1970).

II. Tertiär

Ablagerungen tertiären Alters konnten im äußersten Nordosten des Blattgebietes auf der Hochfläche des Rothaargebirges (Kap. D I) wahrscheinlich gemacht werden. Im Tal südöstlich der Buchelle tritt innerhalb der über 2 m tief eingeschnittenen Bachkerbe unter einer 1,5 m mächtigen Decke von gelbbraunem, steinigem Schluff ein weißgrauer, rostfleckiger, stark toniger Schluff zutage, der fast steinfrei ist.

Die röntgenographische Analyse (STADLER 1967 b) je einer Probe dieser Ablagerungen ergab:

1. Gelbbrauner, steiniger Schluff (RB 6441)

Quarz	ca.	40%
Feldspat	ca.	5%
Illit	ca.	35%
Goethit	ca.	5%

2. Weißgrauer, toniger Schluff (RB 6440)

Quarz	ca.	65%
Feldspat	ca.	5%
Sericit	ca.	20%
Kaolin-Fireclay	ca.	5%
Siderit	ca.	3%
Goethit	ca.	3%

Nach STADLER (1967 b) ist eine Deutung der Proben trotz der Mineralanalyse schwierig. Probe 2 enthält Kaolin und relativ sehr viel Sericit, den man auch im Binokular deutlich erkennt. Der Feldspat nimmt einen relativ ziemlich hohen Anteil ein, Chlorit fehlt vollkommen. Auf Grund dieser Beobachtungen liegt der Schluß nahe, daß es sich um eine tertiäre Verwitterungsbildung stark schluffiger Tonschiefer handelt, die auf Grund der relativ groben Sericite stark diagenetisch-metamorph beansprucht waren. Die Umlagerungsentfernung scheint nicht allzu groß gewesen zu sein.

Bei der Probe 1 fehlt der Kaolin; die Glimmerkomponente liegt als Illit vor. Tertiäre Einflüsse sind daher nicht festzustellen. Bemerkenswert ist allerdings, daß auch in dieser Probe der Chlorit oder seine Verwitterungsprodukte nicht vorhanden sind, die sonst in den quartärzeitlichen Bildungen des Rheinischen Schiefergebirges meist auftreten.

Bei den weißgrauen, tonigen Schluff-Ablagerungen handelt es sich wahrscheinlich um nicht näher einzustufende tertiärzeitliche Bildungen, die vor allem innerhalb der flachen Talschlüsse im Bereich des Rothaargebirges noch in größerem Zusammenhang erhalten geblieben sind. Im Alttertiär, möglicherweise schon während der Kreide, wurden die Festgesteine unter dem Einfluß eines fast subtropischen Klimas (Kap. F) durch chemische Verwitterungsprozesse tiefgründig zersetzt, zu schluffig-tonigem Material (Plastosole) aufbereitet und entsprechend abgelagert.

Diese zum Teil mehrere Zehner von Metern (MÜCKENHAUSEN 1958, THOME 1968) mächtigen Verwitterungsdecken sind während des Pleistozäns weitgehend abgetragen worden. Sie finden sich im übrigen Blattbereich innerhalb der quartärzeitlichen Ablagerungen nur noch als gelegentliche Einschaltungen linsen- oder bandartiger Relikte von Plastosolen (Kap. L II d), die darauf hinweisen, daß die klastischen Bildungen tertiären Alters früher in viel größerem Umfange im Blattgebiet vorhanden gewesen sind.

Sehr wahrscheinlich geht auch die gelegentlich auftretende Rotfärbung des Felsgesteines außerhalb der Gangzonen im Bereich der Höhen auf die tiefgreifende Einwirkung der tertiären Verwitterung zurück. Sie wurde auf der Karte besonders ausgeschieden. In den Gesteinsklüften finden sich zuweilen noch rote, graue und gelb gefärbte Verwitterungsbildungen, oder man kann Ausbleichung sowie Zersetzung der Felsgesteine beobachten. Es handelt sich bei diesen Erscheinungen vermutlich um die tiefsten wurzelartigen Ausläufer der längst abgetragenen tertiärzeitlichen Bodendecke (Kap. L II d).

Demgegenüber stehen die Rotfärbungen im weiteren Bereich der Grube Neue Haardt, die sich von dort im Hangenden der Geisweider Aufschiebung (Taf. 2) bis in die Gegend von Herzhausen verfolgen lassen, im Zusammenhang mit der hydrothermalen Rotspat-(Hämatit-)Vererzung, wie sie für die erwähnte Grube besonders typisch ist (Kap. E Ahe-Schichten, Kap. H I b 1, Kap. L II d).

III. Quartär

Die dem Paläozoikum ungleichförmig auflagernden Lockergesteine sind ganz überwiegend im Quartär entstanden. Sie haben sich zum größten Teil unter dem klimatisch bedingten Wechsel mehrerer Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns (Eiszeitalter) gebildet. Zwar erreichten die aus dem Norden vorstoßenden Eisdecken während der Kaltzeiten das Blattgebiet nicht mehr; es gehörte aber zur Zeit der pleistozänen Vereisung der Frostschutt-Tundra an, in der periglaziale Klimaverhältnisse herrschten, wie sie heute noch in den subpolaren Zonen zu beobachten sind. Daher bestimmten im Gegensatz zum Tertiär mechanische Verwitterungsprozesse das Bild der Gesteinsaufbereitung. Die nach der letzten Vereisung folgende und jetzt noch andauernde Warmzeit, das Holozän, war nur noch in geringem Umfange an der Bildung der quartärzeitlichen Lockergesteine beteiligt. Das heutige Klima muß dem der vorangegangenen Warmzeiten recht ähnlich gewesen sein.

a) Pleistozän

1) Schuttbildungen („fl)

(Frostschutt- und Wanderschuttdecken)

Unter den quartärzeitlichen Lockergesteinen nehmen die Schuttbildungen den größten Flächenanteil ein. Sie wurden auf der geologischen Karte jedoch erst dann ausgeschieden, wenn ihre Mächtigkeit etwa 1,5 m übersteigt. Insofern bestehen Unterschiede zur Bodenkarte (Taf. 6), auf der auch noch geringmächtigere Deckschichten dargestellt worden sind. Im allgemeinen handelt es sich um tonigen bis feinsandigen Schluff (schluffiger Lehm) mit einem mehr oder weniger großen Stein- und Grusanteil. In überwiegendem Maße ist die Schuttdecke aus der Verwitterung des anstehenden Felsgesteins während der periglazialen Klimaverhältnisse der pleistozänen Kaltzeiten hervorgegangen. Bei diesen Verwitterungsprozessen spielte der Frost neben dem erhöhten Anteil der Niederschläge die entscheidende Rolle (Frostschuttbildungen). Durch ihn wurde das Festgestein gelockert, aus dem Verband gerissen und zerkleinert. Während der fröhsommerlichen Tauperioden bildete sich eine wasserdurchtränkte, breiige Auftauzone, in der bei entsprechender Neigung Bodenbewegungen ausgelöst wurden. Es kam zu einem hangabwärts gerichteten Fließen der Schuttmassen (Solifluktion). Die Solifluktionerscheinungen führten je nach Hangneigung zu einer mehr oder weniger deutlichen Einregelung des Wanderschutts. Bei günstigen Aufschlußverhältnissen ist daher eine annähernd hangparallele Anordnung der steinigen Komponenten zu beobachten. Davon sind besonders die plattigen Gesteinsbrocken betroffen.

Der überwiegend schluffige Feinanteil innerhalb der periglazialen Schuttbildungen rührt jedoch nicht allein aus der Frostverwitterung der anstehenden

Gesteine her, sondern er wird in unterschiedlichem Maße auch von eingewehtem Löß bestimmt (vgl. Abschn. 2 dieses Kapitels), der in der Regel zu mittelbraunem Lößlehm verwittert ist. Infolge der Solifluktion hat sich der Lößlehm häufig mit dem Verwitterungsschutt des Felsgesteins eng vermischt.

Die tonigen bis feinsandigen Komponenten aus der Festgesteinsverwitterung neigen zu einer mehr gelbbraunen Farbe. Das steinige, zum Teil schwach kantengerundete und das grusige Material sind in unterschiedlichen Anteilen beigemengt und meist mehr oder weniger angewittert. Dabei überschottern häufig die Sandsteine und Quarzite durch den Prozeß der Verwitterungsauslese in stärkerem Maße Bereiche anstehender Tonschiefer und Siltsteine.

Der erhebliche Anteil von Quarzit der Kindelsberg-Schichten im Wanderschutt ist auf der Karte besonders dargestellt worden. Stellenweise sind den Schuttdecken in stärkerem Maße graugelbe oder graue Plastosole (vgl. Kap. L II d) sowie bunte Sande und Schluffe aus dem Tertiär, möglicherweise auch noch aus der Kreide (?) in Form von linsen- und bandartigen Relikten eingeschaltet. Sie führen lokal zu einer Verdichtung der Ablagerungen, wie das besonders im Raum zwischen Dahlbruch – Müsen – Ferndorf, sowie bei Buschhütten der Fall ist.

Die Mächtigkeit der Frostschutt- und Wanderschuttdecke erreicht besonders in den relativ flachen, wannenförmigen Talschlüssen sowie in mittleren Hangteilen Werte über 1,5 m. Im unteren Teil der Hänge liegt sie in der Regel zwischen 2 und 4 m, kann aber örtlich, wie bei Ferndorf, darüber hinausgehen.

In den Bereichen größerer Mächtigkeit ist meist auch der Feinanteil höher. Vor allem weisen die obersten Partien kaum steinige Komponenten auf. Das geht auf Abspülungs- und Umlagerungsvorgänge des Feinanteils aus höheren Hanglagen zurück, wobei auch der Lößlehm eine Rolle spielt. Diesen Vorgängen kam auf Grund der spärlichen Vegetation während der Tauperioden eine besondere Bedeutung zu. Sie wirken darüber hinaus in sehr beschränktem Umfange, vor allem im Gebiet von Ackerflächen, bis in die Gegenwart fort. Der holozäne Anteil der Hangschuttbildungen läßt sich jedoch vom pleistozänen kaum trennen. Auch die periglazialen Schuttablagerungen können im Blattgebiet bisher aus Mangel an Zeitmarken nicht weiter gegliedert werden.

Die bei der Beschreibung der Oberflächenformen (Kap. D I) erwähnte asymmetrische Gestaltung der Nebentäler hängt mit den glazialklimatischen Einflüssen zusammen. An den sonnenseitig exponierten Hängen tauten die Schuttmassen im jahreszeitlichen Wechsel schneller auf als an den im Schatten liegenden Talflanken. Sie bewegten sich rascher talabwärts und wurden von den durch die Schneeschmelze besonders angereicherten Wasserläufen stärker ausgeräumt. Die Gewässer verlagerten ihren Lauf dabei ständig an die Hangfüße der nach S und W gerichteten Talseiten, die in zunehmendem Maße steiler wurden als die Gegenflanken, auf denen der Hangschutt in größerer Mächtigkeit erhalten blieb.

2) Äolische Ablagerungen („Lößl) (Lößlehm)

Im Bereich des Blattes 5113 Freudenberg ist es WIRTH (in LUSZNAT 1968, S. 172) erstmalig gelungen, noch kalkhaltigen Löß nachzuweisen, der dort in einer Baugrube unter einer 4,0 m mächtigen Wanderschuttdecke aufgeschlossen war und eine Dicke von 3,5 m hat. Das Vorkommen kann als Beweis dafür angesehen werden, daß der Bereich des Siegerlandes in stärkerem Maße als man bisher annahm, von kaltzeitlichen Einwehungen kalkhaltigen Feinmaterials, dem Löß, beeinflusst wurde. Freilich sind diese äolischen Ablagerungen weitgehend abgetragen und umgelagert worden, oder sie haben sich mit dem Verwitterungsschutt des anstehenden Felsgesteins mehr oder weniger stark vermischt. Im Zuge dieser Vorgänge und unter dem Einfluß nachträglicher Verwitterung bildete sich kalkfreier, mittelbrauner Lößlehm. Reiner Löß kommt daher in den oberflächennahen Bereichen überhaupt nicht mehr vor und ist auch im Blattgebiet nicht nachgewiesen worden. Umgelagerter Lößlehm bestimmt jedoch stellenweise sehr stark die Zusammensetzung der quartärzeitlichen Schuttbildungen nahe der Oberfläche, vor allem im Bereich des Müsener Horstes (Kap. Gl a). Er tritt meistens im Bereich sanfter Hangdellen und schwach geneigter Hangfußlagen auf und findet sich gelegentlich auch innerhalb von flachen Talschlüssen.

3) Fluvatile Ablagerungen (Terrassen)

Solifluktion und Abspülung führten während der Kaltzeiten den Wasserläufen erhebliche Schuttmengen zu. Die unter dem Einfluß der frühsummerlichen Tauperioden (Schneeschnmelze) und Niederschläge auftretenden Hochwässer nahmen den Schutt auf und lagerten ihn bei nachlassender Transportkraft in entsprechend breiten Sohlentälern mehr oder weniger weitgehend sortiert als Flußschotter wieder ab. Später tieften sich die Wasserläufe dann in diese Ablagerungen ein.

Im Oberlauf der Gewässer wird die Terrassenausbildung undeutlicher. Daher sind im Blattgebiet die Reste der in verschiedenen Höhenlagen angeordneten, leistenartigen Terrassenkörper der Sieg gegenüber dem Mittellauf (LUSZNAT 1968, VÖGLER 1968) und Unterlauf (KNUTH 1923) dieses Flusses spärlicher und in ihrer Form meist auch wesentlich undeutlicher. Dasselbe gilt auch für den Ferndorf-Bach als bedeutendsten Nebenfluß der Sieg im Bereich des Blattes. Außerdem werden die Zeugen alter Talböden häufig durch überdeckende Hangschuttbildungen begraben und sind dadurch sehr oft völlig getarnt.

Im Siegtal und Ferndorfbach-Tal sowie bei Müsen lassen sich nach morphologischen Gesichtspunkten zwei Terrassengruppen ausscheiden, die zum Teil

aus mehreren Stufen bestehen. Nach der relativen Höhenlage über der heutigen Talsohle von ca. 45 – 80 m entspricht vermutlich die obere Gruppe im Blick auf die Gliederung innerhalb des Blattbereiches 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968, S. 99–101) wohl den altpleistozänen Hauptterrassen (H), die mittlere Gruppe (ca. 10 – 30 m über der jeweiligen Talau) den mittel- bis jungpleistozänen Mittelterrassen (M), wobei im Bereich von Ferndorf drei Stufen übereinander liegen. Sie geben sich dort als deutliche Verebnungsflächen zu erkennen; Hinweise auf Schotter sind jedoch an der Erdoberfläche nicht vorhanden.

Während der bodenkundlichen Aufnahme war durch eine Baugrube im Bereich der untersten Stufe in der Ortslage Ferndorf bei r 31 540, h 47 360 ein fossiler Brauner Auenboden von rd. 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen, der auf verlehnten Terrassenschottern ca. 10 m über dem heutigen Niveau des Ferndorf-Baches liegt (vgl. Kap. L II d). Der Boden selbst besteht aus schluffigem Lehm und untergeordnet aus tonigem Lehm im Sinne der Bodenkunde. Er wird von Lößlehm überlagert, der eine Stärke von 2 m erreicht. Solche Verhältnisse können im Blattgebiet des öfteren vorkommen (vgl. dazu Kap. L I b).

Die als jüngste Terrassenablagerungen innerhalb der heutigen Talsohle der größeren Wasserläufe in Erscheinung tretenden Schotter entstanden im wesentlichen während der letzten Kaltzeit (Weichsel-Kaltzeit). Sie werden daher zur Niederterrasse (N) gerechnet. Da die Mächtigkeit, Ausbildung und Zusammensetzung der Schotter weitgehend von der Wasserführung und den jeweiligen Strömungsverhältnissen her bestimmt wird, treten diese Ablagerungen des Blattgebietes im Bereich der Sieg und des Ferndorf-Baches (ab Hilchenbach) besonders hervor.

Innerhalb des Siegtales liegen die größten Mächtigkeiten in dem relativ breiten Abschnitt zwischen Netphen und Dreis-Tiefenbach. Die Flußschotter erreichen dort eine Stärke von 5,0 – 7,9 m, wobei sich das Maximum etwa in der Talmitte befindet. Es handelt sich um eine sehr unterschiedlich zusammengesetzte Serie mehr oder weniger sortierter, bis kopfgroßer, meist abgeflachter, kantengerundeter Flußgerölle (Kiese), denen in wechselndem Verhältnis toniger bis feinsandiger Schluff, stellenweise auch Feinsand, beigemischt sind. Der Feinanteil, welcher im allgemeinen 30% nicht übersteigt, schwankt im jeweiligen Talquerschnitt ebenso stark wie die Größe und Zahl der Gerölle, die örtlich – besonders an der Basis – in grobe Schotter übergehen können.

Unmittelbar östlich von Dreis-Tiefenbach ist innerhalb der Talau rund 4 m unter Gelände eine lokale, 0,15 m dicke Einlagerung von hellgrauem, stark tonigem Schluff in den Schottern nachgewiesen worden. Mit solchen in ihrer Ausdehnung stets begrenzten Einschaltungen ist auch an anderen Stellen zu rechnen. Ferner kommen nesterförmig eingelagerte Mangan- und Eisenverbindungen vor. Die obersten Partien des Felsgesteins sind besonders dann,

wenn sie aus Tonschiefern und deren Varianten bestehen, unter den Talschottern stärker tonig-schluffig verwittert.

Im übrigen Talverlauf der Sieg beträgt die Schotter-Mächtigkeit zwischen 4 und 6 m. Der Feinanteil ist hier und da größer, sonst aber weicht die Ausbildung von der beschriebenen Form nicht grundsätzlich ab. Es fehlen jedoch grobe Schotter.

Die Schotter des Ferndorfbach-Tales weisen einen höheren Feinanteil auf, der in der Regel 40 – 50% beträgt, insgesamt aber zwischen 30 und 60% schwanken kann. Die steinig Komponenten liegen als wenig sortierter Fein- bis Grobkies vor, der in ständig wechselnden Verhältnissen mit dem Feinanteil die örtliche Ausbildung bestimmt. Die größten Mächtigkeiten wurden bisher im Bereich südlich von Ferndorf mit 5,5 m festgestellt, die Durchschnittswerte werden sich etwa zwischen 4 und 5 m bewegen.

Soweit die Nebentäler noch deutlich ausgebildete ebene Talböden besitzen, sind nur spärlich abgerollte, unsortierte und stärker verlehnte Schotter (meist nur bis 3 m) zu erwarten. Sie gehen mit dem Ausklingen der ebenen Talböden im Oberlauf der Gewässer allmählich in die Hangschuttbildungen über.

Da im Einzugsgebiet sämtlicher Wasserläufe lediglich Müsener und Siegener Schichten (Kap. E I a-b) anstehen, setzen sich die Schotter vor allem aus den widerstandsfähigeren Gesteinsarten dieser Abfolgen zusammen: Quarzite, quarzitisches Sandsteine bis Sandsteine, außerdem noch in stärkerem Maße Gangquarze. Ferner kommen Siltsteine sowie bändrige bis flaserige Tonschiefervarianten vor, während mildere Tonschiefer selten sind.

Die Schotter der Talsohle werden in der Regel von der holozänen Auenlehmdecke verhüllt. Sie erscheinen daher auf der Karte nur an den Stellen, an denen diese Decke durch eine nacheiszeitliche Ausräumung abgetragen wurde.

b) Holozän

1) Auenlehmdecke (qh)

Die über den Talschottern lagernde Auenlehmdecke wurde seit der letzten Kaltzeit, die vor rund 10 000 Jahren endete, durch bis in die Gegenwart wirkende Hochwässer abgelagert. Möglicherweise fällt auch die Bildung der obersten Schotterzone noch in das frühe Holozän. Auenlehmdecke und Talschotter werden auch unter dem Begriff Talablagerungen zusammengefaßt. Die erstere setzt sich aus vorwiegend tonig-schluffigen, untergeordnet auch feinsandigen Komponenten zusammen. Die Wasserläufe haben sich während des Holozäns in Form der Niedrig- und Mittelwasserrinne in die Auenlehmdecke und zum Teil auch in den obersten Abschnitt der Schotter entsprechend eingetieft. Der Felsuntergrund wird nur an wenigen Stellen und dann meist am Rand der

Talauen angeschnitten. Im Bereich des Sieg- und Ferndorf-Tales erreicht die in der ebenen Talaue abgelagerte und durch sich ändernde Strömungsverhältnisse örtlich auch umgelagerte Decke bis 1,5 m Mächtigkeit. Stellenweise ragen Kiesbänke höher hinauf. Innerhalb der kleineren Nebentäler beträgt die Stärke der zum Oberlauf abnehmenden Hochwasserbildungen durchschnittlich etwa 0,4 – 0,6 m. Auf die bodenkundliche Ausbildung der Auensedimente wird in Kap. L II c eingegangen.

2) Schwemmkegel der Seitentäler

An der Einmündung von Seitentälern mit stärkerem Gefälle in die Auen der größeren Täler sind stellenweise Schwemmkegel entstanden. Diese Ablagerungen setzen sich aus abgeschwemmten Lockergesteinen im Niederschlagsgebiet der Seitentäler zusammen. Sie erheben sich meist bis zu 1,5 m über die Talaue und gehen am Fuß des Fächers allmählich in die Talaue über. Zuweilen haben die Schwemmkegel den Wasserlauf des Haupttales auf die gegenüberliegende Talseite abgedrängt, wurden aber hier und da auch durch holozäne fluviale Erosion angeschnitten.

3) Moorbildungen und Vegetationsgeschichte

Von H.-W. REHAGEN

Innerhalb der Talauen finden sich – gewöhnlich von einer mehrere Dezimeter mächtigen Lehmauflage überdeckt – vereinzelt geringmächtige Torfbildungen (vgl. Kap. L II c), die im Gegensatz zu den nachstehend behandelten Moorflächen nur eine sehr untergeordnete Bedeutung haben.

Im äußersten Nordosten des Blattgebietes liegen knapp unter NN +600 m drei kleinere Moore, morphologisch von hangmoorartigem Charakter. Sie sind in flachen, leicht nach N oder NO geneigten Wannen entstanden, deren geringes Gefälle eine allmähliche Versumpfung ermöglichte. Ihnen entspringen linke Nebenbäche der Eder. Infolge einer steten Wasserführung und einer damit verbundenen mehr oder weniger beständigen Nährstoffzufuhr haben sie nie ganz das Stadium eines nur vom atmosphärischen Niederschlag abhängigen, also ombrogenen Hochmoores erreicht. Ihr heutiger Aspekt – soweit nicht allzu sehr anthropogen beeinflusst – entspricht eher dem eines zwischenmäßig dystrophen und oligotrophen Nährstoffgehalt stehenden Übergangsmoores. Damit kommen sie morphologisch den Quellhochmooren nahe. Um einen Einblick in die moor- und vegetationsgeschichtliche Entwicklung dieser submontanen Höhenstufe zu erhalten, wurden mehrere Torfprofile geborgen.

Das mit seinen 3 ha die größte Ausdehnung und gleichzeitig die stärkste Torfmächtigkeit besitzende Moor — es ist ein Naturschutzgebiet — liegt südlich des Hofes Ginsberg am Nordhang des Gillers. Sein Pollendiagramm bildet die Grundlage für die moor- und waldgeschichtlichen Betrachtungen.

Am kleinsten ist das Moor, ebenfalls Naturschutzgebiet, das an der Ostflanke des Hütten-Berges liegt. Es umfaßt heute nur einige Dutzend Quadratmeter und macht keinen ungestörten Eindruck mehr. Mit seiner breiten Südflanke stößt es an einen Fichtenforst und grenzt sonst an landwirtschaftlich genutzte Wiesen. Die durchschnittliche Torfmächtigkeit beträgt nur wenige Dezimeter außer an der Profilentnahmestelle; hier wurden bis 90 cm Torf erbohrt. Infolge der geringen Größe des Moores ist das Pollendiagramm sehr stark lokal beeinflusst. So liegt wechselweise der Anteil der Birke (*Betula*) und Erle (*Alnus*) meist über 80%, aber auch andere Pollenkurven schwanken heftig. Da jedoch von der untersten Probe an schon Buche (*Fagus*) und Hainbuche (*Carpinus*) zu finden waren, scheint sich das Moor spätestens im ersten Drittel des Subatlantikums als Birken-Erlenbruchwald entwickelt zu haben.

Ostwärts der Buchhelle liegt das dritte Moor. Es erstreckt sich etwa in nord-südlicher Richtung und ist nach NO geneigt. Sein überschüssiges Wasser wird an der Ostflanke von einem Bach aufgenommen. Das etwa 1 ha große Moor stößt mit seiner langgestreckten Westseite an einen Fichtenforst. Es scheint noch ungestört und macht den Eindruck einer Pfeifengraswiese. An nasseren Stellen breiten sich kleinere Mosaik von Torfmoosrasen aus. Die durchschnittliche Mächtigkeit seiner Torfdecke beträgt 50 — 60 cm; die tiefste erbohrte Stelle erreicht nicht ganz 1 m. Auch sein Pollendiagramm wird mit über 80% vom lokalen Bewuchs der Birke und Erle beherrscht. Das Moor begann hier im ersten Drittel des Subatlantikums sich als Erlenbruch zu entwickeln.

Das Pollendiagramm des nördlich am Giller liegenden Moores war am wenigsten lokal beeinflusst. Zwar ist auch hier der Torf auf weiten Flächen kaum mächtiger als 50 cm und erreicht nur an wenigen Stellen etwa 1 m, doch konnte schließlich ein Profil von 1,20 m erschlossen werden. Mit seiner Süd- und Südostflanke stößt das Moor an einen schmalen Fichtenforst, der dann in einen ausgedehnten Buchenwald übergeht. An seinen übrigen Grenzen geht es in baumfreie, als Wiesen und in größerer Distanz als Acker genutzte Flächen über. Das Moor fällt flach nach NW ein und grenzt dort an einen Bach, der sein Wasser der Eder zuführt. Es ist vor allem in seinen randfernen Teilen praktisch baumfrei und auf diesen Flächen verbreitet mit Pfeifengras (*Molina coerulea*) bestanden. Eingesprengt an nasseren Stellen sind Mosaik unterschiedlicher Ausdehnung von Torfmoosrasen (*Sphagnum spec.*). Im südlichen und östlichen Teil stocken an Stellen geringer Torfmächtigkeit einige Fichten. Am Nordwestrand entlang des Bachufers und im Norden wachsen Birken sowie Weiden-Faulbaum-Gebüsche. Weitere und eingehendere Hinweise über die Vegetation des Moores finden sich bei BUDDE (1929) und RUNGE (1958).

Abb. 10. Vereinfachtes Pollendiagramm aus dem Moor am Giller

Diagramm A

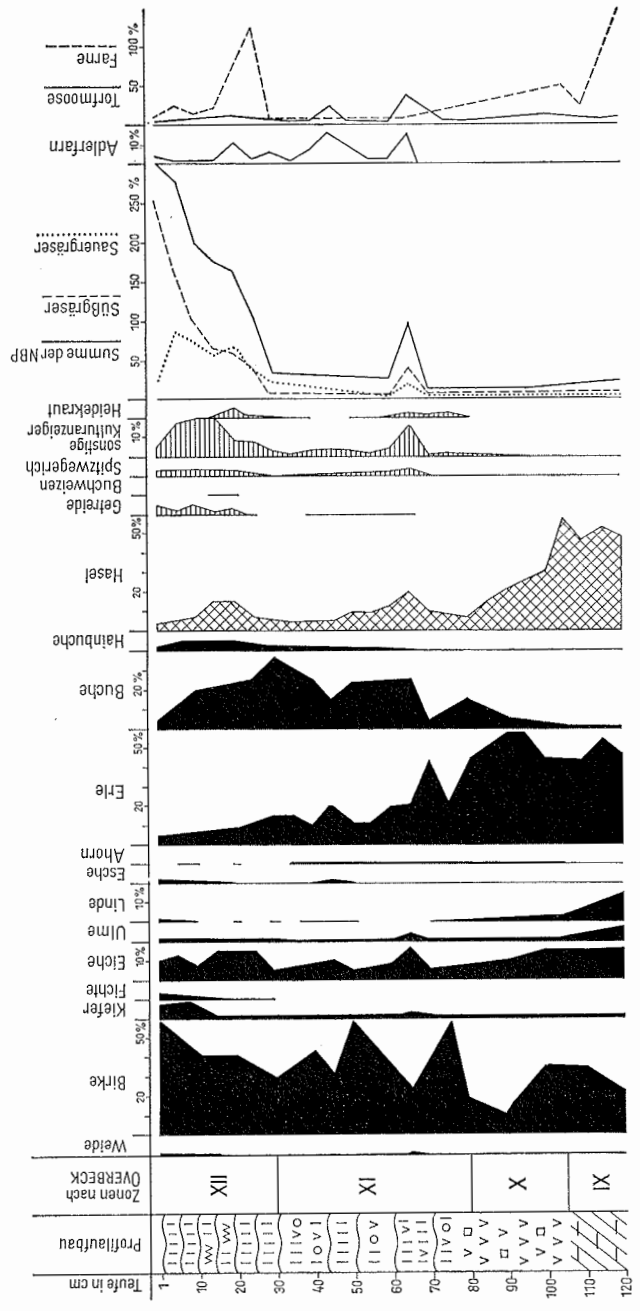
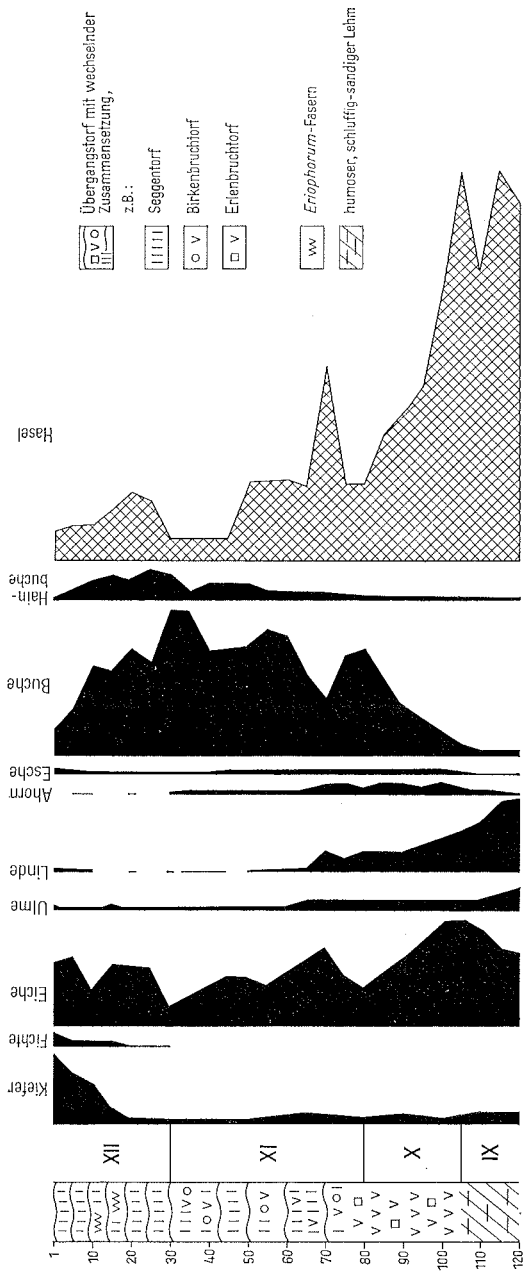


Diagramm B (ohne die lokalen Baumarten Weide, Birke und Erle)



Das Profil wurde bis zu 40 cm im Handstich geborgen und von 40–120 cm mit einer Dachnowsky-Sonde erbohrt. Die einzelnen Präparate wurden auf durchschnittlich 700 Baumpollen (BP) ausgezählt; insgesamt sind 42 000 Pollen und Sporen berücksichtigt. Die schwarz ausgefüllten Kurven ergeben zusammen die BP-Summe von 100% als Basis, auf

die die Werte aller übrigen Kurven bezogen sind. Unter der Bezeichnung „sonstige Kulturanzeiger“ wurden die Pflanzengattungen, bzw. -familien wie *Artemisia* (Beifuß), *Chenopodiaceae* (Gänsefußgew.), *Plantago* (Wegerich) außer *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich), *Rumex* (Ampfer) zusammengefaßt.

Das Profil hat folgende Zusammensetzung (von oben):

- 0– 30 cm Übergangstorf, mäßig zersetzt, braun, locker, mit wechselnden Lagen bzw. Anteil an *Sphagnum*, *Eriophorum*, *Carex* und *Molina*
- 30– 65 cm Übergangstorf, stärker zersetzt, dunkelbraun, schmierig, mit Resten von Birkenrinde und -reisern
- 65– 80 cm Übergangswaldturf, stärker zersetzt, dunkelbraun, teils blättrig, teils filzig
- 80–100 cm Erlenbruchturf, stark zersetzt, schwarzbraun – schwarz, krümelig, stellenweise mit Holz durchsetzt
- 100–120 cm schluffig-toniger Lehm, stark humos, anfangs graubraun, ab 113 cm zunehmend heller bis weißlich werdend.

Auch im Pollendiagramm des Moores am Giller (Abb. 10) dominieren die Kurven der lokal stockenden Birke und Erle, doch nimmt ihr Anteil nur gelegentlich mehr als die Hälfte ein. Um einen treffenden Einblick in die Zusammensetzung der das Moor umgebenden Wälder zu erhalten, wurde ein zweites Pollendiagramm errechnet, das den lokalen Pollenniederschlag der Erle, Weide und Birke außer Betracht läßt; dabei mußte allerdings auch der Anteil der außerhalb des Moores stockenden Birken übergangen werden, der mengenmäßig jedoch nicht sehr bedeutend gewesen sein dürfte. Die waldgeschichtliche Gliederung erfolgt nach OVERBECK & SCHNEIDER (1938) und OVERBECK und Mitarbeiter (1957).

Zone IX (120–105 cm): Subboreal (= Späte Wärmezeit)
Dieser unterste Abschnitt erlaubt noch einen kurzen Einblick in die ausklingende Zone IX ²⁰⁾. Noch dominiert die Eiche (*Quercus*) im Verband des subborealen Eichenmischwaldes (EMW) ganz klar, während die Buche (*Fagus*) erst bei der 1%-Grenze liegt. Von den weiteren EMW-Gliedern sind Linde (*Tilia*) und Ulme (*Ulmus*) noch in stärkerem Maße, Ahorn (*Acer*) und Esche (*Fraxinus*) dagegen nur spärlich vertreten. An den Waldrändern und als Unterwuchs des EMW muß die Hasel (*Corylus*) noch ein ausgedehntes Areal besessen haben. Ihre Pollenkurve erreicht wahrscheinlich gerade den das Ende dieser Zone kennzeichnenden subborealen *Corylus*-Gipfel C₄.

Die Erlenkurve übernimmt sofort die Vorherrschaft im Baumpollendiagramm und bekräftigt damit, daß sich an der Profilentnahmestelle aus dem damals im Subboreal stockenden feuchten Eichenmischwald mit Erle und wohl auch Birke bald ein Erlenbruchwald entwickelte. Die Steilheit der Kurven zeigt, daß die Torfbildung anfangs offenbar nur langsam voranschritt.

²⁰⁾ Bis ins Boreal (Zone VII) läßt sich die Vegetationsgeschichte in einem Profil aus dem etwa 30 km nordöstlich auf Blatt 4716 Bödefeld liegenden „Rauhen Bruch“ verfolgen (REHAGEN 1968)

Zone X (105–80 cm): Wende Subboreal/Subatlantikum
Lokal bedingt herrscht die Erlenkurve zwar weiter vor, doch ein zunehmend kühler und vor allen Dingen feuchter werdendes Klima begünstigt jetzt in den umgebenden Wäldern die Konkurrenzkraft der Buche. Nicht zuletzt durch ihre Schattenwirkung werden die Vertreter des subborealen Eichenmischwaldes und der sie begleitenden Hasel stark zurückgedrängt.

Auch in der Moorentwicklung kündigt sich ein Wechsel an. Die anspruchsvollere Erle weicht allmählich der anspruchsloseren Birke.

Zone XI (80–30 cm): Subatlantikum (= Nachwärmezeit), älterer Teil

Nun herrschen weitgehend die heutigen klimatischen Bedingungen; in dieser Höhenstufe des Sauerlandes ist die Buche der dominierende Baum des Waldes. Auf den nährstoffarmen Böden der Umgebung vermochten sich jedoch nur artenarme, bodensaure Buchenwälder zu entwickeln; die bald einsetzende Kurve des als Bodensäurezeiger geltenden Adlerfarns (*Pteridium*) bekräftigt dies. Daß unter diesen Umständen auch weiterhin die Eiche und die Birke ein Areal besaßen, beweist das Pollendiagramm. Forstliche Urkunden bestätigen eine solche Waldzusammensetzung (BUDDE 1929). Die bescheidenen Anteile der anspruchsvolleren Edellaubholzarten Ahorn, Ulme und Esche dürften sich auf die wenigen Schluchten mit einer besseren Nährstoff- und Wasserversorgung beschränkt haben. Erwartungsgemäß zeigt die Hainbuchenkurve in einem aus der Buchenstufe stammenden Pollendiagramm nur unbedeutende Veränderungen. Ihr geringfügiges Ansteigen deutet ein Vordringen dieses Baumes in den tieferen Lagen an, in denen sich nun die heutigen Eichen-Hainbuchenwälder entwickelten.

Anthropogen bedingt ist das Wechselspiel verschiedener Pollenkurven zwischen 75 und 60 cm. Kräftiger Rückgang der Buche, Anstieg der Eiche und der lichtliebenden Hasel sowie Zunahme einiger als Kulturanzeiger geltender Kräuter legen den Schluß auf eine vorübergehende Siedlungstätigkeit nahe.

Lebhafte Bewegungen der von der lokalen Vegetation abhängigen Baumpollenkurven zeigen einen Wechsel in der Moorvegetation an. Die offenbar zunehmende Verarmung des Substrats führt schließlich zur klaren Vorherrschaft der Birke.

Zone XII (30–0 cm) Subatlantikum (= Nachwärmezeit), jüngerer Teil

Diese Zonengrenze ist ausschließlich anthropogen bedingt. Die Pollenkurven der als Siedlungsanzeiger geltenden Kräuter, die bisher bei niedrigen Werten nahezu gleichförmig verliefen, schnellen nun steil empor. Entgegengesetzt reagiert die Kurve der Buche, der beherrschende Baum der umgebenden Wälder. Jetzt entstehen die heutigen baumfreien, sich um den Hof Ginsberg erstrek-

kenden Flächen. Das Auflockern der Bewaldungsdichte begünstigt die lichtbedürftige Hasel, die Eichelmast fördert die Eiche; infolge stärkeren Ferneinflugs steigen indirekt die Kurven der Kiefer und der Hainbuche an. In den oberen Zentimetern des Profils läßt sich als jüngste Phase noch die Zeit der Nadelforsten ablesen, die hier wohl um 1780 eingesetzt hat.

Auf dem Moor breiten sich jetzt Gräser und Sauergräser stark aus. Im Torf finden sich an der Profilentnahmestelle keine Reste von Birken mehr. Da die Pollenkurve keinen Rückgang zeigt, muß der Baum, legt man das jetzige Vegetationsbild zugrunde, nunmehr auf den Rand des Moores zurückgedrängt worden sein, wo er auch weiterhin zusagende Wuchsbedingungen vorfindet.

F. Landschaftsgeschichte

Der Gegensatz zwischen dem flachen Höhenrelief und der starken Zertalung (Kap. D I) tritt im Blattgebiet deutlich hervor. Das heutige Landschaftsbild ist erst durch die jüngere Zerschneidung einer besonders im Rothaargebirge noch erkennbaren Flachlandschaft entstanden.

Die im Zuge der variszischen Faltung (Kap. G III) herausgehobenen paläozoischen Schichten wurden bereits bis zur Permzeit intensiv abgetragen. Der Kern des zu einem Rumpf erniedrigten Rheinischen Schiefergebirges blieb in der Folgezeit mit unterschiedlicher Hebungstendenz wahrscheinlich immer Festland.

Im nahezu subtropischen Klima des Tertiärs unterlag das Gesteinsmaterial der damaligen Landoberfläche einer tiefgreifenden chemischen Verwitterung, durch die eine weitgehende Einebnung besonders gefördert wurde (Kap. E II).

Als Rückstände dieses Prozesses bildeten sich bis mehrere Dekameter mächtige tonig-schluffige Verwitterungsdecken (MÜCKENHAUSEN 1958, THOME 1968), von denen möglicherweise im Bereich des Rothaargebirges, das im NO gerade noch ins Blattgebiet hereinreicht, ganz vereinzelt geringmächtige Relikte erhalten sind (Kap. E II).

Ob sich während des Tertiärs im Zuge mehrerer Hebungen, deren Zentrum im Rothaargebirge gelegen haben soll, nacheinander rumpftreppenartig angeordnete Verebnungen herausbildeten, ist umstritten (vgl. dazu HARTNACK 1932, KÖRPER 1956). Derartige Erscheinungen lassen sich im Blattgebiet nicht überzeugend nachweisen.

Das Landschaftsbild (Kap. D I) wird vielmehr von dem unterschiedlichen Abtragungswiderstand der anstehenden Gesteinsserien bestimmt, die mit der fortschreitenden klimatischen Abkühlung vom jüngeren Tertiär an in zunehmendem Maße erodiert wurden. Das heutige Relief zeigt daher eine deutliche Abhängigkeit vom Untergrund, worauf bei der Beschreibung der Oberflächenformen bereits eingegangen worden ist (Kap. D I).

Die Intensität der chemischen Verwitterung ging seit dem Jungtertiär zurück. Es gewannen allmählich mechanische Abtragungsprozesse an Gewicht, die besonders während der großen Klimaschwankungen des Pleistozäns ihre maximale Wirksamkeit erreichten. Die Talentwicklung trat gegenüber der Flächenbildung kräftiger hervor. Das heutige Gewässernetz bildete sich schon im Pliozän heraus.

Die Datierung der ältesten Landschaftsformen des Blattgebietes läßt sich aus dessen eng begrenztem Raum nicht ableiten, sondern es müssen dazu die das Siegerland umgebenden Landschaften herangezogen werden (HARTNACK 1932, 1957, KÖRBER 1956).

Der entscheidende Ausgangspunkt für die Klärung der Altersfrage ist dabei die südlich an das Siegerland grenzende Westerwald-Hochfläche, auf der sich teilweise noch Reste der alttertiären Verwitterung sowie klastische Sedimente oligozänen Alters (AHRENS 1960) im Liegenden der Basaltdecken befinden. Geht man weiterhin von der begründeten Annahme aus, daß die ältesten Oberflächenreste im allmählichen Anstieg der heutigen Gipfelflur vom Westerwald zum Rothaargebirge noch zu erkennen sind, so liegt eine Einstufung dieser Reste ins Alttertiär nahe. Die Verwitterungsdecke der alttertiären Rumpffläche ist im Blattgebiet wahrscheinlich schon sehr früh wieder abgetragen worden.

In der beschriebenen Einseitigkeit der Niederschlagsgebiete von Sieg und oberem bis mittlerem Ferndorf-Bach (Kap. D I) sieht HARTNACK (1957) einen Ausdruck der sich nach Anlage dieser Wasserläufe und ihrer Nebengewässer durch Hebungen ändernden Abdachungsverhältnisse der alten Rumpffläche. Die dem Hebungsmaximum zugekehrten Gewässer behielten ungeachtet der Gesteinsverhältnisse nicht nur ihre Richtung bei, sondern verlängerten diese nach rückwärts unter starker Eintiefung, während die abgekehrten ihre Fließrichtung zum nächst unterhalb gelegenen Tal umpolen mußten.

Die endgültige Formung der heutigen Landschaft fällt in die Zeit des Quartärs. Mehrere Kalt- und Warmzeiten wechselten miteinander ab (Kap. E III). Die Kaltzeiten waren durch periglaziale Verhältnisse ausgezeichnet. Es entstanden Frostschutt- und Wanderschuttdecken, die durch Lößeinwehungen beeinflusst wurden.

Schneeschnelzwässer räumten diese Ablagerungen aus. Unter dem Einfluß der Klimaschwankungen und im Zusammenhang mit weitspannigen Hebungen bildeten die größeren Wasserläufe unter gesteigerter Tiefen- und Seitenerosion Terrassenkörper. Spezielle klimatische Faktoren, wie die Exposition der Hänge zur Sonne, hatten dabei auf die Abtragungsvorgänge einen besonderen Einfluß, so daß infolge unterschiedlicher Sonneneinstrahlung in Verbindung mit Schnee- und Wasserverhältnissen vor allem in den Nebentälern die erwähnten asymmetrischen Talformen (S. 114) entstanden.

G. Gebirgsbau

I. Bauelemente

Für die Kennzeichnung der im folgenden behandelten Bauelemente werden die gefügekundlichen Begriffe und tektonischen Koordinaten im Sinne der von SANDER (1948) gegebenen Definitionen benutzt. Die Schnittkante zwischen Schichtfläche (s_s) und Schieferfläche (s_l) ist nach BRINKMANN (1955) mit Delta bezeichnet worden.

Zur Darstellung der Bauelemente im SCHMIDT'schen Netz wurde stets die untere Halbkugel verwendet.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß die an Störungen auftretende Bewegungsrichtung als relativ zu verstehen ist.

a) Schichtung (s_s) und Falten

Die im Blattgebiet anstehenden paläozoischen Gesteine sind durchweg geschichtet. Lediglich im Bereich der rotviolettten Tonschiefer des Müsener Komplexes und bei den nur geringmächtigen, milden Tonschieferpartien der Sieger Schichten bereitet es häufig Schwierigkeiten, das Anlagerungsgefüge der Schichtung neben der dort meist intensiven Schieferung auszumachen. Sonst aber kommt die Schichtung durch den Korngrößenwechsel der Festgesteine mehr oder weniger deutlich zum Ausdruck. Sie ist auch in den fein- bis mittelkörnigen texturlosen Sandsteinen durch die Bankung stets zu erkennen. Art und Ausbildung der für die Gesteine charakteristischen Schichtung gehen aus der Beschreibung der Schichtenfolge im Kapitel E hervor.

Bevorzugte Ablösungsflächen bildet die Schichtung vor allem in denjenigen Sand- und Siltsteinabschnitten, die durch ebene Schichtflächen ausgezeichnet sind. Die Trennfähigkeit dieser Gesteine nach den s_s -Flächen ist dann besonders gut, wenn sich zwischen den einzelnen Bänken dünne, tonige Lagen oder auch nur Bestege einschalten. Ebenso spalten die bändrigen Varianten dieser Gesteinstypen in den Schichtflächen relativ leicht und zerfallen daher meist plattig. Gelegentlich sind die Bänke in sich schwach tonstreifig, ohne dabei an Zusammenhalt einzubüßen.

Im Gegensatz dazu stellen die mehr uneben bis wulstig ausgebildeten Schichtflächen der flaserigen oder bandflaserigen Tonschiefer und Sandsteine kaum bevorzugte Ablösungsflächen dar.

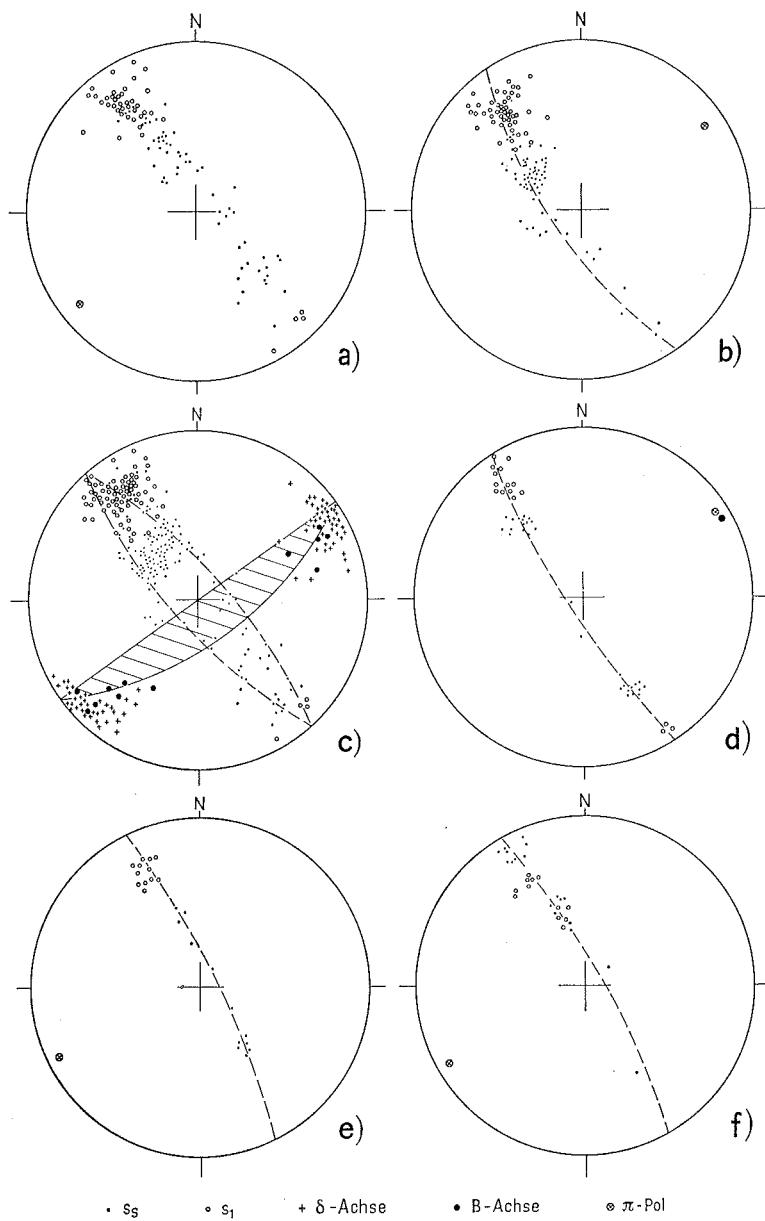
Dem geologischen Kartenblatt wurde eine Streichlinienkarte (Taf. 1) beigefügt. Diese Karte ist auf der Grundlage aller im Zuge der Neuaufnahme gemessenen Raumdaten der Schichtung vom Verfasser konstruiert worden. Da es sich bei den eingezeichneten Streichlinien nicht um Linien gleichen stratigraphischen Niveaus handelt, kommt diese Darstellung einer tektonischen Strukturkarte (Schichtlinienkarte) zwar recht nahe, entspricht ihr aber nicht im strengen Sinne, zumal der Schnitt mit dem Relief unberücksichtigt blieb.

Wenn auch einerseits versucht wurde, das unterschiedliche Einfallen der s_s -Flächen durch entsprechend variierte Abstände der einzelnen Streichlinien zum Ausdruck zu bringen, so war andererseits die genaue Fixierung der Faltenumbiegung in den meisten Fällen nur annähernd möglich. Die Genauigkeit hängt dabei von dem Abstand der in der Nachbarschaft der Umbiegung nächstgelegenen Beobachtungspunkte ab. Außerdem weist das Kartenbild auf Grund der unterschiedlichen Aufschlußverhältnisse stellenweise auch Lücken auf.

Die auf diese Weise gewonnene Streichlinienkarte läßt erkennen, daß in größeren Bereichen des Blattgebietes intensiver Faltenbau vorherrscht. Dabei treten durchweg Falten mit mehr oder weniger nach SO geneigter Achsenfläche auf. Sie haben somit im Sinne der Gefügekunde monokline Symmetrie und sind nordwestvergent. Die Achsenflächen fallen mit Winkeln bis zu 60° nach SO ein (Diagramme d u. f, Abb. 11), wobei das Maximum zwischen 85 und 70° liegt. Die Faltensättel zeigen daher steilere Nordwest- und flachere Südostflanken, während bei den Faltenmulden umgekehrte Verhältnisse vorliegen. Vereinzelt kommt es auch zur Überkippung der jeweils steileren Faltenflanke (Diagramm f, Abb. 11), wie das an folgenden Stellen besonders gut zu beobachten ist:

Abb. 11. Gefügediagramme a–f

- a) Teildiagramm,
monokline, NW-vergente Falten, Raum Hüttental-Weidenau
- b) Teildiagramm,
monokline, NW-vergente Falten, Raum Dreis-Tiefenbach
- c) Sammeldiagramm (Teildiagramme a) und b))
monokline, NW-vergente Falten
- d) Teildiagramm,
monokline, schwach NW-vergente Mulde, Bahneinschnitt südlich
Vormwald bei r 39 150, h 49 850
- e) Teildiagramm,
monokliner, schwach NW-vergenter Sattel, Bahneinschnitt südwest-
lich vom Giller bei r 41 020, h 48 350
- f) Sammeldiagramm,
monokline, überkippte, NW-vergente Falten,
Randweg Obernau-Talsperre südlich von Brauersdorf



1. Steinbruch an der Kreisbahnlinie im Siegtal westlich Haltepunkt Dreis-Tiefenbach-Ost
2. Bahneinschnitt bei r 38 760, h 49 980 nordwestlich vom Krom-Berg
3. Steinbrüche an der Straße Hilchenbach—Kronprinzen-Eiche bei Straßen-km 16,5
4. Bahneinschnitt südwestlich von Hillnhütten
5. Randweg entlang der Oberrau-Talsperre im Nauholzbach-Tal südlich von Brauersdorf (Diagramm f, Abb. 11), am NO-Hang des Kemmerlings und des Nollen-Kopfes
6. Klippen am NO-Hang des Söhlers

Da einzelne oder auch mehrere Falten nur selten im Zusammenhang aufgeschlossen sind, mußte die Raumlage der einer Falte zugeordneten Achse (B-Achse) in der Regel, die Achsenfläche jedoch stets im Diagramm, konstruktiv auf den s_s -Flächen der Flanken, ermittelt werden, sofern die Aufschlußverhältnisse ausreichende Flankenmessungen erlaubten. Horizontale Achsenlagen treten nur innerhalb von Achsendepressionen oder -kulminationen auf. Es überwiegen die nach NO einschiebenden Faltenachsen. Entgegengesetzt gerichtete Abtauchwerte sind in den Gebieten von Hüttental — Weidenau, Netphen — Brauersdorf, Afholderbach — Sohlbach und im Raum südöstlich von Hilchenbach zu beobachten. In beiden Richtungen liegen die häufigsten Werte zwischen 10 und 25°. Das Streichen der Faltenachsen ist generell SW-NO gerichtet, verläuft aber innerhalb der jeweiligen Bereiche etwas unterschiedlich, was bei der Beschreibung der einzelnen Baueinheiten behandelt wird. In den Bereichen mit abtauchenden Faltenachsen weicht das Streichen der Schichten auf der Karte in entsprechender Anhängigkeit von der Abtauchrichtung und dem Abtauchwert vom Streichen der Achsenflächen ab. Die Streichlinienkarte (Taf. 1) gibt die Sattel- und Muldenlinien der Falten wieder, das heißt die Schnittlinie zwischen Achsenfläche und Erdoberfläche. Der Einfluß des Reliefs auf den Verlauf der Achsenlinien kommt bei dem vorliegenden Kartenmaßstab erst dann zur Geltung, wenn das Einfallen der Achsenfläche unter 60° bleibt oder die Geländeneigung im Streichen der Achsenfläche mehr als 15° beträgt ²¹⁾. In Gebieten mit guten und vor allem zahlreichen Aufschlüssen ergab sich der Verlauf der Achsenlinien in Abhängigkeit vom Relief von selbst, während er in schlechter aufgeschlossenen Bereichen auf Grund des dargelegten Konstruktionsverfahrens nicht immer den morphologischen Gegebenheiten angepaßt werden konnte. Indessen fällt dieser Fehler nur dann ins Gewicht, wenn die soeben genannten Grenzwerte in der angegebenen Richtung überschritten werden, was im Blattgebiet relativ selten vorkommt. Es ist jedoch in bezug auf die Streichlinienkarte ganz allgemein zu beachten, daß bei vergenten, abtauchenden Falten das Streichen der Faltenachse mit dem der betreffenden Sattel- oder Muldenlinie nicht mehr zusammenfällt.

²¹⁾ das gleiche gilt übrigens auch für die Schichtflächen

Die Spannweite ²²⁾ der im Blattgebiet vorhandenen Falten erstreckt sich von 50 bis 400 m, wobei die Abstände sehr wechselhaft sind und das Maximum zwischen 200 und 300 m liegt. In der Streichlinienkarte (Taf. 1) konnten auf Grund des Maßstabes erst Falten mit einer Spannweite von 100 m aufwärts dargestellt werden. Größere Faltenstrukturen (Großfalten), deren Spannweite einige Kilometer ausmacht, kommen nicht vor, so daß das Blattgebiet von ausgesprochenen Spezialfalten beherrscht wird. Gelegentlich sind auch einmal Kleinfalten (Spannweiten unter 10 m) zu beobachten.

Bis auf wenige Ausnahmen schließen die Schenkel der Falten Winkel zwischen 85 und 60° ein. Somit handelt es sich fast durchgehend um spitzwinklige Falten, denen nur lokal solche mit einem rechten bis stumpfen Winkel gegenüberstehen.

b) Schieferung (s_1) und deren Beziehungen zum Faltenbau

Mehr oder weniger eng gescharte, mechanisch wirksame Flächen durchziehen besonders augenfällig die ausgesprochen tonigen Gesteinsglieder. Sie werden in ihrer Gesamtheit als Schieferung (s_1) bezeichnet. Im Blattgebiet bildet die Schichtung mit den s_1 -Flächen eine Schnittkante (Delta-Achse), es liegt also Transversalschieferung vor. Dabei zeigen die Schieferungsflächen eine deutliche Abhängigkeit vom Gesteinsmaterial. In milden Tonschieferpartien sowie in deren gut gesonderten, an bändrigen bis flaserigen Sandlagen armen Varianten, ist die Schieferung in Form glatter, zum Teil leicht glänzender, paralleler Flächen im mm-Abstand und darunter ausgebildet, während die s_1 -Flächen innerhalb der mehr oder weniger siltigen und oft mäßig gesonderten Tonschieferabschnitte weitständiger, meist etwas unregelmäßig und ohne Glanz sind. Die Schieferflächen durchziehen die Siltsteine mehr in der Art einer entsprechend weitständigen Klüftung (Schieferungsklüftung). Im Bereich der bankigen Sandsteinpartien lassen sich Schieferungsflächen in der Regel nicht mehr ohne weiteres erkennen. Gelegentlich beobachtet man aber, daß derartige Partien in Faltenumbiegungen noch deutlich geschiefert sein können.

Bei den gut gesonderten Flaser- bis Bänderflaser-Tonschiefern und Sandsteinen tritt die materialbedingte Ausbildung der Schieferflächen besonders deutlich in Erscheinung. Während die s_1 -Flächen innerhalb der tonigen Lagen eng geschart verlaufen, durchschlagen sie die eingeschalteten bandflaserigen Sandlagen in entsprechend weiten Abständen, vor allem dort, wo die Bandflaser am geringmächtigsten sind. Bei den Flaserlagen bevorzugen die Schie-

²²⁾ kürzester (rechtwinkliger) Abstand zwischen den Achsenflächen zweier Sättel oder zweier Mulden (BREDDIN 1962)

ferflächen die Bereiche zwischen den einzelnen Flasern. Die primäre Flaserigkeit der Gesteine wird so tektonisch verstärkt, zumal die Schichtung durch scherende Bewegungen entlang der Schieferflächen meist ganz geringfügig versetzt ist. Diese tektonische Zerflaserung der Schichtung hängt vor allem von dem Winkel ab, unter dem die s_1 -Flächen die s_2 -Flächen schneiden. Sie nimmt mit größerem Winkel allgemein zu und ist besonders auffällig in den Faltenumbiegungen ausgebildet. In diesen Bereichen erscheint auch des öfteren eine an die Schieferung gebundene Kleinfältelung der s_2 -Flächen (selektive Kleinfaltung, BREDDIN 1962). Bei der Zunahme der Sandlagen an Zahl und Mächtigkeit werden die Schieferflächen weitständiger sowie unregelmäßiger und umschließen mehr oder weniger langgestreckte, linsenartige Körper. Auf den unregelmäßigen Schichtflächen solcher Gesteine erscheint eine von den Schieferflächen ausgehende zusätzliche Wulstung, die der generellen Delta-Achsenrichtung folgt. Die zuweilen vorhandenen sedimentären Rippeln werden so tektonisch überprägt. Schließlich ist die Ausbildung der Schieferflächen auch noch von der Intensität der sie erzeugenden Deformation des Gebirgskörpers abhängig, worauf bei der Behandlung der einzelnen Baueinheiten noch einzugehen sein wird.

Die s_1 -Flächen ändern beim Übergang von tonigen zu siltig-sandigen Gesteinen sowohl im Einfallen als auch im Streichen den Winkel, unter dem sie die Schichten schneiden. Mit wachsendem Silt- und Sandgehalt wird der Winkel in den zuletzt genannten Gesteinen größer. Diese als „Brechung“ bezeichnete Eigenschaft ist in neuerer Zeit von FURTAK (1962) eingehender behandelt und als Rotation der generell senkrecht zur Verkürzungsrichtung stehenden Schieferebene erklärt worden. Sie ist weitgehend materialbedingt, hängt aber auch noch von der Deformationsintensität ab.

Innerhalb des Blattgebietes liegt der Schwerpunkt für das Streichen der Schieferflächen bei ganz überwiegendem Einfallen nach Südosten zwischen 50 und 60°. Einen entsprechenden Überblick gibt die Tafel 3. Auf dieser Tafel sind die an den jeweiligen Aufschlüssen gemessenen Raumdaten der s_1 -Flächen zusammengestellt worden ²³⁾.

Im Bereich von Ruckersfeld, Sohlbach und westlich des Gillers streichen die Schieferflächen mehr ONO—WSW, vereinzelt auch fast O—W.

Nach Nordwesten einfallende Schieferflächen kommen nur selten vor und bleiben jeweils auf engen Raum beschränkt. Sie wurden an folgenden Stellen beobachtet:

1. im Ortsteil Buschgotthardshütten von Weidenau südlich des Gasthofes „Zum Hammerwerk“
2. in der Ortslage Dillnhütten

²³⁾ im Anteil WIEGEL (1957) mit einigen Lücken

3. an der B 62 nordnordöstlich von Afholderbach
4. Steinbruch am SW-Hang des Berges Dreisbach
5. Steinbruch am Südhang des Streithains östlich von Afholderbach
6. am Spritzenhaus in Grund
7. im Bahneinschnitt südöstlich vom Reh-Berg
8. im Bahneinschnitt westlich vom Reh-Berg
9. im Steinbruch am SW-Hang des Krakerts-Berges
10. in der Ortslage Allenbach, Straßenkurve zum Schützenplatz

Die Zusammenhänge zwischen Faltung und Schieferung lassen sich innerhalb des Blattgebietes nicht im gleichen Umfange untersuchen wie in den Bereichen der Blätter 5113 Freudenberg (SCHMELCHER 1960, LUSZNAT 1968) und 5112 Morsbach (VOGLER 1968, 1969), weil die Aufschlußverhältnisse insgesamt ungünstiger sind. So liegen nur in wenigen Aufschlüssen einigermaßen überschaubare Falten (z. B. Diagramme d u. e der Abb. 11) vor; und in der Regel ist man auf recht unterschiedlich aufgeschlossene Flankenteile angewiesen, die bei den zum Teil raschen lithofaziellen Änderungen meistens auch in lithologisch ungleichwertigen Partien liegen. Dadurch können lokal bedingte Abweichungen von den sonst vorhandenen symmetrischen Beziehungen zwischen dem Faltenbau und den Schieferflächen auftreten, die sich für das tektonische Gesamtbild des betreffenden Raumes nicht als typisch erweisen (vgl. dazu LUSZNAT 1968, S. 111).

Für den relativ gut aufgeschlossenen gefalteten Bereich (vgl. Taf. 1) zwischen Hüttental-Weidenau und Eckmannshausen (im Hangenden der dort als markante Störung in Erscheinung tretender Geisweider Aufschiebung, (QUIRING 1938) sind die Beziehungen zwischen den Schicht- und Schieferflächen in Form von zwei Teildiagrammen (Diagramm a und b der Abb. 11) sowie einem synoptischen Sammeldiagramm (Diagramm c) dargestellt worden.

Das untersuchte Gebiet, in dessen Mittelpunkt die von PHILIPP (1955) tektonisch bearbeitete Grube „Neue Haardt“ liegt, ist durch eine Achsenkulmination unmittelbar westlich von Dreis-Tiefenbach (Taf. 1) ausgezeichnet. Es können so zwei Teilbereiche mit unterschiedlichem, einmal nach SW zum anderen nach NO gerichtetem Achsenabtauchen abgegrenzt werden.

In den Diagrammen a (südwestlicher Teilbereich) und b (nordöstlicher Teilbereich) sind jeweils der Mittelwert für die s_2 - und s_1 -Flächen des einzelnen Aufschlusses, wie er sich aus dessen Einzeldiagramm ergab, eingetragen worden — sofern mehrere Messungen möglich waren. Das synoptische Sammeldiagramm c des Gesamtgebietes enthält zusätzlich noch die meistens mit Hilfe der Einzeldiagramme konstruierten Falten-(B-)Achsen und Delta-Achsen. Die ersteren konnten nur in ganz wenigen Fällen direkt im Aufschluß gemessen werden.

Aus den Gefügediagrammen geht im einzelnen hervor, daß die mit einer Ausnahme (Diagramm a, Raum südlich Gasthof „Zum Hammerwerk“ in Buschgotthardshütten) nach SO einfallenden Schieferflächen zum NW-vergenten Faltenbau in einer deutlich symmetrischen Beziehung stehen. Die Flächenpole der s_1 - und s_2 -Flächen liegen nämlich mehr oder weniger gestreut auf einem Großkreis. Es fügen sich also die Schieferungsflächen dem monoklinen Gefüge der Falten ein, so daß Faltung und Schieferung symmetriekonstant sind. An drei Stellen konnte ein solcher Zusammenhang aus den Einzeldiagrammen des entsprechenden Aufschlusses nicht abgeleitet werden. Es handelt sich jedoch in diesen Fällen stets um stärker beanspruchte und gestörte Faltenkerne, wie überhaupt die wenigen überschaubar aufgeschlossenen Falten des öfteren Störungen im Kern erkennen lassen (vgl. Abb. 12).

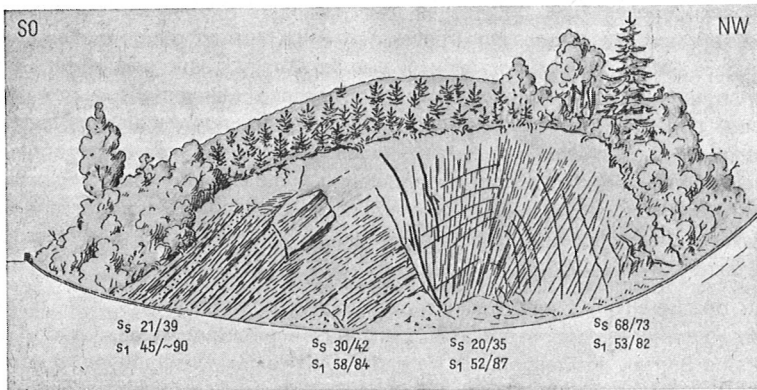


Abb. 12. Nordwestvergenter Sattel mit gestörtem Kern, Straßenanschnitt zwischen Dreis-Tiefenbach und Eckmannshausen, 400 m sd. Pkt. 281,0. Gezeichnet von Dr. VONDERBANK

Die erwähnten Symmetrie-Beziehungen ergeben sich auch in anderen einigermaßen aufgeschlossenen Bereichen des Blattgebietes, wie zum Beispiel am Randweg der Oberrau-Talsperre südlich von Brauersdorf (Diagramm f, Abb. 11) oder an gut aufgeschlossenen Stellen in den Bahneinschnitten (Diagramm d u. e) zwischen Bhf. Vormwald-Dorf und Lützel (Bl. 5015 Erndtebrück).

Aus dem Raum der Blätter 5212 Wissen (FENCHEL 1955, ROTHAMEL 1957), 5112 Morsbach (VOGLER 1968) und 5113 Freudenberg (SCHMELCHER 1960, LUSZNAT 1968) sind unter anderem fast rhombische Falten mit ausgezeichneter Fächerung und Meilerung der s_1 -Flächen beschrieben worden. Im Blattgebiet treten derartige Falten nicht mehr auf. Das Fächern und Meilern der Schieferflächen ist hier nur noch dadurch stärker oder schwächer angedeutet, daß

diese Flächen auf der einen Flanke meist steiler nach SO einfallen als auf der anderen, wie die Diagramme d und f besonders gut veranschaulichen (vgl. auch Abb. 11). Aus dem Diagramm d geht weiterhin noch hervor, daß die steiler einfallenden s_1 -Flächen infolge der Brechung lokal nach NW geneigt sind.

Innerhalb von milden Tonschiefern, die relativ selten vorkommen, entspricht die Raumstellung der Schieferflächen etwa derjenigen der vergenztragenden Faltenachsenfläche. Ebenso gleichen sich die s_1 -Flächen in den Gesteinen mit einem mehr oder weniger großen Silt- und Sandanteil im Bereich einer Achsenfläche deren Raumorientierung an, während sie auf den Faltenflanken in der beschriebenen Weise von der Faltenachsenfläche abweichen.

c) Klüftung

Neben den s_2 - und s_1 -Flächen wird der Gebirgskörper nach verschiedenen Richtungen mit wechselnder Intensität von kleineren und größeren Trennfugen durchzogen, die man als Klüftung bezeichnet. Da die Fähigkeit der Gesteine zur Klufthildung bei gleicher tektonischer Beanspruchung weitgehend von der petrographischen Ausbildung mitbestimmt wird, tritt das Kluffgefüge in Sandsteinen – vor allem aber innerhalb von deren Bankfolgen – besonders deutlich hervor. Die Sandsteine sind in der Regel gut geklüftet und haben daher auch das größte Kluffvolumen. Der Abstand der einzelnen Trennflächen liegt etwa zwischen 0,05 und 1,0 m. Die Abstände wechseln unregelmäßig. Örtlich sind auch Zonen enger Kluffscharen ausgebildet. Die tonig-siltigen Gesteine weisen dagegen im allgemeinen ein weitständigeres Kluffgefüge auf, bei dem die Abstände in einem Rahmen von 0,2 m bis 5,0 m schwanken.

Die Klüfte bevorzugen unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit bestimmte Richtungen. Sie bilden daher neben der Schichtung und Schieferung in etwa gleicher Raumorientierung wiederkehrende Ablösungsflächen im Gestein. Freilich kann dabei von Aufschluß zu Aufschluß die Bedeutung der einzelnen Richtungen wechseln (LUSZNAT & WIEGEL 1968, Abb. 4), und es müssen auch nicht alle auftretenden Kluffsysteme an jeder Lokalität ausgebildet sein. Unter diesen Richtungen spielt diejenige eine besondere Rolle, die mehr oder weniger quer zum Streichen der Achsenflächen verläuft.

Diese sogenannten Querklüfte fallen im allgemeinen durch glatte Kluffflächen auf und sind häufig im mm- bis cm-Bereich geöffnet. Sie verlaufen aber in bezug auf das Faltenachsen-Gefüge selten genau senkrecht dazu, sondern pendeln mit einer gewissen Streuung um die Idealstellung. Die Streichrichtung der Querklüftung liegt hauptsächlich zwischen 130 – 150° bei einem Einfallen, das mit 90 – 60° sowohl nach NO als auch nach SW gerichtet sein kann. In jenen Gebieten, in denen das Streichen der Achsenflächen mehr in die ONO-WSW-Richtung dreht, ändert sich auch entsprechend der Schwerpunkt im Verlauf der Querklüftung, was ebenso für die anderen Richtungen gilt.

Ferner wird von den Klüften die N-S- bis NNO-SSW-Richtung ($5-20^\circ$) bei überwiegend steilem Einfallen nach W und die O-W- bis OSO-WNW-Richtung ($95-110^\circ$) bei vorherrschend steilem Südfallen bevorzugt.

Diese annähernd diagonal zum Streichen der Achsenflächen verlaufenden Klüfte durchziehen den Gebirgskörper mit sehr unterschiedlicher Bedeutung. Innerhalb von tonigen Gesteinen ist diese Diagonalklüftung örtlich zuweilen als enge Kluftchar ausgebildet, und der Schnitt mit den s_3 - und s_1 -Flächen ergibt dann ein sägezahnartiges Aussehen. Untergeordnete Kluftmaxima erscheinen zuweilen noch bei 170° und 120° . Schließlich sind auch im Streichen gelegene, nach NW oder SO einfallende Kluftsysteme zu erwähnen, die besonders in tonigen Gesteinen durch die dort ausgebildeten s_1 -Flächen als nicht der Schieferung entsprechend zu erkennen sind.

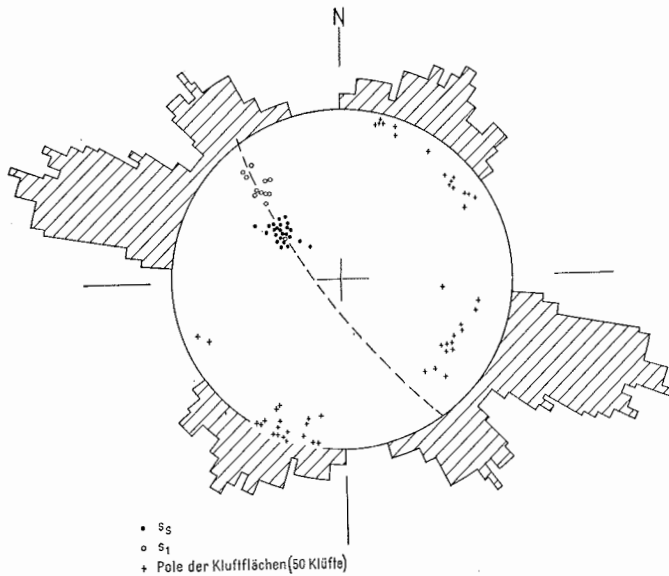


Abb. 13. Kluftdiagramm, Felsanschnitt am Bahnübergang in Dreis-Tiefenbach

Das in Abb. 13 dargestellte Kluftdiagramm gibt als ein Beispiel die an der bezeichneten Lokalität auftretenden Kluftstellungen wieder. Es sind dort außer der im Streichen liegenden Kluftrichtung die übrigen beschriebenen Hauptsysteme gut zu erkennen.

d) Störungen

In den von der Klüftung bevorzugten Richtungen treten im Kartenbild mehr oder weniger markante Flächenelemente in Erscheinung, an denen die Gebirgsteile gegeneinander bewegt wurden. Diese Störungen, die zum Teil auch als Störungszonen anzusprechen sind, werden im folgenden nach Richtungen geordnet behandelt, wobei als Bezugssystem ebenso wie bei der Klüftung das generelle Streichen der Achsenflächen (Taf. 1) dient.

1) Streichende Störungen

Das Blattgebiet wird von einer Reihe bedeutender Störungen beherrscht, die mit gewissen lokalen Abweichungen annähernd in der durch das Streichen der Achsenflächen gegebenen Richtung verlaufen. Es handelt sich um Aufschiebungen, die im allgemeinen mit $50-70^\circ$ nach SO einfallen und deren Bezeichnung im einzelnen aus Tafel 2 hervorgeht (vgl. auch Abschn. II dieses Kap.). Die nördlich von Hüttental–Weidenau ausstreichende Geisweider Aufschiebung (LUSZNAT 1968) = Geisweider Überschiebung (QUIRING 1938) ist im Grubengebäude „Neue Haardt“ besonders gut aufgeschlossen gewesen. Nach den Angaben von QUIRING (1938), PHILIPP (1955) und BENECKE (1960) streicht sie dort zwischen der 520-m- und 1075-m-Sohle $52-60^\circ$ bei einem südöstlichen Einfallen von 40° . Das Einfallen der Störung ist also in diesem Gebiet ausnahmsweise so flach, daß mit Recht von einer Überschiebung gesprochen werden kann.

Auf Grund der Aufschlüsse im Bereich der 835-m-, 875-m- und 975-m-Sohle sowie der 1075-m-Sohle ²⁴⁾ beschreiben PHILIPP (1955) und BENECKE (1960) übereinstimmend, daß die Aufschiebung im Grubengebäude als auffallend scharfe Störungsfläche mit lokal verwischten Rutschstreifen ausgebildet ist.

Über dieser Fläche folgt unmittelbar (PHILIPP 1955) oder nach einer stärker zerrütteten Zone mit Parallelstörungen (BENECKE 1960) im Abstand von etwa 1 m eine 0,3 – 1,5 m mächtige Partie zerruschelter, fast schwarzer glänzender Schiefer, die stellenweise tektonisch ausgerollte Quarzbrocken und Quarzlinsen enthält, wie überhaupt derartige Quarzeinschaltungen direkt über der Störungsbahn häufiger vorkommen.

Die Schichten sind entlang dieser Hauptstörungsfläche mehr oder weniger deutlich geschleppt. Das Hangende erweist sich im allgemeinen bis zu einer Breite von etwa 20 m noch stärker gestört, wobei annähernd parallel zur Hauptaufschiebungsbahn gerichtete Störungen meist eine Rolle spielen. Im Stollen am Heckenberg (Bl. 5013 Wenden) ist die Aufschiebung zum Beispiel in acht sehr starke Störungen zersplittert, von denen sechs allein im 20-m-

²⁴⁾ Richtstrecke südöstlich vom Blindschacht

Bereich beobachtet wurden (PHILIPP 1955). Mit derartigen Störungszonen ist auch an anderen Stellen der Aufschiebungen zu rechnen.

Auffallenderweise tritt Eisenspat weder auf der Hauptstörungsbahn, noch in deren Liegendem auf. Der Siderit ist vielmehr stets erst im Hangenden, mindestens 1–2 m von dieser tektonischen Fläche entfernt, festgestellt worden. Er umschließt in diesem Bereich des öfteren Nebengesteinsbruchstücke der Hangendschichten und wird häufig auch von Gesteinsmaterial beträchtlich verunreinigt.

Direkt im Liegenden der als Hauptstörung angesprochenen Bewegungsbahn ist der ursprüngliche Schichtenverband in einer Dicke von 0,2–0,5 m noch stark gestört, stellenweise sogar völlig aufgelöst. Es folgt sodann eine 4 – 5 m mächtige Zone mit Stauchfältelung, vereinzelt Quarzlinsen und zahlreichen, der Aufschiebung zugeordneten Abschiebungen, die sich aus Flexuren entwickeln und in solchen auch wieder verklingen (PHILIPP 1955, S. 359).

Die besondere tektonische Beanspruchung klingt sodann rasch aus. Sie ist im Liegenden der Hauptstörung auf einen Streifen von maximal 30 m Breite beschränkt und vor allem durch stärkere Zerklüftung sowie zahlreiche Bewegungsflächen verschiedener Richtungen gekennzeichnet.

Über Tage sind die Aufschiebungen an keiner Stelle klar aufgeschlossen. Im Bereich des Straßenanschnittes südlich Herzhausen liegt die Oechelhäuser Aufschiebung (vgl. Taf. 2) innerhalb eines durch Wasseraustritt und Quarzbrocken gekennzeichneten 15 bis 20 m breiten Böschungsabschnittes, der aus Hangschutt mit Gesteinsbrocken und einzelnen gelösten Klippen besteht.

Südwärts des Gillers gabelt sich diese Störung in zwei Äste (vgl. Taf. 2). Dort ist der südliche Ast zwar wiederum nicht direkt aufgeschlossen, läßt sich aber an den Felsanschnitten entlang der Bundesbahnstrecke auf einen schmalen Bereich einengen. Von SO nach NW schließt die Strecke zunächst zwischen Bahn-km 20,900 und 20,825 eine Spezialfaltenzone mit nach SW abtauchenden Achsen auf (vgl. Diagramme e, Abb. 11), die aus bandflaserigen Tonschiefern besteht. Diese Gesteine gehen zum Liegenden in recht milde Tonschiefer über, die auch noch am Anfang des nächsten Einschnittes (Bahn-km 20,765 – 20,555) zu beobachten sind. Es folgt dann ein rd. 15 m langer Böschungsabschnitt, in dem einige stark gestörte Klippen zwischen Gesteinsschutt zu erkennen sind, ehe schließlich nach einer Vermauerung SO-fallende und am Beginn stärker geschleppte Sandsteinbänke auftreten. Die Aufschiebung liegt innerhalb der etwa 15 m breiten Störungszone, vermutlich im Bereich der Vermauerung. An der Störungszone ändert sich außerdem das Delta-Achsengefüge recht augenfällig; während es im Hangenden in der gleichen Weise wie die erwähnten Faltenachsen nach SW abtaucht, schiebt es im Liegenden bei einheitlich südost-fallenden Schichten nach NO ein. Insgesamt sind die Gesteine im Bereich der Störungszone stärker beansprucht und in deren Umgebung auch intensiver geschiefert, was nicht nur für diesen Raum, sondern

ebenso für andere Gebiete des Blattes Hilchenbach und des Siegerlandes (PILGER 1954) gilt. Streckenweise sind die streichenden Störungen auch deutlich verquarzt.

2) Diagonalstörungen

Der tektonische Bau des Blattgebietes wird ferner von Störungen bestimmt, die etwa N-S bis NNO-SSW, seltener auch einmal NNW-SSO oder O-W bis OSO-WNW streichen. Sie verlaufen damit mehr oder weniger diagonal zum generellen Streichen der Achsenflächen und werden daher im folgenden rein beschreibend als Diagonalstörungen bezeichnet.

Die Erzgänge des Siegerlandes (vgl. Kap. H) sind sehr häufig an diese Diagonalstörungen gebunden, so daß der Störungstyp durch zahlreiche Grubenbaue auch nach der Teufe aufgeschlossen war. Im Bereich des Blattes Hilchenbach fallen die mehr oder weniger N — S gerichteten Störungen im Gegensatz zum übrigen Siegerland überwiegend steil nach Osten, die um O — W verlaufenden Verwerfungen — wie auch in anderen Blattgebieten — meistens steil nach Süden ein. In beiden Richtungen können aber auch saiger stehende Störungsflächen auftreten. Aus der Versetzung der Schichten entlang von Diagonalstörungen geht hervor, daß es sich grundsätzlich um Abschiebungen handelt, deren Bewegungsrichtung in einigen Fällen noch genauer bestimmt werden kann. So ist zum Beispiel nach den Untersuchungen von PHILIPP (1955) an der generell O-W Streichenden und mit 60° südwärts fallenden Gangzone „Neue Haardt“ die Südscholle insgesamt schräg nach Westen abgeschoben worden. Aus dem Kartenbild ergibt sich ferner, daß entlang der besonders im Müsener Raum hervortretenden ostfallenden N — S-Störungen die Ostscholle schräg nach Norden abgeschoben sein muß. Bei den entgegengesetzt einfallenden Störungen dieses Typs ist demgegenüber die Westscholle in südlicher Richtung schräg nach unten bewegt worden. Weitere Beobachtungen dazu liegen vor allem aus den Blattgebieten 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) und 5112 Morsbach (VOGLER 1968) vor.

Es handelt sich bei den Diagonalstörungen — soweit die an ihnen erfolgten Bewegungen genauer zu analysieren sind — um Schrägabschiebungen. Gelegentlich kann jedoch bei dieser Art von Störungen die Horizontalkomponente der Bewegung stark betont sein, wie zum Beispiel an der Kolbenberg-Störung (Taf. 2) westlich der Breitenbach-Talsperre. Weiterhin ist hervorzuheben, daß sich der Faltenbau an Diagonalstörungen des öfteren auf beiden Seiten selbständig entwickelt hat, so daß man von *schollengebundener Falten tektonik* sprechen kann (LUSZNAT 1968, S. 138). Gelegentlich wurden die Faltenstrukturen auch nur im Sinne der jeweiligen Bewegung *versetzt*, was im einzelnen aus der Streichlinienkarte (Taf. 1) hervorgeht.

Einige der im Kartenblatt eingetragenen kleineren Diagonalstörungen konnten nur aus den Unstimmigkeiten des Faltenbaus abgeleitet werden. Sie wur-

den deshalb – wie zum Beispiel östlich von Grund und am Buchenhain – als vermutete Störungen gekennzeichnet. Da aber im Streichen der Falten auch mit einem zopfartigen Ausklingen oder Einsetzen von Sätten und Mulden gerechnet werden muß, sind solche Störungen in den relativ schlecht aufgeschlossenen Bereichen natürlich recht unsicher. Die nördlich von Brauersdorf im Gebiet des Windhains verzeichneten O-W-Störungen wurden im Zusammenhang mit Schürfungen im Zuge der geologischen Vorerkundung für den Bau der Obernau-Talsperre nachgewiesen (LUSZNAT, REINHARDT & WIEGEL 1962).

Die Untersuchung bedeutender Eisenerzgänge (THIENHAUS 1954, DEGENS 1955, GIESECKE 1955, KNEUPER 1955, PHILIPP 1955, LANGENEACH 1962) hat ergeben, daß im Bereich von Diagonalstörungen des öfteren Achsenflexuren auftreten. Es handelt sich dabei um folgendes Phänomen:

Mit Annäherung an die Gangzone kehren die Faltenachsen ihre Abtauchrichtung entweder um oder aber schieben mit größer werdendem Winkel in gleicher Richtung ein, um mit zunehmender Entfernung vom Gang dann wieder in die ursprüngliche Lage zurückzukehren. Diese Achsenflexur-Zonen bezeichnet man auch als Achsenrampen. Mit dem Begriff Achsenrampe wird jeweils der gesamte Abschnitt der versteilt oder entgegengesetzt abtauchenden Faltenachsen umschrieben.

In der Umgebung der Gangzone „Neue Haardt“ (vgl. Abschn. II dieses Kap. sowie Kap. H), dem am besten untersuchten Objekt im Blattgebiet, tauchen die Faltenachsen mit Winkeln zwischen 8 und 15° nach SW ab. Unmittelbar an der aus mehreren Mitteln bestehenden Gangzone schieben sie sowohl im Liegenden als auch im Hangenden mit Winkeln bis 45° nach SW ein. Die Zunahme des Achsenabtauchens in der hangenden Scholle läßt sich über Tage im Steinbruch „Neue Haardt“ (r 31 320, h 41 800) recht gut beobachten. Dort nimmt der Abtauchwert auf rund 100 m Entfernung von 13 bis 20° zu. Der Abstand von der Gangzone, in dem sich zu beiden Seiten das Versteilen der Achsen vollzieht, liegt zwischen 100 und 150 m, so daß die Achsenrampe nur eine Breite von 200–300 m hat. Auf der Streichlinienkarte läßt sich die relativ schmale Rampe der Gangzone „Neue Haardt“ schon wegen des Maßstabes kaum darstellen, ganz abgesehen davon, daß über Tage nicht genügend Aufschlüsse in Gangnähe vorhanden sind.

3) Querstörungen

Quer zum allgemeinen Achsenflächenstreichen verlaufende Störungen erscheinen im Kartenbild nur ganz untergeordnet. Trotzdem ist dieser Störungstyp wesentlich stärker vertreten. Er wurde vor allem im Bereich von größeren Aufschlüssen beobachtet, doch handelt es sich stets nur um relativ kleine Versetzungsbeträge, die in dieser Form nicht in die Karte eingehen. In schlecht

oder nicht aufgeschlossenen Gebieten sind solche Störungen selbst dann, wenn an ihnen größere Versetzungsbeträge auftreten sollten, durch die Eintönigkeit der Gesteine kaum auszumachen.

Über die Einordnung der südostwärts von Hilchenbach eingetragenen Störung, die vor allem aus der beiderseitigen Verschiedenheit des Faltenbaues abgeleitet worden ist, kann man geteilter Meinung sein. Im südöstlichen Teil streicht dieses tektonische Element NNW-SSO und läßt sich somit noch zu den Diagonalstörungen rechnen, während der Verlauf nach NW stärker in die NW-SO-Richtung einzubiegen beginnt.

Die Querstörungen entsprechen in ihrer Raumstellung den Querklüften und können in der Regel als antithetische Abschiebungen in bezug auf das jeweilige Achsenabtauchen angesprochen werden. Gelegentlich sind solche Störungen durch Gangquarz ausgefüllt.

II. Baueinheiten

Durch das regional unterschiedliche Vorherrschen der einzelnen Bauelemente treten im Blattgebiet drei größere Baueinheiten hervor (vgl. Abb. 14). Sie werden von NW nach SO in folgender Weise bezeichnet:

- a) Morsbach-Müsener Schollensattel (VOGLER 1968)
mit Müsener Horst (DENCKMANN 1906 a)
- b) Giebelwald-Mulde ²⁵⁾ (QUIRING 1926)
- c) Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone (LUSZNAT 1968)

Die bei der nachfolgenden Beschreibung dieser Baueinheiten verwendeten Namen für die einzelnen Elemente sind auf Tafel 2 entsprechend eingetragen worden.

a) Morsbach – Müsener Schollensattel mit Müsener Horst

Den Nordwesten des Blattgebietes berührt der Morsbach-Müsener Schollensattel. Es treten hier Gesteinsfolgen zutage, die als Müsener Schichten zusammengefaßt werden und die vermutlich dem Gedinnum zuzuordnen sind (vgl. Kap. E Ia). Sie würden somit die ältesten Ablagerungen des Siegerlandes darstellen. Der sattelartige Charakter der Struktur wird durch zahlreiche Störungen sehr stark modifiziert, unter denen mehr oder weniger N-S gerichtete das Kartenbild beherrschen (vgl. Taf. 1 und 2). Nach den ersten Über-

²⁵⁾ In den Erläuterungen zu Bl. 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) wurde der dort austreichende Anteil dieser Einheit noch als Freudenberg-Wehbacher Faltenzone bezeichnet. Nachdem jedoch der größere Zusammenhang geklärt werden konnte, ist auf die alte Bezeichnung von QUIRING (1926) zurückgegriffen worden.

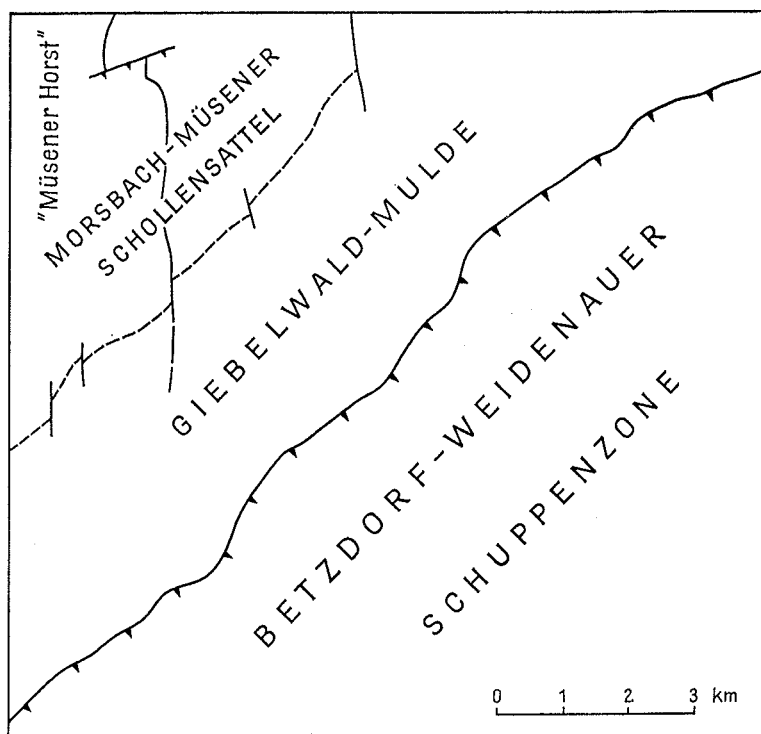


Abb. 14. Baueinheiten

sichtsbegehungen hatte bereits DENCKMANN (1906 a) erkannt, daß die Müsener Schichten an derartigen Störungen nach Osten sowie im Blattgebiet 5013 Wenden nach Westen abgeschnitten werden und gegen jüngere Siegener Schichten grenzen. Es ergab sich daher eine horstartig gebaute Scholle, die DENCKMANN (1906 a) mit der Bezeichnung „Müsender Horst“ belegte. Durch die Neukartierung konnte die DENCKMANN'sche Konzeption im Prinzip bestätigt werden, nachdem sie von FUCHS (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932) mit einigen Änderungen in die Erstauflage übernommen worden war. Auch JOHANNSEN (1956), der die Müsener Schichten dem Oberen Siegenium zuordnet und damit von ganz anderen stratigraphischen Voraussetzungen ausgeht, kann innerhalb des Blattgebietes auf eine östliche Randstörung im Raum Müsen–Lohe nicht verzichten. Wö. SCHMIDT (1959, S. 53) kommt ebenfalls auf Grund von Begehungen zu der Überzeugung, daß „Randverwerfungen die alten Schichten umgrenzen“.

Während aber nun FUCHS (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932) innerhalb der horst-artigen Scholle eine Antikline zu erkennen glaubte, deren SO-Flügel im Blattgebiet ausstreicht und deren NW-Flanke die Gegend des Hohen Waldes (Bl. 4914 Kirchhundem) einnehmen sollte, hatte bereits DENCKMANN (1918, S. 14) die Vermutung ausgesprochen, daß die Abfolge im Bereich des Horstes verschuppt sei, nicht zuletzt deswegen, weil er im Raum des Hohen Waldes stets nur einheitliches SO-Fallen der Schichten festzustellen vermochte.

In der Tat wird der Nordost-Teil des Morsbach-Müsener Schollensattels – freilich weit über den Müsener Horst hinausgehend – durch einige hervortretende Aufschiebungen differenziert, von denen die südöstlichste das Blattgebiet im Nordwesten gerade noch berührt. Der Charakter und Verlauf dieser Störung ergaben sich bei der Neukartierung durch die an sie grenzenden stratigraphischen Einheiten. Es ist in diesem Zusammenhang interessant, daß nach FUCHS (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932) bereits DENCKMANN bei der Erstaufnahme unmittelbar südöstlich des Gipfels vom Kindels-Berg und südlich der Grube Stahlberg örtlich begrenzte Störungen im annähernden Verlauf der jetzt als Aufschiebung eingetragenen tektonischen Linie dargestellt und als Überschiebungen gedeutet hat, die freilich von N-S gerichteten Verwerfungen begrenzt werden. Diese Verwerfungen hielt DENCKMANN (1907, S. 574) ebenso wie die Randstörungen des Horstes für grundsätzlich jünger als die Überschiebungen, denen er daher auch nur lokale Bedeutung beimaß.

Die westlich vom Kindels-Berg auf das Blattgebiet übertretende, fast O-W streichende Aufschiebung konnte in ihrem weiteren Verlauf nach NO – wo sie wieder mehr in die SW-NO-Richtung einbiegt – noch ein beträchtliches Stück im Bereich des Blattes 4914 Kirchhundem (vgl. Abb. 2) verfolgt und auskartiert werden (HILDEN 1967, LUSZNAT 1969). Demgegenüber ließ sie sich im Raum des westlichen Anschlußblattes 5013 Wenden bis zum Littfelder Bach wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht so gut festlegen (LUSZNAT 1969). Außerdem unterscheiden sich in diesem Abschnitt die Oberen Siegerner Schichten im Liegenden der Aufschiebung lithologisch kaum von den Unteren Siegerner Schichten im Hangenden. Erst westlich des Littfelder Baches – wo Mittlere Siegerner Schichten das Liegende bilden – ist die Störung wieder besser zu erfassen. Nach der dort gelegenen Ortschaft Eichen wurde sie als *E i c h e n e r A u f s c h i e b u n g* bezeichnet.

Das Einfallen dieser weit durchhaltenden Störung ist nicht genau bekannt, muß sich aber nach dem Ausstrichbild etwa zwischen 50 und 70° bewegen. Im Zusammenhang mit der St. Jakobskluft (S. 144) wird noch auf die Untertageaufschlüsse im Revier der Wildermänner Gänge (Abb. 15) einzugehen sein, wo nach Auffassung des Verfassers die Eichener Aufschiebung untertage aufgeschlossen war, jedoch seinerzeit in ihrer Bedeutung nicht erkannt wurde.

Der im Blattgebiet austreichende Teilbereich des Morsbach-Müsener Schollensattels wird durch zahlreiche, generell N-S verlaufende Diagonalstörungen in einzelne Schollen zerlegt, unter denen der Müsener Horst auf Grund seiner stratigraphischen Position zwar besonders hervortritt, in sich aber ebenfalls noch weiter zerstückelt ist.

Die infolge der zu beiden Seiten augenfällig hervortretenden lithologischen Unterschiede besonders gut auszukartierende Ostrand-Störung des Horstes setzt an der Eichener Aufschiebung recht deutlich ab. Im Hangenden dieses tektonischen Elementes verläuft die östliche Randverwerfung – zum Teil durch mächtigere, quartärzeitliche Ablagerungen verhüllt – unmittelbar westlich von Müsen vorbei in N-S-Richtung auf Lohe zu und kann in dem unaufgeschlossenen Gebiet südlich des Ferndorf-Tales innerhalb der dort austreichenden Oberen Siegener Schichten nur noch vermutet werden. Nordwärts der Aufschiebung, also in deren Liegendem, streicht die Ostrand-Störung des Horstes relativ nach Westen versetzt aus.

Das Einfallen der den Müsener Horst ostwärts begrenzenden Randverwerfung beträgt nach den Beobachtungen von HAACK (1925) im Bereich der Schwabengrube (Abb. 15) nordwestlich von Müsen 70 bis 80° Ost. Diesen Wert kann man auch für den Gesamtverlauf ansetzen. Im Raum der soeben genannten Grube wird die Ostrand-Störung – auf dem Kartenblatt deutlich erkennbar – im unmittelbaren Hangenden der Eichener Aufschiebung von parallel verlaufenden Verwerfungen begleitet, die schmale Teilschollen umschließen. Das gleiche Bild ergibt sich in auffallender Weise auch direkt im Liegenden der Aufschiebung dort, wo die Gänge Glücksanfang, Blende und Wolf (Abb. 15) austreichen.

Unter den mehr oder weniger N-S gerichteten Diagonalstörungen innerhalb des Horstes ist die St. Jakobskluft durch bergbauliche Aufschlüsse seit alters her bekannt (HUNDT et al. 1887). Sie wurde am Westhang der Martinshardt im Zusammenhang mit den Gängen Kuhlenberg, Sonnenberg und Jungermann (Abb. 15) zuerst unter Tage aufgeschlossen und konnte von JOHANNSEN (1956) noch vom Kuhlenberger Stollen (Mundloch bei r 30 940, h 50 600) aus beobachtet werden. Die Störung streicht dort als 30 cm breite, verquarzte „Ruschelzone“ 10° und hat ein Einfallen von 50° Ost, das jedoch an anderen Stellen als wesentlich steiler (60–75°) beschrieben worden ist (HUNDT et al. 1887). Der 0,5 – 1,0 m mächtige Kuhlenberger Gang verläuft nach den Beobachtungen von JOHANNSEN (1956) unmittelbar im Hangenden der als St. Jakobskluft beschriebenen Verwerfung dieser parallel und fällt ebenfalls nur 50° ostwärts, liegt also in der Störungszone, die somit vererzt ist (vgl. Kap. H). Die Schichten sind im Sinne einer Abwärtsbewegung der Ostscholle nur schwach geschleppt.

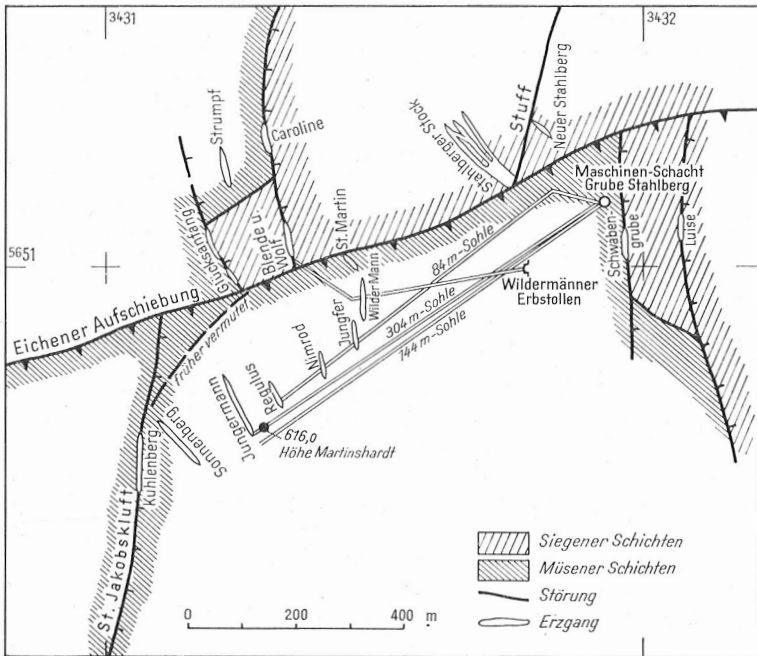


Abb. 15. Gangvorkommen im Bereich der Martinshardt westlich von Müsen
(Oberflächenkartierung mit Grubenbild)

Die nordöstlich vom Gipfel der Martinshardt liegenden, zur Grube Wildermann gehörenden N-S verlaufenden Gänge St. Martin, Wildermann, Jungfer = Wildermann im Sinne von BAUMANN (1909) sind im Hangenden und die von der gleichen Grube bebauten, ebenfalls N-S gerichteten Gänge Blende, Wolf = St. Martin im Sinne von BAUMANN (1909) sowie Glücksanfang nördlich der Bergkuppe im Liegenden einer streichenden sowie 60° SO fallenden Störung dargestellt, die als St. Jakobskluff bezeichnet wird. Der Verlauf dieser Verwerfung in nordöstlicher Richtung bleibt offen, ihr Fortstreichen nach SW ist südwärts des Ganges Glücksanfang durch eine unterbrochene Linie als vermutet dargestellt worden. Diese Linie biegt in die N-S Richtung um, und weiter südlich setzt an ihr der schon erwähnte Gang Kuhlenberg auf.

Im Bereich der Wildermänner-Gänge verwirft die als St. Jakobskluft angesprochene streichende Störung rotviolette Gesteinsserien (Müsener Schichten dieser Erläuterungen) im Hangenden gegen dunkelblaugraue Tonschiefer mit Sandsteinen im Liegenden, die früher als „Tiefe Siegener Schichten“ bezeichnet wurden, jetzt aber als Untere Siegener Schichten angesprochen werden.

In diesem Zusammenhang hat die Feststellung BAUMANN's (1909, S. 3) besondere Bedeutung, daß die Gänge zwischen der vom alten Stahlberger Maschinenschacht (r 31 390, h 51 140) aus aufgefahrenen 264- und 344-m-Sohle durch eine Überschiebung abgeschnitten werden.

Diese Störung verläuft nach BAUMANN (1909) im Schichtenstreichen, fällt mit ca. 60° nach SO ein und hat sowohl im Streichen als auch im Einfallen einen „bogenförmigen“ Verlauf. Man hat sie außerdem als tektonische Grenze auf der 304-m- und 344-m-Sohle angefahren. In beiden Fällen sind „rote Tonschiefer“ auf „dunkelgraue Schiefer der Tiefen Siegener Schichten“²⁶⁾ aufgeschoben worden.

HÄACK (1925), der die entsprechenden Strecken nicht mehr befahren konnte, maß den Beobachtungen von BAUMANN (1909) wenig Bedeutung zu, vor allem wohl auch deshalb, weil er der Auffassung war, daß die Müsener Schichten jünger als die blaugrauen Gesteinsfolgen der Unteren Siegener Schichten sind.

Demgegenüber wertet der Verfasser die Feststellungen von BAUMANN (1909) als eine Bestätigung der über Tage aufgenommenen geologischen Verhältnisse und ihrer Deutung. Im Bereich zwischen den Gängen Kuhlenberg und Glücksanfang soll nach den älteren Darstellungen – denen sich auch JOHANNSEN (1956) angeschlossen hat – die St. Jakobskluft aus der N-S-Richtung in einen WSW-ONO gestreckten Verlauf umbiegen. Dieser Zusammenhang wurde jedoch nur vermutet und ist nie bewiesen worden. Das streichende Stück der St. Jakobskluft im Bereich der Wildermänner-Gänge entspricht – so meint der Verfasser – vielmehr der Eichener Aufschiebung, und die zuerst genannte Störung würde demnach nicht im Streichen umschwenken, sondern – wie es die Karte darstellt – mit unverändertem N-S-Verlauf an die Aufschiebung stoßen.

Die weitere Erstreckung der St. Jakobskluft in südlicher Richtung läßt sich bei den schlechten Aufschlußverhältnissen über Tage nur schwer festlegen. Neben hervortretenden Gesteinsunterschieden nördlich des Jungwaldes und von Ferndorf wurden vor allem auch tektonische Kriterien, wie zum Beispiel unterschiedliches Achsenabtauchen (vgl. Taf. 1), herangezogen. Ferner muß offengelassen werden, ob ein Zusammenhang mit der zwischen dem Mühlenkopf und Buschhütten auskartierten Störung besteht, weil im Ferndorf-Tal eine

²⁶⁾ jetzt Untere Siegener Schichten

O-W streichende Störung angenommen werden muß, deren Erstreckung unter den quartärzeitlichen Ablagerungen noch ungewiß bleibt.

Für die Baugeschichte des Gebietes ist der Umstand von Bedeutung, daß die St. Jakobskluft stellenweise vererzt ist (Kap. H). DENCKMANN (1918) nahm demgegenüber ein relativ junges — postsideritisches — Alter an, weil er auf Grund seiner Aufnahme den Eindruck gewonnen hatte, daß die Gänge von dieser Störung gerade abgeschnitten würden. Im Bereich der Wildermänner-Gänge nördlich der Martinshardt ist das auch der Fall — nur handelt es sich in diesem Gebiet nicht — wie im einzelnen schon dargestellt — um die St. Jakobskluft.

Bei den spitzwinklig auf die Verwerfung zustreichenden Gängen Sonnenberg und Jungermann am NW-Hang der Martinshardt mag nach dem Kartenbild der Neuaufnahme die DENCKMANN'sche Vorstellung durchaus im Bereich der Möglichkeiten liegen, indessen geht aus der Bergrevierbeschreibung (HUNDT et al. 1887, S. 165) hervor, daß die Erzführung dieser Gänge in die St. Jakobskluft hineinzieht, um dann nach kurzer Erstreckung zu verschwinden, was für ein präsideritisches Alter sprechen würde.

Aber auch andere ostwärts einfallende Diagonalstörungen der N-S-Richtung sind innerhalb des Müsener Horstes vererzt, so die nach der Grube Silberart benannte Verwerfung nordöstlich vom Kindels-Berg, die sich im Liegenden der Eichener Aufschiebung befindet und auf der die Gänge Silberart und Gottesseggen aufsitzen (Taf. 4). Ferner liegen noch im Bereich der Randverwerfungen oder den dazu parallel verlaufenden Störungen die Erzgänge Glücksanfang, Wolf, Blende, Schwabengrube und Luise (vgl. Taf. 4 und Abb. 15).

Durch einen Windbruch und die damit verbundenen Rodungsarbeiten war im Jahre 1967 das Gebiet des Jungwaldes besonders gut aufgeschlossen. Aus dem Versatz der dort austreichenden quarzitischen Sandsteinbankfolgen sind zwei nach Westen einfallende N-S gerichtete Störungen angenommen worden, deren Verlauf jedoch nur als vermutet eingetragen werden konnte.

Schließlich ist noch die O-W streichende Verwerfung südlich des Rodenull zu erwähnen, die aus den Untertageaufschlüssen des von THIENHAUS (in JOHANNSEN 1956) aufgenommenen Ernsdorfer Erbstollens (vgl. S. 46) abgeleitet wurde.

Östlich des Horstes gliedern weitere N-S gerichtete Störungen, auf die Eichener Aufschiebung stoßend, den Morsbach-Müsener Schollensattel in einzelne Abschnitte. Insgesamt ist an diesen Verwerfungen die Ostscholle relativ abgesunken und — zum Teil wenigstens — auch schräg nach Norden bewegt worden, so daß in nordöstlicher Richtung immer jüngere Schichten austreichen. Während sich die Rothenbach- und Kolbenberg-Störung nur aus den tektonischen (Taf. 2) oder stratigraphischen Verschiedenheiten zu beiden Seiten der Verwerfung ergibt, ist die Breitenbach-Störung im Beileitungs-Stol-

len der Talsperre (Mundloch bei r 35 000, h 51 700) aufgeschlossen gewesen (Kap. K).

Eine ebenso alte bergbauliche Tradition wie die St. Jakobskluff besitzt schließlich noch die als *Stuff* ²⁷⁾ bezeichnete, annähernd N-S gerichtete Störung im Bereich der Grube Stahlberg nordwestlich von Müsen. Diese Verwerfung steht im Zusammenhang mit dem berühmten Stahlberger Stock (vgl. S. 181), der sich in ihrem Liegenden befand. Der *Stuff* wird in der älteren Literatur (JUNG 1841, BLUHME 1856, NÖGGERATH 1863) im Bereich bis zum Stahlberger Erbstollen = 84-m-Sohle als ein 2 bis 3,5 m mächtiger Komplex mehrerer „Lettenklüfte“ beschrieben, deren Zahl und Dicke schwanken und die sich stellenweise zu einer breiten, lettengefüllten Zone mit deutlichen Salbändern zusammenscharen, zum Teil aber auch auseinandergehen und das Gestein unregelmäßig durchziehen. Das nach Südosten gerichtete Einfallen dieser um 15° streichenden Zone bewegt sich zwischen 45 und 60°, versteilt sich aber unterhalb der erwähnten Stollensohle nach den Angaben von DENCKMANN (1911) und HAACK (1925) auf 80°. Die zuletzt genannten Autoren haben die Verwerfung nur in den größeren Teufen beobachten können und von daher die Ansicht vertreten, daß der *Stuff* den Stahlberger Stock glatt abschneide. Sie nahmen deshalb für die Störung ein jüngerer (postsideritisches) Alter als die Vererzung in Form des Stockes an. Demgegenüber betont aber BLUHME (1856), besonders auf der 8. Etage (vgl. S. 182) habe sich eine nicht unbedeutende Erzführung vom Stock in den *Stuff* hineingezogen. Dabei ist zu bedenken, daß die Störung, wo immer sie angefahren wurde, sofort verbaut werden mußte. Daher waren die einzelnen Bearbeiter bei ihren Beobachtungen stets auf die besondere Gunst des Augenblickes angewiesen, und NÖGGERATH (1863) zum Beispiel schreibt, zu seiner Zeit sei der *Stuff* lediglich in einem alten Treppenschacht auf der 4. Etage einigermaßen aufgeschlossen gewesen.

Weiterhin bestehen bei den einzelnen Bearbeitern der Untertage-Aufschlüsse noch unterschiedliche Auffassungen über den Verlauf der Verwerfung nach Süden. In der Erstauflage hat FUCHS (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932) den *Stuff*-Verlauf nach den Kartierungsunterlagen von DENCKMANN in südlicher Richtung am Osthang der Martinshardt vorbei bis in die Gegend der Grube Brüche eingetragen. Diese Darstellung ist aber weniger von den Oberflächenverhältnissen als vielmehr von den Aufschlüssen unter Tage abgeleitet worden. Es handelt sich dabei vor allem um folgende Strecken (vgl. Abb. 15):

1. Stahlberger Erbstollen-Sohle = Prinz-Wilhelm-Flügelort
der Bergrevierbeschreibung = 84-m-Sohle
(HUNDT u. a. 1887)

²⁷⁾ Nach BECHER (1789) verstand der Siegener Bergmann unter dem Wort „*Stuff*“ ein Gesteinslager oder eine Steinscheidung, hinter der die Gänge nicht wieder auszurichten seien.

2. Kronprinz-Friedrich-Wilhelm-Erbstollen = Ernsdorf Stollen = 144-m-Sohle
3. 304-m-Sohle

Während nun BAUMANN (1909) die erwähnten Sohlen befahren und geologisch aufnehmen konnte, war HAACK (1925) nur noch der Kronprinz-Friedrich-Wilhelm-Erbstollen (144-m-Sohle) zugänglich.

Befäßt man sich zunächst mit der von BAUMANN (1909) durchgeführten Aufnahme dieser Strecke, so stößt man auf folgende Widersprüche:

1. Auf S. 14 ist eine 170 m südwestlich vom Schacht entfernte Störung als Stüff bezeichnet worden, die $30-60^\circ$ streicht und mit 65° nach Südosten einfällt. Im Hangenden dieser Verwerfung stehen rotviolette Gesteine an, im Liegenden folgen dunkle Schiefer.
2. 30 Seiten weiter (S. 44) wird der Verlauf der gleichen Störung mit 135° angegeben, was auch der Darstellung auf dem der Arbeit beigefügten Sohlenriss entspricht.

HAACK (1925, S. 731) bestätigt die Beobachtungen BAUMANN's (1909), daß die 170 m vom Schacht entfernte Störung zwischen rotvioletten und blaugrauen Gesteinen 135° streicht und nach NO einfällt. Als Stüff aber bezeichnet er eine 50 m nordöstlich dieser Verwerfung innerhalb rotvioletter Gesteine auftretende Stelle, die in seinem Sohlenriss als „verbaut“ gekennzeichnet ist. Dieser Punkt wird von BAUMANN (1909) überhaupt nicht erwähnt. Wenn der Stüff jenes markante, „lettengefüllte“ Störungssystem ist, wie es auf Grund der Beobachtungen im Grubengebäude Stahlberg wiederholt beschrieben wurde, hätte BAUMANN (1909) diese Störung wohl auffallen müssen.

Obwohl HAACK (1925) die Beobachtungen BAUMANN's (1909) in bezug auf den Verlauf der blaugraue gegen rotviolette Gesteine begrenzenden Störung bestätigt, stellt er das Streichen dieser Verwerfung in seiner Abb. 5 als Nord-Süd gerichtet dar! Außerdem kommt er bei seinen Untersuchungen auch zu anderen Vorstellungen als DENCKMANN (1911), worauf aber in diesem Zusammenhang nicht besonders eingegangen zu werden braucht.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen: BAUMANN (1909) und HAACK (1925) kommen nicht nur bei der Behandlung des gleichen geologischen Objektes zu unterschiedlichen Auffassungen, sondern in ihren Arbeiten sind darüber hinaus auch Widersprüche zu finden, die zur Vorsicht in der Beurteilung der Aussage mahnen. Daher kann der bisher angenommene Verlauf des Stüffes in südlicher Richtung von den Untertage-Aufschlüssen her nicht überzeugend belegt werden, und es bestehen erhebliche Zweifel, ob die tektonischen Zusammenhänge in bezug auf diese Störung in der Weise richtig sind, wie es in den Arbeiten von BAUMANN (1909), DENCKMANN (1911) und HAACK (1925) dargestellt wird.

Die im Blattgebiet noch austreichende Einheit des Morsbach-Müsener Schollensattels ist durch einen Spezialfaltenbau gekennzeichnet, der innerhalb der einzelnen Schollen recht unterschiedlich auftritt (Taf. 1). Stellenweise,

wie zum Beispiel entlang der Ostrandstörung des Müsener Horstes, ergibt sich so das Bild einer schollengebundenen Faltentektonik (LUSZNAT 1968, S. 131), die auch in anderen Gebieten des Siegerlandes nachgewiesen wurde und die nicht auf stockwerksbedingte Unterschiede zurückgeführt werden kann (THIENHAUS 1954, LANGENBACH 1962). Es handelt sich durchweg um NW-vergente, monokline Falten mit unterschiedlich einfallenden Flanken (Kap. G 1a). Der Falten Spiegel ist generell nach SO geneigt, wenngleich er im Bereich des Kolben-Berges lokal auch einmal entgegengesetzt einfällt. Die Faltenachsen streichen 45 und 60°, in der Hauptsache aber um 50° und schieben mit Winkeln zwischen 5 und 20° sowohl nach SW als auch NO ein. Die Verteilung der unterschiedlich abtauchenden Achsen geht aus Taf. 1 hervor. Stellenweise ist der Wechsel in der Abtauchrichtung scharf an Störungen gebunden, während sich in der von Ostrand- und Rothenbach-Störung begrenzten Scholle eine deutliche Achsendepression befindet, die recht spitzwinkelig auf die Randverwerfung zuläuft und so SW einschiebende Achsen im Osten von NO abtauchenden im Westen trennt.

Die Schieferung, deren Raumorientierung die Taf. 3 wiedergibt, ist in den tonigen Gesteinen der Müsener Schichten sowie der Unteren und Mittleren Siegener Schichten recht intensiv ausgebildet. Bei annähernd gleichem Gesteinsmaterial kann innerhalb dieser Schichtenfolge keine hervortretende Abnahme der Intensität festgestellt werden. Als wesentliches Ergebnis der Neuaufnahme des Morsbach-Müsener Schollensattels im Blattgebiet ist hervorzuheben, daß das tektonische Bild von einer als Eichener Aufschiebung bezeichneten Störung beherrscht wird, die vom Blattbereich 5013 Wenden kommend bis in den Raum des Blattes 4914 Kirchhundem zu verfolgen ist. In der Umgebung der Martinshardt streichen im unmittelbaren Liegenden dieser markanten Störung die Gänge (vgl. Abb. 15)

Blende und Wolf
sowie Glücksanfang

aus, während die Gänge

St. Martin — Wildermann-Jungfer
Nimrod
Regulus
Jungermann
Sonnenberg und
Kuhlenberg (vgl. dazu auch Kap. H)

im Hangenden der Aufschiebung in den Müsener Schichten aufsitzen. Von den erwähnten Gängen im Liegenden der Störung befinden sich Blende und Wolf innerhalb Unterer Siegener Schichten, während Glücksanfang auf einer annähernd N-S-gerichteten Verwerfung zwischen Müsener Schichten und Unteren Siegener Schichten liegt.

Die Müsener Schichten brechen nach Osten an einer solchen Störung ab (Ostrand-Störung des Müsener Horstes). Diese Randverwerfung wurde von

der Aufschiebung dergestalt versetzt, daß die im Hangenden befindliche Partie offenbar schräg nach NNO aufgeschoben worden ist.

Die den Horst im Osten begrenzende Randstörung ist demnach älter als die mit der Aufschiebung verbundene Verschuppung, wie überhaupt die mehr oder weniger N-S verlaufenden Störungen sich — wenigstens zum Teil — als relativ alt in bezug auf die Verwerzung des Gebietes erweisen.

Unter diesen Störungen sind die St. Jakobskluff und der Stuf seit langem bekannt. Sie stoßen an die Eichener Aufschiebung. Im Sinne der erwähnten Bewegungsrichtung könnte die Silberart-Störung im Liegenden der Aufschiebung möglicherweise die Fortsetzung der St. Jakobskluff sein, während die Fortsetzung des Stufes im Gebiet nördlich von Müsen zu suchen wäre. Dort aber sind die Aufschlußverhältnisse so schlecht, daß Verwerfungen überhaupt nicht zu erkennen sind, jedoch hat JOHANNSEN (1965) in diesem Raum bei der Aufnahme des Stahlberger Erbstollens (Mundloch bei r 32 900, h 50 830) eine ganze Reihe von mehr oder weniger N-S verlaufenden Störungen festgestellt.

b) Giebelwald-Mulde

Nach Südosten geht der Morsbach-Müsener Schollensattel allmählich in eine Muldenzone über, von der allerdings nur noch die SO-Flanke ausstreicht. Diese als Giebelwald-Mulde (QUIRING 1926) bezeichnete Baueinheit wird südostwärts von der Geisweider Aufschiebung (QUIRING 1938) begrenzt, die das Blattgebiet in SW-NO-Richtung diagonal quert. Es handelt sich dabei um eine weit durchhaltende, streichende Störung (Kap. Gld 1), die im Bereich des Blattes 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) von der Siegerner Hauptaufschiebung abläuft (Abb. 2) und an der Mittlere auf Obere Siegerner Schichten geschoben worden sind. Durch den hervortretenden lithologischen Unterschied dieser beiden Abfolgen läßt sich die Geisweider Aufschiebung im allgemeinen recht gut auskartieren. Lediglich im äußersten Nordosten, an der Buchhelle, macht es Schwierigkeiten, den Verlauf richtig zu erfassen, weil dort zu beiden Seiten dieser Störung Obere Siegerner Schichten anstehen.

In den Bereichen guter Aufschlußverhältnisse ist stets intensiver Spezialfaltenbau zu beobachten, wie er bereits auch im Blattbereich 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) festgestellt wurde (Freudenberg-Wehbacher Faltenzone). Die einzelnen Falten entsprechen dem im Abschnitt I a dieses Kapitels eingehend beschriebenen Typ. Der Falten Spiegel fällt durchgehend nach SO ein; übergeordnete Faltelemente treten, wie die Streichlinienkarte (Taf. 1) ausweist, nicht auf. Innerhalb der schlecht oder nicht aufgeschlossenen Gebiete, vor allem im Raum zwischen Geisweid-Buschhütten-Kredenbach und Herzhausen, sind die Schichten in der gleichen Weise gefaltet, jedoch kann der Faltenbau dort in seinen Einzelheiten nicht geklärt und dargestellt werden.

Die Einheit wird überwiegend von N-S bis NNW-SSO verlaufenden Störungen wiederum in einzelne Schollen zerlegt (Taf. 2). Durch diese Verwerfungen geht der Baustil des Morsbach-Müsener Schollensattels auch noch in die Giebelwald-Mulde über. Die Störungen wurden zum größten Teil aus den beiderseitigen Verschiedenheiten des Faltenbaues abgeleitet. Stellenweise ergibt sich augenscheinlich wieder schollengebundene Falten tektonik, wie zum Beispiel im südlichen Teil der Rothenbach-Störung.

Einigermaßen aufgeschlossen sind lediglich die Rehberg-Störung im Bahneinschnitt südlich von Hilchenbach, ferner je eine O-W gerichtete Verwerfung innerhalb der Bahneinschnitte nordöstlich von Haarhausen sowie südwärts vom Reh-Berg.

Die Diagonalstörungen der O-W-Richtung treten nur untergeordnet auf, wenngleich sie auch in den besser aufgeschlossenen Bereichen sicher nicht immer erfaßt worden sind.

Der nordöstliche Teil der Baueinheit ist schließlich noch durch die Hilchenbacher Aufschiebung gekennzeichnet, an der östlich des gleichnamigen Ortes Mittlere auf Obere Siegener Schichten geschoben worden sind. Die generell nach Südosten einfallende Flanke der Giebelwald-Mulde beginnt sich in diesem Bereich zu verschuppen und verliert damit ihren einheitlichen Charakter.

Nach Südwesten zu muß die Aufschiebung dann allmählich verklingen, jedoch ist eine genaue Festlegung innerhalb der einheitlichen Oberen Siegener Schichten in dem schlecht aufgeschlossenen Raum nur schwer möglich. Der auf der Karte als vermutet dargestellte Verlauf wird lediglich von strukturellen Gegebenheiten her bestimmt.

Eine kleinere nicht weit durchhaltende Aufschiebung mit geringem Verschiebungsbetrag schließt noch der Bahneinschnitt südlich vom Reh-Berg auf. Derartige Störungen sind des öfteren zu erwarten. Sie lassen sich jedoch nur bei besonders guten Aufschlußverhältnissen richtig erkennen.

In den aufschlußlosen Gebieten trifft auf die Störungen das gleiche zu wie für den Faltenbau; sie können im einzelnen nicht erfaßt werden.

Die Faltenachsen streichen mit Winkeln zwischen 45 und 70°. Dabei verlagert sich der Schwerpunkt des Streichens in nordöstlicher Richtung von 50 auf 60°. Das Achsenabtauchen ist von Südwesten her bis zur Rehberg-Störung einheitlich nach NO gerichtet. Die Werte für das Einschieben der Achsen liegen im wesentlichen zwischen 10 und 20°.

Östlich der Rehberg-Störung tauchen die Faltenachsen überwiegend nach SW ab. Lediglich in jenem Teilbereich, der sich ostwärts dieser Verwerfung im Liegenden der Geisweider Aufschiebung befindet, schieben die Faltenachsen noch nach NO ein. Die das unterschiedliche Achsenabtauchen trennende Kulmination verläuft in diesem Bereich fast O-W (Taf. 1), sonst aber markiert die Rehberg-Störung als scharfe Linie den Wechsel in der Richtung des Einschiebens.

c) Betzdorf—Weidenauer Schuppenzone

Unter den Baueinheiten nimmt die Betzdorf—Weidenauer Schuppenzone (LUSZNAT 1968, S. 122) den größten Flächenanteil ein. Diese Zone wird von mehreren bedeutenden streichenden Aufschiebungen (vgl. Kap. Gld 1) beherrscht, die mehr oder weniger breite Schuppen umgrenzen. Innerhalb der einzelnen Schuppen, die zur besseren Kennzeichnung benannt worden sind, tritt der Faltenbau zum Teil sehr stark zurück.

Die Betzdorf—Weidenauer Schuppenzone als eine auf die südwestlichen Nachbarblätter 5114 Siegen und 5113 Freudenberg übergreifende Baueinheit wird daher von NW nach SO in folgender Weise gegliedert:

Ruckersfelder Schuppe
Dreis-Tiefenbacher Schuppe
Netphener Schuppe
Brauersdorfer Schuppe

Ruckersfelder Schuppe: Südlich von Herzhausen zweigt spitzwinklig von der Geisweider Aufschiebung — zunächst mit geringem Störeffekt — die Oechelhäuser Aufschiebung ²⁸⁾ ab. Diese Aufschiebung hat ein mehr nach Osten gerichtetes Streichen und gabelt sich südwärts des Gillers in zwei Äste, die im Bereich des Blattes 5015 Erndtebrück allmählich ausklingen. Bis in die Gegend südlich von Ruckersfeld ist die Störung nicht so gut zu erfassen, weil zu beiden Seiten Mittlere Siegener Schichten austreichen. Weiter nach NO läßt sie sich wegen der deutlichen lithologischen Unterschiede zwischen den von ihr getrennten Oberen Siegener Schichten im Liegenden und den Mittleren Siegener Schichten im Hangenden recht gut auskartieren.

Die beiden Aufschiebungen schließen eine keilförmige Scholle ein, die als Ruckersfelder Schuppe bezeichnet wird. Im NO der Schuppe belebt eine N-S gerichtete Diagonalstörung das tektonische Bild, die einigermaßen erkennbar im Bahneinschnitt am Südportal des Schloß-Berges aufgeschlossen ist. Der Verlauf dieser als Schloßberg-Störung benannten Verwerfung kann in dem Bereich ohne Schwierigkeiten festgelegt werden, wo Obere Siegener Schichten gegen Mittlere Siegener Schichten verworfen sind. Nordnordwestlich des Hütten-Berges stößt der tiefere, Sandsteinbankfolgen führende Teil (Kromberg-Schichten) der Mittleren Siegener Schichten gegen deren höheren, aus tonigen Gesteinen zusammengesetzten Abschnitt (Schloßberg-Schichten). Die Störung, an der die Ostscholle relativ nach Norden verschoben worden ist, wird nach dem Kartenbild von Aufschiebungen abge-

²⁸⁾ In LUSZNAT & WIEGEL (1968) ist diese Aufschiebung noch in Unkenntnis des größeren Zusammenhanges als Geisweider Aufschiebung angesprochen worden.

schnitten, die als Schuppengrenzen in Erscheinung treten. Es handelt sich vermutlich um eine Schrägabschiebung mit stärkerer horizontaler Komponente.

Die Schichten sind im Bereich der Schuppe spezialgefaltet, jedoch läßt sich der monokline Faltenbau (Kap. Gl a) nur in den besser aufgeschlossenen Gebieten genauer erfassen. Der Falten Spiegel fällt nach SO ein, so daß sich in dieser Richtung an die Mittleren Siegener Schichten Obere Siegener Schichten anschließen. Die Spezialfalten zu beiden Seiten der Schloßberg-Störung sind so verschieden ausgebildet, daß man wiederum von schollengebundener Falten tektonik sprechen kann. Die Faltenachsen streichen im allgemeinen zwischen 50 und 60°; südlich des Hütten-Berges weichen sie jedoch auffallend von diesen Werten ab und verlaufen dort um 80°. Das Abtauchen der Achsen ist ganz überwiegend nach NO gerichtet, lediglich nordwestlich vom Bhf. Vormwald tritt unmittelbar im Hangenden der Geisweider Aufschiebung eine NW-SO gerichtete Achsenkulmination auf (Taf. 1), der nordöstlich vom Krom-Berg eine entsprechende Achsendepression folgt, die nach SO rasch ausklingt. Demzufolge schieben die Achsen zwischen diesen beiden Linien nach SW ein.

Mit dem einsetzenden Schuppenbau sind auch die Schieferflächen, deren Raumorientierung aus der Taf. 3 hervorgeht, wieder recht intensiv ausgebildet. Innerhalb der milderen Tonschieferpartien nehmen die glatten s_1 -Flächen einen leichten Glanz an.

Dreis-Tiefenbacher Schuppe: Im Bereich des südlichen Anschlußblattes 4114 Siegen beginnt sich die Siegener Hauptaufschiebung (LUSZNAT 1968, S. 127) in drei Äste aufzugliedern, die den südöstlichen Teil des Blattgebietes beherrschen. Die einerseits von dem nördlichen Ast und andererseits von der bereits erwähnten Geisweider sowie der Oechelhäuser Aufschiebung begrenzte Schuppe wurde nach der Ortschaft Dreis-Tiefenbach benannt (LUSZNAT 1968, S. 123). Sie tritt unter den vorhandenen Schuppen besonders hervor. Sowohl im Südwesten (Raum Hüttental – Dreis-Tiefenbach) als auch im NO (Raum Afholderbach – Sohlbach) ist Spezialfaltenbau zu beobachten, sonst aber fallen die Schichten mit Winkeln zwischen 25 und 45° einheitlich nach Südosten ein. Der Falten Spiegel neigt sich ebenfalls stets nach SO, so daß in dieser Richtung immer jüngere Schichten austreichen.

Der nördliche Ast der Siegener Hauptaufschiebung trennt Obere Siegener Schichten in seinem Liegenden von Mittleren Siegener Schichten, die im Hangenden der Störung anstehen. Der deutliche Gesteinsunterschied zu beiden Seiten dieser streichenden Verwerfung läßt ihren Verlauf im Gelände recht gut festlegen. Zwischen Eschenbach und dem östlichen Blattrand, wo die Aufschiebung mehr in die O-W-Richtung umbiegt, wird die auf lithologischer Grundlage auskartierte Linienführung noch durch tektonische Kennzeichen unterstützt. Im Liegenden nämlich taucht das B- und Delta-Achsengefüge nach SW ab, während es im Hangenden nach NO einschiebt. In ähnlicher Weise erfährt auch der eingetragene Verlauf der Oechelhäuser Aufschiebung von den tekto-

nischen Daten her eine entsprechende Stütze. Das Achsengefüge ist im Liegenden dieser Störung nach NO geneigt, im Hangenden dagegen taucht es in südwestlicher Richtung ab. Als ein besonders glücklicher Umstand muß wohl die Tatsache bezeichnet werden, daß der südwestliche Teil der Schuppe im Raum Hüttental–Eckmannshausen relativ gut aufgeschlossen ist. Dadurch können die tektonischen Beziehungen zwischen der in diesem Bereich liegenden, in ihrer Gesamtheit als „Neue Haardt“²⁹⁾ bezeichneten Gangzone und dem Baustil des Gebietes genauer untersucht werden. Denn – so betont bereits THIENHAUS (1953) – die tektonische Analyse der Grubenaufschlüsse zeigt ein regional schnell wechselndes Bild, das nur richtig zu verstehen ist, wenn man den begrenzten Aufschluß der Grube im Rahmen der größeren tektonischen Einheit betrachtet.

Die Gangzone, auf die im folgenden ausführlicher eingegangen werden soll, weil sie den Typ der Siegerländer Spateisensteingänge besonders anschaulich wiedergibt, ist in neuerer Zeit vor allem von THIENHAUS (1948) und PHILIPP (1955) bearbeitet worden. Sie streicht generell O-W, fällt mit etwa 60° nach Süden ein und befindet sich innerhalb spezialgefalteter Schichten, deren Faltenstrukturen nördlich der Gangzone im Zusammenhang mit den Grubenaufschlüssen zum größten Teil benannt worden sind. Es werden von Westen nach Osten unterschieden (vgl. Taf. 2):

Steinbruchsattel
Mulde von Glücksmasse
Sattel von Glücksmasse

Der Verlauf und Abstand der Achsenlinien geht im einzelnen aus der Streichlinienkarte (Taf. 1) hervor. Die Falten sind nordwestvergent und haben demzufolge auch monokline Symmetrie, das heißt, die in nordwestlicher Richtung geneigten Flanken sind steiler als die nach SO einfallenden Faltenschenkel. Ganz vereinzelt kommt auch einmal Überkipfung vor.

Entlang einer quer zum Streichen verlaufenden Achsenkulmination, die etwa mit dem auf der geologischen Karte eingetragenen Schnitt E-F südwestlich von Dreis-Tiefenbach zusammenfällt, wechselt das Achsenabtauchen aus der NO- in die SW-Richtung. Die Gangzone liegt im Bereich der nach SW einschubenden Faltenachsen. Sie wird von einer bereits im Abschnitt I d 2) dieses Kapitels beschriebenen Achsenrampe (vgl. S. 140) begleitet. Der Faltenbau ist nördlich und südlich des Gangbereiches „Neue Haardt“ recht unterschiedlich. Die Achsen tauchen in der Regel mit 10–20° nach SW ab, versteilen sich aber innerhalb der Rampe rasch bis zu 45°.

Der Gangzug besteht aus mehreren schon primär voneinander getrennten Mitteln (Abb. 16). Auf den höheren Sohlen unterschied man die Gangstücke „Neue Haardt“ im Osten und „Glücksmasse“ im Westen (ZIMMERMANN 1859,

²⁹⁾ Die gleichnamige Grube wurde 1961 stillgelegt.

HUNDT et al. 1887, BORNHARDT 1910, 1912). Das Ausgehende der Gangzone muß recht unbedeutend gewesen sein, aber schon in geringer Teufe nahmen Dicke und Ganglängen der beiden Mittel rasch zu. Die Gangmächtigkeit betrug zur Teufe im Durchschnitt etwa 6 m. Sie schwoll jedoch an einzelnen wulstartigen Verdickungen maximal bis zu 30 m an.

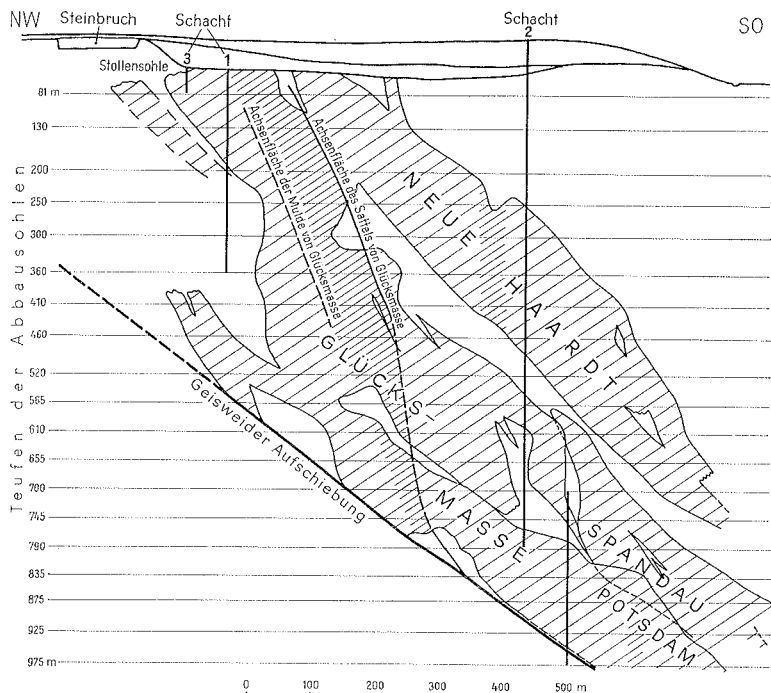


Abb. 16. Projektion der Gangzone „Neue Haardt“ auf eine NW-SO streichende vertikale Ebene; weit schraffiert: O-W streichende Gangteile; eng schraffiert: N-S streichende Gangteile nach PHILIPP (1955)

Im Bereich der 250-m-Sohle trennte sich das bis dahin östlich an „Glücksmasse“ anschließende Mittel „Neue Haardt“ ab (vgl. Abb. 16). Unterhalb der 565-m-Sohle entwickelte sich aus einer Verbaubungszone zwischen den erwähnten Gangstücken das neue Mittel „Spandau“. Das östlich gelegene Gangstück „Neue Haardt“ wurde aber nun nach unten zu immer kürzer, weil das Ostende mit etwa 60° , das Westende jedoch mit 45° stark nach Osten einschob. Unterhalb der 745-m-Sohle war es infolgedessen verschwunden. Im

Niveau der 835-m-Sohle setzte dann aus einer Verarmungszone zwischen „Glücksmasse“ und „Spandau“ ein weiteres Mittel „Potsdam“ ein.

Während die Gangstücke „Glücksmasse“ und „Spandau“ in den tiefsten Sohlen (957 – 1075 m) in ihrer guten Entwicklung nachließen, wurde „Potsdam“ rasch besser.

Durch seismische Untersuchungen fand man im Bereich der 835-m-Sohle noch zwei kleinere Parallelspalten „Flunder“ und „Hering“ im Hangenden von „Glücksmasse“, zu denen sich auf der 925-m-Sohle schließlich der „Dr. Röpcke-Gang“ östlich von „Spandau“ gesellte. Alle drei Mittel zeigten jedoch keine Verbesserung nach der Teufe.

Das westliche Mittel „Glücksmasse“ setzte unterhalb der 520-m-Sohle auf die mit etwa 40° südostwärts einfallende Geisweider Aufschiebung auf. So begrenzt diese Störung auf allen tieferen Sohlen die Gangzone „Neue Haardt“ nach Westen. Sämtliche Versuche, die Gangzone im Liegenden der Aufschiebung wiederzufinden, blieben erfolglos.

Ein besonderes Phänomen stellt die Tatsache dar, daß die erwähnten Mittel sehr stark nach Osten einschoßen (BORNHARDT 1910, S. 43; THIENHAUS 1948, 1954; PHILIPP 1955), sobald die Gangzone mit der Geisweider Aufschiebung direkt in Berührung tritt. Auf diese Weise blieb die höffige Ganglänge mit zunehmender Tiefe im großen und ganzen erhalten, wenngleich sich der bergbauliche Schwerpunkt der Grube dadurch immer mehr nach Osten verlagerte.

Die Beziehungen zwischen der Geisweider Aufschiebung und der Gangzone konnten trotz der relativ guten Untertage-Aufschlüsse im Bereich der Grube „Neue Haardt“ nicht eindeutig geklärt werden. Die Frage nämlich, ob die Aufschiebung älter oder jünger als die Entstehung und Vererzung des beschriebenen Spaltensystems ist, also prä- oder postsideritisches Alter hat, wurde von den verschiedenen Bearbeitern der Grubenaufschlüsse nicht übereinstimmend beantwortet.

Während PHILIPP (1955, S. 374) das Ergebnis seiner Untersuchungen dahingehend zusammenfaßt, daß er in dem von ihm bearbeiteten Grubenbereich (81-m-, 360-m-, und 745-m- bis 975-m-Sohle) Anzeichen präsideritischer Bewegungen an der Aufschiebung nicht zu erkennen vermochte, sprechen sich THIENHAUS (1954) und BENECKE (1960) für eine präsideritisches Alter dieser Störung aus.

Nach den Beobachtungen von PHILIPP (1955) wird der Gang auf den tiefsten Sohlen in voller Mächtigkeit von der Geisweider Aufschiebung abgeschnitten. Sofern man eine Schleppung des in diesen Tiefen O-W streichenden Ganges an der Aufschiebung erkennen kann, ist diese stets nach SW gerichtet. Aber fast im gleichen Atemzug relativiert PHILIPP (1955, S. 361) diese Aussagen, wenn er feststellt, daß der Gang vor der Aufschiebung auch seine Mächtigkeit vermindert oder gelegentlich sogar ganz ausspitzt. In diesem Zusammenhang verdient noch eine weitere Tatsache hervorgehoben zu werden, die vom gleichen Autor beschrieben wurde.

Rund 120 m südöstlich der Geisweider Aufschiebung verläuft in etwa gleicher Raumstellung wie diese eine tektonische Schwächezone, die den Gang primär beeinflusst hat, also präsideritisches Alter haben muß. Zwar wurde diese Struktur durch postsideritische Störungen wechselnder Stärke mehr oder weniger überprägt, aber ihr Einfluß auf den Gang war im einzelnen noch an folgenden Fakten gut zu erkennen (PHILIPP 1955):

1. Zwischen der 565-m- und der 655-m-Sohle befand sich eine Vertaubung des Ganges
2. Auf der 700-m-Sohle trat eine plötzliche Mächtigkeitsminderung von W nach O ein
3. Auf der 835-m-Sohle stellte sich eine Gangkrümmung in stark verquarztem und sehr unruhigem Nebengestein ein

Wenn sich PHILIPP (1955) trotz dieser Beobachtungen so eindeutig für ein postsideritisches Alter der Aufschiebung ausspricht, dann hat er wohl auf diejenigen Stellen besonderen Wert gelegt, an denen der Gang abgeschnitten und stets nach SW geschleppt sein soll. Das Hangende der Aufschiebung wäre demnach in nördlicher bis nordöstlicher Richtung relativ aufwärts bewegt worden.

Die auch nach PHILIPP (1955) nicht seltenen Fälle einer Mächtigkeitsabnahme oder eines Ausklingens des Ganges mit Annäherung an die Aufschiebung deutet er in Analogie zu der erwähnten Schwächezone dahingehend, daß sich die Geisweider Aufschiebung möglicherweise aus einer solchen präsideritischen Schwächezone postsideritisch entwickelt habe.

Demgegenüber sind THIENHAUS (1954) und BENECKE (1960) der Ansicht, daß diese regional so bedeutende streichende Aufschiebung bereits präsideritisch bis synsideritisch wirksam war.

THIENHAUS (1954) macht dafür folgende Gründe geltend:

1. Die Gangmittel der Grube „Neue Haardt“ schieben auffallend stark nach Osten ein, sobald sie mit der Geisweider Aufschiebung in unmittelbare Berührung kommen.
2. Innerhalb des Grubengeländes treten besonders Aufschiebungen hervor, die im großen und ganzen parallel zur Geisweider Aufschiebung verlaufen. Die an diese Aufschiebungen im kleintektonischen Bereich gebundenen Zerrklüfte sind zuweilen verspätet
3. An solchen Aufschiebungen wechseln die Gangmächtigkeiten zum Teil sprunghaft, was auf synsideritische Bewegungen schließen läßt

Einen leider nicht veröffentlichten, aber sehr wesentlichen Beweis für eine präsideritische Aktivität der Geisweider Aufschiebung hat schließlich BENECKE (1960) erbracht, der den im Abschnitt I d 2 des vorliegenden Kapitels bereits

beschriebenen Aufschluß dieser Störung auf der 1025 m-Sohle (vgl. S. 137) näher untersuchte.

Die tektonisch stark beanspruchten Quarzlinzen im unmittelbaren Hangenden der Hauptstörungsbahn führen kobalthaltigen Arsenkies und sind daher der älteren — präsideritischen — Quarzgeneration zuzuordnen (vgl. dazu Kap. H I a). Ferner klingt auf dieser Sohle das Gangmittel „Glücksmasse“ mit Annäherung an die Geisweider Aufschiebung allmählich aus, und der Siderit wird dabei mehr und mehr von jüngerem Quarz abgelöst.

Das Schwergewicht der bisherigen Untersuchungen im Bereich der Grube „Neue Haardt“ lag stets auf der Analyse der tektonischen Elemente. Eine solche Analyse mußte aber solange unvollkommen bleiben, solange nicht auch die stratigraphischen Verhältnisse im gleichen Maße in die Betrachtungen einbezogen wurden. Zwar hat PHILIPP (1955) seinen Untersuchungen die in der Erstauflage des Blattes Hilchenbach dargestellte Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zugrunde gelegt, aber es ergaben sich gerade aus dieser Situation eine Reihe von Widersprüchen zu den tektonischen Beobachtungen sowie Schwierigkeiten bei der Deutung der geologischen Verhältnisse.

Nach den Ergebnissen der Neuaufnahme liegt die Gangzone zum größten Teil im Bereich von Mittleren Siegener Schichten und stellt eine Abschiebung dar, bei der die Südscholle relativ nach Westen abgesunken ist. Diese Bewegung entspricht dem Regelfall an O-W verlaufenden Diagonalestörungen (LUSZNAT 1968, S. 114). Daß es sich bei der Verwerfung um eine Abschiebung handeln muß, hatte bereits PHILIPP (1955) aus der die Gangzone begleitenden Achsenrampe geschlossen. Freilich beträgt der Abschiebungsbetrag nicht — wie er meinte annehmen zu müssen — einige 100 m. Der Faltenbau ist beiderseits der Störung grundsätzlich verschieden. Die im Liegenden auf etwa 3,5 km streichende Länge nach NO durchhaltenden Faltenstrukturen setzen sich im Hangenden der Gangverwerfung nicht fort. Vielmehr herrscht hier eine Spezialfaltung von geringer Spannweite vor, wie sie sich am Steilhang zum Ferndorfbach im Weidenauer Ortsteil Buschgotthardtschütten zu erkennen gibt. Im Grubengebäude selbst konnte dem Problem des unterschiedlichen Faltenbaus infolge der fehlenden Aufschlüsse innerhalb der liegenden Scholle nicht in ausreichendem Maße nachgegangen werden.

Das synoptische Sammeldiagramm c der Abb. 11 (S. 129) gibt die an den Aufschlüssen im SO-Teil der Dreis-Tiefenbacher Schuppe gemessenen Werte für die Schicht- und Schieferflächen sowie die B- und Delta-Achsen wieder. Für jeden Aufschluß wurden die im entsprechenden Teildiagramm als Mittelwert festgestellten Daten übernommen. Die Schnittkante zwischen Schicht- und Schieferflächen = Delta-Achse ist meistens nicht direkt gemessen, sondern im Teildiagramm über die s_2 - und s_1 -Werte ermittelt worden, was auch für die Faltenachsen in bezug auf die s_2 -Werte gilt.

Aus dem Diagramm lassen sich im einzelnen die folgenden tektonischen Fakten und Beziehungen für den betrachtenden Teilbereich ableiten:

1. Das durch die bereits erwähnte Achsenkulmination südwestlich von Dreis-Tiefenbach gegebene Abtauchen der Achsen nach SW und NO kommt klar zum Ausdruck.
2. Die aus dem NW-vergenten Faltenbau sich ergebende „mittlere Achsenfläche“ streicht 55° und fällt mit 68° nach SO ein. Sie ist als schraffierte Fläche in das Diagramm eingetragen worden. Ihre Raumorientierung deckt sich mit derjenigen des Sattels von Glücksmasse fast genau, die PHILIPP (1955, S. 355) aus den Untertage-Aufschlüssen mit $54,60^{\circ}$ SO abgeleitet hat.
3. Die Flächenpole der ganz überwiegend nach SO einfallenden Schieferflächen liegen mit den s_2 -Flächenpolen mehr oder weniger gestreut auf einem der beiden durch das unterschiedliche Achsenabtauchen gegebenen Großkreise. Faltung und Schieferung sind daher **symmetriekonstant**.
4. Die entweder nach NO oder SW einschiebenden Faltenachsen (B-Achsen) liegen mit der entsprechenden Streuung in der „mittleren Achsenfläche“. Die Neigung der Achsen vollzieht sich also in dieser Fläche. Bei nordöstlichem Achsenabtauchen drehen daher die Achsen mit zunehmendem Neigungswinkel immer stärker in die O-W-Richtung, bei entgegengesetztem Einschieben mehr in die N-S-Richtung ein.

Aus diesen geometrischen Beziehungen geht hervor, daß nicht nur die Schieferung, sondern auch die Achsenneigung der Faltung mechanisch zugeordnet werden kann. Das unterschiedliche Achsenabtauchen ist daher nicht die Folge von jüngeren, der Faltung nachgeordneten Bewegungen, sondern es wurde vielmehr durch eine entsprechende Verstellung der Schichten vor oder zu Beginn der Faltung bereits vorgezeichnet. Die gleichen Beziehungen zwischen Faltung und Achsenneigung ergaben sich nach den Grubenaufschlüssen auch im Bereich der Achsenrampe in unmittelbarer Nachbarschaft der Gangmittel „Neue Haardt“ (PHILIPP 1955, S. 355). Es liegen somit die gleichen tektonischen Verhältnisse vor wie am Eisenzecher Gangzug im Gebiet des Blattes 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968, S. 129).

Wenn auch in den übrigen nicht so gut aufgeschlossenen Bereichen des Blattgebietes entsprechende tektonische Analysen fehlen, so kann doch vermutet werden, daß die Beziehungen zwischen Faltung und Achsenabtauchen dort den gleichen Zusammenhang aufweisen.

Die vorherrschend O-W streichende Gangzone ist im Bereich der Mittel „Glücksmasse“ und „Neue Haardt“ jeweils durch zwei Ganghaken ausgezeichnet. Es werden dabei innerhalb des einzelnen Mittels zwei O-W streichende Gangpartien im Westen und Osten durch einen N-S bis NNW-SSO verlaufenden Gangabschnitt verbunden.

Von diesen Gangverbiegungen hat PHILIPP (1955) diejenigen des Mittels „Glücksmasse“ genauer untersucht und festgestellt, daß sich die entsprechenden Umbiegungsstellen in der Achsenfläche des Sattels und der Mulde von Glücksmasse befinden. Da diese Achsenflächen mit 65 bis 60° nach SO einfallen, stoßen sie zwischen der 700-m- und 835-m-Sohle auf die Geisweider Aufschiebung (vgl. Abb. 16). Über den Doppelhaken des Gangmittels „Neue Haardt“, der besonders schön auf der 300-m- und 360-m-Sohle ausgebildet gewesen sein muß (BORNHARDT 1910, Taf. 3) liegen keine speziellen Untersuchungen vor.

Einem Gutachten von QUIRING (1923 e) ist zu entnehmen, daß diese Gangverbiegungen auf der 520-m-Sohle nicht mehr zu beobachten und auch im Bereich der tieferen Grubenbaue nach QUIRING (1938), THIENHAUS (1948), PHILIPP (1955) und FENCHEL (1956 a) verschwunden waren.

Der Gangverlauf zeigt demnach eine deutliche Abhängigkeit von den Faltenstrukturen der liegenden Scholle. Diese Strukturen setzten sich jedoch im Hangenden der Gangzone nicht fort. Vielmehr herrschen dort – wie bereits erwähnt – Spezialfalten mit geringer Spannweite vor, die auf die Richtung des Ganges keinen Einfluß haben. Offenbar ging nur von den weitspannigeren und auf längere Erstreckung durchhaltenden Falten des Liegenden der Gangzone eine Einwirkung auf deren Formgebung aus.

Die einzelnen bereits primär getrennten Gangmittel sind durch zahlreiche postsideritische Störungen sehr stark zerstückelt worden, wie überhaupt die Gangzone „Neue Haardt“ zu den tektonisch schwierigsten Lagerstätten des Siegerlandes gehört.

Nach THIENHAUS (1954) wird die Gangabschiebung von den kleineren Aufschiebungen innerhalb des Grubengebäudes noch versetzt. Er schließt daraus, daß die Aufschiebungen bewegungsmäßig länger wirksam waren als die Gangabschiebung. Außerdem unterscheidet PHILIPP (1955) unter den post-sideritischen Verwerfungen noch N-S bis NNO-SSW streichende und nach O bis SO einfallende (40 – 60°) sowie mehr oder weniger O-W verlaufende Störungen. Die ersteren gehen – von einer Ausnahme abgesehen – nicht über große Teufen hinweg. Sie erstrecken sich meist in einen Bereich von 40–80 m Tiefe und versetzen den Gang höchstens bis zu 6 m. Das Einfallen der O-W gerichteten Verwerfungen beträgt 40 bis 50° S. Stets ist die südliche Scholle relativ nach W versetzt, wobei die Bewegung meist weitgehend horizontal, aber auch schräg abwärts verlief.

Die im Bereich des Haardter Berges auf der Karte als vermutet eingetragene Aufschiebung ist aus den Grubenaufschlüssen (THIENHAUS 1948) abgeleitet und angenommen worden, weil anders die in diesem Bereich vorliegenden geologischen Verhältnisse nicht sinnvoll zu deuten waren.

In der Gegend von Eckmannshausen klingt der Faltenbau des SO-Teiles der Dreis-Tiefenbacher Schuppe allmählich aus. Die Schichten fallen im Fort-

streichen nach NO mit Winkeln zwischen 45 und 25° recht einheitlich südostwärts ein, während im Raum Afholderbach–Solbach und südlich des Gillers lokal wieder monokline Spezialfalten mit nach SW abtauchenden Achsen auftreten.

Außer der Gangzone „Neue Haardt“ modifizieren noch weitere Diagonalstörungen das tektonische Bild der Schuppe. Diese Störungen, unter denen die N-S gerichteten vorherrschen, ließen sich aus den an ihnen erfolgten Versetzungen der ausgeschiedenen Schichtenabschnitte erkennen.

Die Schieferung, deren Raumorientierung aus der Tafel 3 hervorgeht, tritt in den mehr oder weniger siltigen Tongesteinen der Oberen Siegener Schichten deutlich zurück.

Netphener Schuppe: Der nördliche und mittlere Ast der Siegener Hauptaufschiebung begrenzen eine relativ schmale Schuppe, die nach der Ortschaft Netphen benannt wird. Die Ausstrichbreite bewegt sich zwischen 600 und 1000 m. Entlang der Aufschiebungsbahn des mittleren Astes der Hauptaufschiebung grenzen vom Zinsbach – wo die Störung aus dem Bereich des südlichen Aufschlußblattes 5114 Siegen auf das Blattgebiet übertritt – bis südöstlich des Wittig Ahe-Schichten im Liegenden an verschiedene Schichtenglieder der Mittleren Siegener Schichten im Hangenden der Verwerfung. Der weitere Verlauf nach NO ist dann dadurch gekennzeichnet, daß Freudenberger Schichten im NW an die rauhere Abfolge der Eisernhardt-Schichten stoßen. Die Aufschiebung ließ sich in diesem Teil dadurch auskartieren, daß der relativ scharfe Einsatz von quarzitischen Sandsteinen in Verbindung mit ausgesprochen flaserigen bis bandflaserigen Gesteinstypen sowie lokalen Anhäufungen von Gangquarz ihren Verlauf markiert. In der gleichen Weise wie der nördliche Ast der Siegener Hauptaufschiebung biegt auch deren mittlerer Ast südöstlich von Afholderbach mehr in die O-W-Richtung um und tritt dergestalt auf das Blattgebiet 5015 Erndtebrück über. Die Gesteine sind nach WIEGEL (1957) „durchweg spezialgefaltet und in sich weiter verschuppt (Aufschlüsse am Bernstein, am neuen Sportplatz von Nieder-Netphen und an den Klippen südwestlich Eschenbach); größere Strukturelemente lassen sich aber nicht erkennen“. Die innerhalb der Schuppe auf der Streichlinienkarte (Taf. 1) eingetragenen Raumdaten für die Schichtung sind von WIEGEL (1957) gemessen und vom Verfasser übernommen worden. Sie lassen Art und Ausmaß sowie die Symmetrieverhältnisse des erwähnten Spezialfaltenbaues nicht erkennen. Innerhalb der milderen Tongesteine ist die Schieferung – wie überall in der Schuppenzone – wiederum recht intensiv wirksam gewesen.

Brauersdorfer Schuppe: Der soeben beschriebene mittlere Ast der Siegener Hauptaufschiebung sowie deren südlicher Ast umschließen die nach der Ortschaft Brauersdorf benannte südöstlichste Schuppe der Betzdorf–Weidenauer Schuppenzone. Die als SO-Begrenzung fungierende Aufschie-

bungsbahn erscheint im Blattgebiet nach der Kartierung von WIEGEL (1957³⁰⁾) unmittelbar südwärts der Einmündung des Beienbachs in die Sieg. Sie ist über den Kemmerling und entlang des NW-Hanges der Sandhelle bis in die Gegend östlich von Obernau zu verfolgen, wo ihr Verlauf jedoch nur noch vermutet werden kann, weil dort zu beiden Seiten der Störung Ahe-Schichten anstehen. Innerhalb des übrigen Raumes stoßen entlang der Störung Ahe-Schichten im NW an Freusburger, Gosenbacher und Freudenberger Schichten im SO, da diese Schichten spitzwinklig zur Aufschiebung streichen. Die so begrenzte Schuppe verbreitert sich von SW nach NO. Infolge des unterschiedlichen Streichens zwischen der die nordwestliche Begrenzung bildenden Aufschiebung und den Schichten treten im unmittelbaren Hangenden dieser Störung in nord-östlicher Richtung von den Freudenberger bis zu den Eisernhardt-Schichten immer ältere Schichtenglieder der Mittleren Siegener Schichten auf.

Während die Schichten im liegenden Teil der Schuppe nordöstlich von Netphen bis auf einzelne geringfügige Spezialfalten mit Winkeln zwischen 35 und 55° recht einheitlich nach SO einfallen, ist der hangende Teil durch intensiveren Spezialfaltenbau gekennzeichnet, der im einzelnen aus der Streichlinienkarte (Taf. 1) hervorgeht. Die nordwestvergenten Falten weisen wiederum monokline Symmetrieverhältnisse (vgl. Abschnitt G I a) auf. Zum Teil sind die steiler nach NW einfallenden Faltenflanken leicht überkippt. Der Falten Spiegel ist stets nach SO geneigt. Das Streichen der Faltenachsen liegt bei überwiegendem Abtauchen in südwestlicher Richtung meist zwischen 55 und 62°. Der Schwerpunkt der Abtauchwerte bewegt sich um 10°. Entlang einer südwestlich von Brauersdorf NW-SO verlaufenden Achsenkulmination wechselt das Einschieben der Achsen – wie die Streichlinienkarte (Taf. 1) ausweist – von SW- in die NO-Richtung.

Diese Kulmination setzt sich auch westlich einer N-S streichenden Diagonallstörung fort, denn im Bereich zwischen Windhain – Scharn und Alte Burg schieben die Delta-Achsen ebenfalls nach NO ein. Nach NO abtauchende Faltenachsen treten schließlich noch lokal am Osthang des Söhlers auf. Die innerhalb der tonigen Gesteine intensiv ausgebildeten Schieferflächen fallen ausschließlich nach SO ein. Ihre Raumorientierung ist im einzelnen der Taf. 3 zu entnehmen.

Von den Diagonallstörungen, die das tektonische Bild der Schuppe beleben, sind diejenigen der Umgebung von Brauersdorf durch Schürfarbeiten (LUSZNAT, REINHARDT & WIEGEL 1962) oder durch den Bau des Randweges für die geplante Obernau-Talsperre nachgewiesen worden, während die am Osthang des Söhlers gelegene nur aus den Verschiedenheiten des Faltenbaues abgeleitet wurde.

³⁰⁾ Im Bereich der geplanten Obernau-Talsperre wurde diese Kartierung vom Verfasser 1967 revidiert, ohne daß freilich die Möglichkeit bestand, darüber hinausgehend das gesamte Gebiet entsprechend zu überarbeiten.

Die im Hangenden des südlichen Astes der Siegener Hauptaufschiebung noch zutage tretenden Schichten in der SO-Ecke des Blattgebietes gehören der einheitlichen, jedoch spezialgefalteten SO-Flanke des weiter südwestlich ausstreichenden Siegener Schuppensattels an, der nach NO allmählich in die Betzdorf–Weidenauer Schuppenzone übergeht. Der Faltenbau dieser Schichten entspricht dem der Brauersdorfer Schuppe, während noch eine N-S und O-W gerichtete Diagonalstörung den tektonischen Baustil modifizieren.

III. Baugeschichte

Die Baugeschichte des Blattgebietes läßt sich – wenn auch nur in großen Zügen – nicht allein aus den Beobachtungen innerhalb dieses Bereiches rekonstruieren, sondern es muß dazu noch der größere Rahmen in die Betrachtungen einbezogen werden. Dabei bleiben freilich eine Reihe von Fragen offen, die erst durch weitere Untersuchungen zu klären sind. Außerdem wird die genauere zeitliche Einordnung der tektonischen Vorgänge dadurch erschwert, daß die für eine Datierung notwendigen Abfolgen nach dem Siegenium fehlen.

Geht man von der Prägung des Faltenbaues aus, so ergeben sich zum Teil recht deutliche Beziehungen zwischen den Diagonalstörungen und der Faltung in Form der sogenannten schollengebundenen Faltentektonik (vgl. Abschnitt II). Die Falten haben sich nämlich – wie bei der Beschreibung der Baueinheiten im einzelnen dargelegt – auf beiden Seiten von Diagonalstörungen selbständig entwickelt; freilich gibt es auch derartige Verwerfungen, an denen die Falten lediglich versetzt sind. Diese Verschiedenheit des Faltenbildes, wie sie für einen großen Teil der Diagonalstörungen im Blattgebiet typisch ist, hat bereits THIENHAUS (1954) von mehreren der gut aufgeschlossenen Gangzonen des Siegerlandes beschrieben. Er konnte dabei nachweisen, daß der Unterschied des Faltenbaues nicht auf stockwerkbedingte Disharmonien zurückzuführen ist. Mit dem Ausklingen der Störungen streichen die einzelnen Faltenelemente wieder ohne Unterbrechung gleichmäßig durch. Im Blattgebiet entspricht der größte Teil der Gänge (vgl. Kap. H) Diagonalstörungen, d. h. sie liegen bevorzugt in der N-S- oder O-W-Richtung, wie das auch für den Gesamtbereich des Siegerlandes gilt. Diese Verwerfungen könnten somit in bezug auf den generellen Verlauf der Achsenlinien als Diagonalscherflächen (hkO-Flächen) angesprochen werden, und es liegt nahe, sie von daher zum Beanspruchungsplan der Faltung und Schieferung in Beziehung zu setzen. Es wird noch zu erörtern sein, inwieweit eine solche Deutung für die Erzgänge oder Gangzonen zutrifft; auf die zum Teil verzerrten, lang durchziehenden Diagonalstörungen vom Typ der Randverwerfungen des Müsener Horstes (dieses Kap. II a) läßt sie sich aus folgenden Gründen nicht anwenden:

1. Das an solchen Störungen häufig zu beobachtende Phänomen der schollengebundenen Falten tektonik, zuweilen mit einem nicht aus postorogenen Verstellungen resultierenden sprunghaften Wechsel in der Richtung des Achsenabtauchens verbunden, weist auf eine zu Beginn der Faltung bestehende Existenz dieser Störungen hin.
2. Das Ausmaß der Störungen setzt eine erhebliche Dehnungstektonik voraus, die in dieser Größenordnung aus der Faltung und Schieferung – geschweige denn zu Beginn der Faltung – als Ausdruck orogener Krustenverkürzung nicht abzuleiten ist.

In diesem Zusammenhang ist auch der Tatbestand von Bedeutung, daß das Blattgebiet 5112 Morsbach in besonderem Maße von einer Schollentektonik bestimmt wird (VOGLER 1968), die nach den Untersuchungen von VOGLER (1969, S. 154) „schon prä- oder frühorogen“ angelegt sein dürfte. Dieser Schollenbau greift auch noch in den Bereich des Blattes 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) über.

Die Ursache für eine derartige Schollenzerstückelung, die im Siegerland nicht nur auf den Morsbach–Müsener Schollensattel beschränkt bleibt, ist in der vororogenen Dehnungstektonik während der Geosynklinalzeit des Rheinischen Troges (Kap. E c 2) zu suchen, die KREBS (1968) eingehend behandelt und begründet hat.

Der so vorgegebene Schollenbau mit bereits epirogen verstellten oder weitspannig verbogenen Schichten ist sodann von der orogenen Einengung erfaßt und entsprechend modifiziert worden. Die zum Beanspruchungsplan dieser Einengungstektonik mehr oder weniger in den Diagonalscherrichtungen liegenden Schollengrenzen wurden infolge dieser Lage von der Faltung nicht wesentlich erfaßt, sondern traten vielmehr als Scherfugen in Erscheinung.

Demgegenüber können die Erzgänge zur Faltung des Gebirgskörpers in unmittelbare Beziehung gesetzt werden. Sie sind zum Teil im relativ frühen Stadium der Faltung angelegt worden und haben mit dem Fortgang dieser zunächst als Biegegleitung ablaufenden Beanspruchung in zunehmendem Maße den sich immer mehr differenzierenden Faltenbau deutlich beeinflußt (vgl. dieses Kap. Anschn. II). Das mit Abschiebungen verbundene Aufreißen zu Spalten erfolgte in der Phase der fortschreitenden Biegegleitung. Über den Mechanismus der Spaltenbildung bestehen noch unterschiedliche Auffassungen. THIENHAUS (1954), GIESECKE (1955), KNEUPER (1955), BAUER (1956), LUSZNAT (1968) und mit Einschränkungen LANGENBACH (1962) deuten die O-W und N-S streichenden Erzgänge im Zusammenhang mit der Faltung als Diagonalscherfugen, deren Öffnung ein Ausdruck der Längsdehnung des Gebirgskörpers senkrecht zur generellen Einengungsrichtung ist. VOGLER (1969, 1970) stellt diese Art der Dehnungsbeanspruchung zwar nicht in Abrede, aber sie reicht nach seinen Untersuchungen im Bereich des Blattes 5112 Morsbach nicht aus, um die Anlage und Ausbildung der Erzgänge allein zu erklären. Als bisher

nicht in Betracht gezogene Ursache der Spaltenbildung verweist er auf Spannungen, die sich aus der abweichenden Richtung zwischen vor- und frühorogen angelegten Schichtenverstellungen sowie -verbiegungen und dem späteren Spezialfaltenbau ergeben.

Eine frühe Anlage in bezug auf die Faltung kann auch für die streichenden Störungen abgeleitet werden. Es ist bei der Behandlung der Aufschlüsse im Grubengebäude „Neue Haardt“ (Abschn. II, Dreis-Tiefenbacher Schuppe) ausführlich erörtert worden, daß nach den Untersuchungen von TIENHAUS (1954) und BENECKE (1960) die Geisweider Aufschiebung bereits vor der Vererzung der generell O-W streichenden Gangzone tektonisch wirksam war und daß PHILIPP (1955), der die Aufschiebung für jünger als diese Vererzung hält, eine relativ frühe Anlage nicht ausschließt. Ferner wird der Gangbereich durch eine Schwächzeone gleicher Raumstellung wie die Aufschiebung eindeutig primär beeinflußt.

Im Bereich des Müsener Horstes (Abschn. II, Morsbach-Müsener Schollensattel) versetzt nach den Ergebnissen der Neuaufnahme die Eichener Aufschiebung zwar die in diesem Raum N-S streichenden, zum Teil vererzten Diagonalstörungen, was jedoch der Annahme einer frühen Anlage ebenfalls nicht entgegensteht.

Außerhalb des Blattgebietes liegen weitere Hinweise für die die Faltung beeinflussende Funktion der Aufschiebungen. So ändert sich im Bereich des Blattes Freudenberg (LUSZNAT 1968, S. 131) z. B. entlang der streichenden Eichert-Störung der Faltenbau über große Teufenerstreckung grundsätzlich, ohne daß die Aufschiebung von der Faltung miterfaßt wurde (LANGENBACH 1962). Im Hangenden des ebenfalls streichenden Kulnwalder Zuges (Blatt 5113 Freudenberg) setzen ganz unvermittelt gefaltete Schichten ein. Ähnliche Verhältnisse liegen auch innerhalb des Blattgebietes vor, wo umgekehrt im Liegenden der Geisweider Aufschiebung zwischen Dreisbacher Berg und Herzhausen – scharf einsetzend – intensiver Faltenbau herrscht.

Die fortschreitende Faltung hat innerhalb der durch Diagonalstörungen sowie Aufschiebungen gegliederten Schollen und Schuppen einen ausgeprägten Spezialfaltenbau bewirkt (vgl. Taf. 1), der im Gegensatz zu anderen Bereichen des Siegerlandes (FENCHEL 1955, ROTHAMEL 1957, SCHMELCHER 1960, LUSZNAT 1968, VOGLER 1968) jedoch ausschließlich monokline Symmetrieverhältnisse aufweist. Von den Untersuchungen im SW-Teil der Dreis-Tiefenbacher Schuppe (Abschn. II) ausgehend, kann das beschriebene Achsenabtauchen in den einzelnen Teilbereichen nicht auf eine nachträgliche Verstellung der gefalteten Schichten zurückgeführt werden, sondern es wurde vielmehr – wie aus dem Diagramm c der Abb. 11 (S. 129) abgeleitet worden ist – durch eine entsprechende Schräglage der Schichten vor oder zu Beginn der Faltung bereits vorgezeichnet. Dieser Tatbestand deckt sich mit Vorstellungen, zu denen VOGLER (1968, 1969) aus der tektonischen Analyse des dazu besser geeigneten Blatt-

gebietes 5112 Morsbach gekommen ist. Soweit die Beziehungen zwischen Faltenbau und Schieferflächen in den Bereichen günstiger Aufschlußverhältnisse untersucht werden konnten, sind die s_1 -Flächen den spezialgefalteten Schichtflächen symmetrisch zugeordnet.

Der relativ späte Einsatz der Schieferung während des Faltungsablaufes läßt sich innerhalb des Blattgebietes nicht so gut nachweisen wie in den Räumen der Blätter 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968), 5112 Morsbach (VOGLER, 1968, 1969) und 5213 Betzdorf (LUSZNAT 1970), indessen gibt es einen Hinweis, daß auch hier die gleiche Situation gegeben ist.

Im Bahneinschnitt südlich des Reh-Berges sind die Schichten in der Nachbarschaft der dort aufgeschlossenen und O-W gerichteten Diagonalstörung stark verstellt und streichen 105° bei einem Einfallen mit 70° nach Norden, die Schieferflächen aber durchsetzen diese Schichten mit der gleichen Raumstellung wie in den benachbarten Bereichen eines ungestörten Faltenbaues (vgl. dazu auch LUSZNAT 1968, S. 121). Daher nehmen auch die Delta-Achsen innerhalb des verstellten Schichtenabschnittes eine von den Nachbargebieten völlig abweichende Raumorientierung ein.

Die Schieferung ist also im Blattgebiet auf Grund der erörterten Symmetrieverhältnisse — wenn auch in einem relativ späten Stadium der Verformung, so doch — unter dem gleichen Deformationsplan abgelaufen, der bereits den Faltenbau prägte. Während der Schieferung wurden die bis dahin durch Biegegleitung entstandenen Falten infolge entsprechender Scherbewegungen an den s_1 -Flächen noch weiter überprägt (Scherfaltung). In diese Phase der weiteren Einengung fällt auch die selektive Kleinfaltung. Ferner wirken die schon relativ früh angelegten, während der Faltung aktiven, streichenden Aufschiebungen weiter und kennzeichnen besonders das tektonische Bild der Schuppenzone. Die Bewegungen müssen dabei den Schieferungsvorgang stellenweise überdauert haben, denn an diesen Störungen sind die s_1 -Flächen hier und da verstellt (QUIRING 1923 a, PILGER 1954, VOGLER 1968). Es besteht auch ein deutlicher Zusammenhang zwischen der monoklinen Symmetrie der Spezialfalten und dem Schuppenbau des Blattgebietes, denn in dem tektonisch ganz anders gebauten, nicht verschuppten Raum des Blattes 5112 Morsbach (VOGLER 1968) herrscht ein fast rhombischer Faltenbau vor, der im Bereich des Blattgebietes 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) mit Annäherung an die Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone allmählich in monokline Symmetrie übergeht.

Auf eine anhaltende Aktivität der Aufschiebungen während der Schieferungsphase kann aus der größeren Schieferungsintensität im Bereich der Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone geschlossen werden.

Gerade innerhalb des Blattgebietes wird deutlich, daß diese Intensität nicht nur an die relativ milden Tonschiefer der Unteren Siegener Schichten im Bereich des Siegener Schuppensattels (Blatt 5113 Freudenberg, LUSZNAT 1968) gebunden ist, sondern vielmehr auch die Abfolgen der Mittleren und Oberen

Siegener Schichten umfaßt, soweit sie die einzelnen Schuppen aufbauen. Diese Feststellung ist insofern wichtig, als BREDDIN (1962, S. 265) den beträchtlichen Aufschiebungsbetrag des Siegener Schuppensattels entlang der Siegener Hauptaufschiebung durch die ungewöhnlich starke Hochlängung der aus milden Tonschiefern ³¹⁾ bestehenden Unteren Siegener Schichten gegenüber den weniger hochgelängten Mittleren und Oberen Siegener Schichten im Liegenden der Störung während der Schieferungsphase („innere Deformation“, E. SCHRÖDER 1958) zu erklären versucht.

Zur Beurteilung der zeitlichen Beziehungen zwischen den Erzgängen (Kap. H) und der Schieferung ist man im Gegensatz zu den bisherigen Erörterungen nur auf Beobachtungen angewiesen, die bei der Bearbeitung von Grubenaufschlüssen gemacht worden sind. Im einzelnen wurde festgestellt:

1. Die Gangmittel zeigen zum Teil stärker gestörte primäre Strukturen und sind noch von einer nicht unerheblichen Rekristallisierung (BERG 1938, THIENHAUS 1954, PIETZNER 1957, STADLER 1959, LANGENBACH 1962) erfaßt worden, was auf intensivere tektonische Beanspruchung hinweist.
2. Zuweilen liegen Spat-Trümer, die aus der Zerschlagung von Ganglinsen hervorgehen, zwischen Schieferungsfugen, und gelegentlich sind auch verspatete *si*-Flächen beobachtet worden (BORNHARDT 1910, THIENHAUS 1953, KNEUPER 1955, PAHL 1965).

Die Mineralisation der Gangspalten begann zwar mit deren Aufreißen während der fortschreitenden Faltung, sie war aber in der Schieferungsphase noch im Gange. Es handelte sich dabei nach BERG (1938) und THIENHAUS (1953) um eine allmähliche syntektonische Füllung mit Bewegungen in der Spaltenfläche. Die erwähnte Rekristallisation kann mit der im Gesamtablauf der orogenen Beanspruchung relativ spät einsetzenden Schieferungsphase in Zusammenhang gebracht werden.

Außerdem wurden die Gänge noch durch jüngere Diagonalstörungen, die sich dem Deformationsplan von Faltung und Schieferung ohne weiteres zuordnen lassen, entsprechend zerstückelt, wie das besonders von der Gangzone „Neue Haardt“ (Abschn. II, Dreis-Tiefenbacher Schuppe) beschrieben worden ist (PHILIPP 1955).

Die bereits aus der lokal auftretenden Verstellung der Schieferflächen entlang von streichenden Aufschiebungen abzuleitende lange Aktivität dieser Störungen bestätigen auch Beobachtungen von THIENHAUS (1954), nach denen innerhalb der Grubenbaue im kleintektonischen Bereich an Aufschiebungen gebundene, zu diesen diagonal streichende Zerrklüfte vorkommen, die verspatet sind, während die Gänge in dem behandelten Bereich von kleineren streichenden Aufschiebungen noch zerschert wurden.

³¹⁾ Der Anteil milder Tonschiefer innerhalb der Unteren Siegener Schichten wird von BREDDIN (1962) offensichtlich überschätzt (vgl. dazu LUSZNAT 1968).

Im Zusammenhang mit der Gangbildung ergeben sich noch Schwierigkeiten bei der Deutung einer Erscheinung, auf die HENKE (1922) zuerst hingewiesen hat. Stellenweise zeigt der Verlauf der Gangspalten eine auffällige Abhängigkeit vom Faltenbau dergestalt, daß sich Verkrümmungen in Form von sogenannten Ganghaken bilden, die stets in Richtung der Faltenachsen geöffnet sind. Dabei steht die Schnittkante (Gangachse) der im Haken verschiedenen streichenden Gangteile meistens mehr oder weniger senkrecht zum generellen Abtauchen der Faltenachsen in der weiteren Umgebung des betreffenden Gangmittels. Sie liegt im allgemeinen auch in der Faltenachsenfläche. Jedoch sind nicht alle Verbiegungen der Gangmittel auf den Einfluß von Falten zurückzuführen, und es gibt zahlreiche Gänge, die keine Hakenbildung oder eine solche nur stellenweise trotz intensiv gefalteten Nebengesteins erkennen lassen. BAUER (1956) hat auf den Umstand hingewiesen, daß die meisten bauwürdigen Gangspalten mit den Schichtflächen einen Raumwinkel von 40–50° bilden. Er erklärt das Hakenschlagen als den Versuch der Spalte, die Schichten mit dem energetisch günstigsten Reibungswinkel zu durchschlagen. In solchen Gebieten ist also schon eine deutliche Beeinflussung der Gangbildung vom Faltenbau ausgegangen, was in derartigen Fällen gegen eine relativ frühe Anlage der Gangspalte sprechen würde. Indessen ist es durchaus denkbar und auch wahrscheinlich, daß die Erzgänge nicht alle gleichzeitig entstanden sind. Häufig liegen nun bei Ganghaken die größten Mächtigkeiten in den Umbiegungsstellen, dort also, wo die Spalte senkrecht zum Streichen des Faltenstranges verläuft. Die Öffnung und Füllung solcher Spalten fällt demnach ebenfalls noch in die Phase der wirksamen Längsdehnung des Gebirgskörpers während der tektonischen Beanspruchung. Im Gangbereich „Neue Haardt“ wird die Hakenbildung (vgl. Abschn. II, Dreis-Tiefenbacher Schuppe) von dem weitspannigen Faltenbau im Liegenden der Gangzone bestimmt, der sich innerhalb der hangenden Partie nicht fortsetzt.

Nach GIESECKE, KNEUPER, PHILIPP (alle 1955) und LANGENBACH (1962) ist die Abschiebungsbewegung an den von ihnen untersuchten Gangspalten infolge der erwähnten Beziehungen zwischen der jeweiligen Gangachse und der Faltenachsenfläche in dem Sinne gescheit gewesen, daß sie nur in Richtung der Faltenachsenfläche erfolgen konnte. Aber bereits THIENHAUS (1954) hat darauf hingewiesen, daß die Abschiebungen an den Diagonal-Störungen durchaus nicht immer nach diesem Bewegungsmechanismus abgelaufen sind.

Problematisch ist außerdem noch die Frage, ob die in den Schrägabschiebungen zum Ausdruck kommende Dehnung des Gebirgskörpers allein aus der Reaktion des verformten paläozoischen Schichtenkomplexes zu erklären ist oder ob sich dabei noch tektonische Vorgänge des tieferen Untergrundes nach oben durchpausen.

LANGENBACH (1962, S. 314) möchte solche Vorgänge in Form von Schollenbewegungen „im Endstadium der Faltung“ annehmen, deutet dabei aber auch

die Möglichkeit an, daß man ohne Zuhilfenahme des Untergrundes auskommen könnte, wenn nicht „das lange Aushalten der Achsenrampen“ wäre. Bei der Kartierung haben sich aber lang aushaltende Achsenrampen weder im Bereich der Blätter 5112 Morsbach (VOGLER 1968), 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968) noch im Blattgebiet ergeben.

Alles in allem wird das Blattgebiet durch Störungen gekennzeichnet, die vermutlich bereits im Zuge einer vororogenen Dehnungstechnik wirksam wurden. Die anschließende Prägung der den tektonischen Bau im einzelnen charakterisierenden Bauelemente läßt sich auf Grund der erörterten vielfältigen Beziehungen einem in seiner Gesamtheit einheitlichen Verformungsakt zuordnen, wobei die einzelnen tektonischen Bewegungsabläufe zum Teil eng ineinander greifen und sich des öfteren auch überschneiden.

Wann aber ist nun dieser Verformungsakt in der Entwicklung der variszischen Geosynklinale zum Rheinischen Schiefergebirge anzusetzen? Sowohl THIENHAUS (1954) als auch PILGER (1953 a und b, 1957 a und b) kommen nach eingehender Diskussion dieser Frage zu dem Schluß, daß die erwähnte Beanspruchung auf die bretonische Phase der variszischen Gebirgsbildung zurückgeht, das heißt zwischen dem Oberdevon und tiefsten Unterkarbon liegen muß. Die Wirkung der bretonischen Phase läßt sich im Siegerland selbst nicht nachweisen, weil dort die Sedimente nach dem Siegenium fehlen. Eine kritische Prüfung der Verhältnisse in den Randgebieten des Siegerlandes (LUSZNAT 1968, S. 136) und im Gesamtbereich des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (KREBS 1968) ergibt vielmehr eine im Lahn-Dill-Gebiet frühestens im hohen Unterkarbon einsetzende orogene Beanspruchung, die in der Form einer Faltungswelle allmählich zur subvariszischen Saumtiefe nach NW gewandert ist, deren tektonische Prägung schließlich gegen Ende des Westfals erfolgte.

Sicher sind die variszisch wirksam gewesenen Störungen infolge jüngerer Bewegungen (DEGENS 1955, PÖTTER 1958) — vor allem im Zusammenhang mit dem tertiären Basaltvulkanismus — zum Teil posthum wieder ein wenig aufgelebt, indessen lassen sich wegen der fehlenden Ablagerungen im Blattbereich darüber keine Aussagen machen.

H. Nutzbare Lagerstätten

I. Erzlagerstätten

Die Erzlagerstätten treten ausschließlich in Form hydrothormaler Erzgänge auf. Sie führen vorherrschend Spateisenstein (Siderit) und gehören einer Lagerstättenprovinz an, die als Siegerländer-Wieder Gangbezirk bezeichnet wird. Der Bezirk umfaßt ein Gebiet von etwa 3 000 km². Er wird im Südwesten vom Rhein begrenzt und reicht in südlicher Richtung bis in die Gegend um Bad Ems. Nach Westen und Nordwesten ist die Provinz durch eine vererzungsarme Zone von dem Bensberger Pb-Zn-Bezirk getrennt, während sie sich im Norden bis in den Raum zwischen Olpe und Müsen erstreckt. In diesem Raum sind die Gangvorkommen recht ungleichmäßig verteilt. Es ergeben sich daher hervortretende Unterschiede in der Höffigkeit (THIENHAUS 1956, HOFFMANN 1952, 1964, FENCHEL, LUSZNAT & VOGLER in BOSUM et al. im Druck). Einen besonderen Schwerpunkt bildet das Siegerland im nordöstlichen Teil der Provinz. Die weitaus meisten Gänge liegen dort im Bereich der Blätter 5113 Freudenberg, 5213 Betzdorf und 5114 Siegen (HUNDT et al. 1887, BORNHARDT 1910, 1912, BREDDIN 1926, 1949, HENKE 1928, 1934, KLÖSS & THIENHAUS 1952, THIENHAUS 1956, LANGENBACH 1962). Innerhalb des Blattgebietes läßt die Höffigkeit erheblich nach. Die Gänge sind dort, wie aus der Taf. 4 hervorgeht, ganz überwiegend auf den Raum Hüttental – Dreis-Tiefenbach im Südwesten und den Müsener Horst (vgl. Kap. G II a) im Norden konzentriert. Obwohl noch nicht alle Vorkommen – besonders im Müsener Horst – erschöpft sind, ist der Erzbergbau innerhalb der gesamten Lagerstättenprovinz 1965 völlig zum Erliegen gekommen, weil ausländische Erze unter günstigeren Bedingungen eingeführt und verhüttet werden können. Die historische Entwicklung der Erzgewinnung und -verarbeitung im Siegerland hat SCHNEIDER (1934) eingehend dargelegt. Sie läßt sich bis in die vorgeschichtliche Zeit (Latène-Zeit, ca. 500 v. Chr.) zurückverfolgen (KRASA 1933, 1955). Ausführliche Angaben über die Aufbereitung der Siegerländer Erze findet man bei GLEICHMANN (1955).

Da zur Zeit eine umfassende Erzmonographie in Vorbereitung ist, erübrigt sich im folgenden eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Vorkommen.

Für den Bereich des Müsener Horstes ist man nur auf die ältere Literatur angewiesen (BECHER 1789, BLUHME 1856, JUNG 1841, NÖGGERATH 1863, HUNDT et al. 1887, BAUMANN 1909, BORNHARDT 1910, 1912, DENCKMANN 1911, HAACK

1925), weil der Bergbau dort schon vor Beginn unseres Jahrhunderts allmählich ausklang. Es fehlt daher für diesen Raum nicht nur eine moderne mineralogisch-lagerstättenkundliche Bearbeitung, sondern auch eine heutigen Anforderungen gerecht werdende Aufnahme der Untertageaufschlüsse.

Auf die Gangbildung als Voraussetzung der Vererzung ist bereits bei der Erörterung des tektonischen Baues und der Baugeschichte eingegangen worden (Kap. G). Im folgenden Abschnitt werden daher nur noch die Mineralführung der Gänge, deren Anordnung und Verbreitung in Abhängigkeit von den Baueinheiten sowie die Ursachen der Vererzung behandelt, wobei natürlich über den relativ engen Rahmen des Blattgebietes hinausgegangen werden muß.

a) Mineralführung der Gänge

1) Erzminerale

Aus allen auf der Grundlage des BORNHARDT'schen Werkes (1910, 1912; darin auch KRUSCH 1912) durchgeführten Untersuchungen (SCHNEIDERHÖHN 1923, 1941, HENNING 1926, RÜCKERT 1927, HÜTTENHAIN 1932, 1938, 1963, PIETZNER 1957, STADLER 1959, STADLER in BOSUM et al. im Druck) geht hervor, daß der Siderit mengenmäßig bei weitem überwiegt. Er konnte auf fast allen Gangvorkommen nachgewiesen werden. Die übrigen Erzminerale treten gegenüber dem Eisenspat sehr stark zurück. Innerhalb der Oxydationszone des jeweiligen Gangbereiches, die über 60 m tief reichen kann, ist der Siderit mehr oder weniger in Brauneisen umgewandelt worden. Dieses Erz wurde in früheren Zeiten gewonnen, als sich der Bergbau noch auf die obersten Sohlen beschränkte.

Unter den Begleitmineralen des Brauneisens stehen Psilomelan und Manganit an erster Stelle. Ferner treten noch brauner und schwarzer Glaskopf, Pyrolusit, drusiger Quarz sowie verschiedene Verwitterungsbildungen der sulfidischen Erze auf. Seit der Jahrhundertwende ging der Bergbau nur noch in der Primärzone der Gänge um. Die eingangs erwähnten mineralogischen Untersuchungen wurden daher vorwiegend in dieser Zone durchgeführt. Unter den Eisenerzmineralien besaß neben dem Siderit lediglich noch der Eisenglanz zum Teil in Verbindung mit Rotspat örtlich wirtschaftliche Bedeutung. Eisenglanz und Rotspat sind im Blattgebiet auf den Raum Hüttental – Dreis-Tiefenbach beschränkt.

Von den im ganzen sehr zurücktretenden sulfidischen Erzen müssen vor allem Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende genannt werden. Sie wurden stellenweise in wechselndem Maße entsprechend ihrem jeweiligen Auftreten bergmännisch gewonnen.

Im Bereich des Blattes Hilchenbach kennzeichnen derartige Vorkommen besonders den Müsener Horst. Dort haben Bleiglanz und Zinkblende auf einer

Reihe von Gängen in den oberen Teufen bauwürdige Konzentrationen erreicht, und stellenweise sind dort auch Kupferkies und Kobaltnickelkies vorübergehend Gegenstand einer Gewinnung gewesen.

Der Siderit führt in der Regel nach SCHNEIDERHÖHN (1941) neben einem bemerkenswerten Gehalt an Mangancarbonat (15,7% = 7,5% Mn) noch Magnesiumcarbonat und etwas Calciumcarbonat, die alle isomorph in das Eisen-carbonatgitter eingebaut sind. BORNHARDT (1910) gibt aus 31 Analysen der verschiedensten Fundorte einen durchschnittlichen Mangananteil von 7,1% an. Es handelt sich also um einen manganreichen Spateisenstein, der meist durch primäre Begleitmaterialien in feinsten Verteilung (häufig älterer Kupferkies, seltener Pyrit) noch einen geringen Gehalt an Schwefel und Kupfer aufweist. Ferner sind dem Roherz geringe Reste von Quarz und Nebengestein beige-mengt. Das gewonnene Rohhaufwerk der zuletzt gebauten Gruben hatte im Durchschnitt folgende Zusammensetzung (GLEICHMANN 1964).

Fe	29 — 31%
Mn	5 — 6%
SiO ₂	16 — 20%
CaO	0,8 — 1%
MgO	2 — 3%
Cu	0,1 — 0,3%
S	0,2 — 0,5%

Der stoffliche Bestand des Siderites verändert sich innerhalb der Abbauzone einer Grube auffälligerweise nicht. Dagegen wurden geringe Unterschiede von Grube zu Grube festgestellt (PIETZNER 1957, HANNAK 1964).

Die Struktur des Spateisensteins kann dicht bis grobkörnig sein, wobei die Verteilung der Korngrößen sehr unterschiedlich ist und keiner erkennbaren Gesetzmäßigkeit unterliegt. Nach den Untersuchungen von PIETZNER (1957) und LANGENBACH (1962) darf angenommen werden, daß der grobkörnige Spat zum Teil durch Rekristallisation der feinkörnigeren Varietäten entstand. In diesem Zusammenhang taucht ein zum gegenwärtigen Zeitpunkt noch nicht befriedigend gelöstes Problem auf. Es geht dabei um die Frage, ob mehrere Generationen von Siderit im Sinne einer neuen Stoffzufuhr vorhanden sind (HÜTTENHAIN 1963), oder ob es sich vielleicht nur um eine Generation handelt, die während der Ausscheidungsfolge durch Rekristallisation in situ (Mobilisierung und Umbildung) den Eindruck mehrerer Nachschübe hervorruft. Daß der Rekristallisation eine größere Bedeutung zukommt, als bisher angenommen wurde, hat vor allem PIETZNER (1957) hervorgehoben.

In bezug auf die Anordnung der Körner im Raum treten richtungslose sowie ebenflächige Texturen (Bänderung) auf. Während die Bänderung des Siderits

häufig parallel der Salbänder verläuft (z. B. LANGENBACH 1962), konnte PIETZNER (1957) auf der Grube Georg (Bl. 5411 Dierdorf) im Wieder Teilbezirk keine derartige Regel erkennen. Vielmehr sind dort die richtungslosen Texturen in einem ganz allgemeinen Sinne bevorzugt an mächtige Ganganswellungen, insbesondere aber an tektonisch stark beanspruchte Gangteile gebunden. Die Lagentexturen finden sich häufig unabhängig von der Mächtigkeit in gleichmäßig ausgebildeten Gangabschnitten. Daneben lassen sich des öfteren auch Brekzienbildungen und Reliktstrukturen von Siderit und Quarz beobachten, die vor allem an intensiv durchbewegte Gangpartien gebunden sind.

Der Eisenglanz (Hämatit) tritt einerseits in selbständigen Gängen auf, die meist aus porösen Massen bestehen. Andererseits sind auch allmähliche Übergänge vom Eisenspat zum Hämatit bekannt. So ist der sogenannte Rotspat lediglich eine Übergangsform, dessen Rotfärbung durch feinstkristallinen Eisenglanz in den Strukturflächen des Siderits hervorgerufen wird. Die Bildung von Eisenglanz und Rotspat ist eindeutig jünger als die Hauptmasse des Siderits und des noch zu erörternden Milchquarzes. Sie hat nach HÜTTENHAIN (1932) und STADLER (1959) ihre Ursache in relativ metallarmen, hochthermalen, aufsteigenden Lösungen.

Den sulfidischen Erzen kommt im Blick auf die Gesamtmasse der Gangfüllung nur eine recht untergeordnete Bedeutung zu. Ihre Stellung innerhalb der Ausscheidungsfolge ist zum Teil noch umstritten, jedoch kann auf diese Probleme, die neuerdings von STADLER (in BOSUM et al. im Druck) übersichtlich dargestellt wurden, im Rahmen dieser Erläuterungen nicht speziell eingegangen werden.

Schwefelkies und Kupferkies stehen in bezug auf die Verbreitung an erster Stelle. Sie treten meist nesterartig auf oder sind der Gangmasse in Trümmern, Schnüren oder Adern eingelagert. Der erstere liegt in seinen beiden Varietäten – Pyrit und Markasit – vor. Er ist nach HÜTTENHAIN (1932) in drei Generationen ausgebildet, von denen die erste präsideritisches Alter haben soll. Die Mineralisation des Kupferkieses erfolgte im wesentlichen erst am Ende der Hauptvererzung, die durch die Fixierung des Siderites, Schwefelkieses, Milchquarzes und der Zinkblende gekennzeichnet ist.

In der Reihenfolge nach der Häufigkeit folgen Zinkblende und Bleiglanz, die beide zu den wichtigsten Sulfiden der Hauptvererzung gehören und in der Regel gemeinsam vorkommen. Sie erscheinen entweder als schmale Trümer, die häufig an die Nähe der Salbänder gebunden sind, oder durchziehen recht unregelmäßig die jeweilige Gangfüllung. In den oberen Partien einzelner Gänge haben sie sich zum Teil so angereichert, daß auf ihnen ein ausgesprochener Pb-Zn-Bergbau umgegangen ist. Mit zunehmender Teufe treten jedoch nicht nur die Blei- und Zinksulfide, sondern auch diejenigen anderer Metalle zurück, so daß ausgesprochene Blei-Zink-Gänge in mehr oder weniger

reine Sideritgänge übergehen können, wobei die Zinkblende eine etwas größere Tiefenreichweite zu besitzen scheint.

Darüber hinaus weist die Gangmasse noch eine Reihe von überwiegend sulfidischen Erzmineralien auf, die – von dem bereits erwähnten Kobaltnickelkies im Müsener Horst abgesehen – jedoch nur mineralogische Bedeutung haben und sich zum Teil sehr sporadisch hier und da einmal einfinden.

Die Kobalt-Nickel- und Wismuterze werden durch Kobaltglanz, Gersdorffit und Ullmannit (Korynitreihe), kobalthaltigen Arsenkies, sowie gediegen Wismut, Wismutglanz, Wismut-Fahlerz, Klaprothit, Wittechinit, Hauchecornit und Linneit vertreten. Dazu kommen noch die Antimonsulfide Bournonit, Boulangerit, Fahlerz, Jamesonit und Antimonit.

Auf keinem der einzelnen Gänge kommen die erwähnten Erzmineralien in ihrer Vielfalt vor, vielmehr sind zahlreiche Lagerstätten des Siegerlandes relativ arm an solchen Mineralkomponenten. Eine ganze Reihe dieser Erzminerale läßt sich nur unter dem Mikroskop erkennen und identifizieren. Die Hauptmasse der sulfidischen Erze ist jünger als die wesentliche Ausscheidung des Siderites und als der größte Teil des Milchquarzes. Präsideritisch sollen nach HÜTTENHAIN (1932) vor allem die Minerale des Kobalts und Nickels, sowie ein wismuthaltiger Ullmannit sein. PIETZNER (1957) und BENECKE (1965) kommen dagegen in ihren allerdings sehr eng begrenzten Untersuchungsgebieten zu dem Ergebnis, daß sich dort erst nach der primären Sideritbildung eine Kobaltanreicherung in Begleitung von Nickel und Wismut einstellte. Ebenso bestehen auch noch unterschiedliche Auffassungen über die Einordnung der Antimonsulfide, die HÜTTENHAIN (1932) genetisch mit dem tertiären Vulkanismus in Zusammenhang bringt, während PIETZNER (1957) diese Erzminerale im Bereich der Gangmasse zur Hauptvererzung stellt und nur den Vorkommen auf jungen Querklüften eine genetische Sonderstellung einräumt. In diesem Zusammenhang sei noch darauf hingewiesen, daß auf derartigen Querklüften auch noch andere der erwähnten sulfidischen Erze auftreten können.

2) Gangarten

Unter den Gangarten spielt der Quarz die wichtigste Rolle. Er fehlt in keinem der Gänge und kann innerhalb einzelner Partien einen großen Anteil an der Gangausfüllung haben. Mengenmäßig steht er nach dem Siderit an zweiter Stelle. Rein beschreibend sind Quarztrümer, -bänder, -flecken und -nester zu unterscheiden. Diese Ausbildungsformen stehen in engem Zusammenhang zu denjenigen des Siderits. So ist der Quarz häufig ein Bestandteil der lagigen Texturen des Spateisensteins und an der Durchtrümerung des Nebengesteins sowie an den erwähnten Brekzienbildungen und Reliktstrukturen des Siderits beteiligt. HÜTTENHAIN (1932, 1963), der in seiner Sukzessi-

onsreihe die Paragenesen vieler Gruben des Siegerländer — Wieder Gangbezirktes vereinigte, unterscheidet mehrere Quarzgenerationen. Die älteste (Quarz I) hat präsideritisches Alter und wird allgemein als „grauer Quarz“ bezeichnet. Der Milchquarz (Quarz II) repräsentiert die zweite Generation, während sich die jüngeren auf postsideritische Störungen und junge Querklüfte beschränken.

Der Milchquarz bildet auf allen Lagerstätten die Hauptmenge des an der Spaltenfüllung beteiligten Quarzes. Er ist ein intensiver Verdränger des Siderits und daher im großen und ganzen jünger als der letztere. Die räumliche Verteilung des Milchquarzes innerhalb der Gangmasse ist recht unterschiedlich. Stellenweise nimmt er derartig zu, daß die betreffenden Gangteile bis zur Unbauwürdigkeit verquarzt sein können. Während man in früheren Jahren zu der Ansicht neigte, daß mit solchen verquarzten Gangbereichen ein nach der Teufe durchgehendes Quarzstockwerk erreicht ist, haben neuere Untersuchungsarbeiten (THIENHAUS 1956) diese Ansicht nicht bestätigt. Auf den Gruben Füsseberg (Bl. 5213 Betzdorf) und Eisenzecher Zug (Bl. 5113 Freudenberg, LUSZNAT 1968, S. 140) verbesserte sich die Sideritführung und Gangmächtigkeit nach dem Durchteufen einer je 200 — 250 m mächtigen Verquarzungszone zur Tiefe wieder in zunehmendem Maße. Nach unten zugehende Ganglinsen scheinen häufig einen „quarzigen Bodensatz“ zu bilden. Innerhalb des bergmännisch erschlossenen Lagerstättenbereichs ist daher mit solchen Zonen nicht in jedem Falle schon das in größeren Tiefen wahrscheinlich zu erwartende sterile Quarzstockwerk erreicht. Im allgemeinen wird auch an den jeweiligen Gangenden oder Enden selbständig gewordener Gangmittel die Milchquarzföhrung besonders groß. Das primäre Aufreißen der Spalten war offenbar während des Milchquarz-Absatzes noch nicht abgeschlossen. So scheint die Verquarzung unter anderem nicht unwesentlich von spaltentektonischen Einflüssen abzuhängen.

Der bereits erwähnte graue Quarz (Quarz I) ist älter als der Siderit und hat gegenüber dem Milchquarz in der Regel auch eine feinkörnigere Struktur. Er nimmt durch dispers verteilte Sulfide — vor allem kobalthaltigen Arsenkies (SCHÖNE-WARNEFELD 1960, LANGENBACH 1962, BENECKE 1965) — und relativ viel Nebengesteinsmaterial in feinsten Verteilung meist eine graue Farbe an. Der so gegenüber dem Milchquarz gekennzeichnete graue Quarz kommt in Form von Bruchstücken oder als Kluftmineral vor und hat sehr häufig das Nebengestein sowie die Salbänder der Gänge unregelmäßig durchwachsen. Die älteste Quarzgeneration scheint nach den Untersuchungen von PIETZNER (1957) nicht in allen Bereichen der Lagerstättenprovinz ausgebildet zu sein.

Außer dem Quarz trifft man unter den Gangarten gelegentlich noch Ankerit-Dolomit und im Bereich des Müsener Horstes vereinzelt auch Schwerspat an.

b) Ausbildung und Anordnung der Gänge

Die einzelnen Gänge sind im Streichen und Einfallen linsenförmig gebaut (HENKE 1934) und schieben mit ihrer Längsachse mehr oder weniger steil nach der Teufe ein. Sie ordnen sich teilweise in Form von Gangzügen an, bei denen mitunter eine deutlich erkennbare Spalten- und Trümerverbindung besteht. Innerhalb derartiger mehr oder weniger breiter Gangzüge (vgl. Bl. Freudenberg, LUSZNAT 1968, S. 142–134) liegen die einzelnen Gangmittel in der N-S-Richtung im allgemeinen rechtsgestaffelt und in der O-W-Erstreckung linksgestaffelt. Örtlich weichen die jeweiligen Ganglinsen auch von dieser Regel ab, oder in ihrer Aufeinanderfolge wechseln verschiedene Gangrichtungen ohne eine bestimmte Gesetzmäßigkeit. Der Anordnung in Gangzügen stehen häufig auch Gangvorkommen gegenüber, die ohne erkennbare Regelmäßigkeit mehr oder weniger verstreut sind. Ebenso wie im Streichen werden die linsenförmigen Ganganschwellungen nach der Teufe zu durch sogenannte „Ersatzspalten“ abgelöst, wie das innerhalb des Blattgebietes besonders anschaulich die bedeutende Gangzone Neue Haardt (vgl. S. 155 und Abb. 16) demonstriert.

Die durchschnittlichen Mächtigkeiten der bauwürdigen Erzkörper liegen zwischen 2 und 6 m. Gelegentlich werden Werte um 10 m und selten einmal mehr erreicht (Grube Neue Haardt, Stahlberger Stock). Unter günstigen Verhältnissen hat man auch geringmächtigere Vorkommen abgebaut.

Die Verteilung der Gänge und ihre unterschiedliche Anordnung im Blattgebiet geht aus Taf. 4 hervor. Sie ist auf zwei Gebiete bevorzugter Höffigkeit beschränkt, die nachstehend im einzelnen behandelt werden. Diese Ganggebiete befinden sich innerhalb verschiedener Bauseinheiten (vgl. Kap. G II). Die auf der geologischen Karte und der Tafel 4 eingetragenen Gangvorkommen wurden in Verbindung mit den über Tage meist noch zu beobachtenden Pingenzügen aus der Gangkarte des Siegerlandes (1908, 1910) übernommen, soweit es sich nicht um einzelne Fundpunkte handelt. Die erwähnte Gangkarte gibt auch über die bergmännische Felderaufteilung Auskunft, so daß sich deren Darstellung erübrigt.

1) Betzdorf--Weidenauer Schuppenzone

Im Südwesten des Blattgebietes tritt eine Anhäufung von Erzgängen auf, die an die Dreis-Tiefenbacher Schuppe (vgl. Taf. 2) im Hangenden der Geisweider Aufschiebung (Kap. G I d)2) gebunden ist. Dieser Gangraum reicht vom Gebiet um Niederschelden im Südwesten (Bl. 5113 Freudenberg, LUSZNAT 1968, S. 143) bis in die Gegend von Dreis-Tiefenbach. Er wird als Schmiedeburger Gangzug (SCHMEISSER 1883, THIENHAUS 1956) bezeichnet. Die Führung von Eisenglanz und Rotspat auf einer Reihe von Gängen geben dem

Gangbereich ein hervortretendes Gepräge. Der höffige Gangraum fällt innerhalb der Schuppe in auffallender Weise mit demjenigen Teilgebiet zusammen, das einen relativ intensiven Faltenbau aufweist (vgl. Taf. 1). Es handelt sich vorherrschend um isolierte Gänge verschiedener Richtungen, unter denen im Blattbereich die generell O-W verlaufende Gangzone Neue Haardt in Hüttental-Weidenau besonders hervortritt (vgl. S. 155). Sie ist auch das am besten untersuchte Vorkommen des Blattgebietes, so daß im folgenden darauf näher eingegangen wird. Die meisten Gänge im Bereich des Schmiedeberger Gangzuges setzen in Mittleren Siegener Schichten auf.

Der Bergbau hatte in diesem Gangraum seine Blüte in der zweiten Hälfte des vergangenen und am Anfang dieses Jahrhunderts. Er kam nach dem ersten Weltkrieg allmählich zum Erliegen. Innerhalb des Blattgebietes wurde nur die Grube Neue Haardt bis zum Jahre 1961 betrieben.

Seit alters her (SCHMEISSER 1883) sind die Gangmittel (vgl. S. 155) dieser bedeutenden Grube des Siegerlandes neben dem Spateisenstein durch ihre Eisenglanz- und Rotspatführung bekannt. In den oberen Teufen herrschten diese jüngeren Erzminerale gegenüber dem älteren Siderit offenbar vor (HUNDT et al. 1887, BORNHARDT 1910, 1912). Während der Eisenspat nach der Teufe zugenommen hatte – von der 835-m-Sohle sogar relativ stark – verlagerte sich die jüngere Paragenese Eisenglanz-Rotspat unter ständigem Rückgang aus dem Mittel Glücksmasse über das Gangstück Potsdam zum Mittel Spandau (vgl. Abb. 16). Innerhalb des 1959 neu aufgeschlossenen Gangstückes „Dr. Röpke“ war jedoch umgekehrt zu beobachten, daß der Siderit im Niveau der 925-m-Sohle vorherrschte, auf der 975-m-Sohle aber gegenüber der wesentlich stärker gewordenen Eisenglanz- und Rotspatführung zurücktrat (STADLER 1959).

Dieser Umstand kann wohl als ein überzeugendes Argument für die These einer aszendenden Genese dieser Erzminerale angesehen werden, im Gegensatz zu BORNHARDT (1910), der eine Umwandlung von Siderit durch aride Verwitterungsvorgänge in Verbindung mit deszendenden Salzwässern annahm.

Der Bergbau ist entsprechend der Mineralführung nur auf Spateisenstein, Rotspat und Eisenglanz umgegangen. Er hatte, als die Grube im Jahre 1961 aufgelassen wurde, eine Teufe von 1075 m erreicht. Die durchschnittliche Monatsförderung bewegte sich in den letzten Jahren um 10 000 t (BENECKE 1960). Davon entfielen 85% auf Siderit, 10% auf Rotspat und 5% auf Eisenglanz bei einem ganz geringen Kupferanteil von 0,04%.

Unter den Gangarten stand der Quarz an erster Stelle. Im Gangbereich traten nach STADLER (1959) die Milchquarzphase (Quarz II) und eine weitere Generation auf, die jünger als die Eisenglanz-Rotspat-Vererzung sein muß. Im Mittel Glücksmasse reicherte sich der Milchquarz nach unten deutlich an.

Doch kann diese Entwicklung noch nicht als Annäherung an die sterile Gangwurzel gedeutet werden, denn das Mittel Potsdam sowie die auf S. 157

erwähnten Parallelgänge Flunder und Hering zeigten mit zunehmender Teufe wieder eine gute Gangausbildung. Als weitere Gangart ist Ankerit-Dolomit im Gangbereich und Nebengestein relativ weit verbreitet.

Die im ganzen eintönige Gangführung wurde schließlich noch durch die spärlich vorhandenen beibrechenden Sulfide Kupferkies und Pyrit ein wenig aufgelockert. Innerhalb der oberen Gangbereiche sollen nach HUNDT et al. (1887) auch noch Kupferglanz und Buntkupfererz etwas häufiger vorgekommen sein.

Diesen mit bloßem Auge erkennbaren Gangmineralien standen nach den Untersuchungen von STADLER (1959) — mindestens in den tiefsten Sohlen — noch folgende, nur mikroskopisch zu identifizierende Mineralien in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit gegenüber: Bornit, Kupferglanz, Nadeleisenerz, Linneit, Fahlerz, Bournonit, Wismutglanz, Covellin, Bleiglanz, Gold und Magnetkies.

Im Gebiet zwischen der Gangzone Neue Haardt und Dreis-Tiefenbach liegen noch die unbedeutenden Vorkommen Nordstern (mit Eisernes Seifen), Hermannsseggen, Steigerberg und Freundschaft (vgl. Taf. 4). Es handelt sich um geringmächtige, NNW-SSO bis O-W streichende, kurze Mittel, die Eisenglanz, Rotspat und Siderit führten. Die Mächtigkeiten der in der Regel südwest- bis südwärts fallenden Gänge blieben im allgemeinen unter einem Meter. Nur beim Vorkommen Nordstern sind örtlich Werte bis 2 m erreicht worden.

Dieses Vorkommen wurde 1873 im Gegensatz zu den übrigen Mitteln, die alle nur bis zur jeweils tiefsten Stollensohle gebaut worden sind, durch einen Schacht 67 m tief unter das Niveau des Ferndorf-Tales erkundet. Die Gangverhältnisse hatten sich jedoch in dem untersuchten Teufenbereich so verschlechtert, daß der Bergbau bereits 1879 zum Erliegen kam. Das Vorkommen Nordstern besaß seinerzeit durch die ausgezeichnete Qualität des Eisenglanzes einen über die Grenzen des Siegerlandes hinausgehenden Ruf. Es wurde später von der Grube Neue Haardt aus angefahren und im Niveau der 81-m-Sohle noch einmal abgebaut.

Die Tiefenentwicklung der anderen Gänge des Gebietes war bis zu Beginn der fünfziger Jahre dieses Jahrhunderts noch recht unbekannt. Sie wurde erst zu diesem Zeitpunkt durch eine auf der 81-m-Sohle der Grube Neue Haardt in NO-Richtung angesetzte und bis in den Bereich von Steigerberg vorgetriebene Erkundungsstrecke untersucht (THIENHAUS 1950, FENCHEL 1956 b).

Bei diesen Untersuchungsarbeiten bestätigten sich die bereits auf der Grube Nordstern gemachten Erfahrungen, denn auch die Mittel Hermannsseggen und Steigerberg zeigten zur Teufe hin eine zunehmende Verschlechterung der Gangausbildung.

Innerhalb der Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone verlieren die Gangvorkommen östlich und nordöstlich der Linie Dreis-Tiefenbach — Eckmannshausen

rasch an Bedeutung. Sie werden auch nicht mehr zum Schmiedeberger Gangzug gerechnet. Bauwürdige Vorkommen treten kaum noch auf. Meistens handelt es sich um einzelne Fundpunkte, die zum Teil zwar untersucht, aber bergmännisch nie genutzt worden sind.

Nördlich von Beienbach hat die Grube **Schnellenberg** um die Jahrhundertwende mit kleineren Unterbrechungen ein gleichnamiges N-S-streichendes, 1 bis 1,5 m mächtiges Eisenspatmittel abgebaut, das sich jedoch nach der Teufe verschlechterte und auf der 110-m-Sohle völlig verdrückt war.

Die in der unmittelbaren Umgebung des Vorkommens liegenden Erzfelder **Gute Hoffnung** (Pb, Cu, Zn), **Zufälliglück** (Fe, Cu), **Kleeblatt** (Fe, Pb, Cu, Zn), **Morgenröthe** (Fe, Pb, Cu, Ni), **Schnellenberg III** (Ni, Sb) und **Schnellenberg IV** (Ni, Sb) sind von der Grube **Schnellenberg** aus untersucht worden, ohne jedoch je eine nennenswerte Erzförderung gebracht zu haben.

Weiterhin ist im vergangenen Jahrhundert noch auf dem N-S verlaufenden geringmächtigen und nur kurzen Gangmittel **Bleizeche** nordwestlich von **Ruckersfeld Bergbau** im Stollenniveau umgegangen. Es wurden Bleierze und Zinkblende sowie Spateisenstein gewonnen.

Die übrigen Vorkommen sind lediglich Fundpunkte, auf die Erzfelder verliehen wurden und zwar: **Bund** (Fe, Mn) nordwestlich **Eckmannshausen**, **Friedrich Wilhelm** (Fe, Mn) südlich **Herzhausen**, **Reichsapfel** (Fe) am **Burggraben** nördlich **Netphen**, **Waidmann** (Fe, Cu, S) südwestlich von **Herzhausen**, **Kupferberg** (Pb, Cu) nördlich **Frohnhausen** sowie **Irene** (Pn, Zn) und **Rosamunde** (Pb, Cu, Zn) östlich **Vormwald**.

2. Giebelwald-Mulde

Die tektonische Einheit der Giebelwald-Mulde im Liegenden der Geisweider Aufschlebung ist eine fast erzfreie Zone. Es sind außer dem Pb-Zn-Gang **Andreasberg** der Grube **Friederike** südlich von **Allenbach** nur wenige Fundpunkte bekannt geworden: **Steinberg** (Fe) bei **Klafeld**, **Glückhilf** (Fe) bei **Dillnhütten** und **Johannesberg** (Fe) bei **Obersetzen**.

Der soeben erwähnte, geringmächtige Gang **Andreasberg** ist zwischen 1717 und 1923 wiederholt Gegenstand bergbaulicher Gewinnung gewesen. In den verschiedenen Betriebsperioden wurden in stets nur geringen Mengen **Zinkblende**, **Fahlerz** und **silberhaltiger Bleiglanz** gefördert.

3. Morsbach—Müsener Schollensattel

Der zweite bedeutende Gangraum befindet sich innerhalb des **Morsbach—Müsener Schollensattels**. Er fällt — von wenigen Vorkommen abgesehen — mit der als **Müsener Horst** bezeichneten Baueinheit zusammen (Kap. G II a),

in der die vermutlich ältesten Schichten des Blattgebietes (Kap. E I a) ausstreichen.

Dieses als MÜSENER ERZBEZIRK (W. E. SCHMIDT in FUCHS & W. E. SCHMIDT 1932, S. 36) bezeichnete Gebiet ist im wesentlichen durch zahlreiche N-S bis NNW-SSO verlaufende Gänge gekennzeichnet. O-W streichende Gangmittel sind selten. Ausgesprochene Gangzüge treten nicht auf, wenngleich sich einzelne Vorkommen auch durch mehrere hintereinander liegende Gangmittel aufbauen.

In der Hauptsache hat der Gangraum — nahe der Nordgrenze des Siegerländer—Wieder Gangbezirkes — Blei- und Zinkerze geliefert. Der Siderit trat demgegenüber insgesamt zurück. Die Förderung erreichte im vergangenen Jahrhundert ihren Höhepunkt, und der Bergbau dieses Gebietes kann auf eine lange Tradition zurückblicken. Bereits 1313 wurde die Grube Stahlberg nordwestlich von Müsen urkundlich erwähnt (HUNDT et al. 1887, S. 214). Sie muß — wie aus der Urkunde hervorgeht — zu diesem Zeitpunkt schon in Betrieb gewesen sein und ist es als wahrscheinlich älteste Grube des Siegerlandes seitdem ohne Unterbrechung bis zum Jahre 1930 geblieben. Auf allen anderen Vorkommen kam der Bergbau bereits vor der Jahrhundertwende zum Erliegen, ohne daß die Vorräte schon erschöpft waren.

Die Gangmittel der soeben erwähnten Grube Stahlberg gehörten zu den wenigen typischen Spateisenstein-Vorkommen des Müsener Raumes. Der unter dem Begriff „Stahlberger Stock“ berühmt gewordene Gang setzte im Liegenden der als Stuff (vgl. S. 143) bezeichneten Störung auf. Er stellte eine von 12 m bis örtlich auf 30 m anschwellende derbe Sideritmasse dar, deren Streichen 165° betrug und die mit 80° steil nach Osten einfiel. In dieser Form verlief das Mittel rund 60 m gegen NNW, wo es sich dann in drei fingerförmig auseinanderstrebende Haupttrümer aufteilte, die noch eine bauwürdige Längsausdehnung von etwa 120 m besaßen, ehe sie innerhalb von relativ milden Tonschiefern ausliefen und nur noch als dünne Quarzadern oder taube Bestege zu verfolgen waren. Die einzelnen Trümer, die sich zum Teil auch noch weiter verzweigten, fielen nach den Beschreibungen von BLUHME (1856) und NÖGGERATH (1863) im Gegensatz zum Stock in westlicher Richtung ein ³²⁾. Ihre Bezeichnung als liegendes, mittleres und hangendes Trum wurde jedoch auf das Einfallen des Stockes bezogen, so daß das westlich gelegene Haupttrum den Namen Liegendes Trum erhielt. Zwischen diesem und dem mittleren Trum setzte im nördlichen Felde noch ein sogenanntes Edles Diagonaltrum auf. Aus der Bergrevierbeschreibung (HUNDT et al. 1887) geht hervor, daß in den obersten Gangbereichen insgesamt acht bauwürdige Trümer vorhanden gewesen sein sollen, die sich jedoch nach der Teufe offensichtlich durch Aneinanderscharen zu den erwähnten drei Haupttrümmern vereinigten. Der auf

³²⁾ Demgegenüber schreibt HAACK (1925, S. 730), daß das östliche Trum gleich dem Stock nach Osten eingefallen sei.

der Karte dargestellte Ausstrich des Stahlberger Stockes mit seinen Trümmern ist das an die Erdoberfläche projizierte überlieferte Grubenbild der 84-m-Sohle = Niveau des Stahlberger Erbstollens ³³⁾. Bis zu dieser Sohle wurde der erste durch Tagebau und mit kleinen Schächten begonnene Abbau des Stockes später in Form des Etagenbruchbaues fortgesetzt, wobei zwischen der Erbstollensohle und der noch abzubauenen Gangmasse zehn Etagen eingerichtet worden sind. Dagegen gewann man die einzelnen Trümer durch Firstenbau herein.

Der bereits erwähnte Stahlberger Erbstollen wurde 1692 im Orte Müsen (Mundloch bei r 32 900, h 50 830) begonnen und erreichte am 5. 6. 1780 den Stock. Rund 80 Jahre später ist dann zunächst der alte 304 m tiefe Stahlberger Maschinenschacht (r 31 930, h 51 140) niedergebracht worden (vgl. Abb. 15), während man den neuen Schacht 200 m weiter südöstlich im 1. Weltkrieg bis zu 600 m tief abteufte. Schließlich sei noch erwähnt, daß im Jahre 1826 vom Kreuztaler Ortsteil Ernsdorf aus der Kronprinz-Friedrich-Wilhelm-Erbstollen (vgl. S. 46) in Richtung auf die Grube Stahlberg begonnen wurde. Diese Verbindung war am 8. Juni 1875 hergestellt.

Unterhalb der Stahlberger Erbstollensohle baute man den in die Teufe niedergehenden Stock in der gleichen Weise wie die Trümer ab. Da sich jedoch einerseits das Einfallen der im NNW begrenzenden Tonschiefer mit zunehmender Tiefe verflacht, andererseits der im Südosten liegende Stoff immer steiler – und zwar bis 80° – nach Osten einfällt, war die Erzführung relativ rasch unter der 144-m-Sohle verschwunden.

Nach den Ergebnissen der Neuaufnahme muß das Gangmittel an der SO-Flanke eines Sattels von Unteren Siegerner Schichten aufgesetzt haben. Diese stratigraphische Auffassung vertrat auch DENCKMANN (1911), wenngleich er sie mit anderen tektonischen Vorstellungen verband. Demgegenüber gelangte HAACK (1925, Abb. 8) zu der Überzeugung, der Stock habe auf einer Störung zwischen Müsener und Siegerner Schichten gelegen. Freilich konnte er keinen der Aufschlüsse im Bereich der Lagerstätte mehr befahren, sondern leitete den tektonischen Zusammenhang im wesentlichen aus seinen Beobachtungen auf dem Kronprinz-Friedrich-Wilhelm-Erbstollen (= 144-m-Sohle, Grube Stahlberg) unweit des alten Maschinenschachtes ab (vgl. S. 149). Diese Strecke liegt aber weiter südlich vom Stock (vgl. Abb. 15) in einem Gebiet, in dem auch an der Oberfläche Müsener Schichten ausstreichen. Das vermutliche Gedinne stößt dort gegen Untere und Mittlere Siegerner Schichten entlang der Eichener Aufschiebung (Kap. G II a), in deren unmittelbarem Liegenden der Stahlberger Stock zutage trat.

³³⁾ Das ausgehende der Trümer befindet sich in dem Bereich, der jetzt „In den Klippen“ bezeichnet wird und der von Müsener Bürgern zur Erinnerung an den Bergbau neuerdings besonders hergerichtet wurde. Der Ausstrich des Stockes selbst ist seit langem durch Haldenmaterial verdeckt.

Oberhalb der Stahlberger Erbstollensohle bestand die Gangausfüllung überwiegend aus einem reinen, manganreichen Spateisenstein, der in der Regel von großblättrigem Gefüge war und eine gelbliche Farbe besaß. Auf den Trümmern und zum Teil auch innerhalb schmaler Bereiche der mächtigen Stockmasse kamen feinkristalline Varietäten vor. Das liegende Trum führte grauen Siderit. Im oberen Gangbereich durchzog Quarz die Gangmasse in relativ geringmächtigen Schnüren, dagegen setzte etwa 30 m unter der Stahlberger Erbstollensohle in zunehmendem Maße eine Verquarzung ein, die sich zwar nicht auf die Trümer ausdehnte, aber bis zum Auskeilen der Lagerstätte nach der Tiefe auch nicht wieder abnahm. Ferner durchzogen noch Schwefelkies, Kupferkies und silberhaltiges Fahlerz (0,98% Ag), meist in unregelmäßigen Nestern, seltener als feine Schnüre, die Gangmasse. Diese Erze stellten sich besonders in den auskeilenden Trümmern ein. Außerdem war am Liegenden des Stockes und innerhalb des liegenden Trums eine geringmächtige Schwefelkiesbank ausgebildet. Auf dem hangenden Trum soll nach BLUHME (1856) noch silberhaltiger Bleiglanz in größeren Nestern vorgekommen sein. Dieser Autor hebt außerdem hervor, daß im oberen Gangbereich mehr Kupferkies, in der Teufe dagegen mehr Fahlerz, beobachtet werden konnte.

Deutlich hervortretende und scharf absetzende Salbänder fehlen dem Gangmittel weiterhin. Das Nebengestein war noch mehrere Meter tief im Liegenden und vor allem im Hangenden von Erz- und Quarzadern durchsetzt, so daß es nach den alten Beschreibungen oft Schwierigkeiten bereitete, die Grenze der Gangfüllung zu bestimmen. Bis weit in die Gangmasse hinein saßen zum Teil verschieden große Nebengesteinsblöcke und -brocken — stellenweise sogar sehr dicht beieinander —, und der Spateisenstein war insgesamt stark zerklüftet.

Nach der Erschöpfung der Lagerstätte konnte sich die Grube Stahlberg von 1877 bis zur Auffindung des Mittels Neuer Stahlberg im Jahre 1906 nur durch den Abbau eines Teiles der noch zu erörternden Wildermänner-Gänge (Abb. 15) unterhalb der Stahlberger Erbstollensohle halten. Das neue Gangmittel wurde auf der 304-m-Sohle nördlich des alten Stockes im Hangenden vom Stuf angefahren. Dieser Erfolg ging auf eine intensive Zusammenarbeit zwischen BORNHARDT (1910, 1912) und DENCKMANN (1911) zurück. Während HAACK (1925) der Ansicht war, daß der Neue Stahlberg die durch den Stuf verschobene Fortsetzung des alten Stockes ist, hat DENCKMANN (1911) diese Auffassung selbst nicht geteilt, sondern die Fortsetzung des Stockes noch weiter nördlich vermutet. Der Verfasser vertritt demgegenüber den Standpunkt, daß es sich um zwei selbständige, tektonisch nicht versetzte Mittel handelt, da er — wie im Abschnitt G II a ausführlicher dargelegt — dem Stuf ebenso wie den Randstörungen des Müsener Horstes ein präsideritisches Alter zuschreibt. In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß die Neuaufnahme im Gebiet des Neuen Stahlbergs zum Teil nicht mit den Untertage-Beobachtungen von HAACK (1925) im Einklang steht. Da sich aber

die Bearbeiter der Untertage-Aufschlüsse (DENCKMANN 1911, HAACK 1925) selbst widersprechen (vgl. dazu auch S. 149), so sind deren Beschreibungen durchaus nicht immer als sicher anzusehen.

Das Mittel Neuer Stahlberg setzte in den oberen Bereichen im Hangenden des Stuffs bei wechselnder Mächtigkeit von 3 – 12 m auf. Zur Teufe schob der Gang stark nach Süden ein und löste sich dergestalt vom Stuff. Er erreichte in diesem Teil stellenweise eine Dicke von 12 m. Das Einfallen war bis zur 400-m-Sohle gleichmäßig mit 60–70° ostwärts gerichtet und stellte sich sodann seiger. Nach Süden klang der Gang zur Teufe in einer breiten Störungszone aus, die möglicherweise der Eichener Aufschubung entspricht. Das Streichen verlief in den oberen Gangbereichen mehr um 150° und drehte zur Teufe bei einer Baulänge von 50 – 70 m auf 165°.

Die Gangfüllung bestand wiederum ganz überwiegend aus Siderit, führte jedoch in stärkerem Maße als der Stahlberger Stock Quarz. Blei- und Zinkerze sowie Fahlerz kamen nur nesterweise in spärlicher Form vor. Von der 600-m-Sohle ab nahmen die Gesteinseinlagerungen im Gang auffallend zu, der sich schließlich im Niveau der 660-m-Sohle zerschlug.

Am Südhang der Martinshardt befand sich die Grube Brüche, die ebenfalls auf einem ausgeprägten Spateisensteinmittel baute. Der Bergbau hatte nach frühen Anfängen seinen Schwerpunkt im 18. und 19. Jahrhundert und wurde noch vor der letzten Jahrhundertwende eingestellt.

Die Gangspalte streicht um 150° und fällt recht gleichmäßig mit 80° nach SW ein. Das Gangmittel besaß eine durchschnittliche Mächtigkeit von 2 – 3 m; örtlich wurden 4 m erreicht. Im Norden wird es unterhalb der Stollensohle, in deren Niveau die bauwürdige Länge rd. 240 m betrug, von einer O-W streichenden und mit 65° südwärts fallenden Störung begrenzt. Die südliche Begrenzung bildet eine ähnlich gelagerte Störung, die nach den Untersuchungen von BORNHARDT (1910, S. 105) präsideritisches Alter besitzt, weil die Erzführung in diese Störung einlenkt, ohne den Eindruck einer Schleppung zu machen. Nach der Bergrevierbeschreibung (HUNDT et al. 1887) soll der Gang dagegen von der Störung abgeschnitten worden sein. Die Feststellung von BORNHARDT zeigt (wie bereits bei der Erörterung anderer Störungen, z. B. der St. Jakobs-kluft und des Stuffs betont), daß den in der älteren Literatur dargelegten Altersbeziehungen zwischen Störungen und Gangmitteln mit großer Vorsicht zu begegnen ist.

Die durch relativ scharfe Salbänder charakterisierte Gangfüllung bestand ganz überwiegend aus Siderit, der vom Ausgehenden bis zur oberen Stollensohle in Brauneisenstein übergegangen war. Als Gangart trat wiederum Quarz auf, der zur Teufe hin zunahm. Ferner kamen noch in Nestern oder feinen Schnüren Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz vor. Der letztere verringerte sich innerhalb der bergmännisch erreichten Teufe von 300 m unter der Stollensohle deutlich.

Zu den Spateisenstein führenden Mitteln des Müsener Erzbezirkes werden schließlich noch die zur konsolidierten Grube Wildermann (s. unten) gehörenden Gänge Kuhlenberg, Sonnenberg und Jungermann am Westabhang der Martinshardt gerechnet (vgl. Abb. 15). Von diesen Gängen setzt Kuhlenberg innerhalb der St. Jakobskluft (s. S. 148), die beiden anderen im Hangenden dieser Störung auf. Es handelt sich um mehr oder weniger N-S streichende Mittel, die mit Winkeln zwischen 60 und 70° nach Osten einfallen und auf denen der Bergbau vor allem während des vergangenen Jahrhunderts in den oberen Teufen umgegangen ist. Die Mächtigkeiten im Bereich der abgebauten Gangteile lagen zwischen 0,5 und 3 m; das Mittel Kuhlenberg erreichte freilich maximal nur 1 m.

Spateisenstein herrschte in der Gangfüllung vor; während Bleiglanz und Zinkblende mit unterschiedlichen Schwerpunkten vorkamen. Beim Mittel Kuhlenberg traten diese Sulfide neben unregelmäßig eingesprengten Kupfer- und Fahlerzen als geringmächtiges Trum innerhalb des Siderites auf. Im Gangbereich Sonnenberg waren Bleiglanz und Zinkblende, besonders an den Enden, teils regellos, teils in Schnüren eingeschaltet, zu beobachten. Auf dem Gang Jungermann schließlich fand sich Bleiglanz besonders im südlichen Feld über der Glücksanfanger Stollensohle in einem beträchtlichen Mittel.

Als einzige Gangart ist auf allen drei Gängen Quarz zu nennen, der die Gangmasse in Form von mehr oder weniger breiten Adern sowie nesterartig verteilt durchsetzte.

Die übrigen Vorkommen des Gangraumes waren vor allem durch die Förderung von Blei-Zinkerzen gekennzeichnet. An erster Stelle standen in diesem Zusammenhang die unter dem Namen der Grube Wildermann zusammengefaßten Gänge im Bereich der Martinshardt westlich von Müsen (vgl. Abb. 15). Außer den soeben unter den Siderit-Vorkommen erwähnten Mitteln Kuhlenberg, Sonnenberg und Jungermann gehören noch zu den sogenannten „Wildermänner-Gängen“:

Regulus, Nimrod und die drei dicht hintereinander liegenden Mittel St. Martin, Wildermann, Jungfer (auch unter dem Begriff Wildermann zusammengefaßt) am Osthang der Martinshardt sowie die Gänge Glücksanfang I, II, Wolf & Blende und Strumpf nördlich der Martinshardt³⁴⁾. Die Beziehungen dieser Gänge zur Tektonik des Gebietes gehen aus Kap. GIIa (S. 141) hervor. Die in früheren Zeiten mit Hilfe zahlreicher Einzelstollen abgebauten Gangmittel sind im 18. Jahrhundert durch den Wildermänner-Erbstollen (vgl. Abb. 15) gelöst worden. Unterhalb der Erbstollensohle hat man dann später die am Osthang der Martinshardt gele-

³⁴⁾ BAUMANN (1909) hat die Wildermänner-Gänge zum Teil anders bezeichnet. Indessen waren für die hier verwendeten Begriffe die Bergrevierbeschreibung (HUNDT et al. 1887) und die Gangkarte des Siegerlandes (1910), Bl. Müsen, Bl. Silberg maßgebend.

genen Mittel von dem schon erwähnten Stahlberger Maschinenschacht aus durch Strecken auf der

84-m-Sohle = Prinz-Wilhelm Flügelort,

144-m-Sohle = Kronprinz-Friedrich-Wilhelm-Erbstollen und der
304-m-Sohle

unterfahren und bis in die Anfänge dieses Jahrhunderts hinein abgebaut. Zwischen dem Kronprinz-Friedrich-Wilhelm-Erbstollen und der Strecke auf der 304-m-Sohle befand sich der Blindschacht I, von dem aus die 184-m-, 224-m- und 264-m-Sohle aufgefahren worden sind. Weiter im SW wurde noch der Blindschacht II mit der 344-m-, 384-m- und 424-m-Sohle abgeteuft.

Unter den am Osthang der Martinshardt aufsetzenden, steil westwärts einfallenden Mitteln trat die generell N-S streichende, in sich gestörte Gangzone St. Martin – Wildermann – Jungfer besonders hervor. Die Mächtigkeit der einzelnen sich häufig ins Nebengestein zertrümernden Mittel schwankt zwischen 1 und 3 m. In den oberen Teufenbereichen führte die Gangmasse Spateisenstein, der stark von Trümmern und Schnüren aus Bleiglanz, Zinkblende und Quarz in unregelmäßiger Form durchzogen wurde, wobei im südlichen Teil verstärkt silberhaltiger Bleiglanz (0,09% Ag) und Fahlerz (1% Ag) auftraten. Der Quarz enthielt gelegentlich Kupferkies und Schwefelkies. Vereinzelt kamen auch Kobaltnickelkies und Nickelsenglanz nesterförmig vor, auch Bournonit wurde zuweilen im Bleiglanz eingesprengt festgestellt.

Unterhalb der Wildermänner-Erbstollensohle nahmen die sulfidischen Erze allmählich ab. Die Gangzone führte neben Quarz als Gangart überwiegend Spateisenstein, zu dem sich lediglich im nördlichen Teil derbe Schnüre von Kupferkies gesellten.

Die beiden anderen, in etwa gleicher Richtung streichenden, aber weiter westlich gelegenen Gänge Nimrod und Regulus waren bei insgesamt ähnlicher Mineralführung von geringerer Bedeutung. Zwischen der 264-m- und 344-m-Sohle werden die im vorangegangenen Abschnitt behandelten Mittel nach den Beobachtungen von BAUMANN (1909) durch eine streichende Verwerfung abgeschnitten, die – wie im Kap. G II a dargestellt wurde – vermutlich der jetzt als Eichener Aufschiebung bezeichneten Störung entspricht. Wenn dieser Zusammenhang richtig ist, so müssen die verlorengegangenen Mittel nicht, wie BAUMANN (1909) meinte, im Westen ³⁵⁾ gesucht werden, sondern entsprechend dem Bewegungssinn an der Aufschiebung weiter südwestlich in deren Liegendem.

Das im Norden der Martinshardt gelegene Mittel Blende und der die Bezeichnung Wolf führende Gang waren auf der Wildermänner-Erbstollensohle zwei parallel verlaufende, nur durch ein 10 m mächtiges Mittel getrennte Vorkommen. Die Mächtigkeiten lagen zwischen 1 und 2 m. Während auf Blende

³⁵⁾ Nach HAACK (1925, S. 731) sind sämtliche auf den verschiedenen Sohlen durchgeführten Untersuchungsarbeiten zur Wiederauffindung der Gänge in westlicher Richtung ohne Erfolg geblieben.

hauptsächlich Zinkblende vorkam, war Wolf mehr durch Bleiglanz ausgezeichnet. Im zuerst genannten Gang trat mit zunehmender Teufe Spateisenstein stärker in den Vordergrund.

Die westlich dieser Vorkommen aufsitzende Gangzone Glücksanfang bestand aus zwei Mitteln, die nicht über 1 m hinausgingen. Es herrschte Bleiglanz, stellenweise mit Fahlerz vergesellschaftet, vor, während Kupferkies, Zinkblende und Siderit seltener vorkamen.

Eine untergeordnete Rolle spielte schließlich noch das vor allem Bleiglanz und Zinkblende führende Mittel Strumpf, das, wie die vorgenannten Gänge dieses Gebietes, nur bis zur Wildermänner-Erbstollensohle gebaut worden ist.

Die südöstlich vom Stahlberger Stock abgebauten Gänge der Schwa ben- grub e sind offenbar seit alters her ein Beilehn zur Grube Stahlberg gewesen. Der über Tage mit der Ostrandstörung des Müsener Horstes zusammenfallende Pingenzug läßt den differenzierten Bau dieser Zone im einzelnen nicht erkennen.

Von einer um 10° streichenden und mit $60\text{--}70^\circ$ ostwärts einfallenden, als Wilhelminengang bezeichneten, erzfreien „Kluft“ gingen die Gangmittel Heinrich-Wilhelm und Carolinengang sehr spitzwinklig ab. Auf der Stahlberger Erbstollensohle erstreckte sich das Mittel Heinrich-Wilhelm im Hangenden der Kluft mit 170° nach Norden und erreichte bei einer Mächtigkeit zwischen 6 und 12 m eine Länge von 55 m, ehe es sich in zwei 5 m dicke Trümer teilte, die nach 55 m auskeilten.

Der Carolinengang bildete dagegen im Liegenden des Wilhelminenganges einen ganz flachen Bogen nach Norden, an dessen Ende er sich wieder an die Kluft anlegte. Das Einfallen der beiden Mittel, von denen Heinrich-Wilhelm bei 200 m Teufe auskeilte, während der Carolinengang bis zur 600-m-Sohle der Grube Stahlberg gebaut wurde, war mit $60\text{--}75^\circ$ nach Osten gerichtet.

Von besonderer Bedeutung ist der Umstand, daß die Wilhelminen-Kluft zwar keine Erze, dafür aber in verschiedenen Teufen an den Abzweigstellen der Gangmittel Schwerspat führte. Die Gangfüllung von Heinrich-Wilhelm bestand aus Nebengesteinsbruchstücken, Quarz, Spateisenstein und gelegentlich Schwerspat am Salband. Vom Salbande aus durchsetzten die Erze in Trümmern und Schnüren die Gangmasse oder bildeten derbe Nester. Oberhalb der Stahlberger Erbstollensohle kamen vor allem silberhaltiger Bleiglanz bis zu 2 m Mächtigkeit mit Antimonfahlerzen vor; vereinzelt war Zinkblende mit dem Bleiglanz vergesellschaftet, und örtlich stellten sich Bournonit sowie selten auch Kupfererze ein. Im Niveau unter dem Erbstollen traten im mittleren Gangteil verstärkt Fahlerze mit Schwerspat und nach der Tiefe zu Kobaltnickelkies auf. Demgegenüber führte der bogenförmige Carolinengang in stärkerem Maße Spateisenstein, wobei in den oberen Teufen noch kurze Bleiglanzmittel zu erwähnen sind. Sehr fein verteilte Kupfer- und Fahlerze erschwerten die Aufbereitung. Mit zunehmender Tiefe jedoch entwickelte sich der Gang zu einem ausgesprochenen Spateisensteinmittel.

Westlich des Stahlberger Stockes sind noch die N-S streichenden und ostwärts fallenden Mittel Bräser und St. Friedrich zu erwähnen. Beide Gänge erreichten eine Mächtigkeit von 1 bis 1,5 m, von denen Bräser Spateisenstein mit Bleiglanz führte, während St. Friedrich ein reiner Bleierzgang war. Der Abbau ist im 19. Jahrhundert von der Grube Stahlberg aus betrieben worden.

Im Gebiet nördlich des Kindels-Berges müssen noch die von mehreren Stollen aus bebauten Mittel Silberart und Gottessegen der Grube Silberart hervorgehoben werden. Diese Gänge verliefen N-S und fielen mit 65–70° nach Osten ein. Der Bergbau wurde in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts eingestellt. Die Mächtigkeit der Mittel betrug etwa 1 m. Es wurde vor allem silberhaltiger Bleiglanz (0,07% Ag) gewonnen, während Spateisenstein, Zinkblende, Fahlerz mit 0,76% Ag, Kupferkies und Schwefelkies recht selten vorkamen.

Die übrigen Vorkommen dieses Raumes: Clemens, Hoherstein und Neue Hoffnung waren im ganzen nur unbedeutende Bleierz-Mittel, die keine bergbauliche Bedeutung erlangten.

Darüber hinaus gibt es im Müsener Erzbezirk noch zahlreiche Felder, die auf Grund von einzelnen Fundpunkten zur Erzgewinnung verliehen worden sind. Die entsprechenden Objekte wurden in den meisten Fällen untersucht, haben sich dabei aber als bergmännisch nicht zu nutzende Vorkommen erwiesen.

c) Herkunft der Erzlösungen

Die bisherigen erzmikroskopischen Bearbeitungen der Gangausfüllungen stimmen dahingehend überein, daß die behandelten Erzlagerstätten hydrothermalen Entstehung sind. Demgegenüber vertritt BREDDIN (1926, 1934 a und b, 1935, 1949) die Auffassung einer lateral-sekretionären Bildung der Spateisensteingänge. Juvenile Thermalwässer sollen den Siderit aus dem eisen-carbonathaltigen Nebengestein herausgelöst und in Spalten wieder abgelagert haben.

Der Aufstieg der mineralbringenden Lösungen und die Ausfüllung der Gangspalten stehen im engen Zusammenhang mit der tektonischen Prägung des Paläozoikums (vgl. Kap. G III). Inwieweit jüngere Mineralisationsphasen, die örtlich beschränkte Stoffzufuhr oder Umbildungen bewirkten, als Folgeerscheinungen des tertiären Vulkanismus (HÜTTENHAIN 1963) zu deuten sind, muß vorläufig noch offen gelassen werden. Ebenso bestehen über den petrographischen Charakter des hypothetischen Erzbringers und über dessen mögliche Tiefenlage noch unterschiedliche Auffassungen. Während QUIRING (1924), NIGGLI (1925), HENNING (1927) und SCHERP (1961 a) die Mineralisation von einem basischen Magma ableiteten, sprachen sich HÜTTENHAIN (1932, 1936) und PILGER (1953 a und b, 1957 a und b) mehr für einen im Kern des Siegener Schuppensattels liegenden intermediären bis sauren Tiefengesteinskörper aus. Nach

einer ersten Arbeit von WOLFF (1957) ist das Problem des angenommenen Erzbringers und seiner möglichen Tiefenlage in letzter Zeit durch eine Reihe geophysikalischer Untersuchungen zu lösen versucht worden, deren Auswertungen noch nicht abgeschlossen sind. Die Ergebnisse werden aber demnächst in einer Gemeinschaftsarbeit (BOSUM et al. im Druck) veröffentlicht.

II. Fest- und Lockergesteine ³⁶⁾

a) Quarzite und Sandsteine

Die mächtigeren Quarzit und Sandsteinbankfolgen innerhalb der Müsener und Siegener Schichten (vgl. Kap. E I a und b) wurden früher in zahlreichen kleineren und größeren Steinbrüchen abgebaut. Man verwendete diese Gesteine häufig für den Wegebau, zu dem sich die Quarzite und quarzitären Sandsteine noch am besten eignen. Die ebenflächigen, gut gebankten Folgen der Unteren und Oberen Siegener Schichten sind mehr für Bauzwecke (Haussockel) gebrochen worden. Einige Steinbrüche entlang der Eisenbahnstrecke Kreuztal — Hilchenbach — Lützel (Bl. 5015 Erndtebrück) haben seinerzeit das Baumaterial für die Tunnelverkleidungen geliefert. Die dünnbankigen, ebenflächigen, sehr festen Sandsteine im Steinbruch oberhalb der Schule von Müsen (r 32 540, h 50 980) hat man im vergangenen Jahrhundert als Gestellsteine für den Hochofenbetrieb gewonnen. Im Laufe der Zeit sind jedoch alle Steinbrüche zum Erliegen gekommen.

Dieser Umstand beruht darauf, daß heutzutage anderes Baumaterial zur Verfügung steht. Ferner genügt ein großer Teil der Sandsteine auf Grund der beschriebenen Ausbildung nicht mehr den Anforderungen des modernen Straßenbaus, ganz abgesehen davon, daß sich die Gewinnung an vielen Stellen im Blick auf die Mächtigkeiten und Abraumverhältnisse wirtschaftlich kaum noch lohnt. Für den einfachen Ausbau der Wald- und Feldwege bieten sich im Blattgebiet außerdem noch die zahlreichen Halden der stillgelegten Erzgruben als besonders günstige Möglichkeiten zur Materialgewinnung an.

Lediglich die aus Quarziten aufgebaute Kindelsberg-Folge (vgl. Kap. E I a 2) kommt unter den heutigen technischen Gesichtspunkten nach Ausbildung und Mächtigkeit für eine Verwendung als Straßenbaumaterial infrage. Indessen hat wohl die verkehrsmäßig so ungünstige Lage auf den Höhen zwischen Ferndorf und Littfeld (Bl. 4913 Olpe) eine Nutzung bislang nicht lohnenswert erscheinen lassen.

³⁶⁾ Auf der für diesen Abschnitt beigelegten Tafel 5 sind die Gesteinsverhältnisse in stark vereinfachter Form dargestellt worden. Diese Darstellung kann daher nur eine generelle Übersicht bieten und ersetzt ein intensives Studium der geologischen Karte nicht.

b) Tonschiefer

Die innerhalb des Blattgebietes insgesamt vorherrschenden Tonschiefer sind in früheren Zeiten kaum genutzt worden. Nur bei Klafeld hat man sie zur Ziegelherstellung gewonnen. Zur Zeit werden für diesen Zweck die Übachtal-Schichten der Oberen Siegerner Schichten (vgl. Kap. E I b 3) a. 2.) bei Netphen als aufzubereitendes Rohmaterial gebrochen, was sicher auch an anderen Stellen möglich sein dürfte.

c) Ton, Schluff (Lehm), Sand und Kies

Nutzbare Tonvorkommen sind im Blattgebiet nicht vorhanden. Dagegen beherrschen Schluffe, die in wechselndem Verhältnis tonige und feinsandige Anteile führen, das Bild der Lockergesteine (vgl. Kap. E III). Diese Ablagerungen werden auch als Lehm bezeichnet. Sie bilden den Feinanteil der mehr oder weniger steinigen Schuttdecken der Hänge und Verebnungsflächen. Örtlich treten die steinigen Komponenten fast ganz zurück, so daß lößartige Lehme vorliegen. Diese Ablagerungen erreichen stellenweise, besonders an den Hangfüßen, größere Mächtigkeiten. Derartige Lockerbildungen sind vor allem auf den Raum Ferndorf — Müsen — Dahlbruch konzentriert. Sie erreichen hier Mächtigkeiten bis zu 4 Metern, wobei allerdings ältere Terrassenreste eingeschlossen sein können. Das Material eignet sich zur Herstellung von Ziegeln. Es wurde auch früher in Ferndorf und Lohe für diesen Zweck gewonnen.

Sand, der stets tonig-schluffige Anteile führt, findet sich nur ganz untergeordnet innerhalb der Talschotter (Kap. E III a 3) im Bereich der größeren Täler, und kommt daher für eine Gewinnung nicht in Frage. Auch der Kiesanteil dieser Ablagerungen ist durch den relativ hohen Feinanteil von 40–60% sowie den schlechten Sortierungsgrad für eine Nutzung als Betonzuschlag ungeeignet.

J. Hydrogeologie

Von M. LUSZNAT & K. U. WEYER

I. Grundwasserführung (M. LUSZNAT)

Im Raum des Siegerlandes sind zwei verschiedene Grundwasserbereiche zu unterscheiden. Es handelt sich:

- a) um die bevorzugt wasserwegsamem tektonischen Zonen oder Gesteine innerhalb des Felsgesteins (Kluft- und Spaltenraum) und
- b) um die grundwasserführenden quartärzeitlichen Lockerbildungen der Talsohlen und Hänge bis hinauf zu den Höhen (Porenraum).

In beiden Bereichen, die hydrologisch zum Teil untereinander in Beziehung stehen, kann der Versickerungsanteil der Niederschläge als Grundwasser gespeichert werden und entsprechend zirkulieren.

a) Felsgesteine

Störungen oder Störungszonen (Kap. Gld) gelten auf Grund der tektonischen Auflockerung und Zerrüttung als bevorzugt wasserwegsame Bereiche des Felsgesteins. Für die streichenden Aufschiebungen trifft das jedoch trotz ihrer regionalen Bedeutung erfahrungsgemäß nicht in dem zu erwartenden Maße zu. Die Entstehung dieser Störungen geht auf starke Einengungsvorgänge zurück. Daher sind die Aufschiebungsbahnen eher geschlossen als geöffnet. Innerhalb von Tongesteinen werden sie häufig durch fein zerriebenes Gesteinsmaterial oder tonige Verwitterungsprodukte verschmiert. Ferner haben die Aufschiebungen, wie aus bisherigen Beobachtungen an Grubenaufschlüssen hervorgeht (z. B. Grube „Neue Haardt“ S. 137) die tektonische Energie in relativ eng begrenzten Bereichen mit scharf ausgebildeten Bewegungsbahnen aufgenommen, so daß ihre Umgebung in der Regel nicht weitreichend zerrüttet ist.

Dagegen spielen die verschiedenen Diagonalstörungen (Kap. Gld) hydrologisch eine größere Rolle, weil sie Ausdruck einer Zugbeanspruchung sind. Sie haben daher sehr oft eine stärkere Auflockerung erfahren. Das trifft auch für die Querstörungen zu. Speicherung und Bewegung des Grundwassers im Bereich dieser Verwerfungen hängen von der Bedeutung und Lage der jeweiligen Störungen sowie von der Ausfüllung des aufgelockerten Störungsbereichs.

ches durch Mineralien oder Gesteinsprodukte ab. Sie werden bei allen Verwerfungen dort günstig beeinflusst, wo diese innerhalb von sandsteinreichen Schichtgliedern verlaufen.

Außer den Störungen kommt den Quarziten, Sand- und Siltsteinen des Paläozoikums hydrologische Bedeutung zu. Diese Festgesteine haben im Gegensatz zur Tonschiefer-Gruppe auf die tektonischen Beanspruchungen (Kap. G III) durch eine stärkere Zerklüftung und Spaltenbildung (Kap. G I c) reagiert.

Die Wasserwegsamkeit des Felsgesteins hängt also von der Größe des Kluft- und Spaltenhohlraums ab. Sie wird neben dem Grad und der Art der tektonischen Beanspruchung noch von der Häufigkeit und Stärke der besonders kluft- und spaltenreichen Gesteine bestimmt. Die Grundwasserführung ist daher vorwiegend auf die in den unterdevonischen Schichten des Blattgebietes eingeschalteten mächtigen Bankfolgen beschränkt. Ausbildung und Mächtigkeit dieser Bankfolgen sind im Abschnitt über die Schichtenfolge beschrieben worden (Kap. E). Berücksichtigt man bei der Verteilung der bankigen Gesteinspartien innerhalb der im Blattbereich austreichenden paläozoischen Abfolge nur solche, die über 2 m mächtig werden, dann fallen ausgesprochene Siltsteine kaum ins Gewicht. Die dergestalt ausgebildeten Partien sandiger Gesteine stehen zu allen übrigen Festgesteinen in einem Verhältnis wie 1 : 12. Es überwiegen also die tonig-siltigen Gesteinsarten bei weitem. Genauere Untersuchungen über die Größe des wirksamen Kluft- und Spaltenvolumens innerhalb der bevorzugt wasserwegsamem Gesteinspartien und über dessen Veränderungen nach der Tiefe liegen im Blattbereich noch nicht vor.

Der im ganzen geringe Anteil geschlossener Sandsteinbankfolgen in den Müsener und Siegener Schichten ist der entscheidende Grund dafür, daß aus dem Felsgestein des an und für sich niederschlagsreichen Siegerlandes (Kap. D II) nur relativ geringe Grundwassermengen erschlossen werden können (dieses Kap. Abschn. IV). Die Bankfolgen sind jedoch nicht gleichmäßig über die gesamte Schichtenfolge verteilt, sondern sie treten in bestimmten Abschnitten gehäuft auf. Durch diesen Umstand konzentriert sich die Grundwasserführung besonders auf folgende Schichtenglieder:

Obere Siegener Schichten

Klafelder Folge

Bei örtlich auftretender Häufung von Bankfolgen

Asdorfer Folge

Niederndorfer Schichten

Mittlere Siegener Schichten

Gosenbacher Schichten

Eisernhardt-Schichten

Kromberg-Schichten

} im südöstlichen Blattbereich

} im nordöstlichen Blattbereich

Untere Siegerner Schichten

Bei örtlich auftretender Häufung von Bankfolgen

Müsener Schichten

Kindelsberg-Folge

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß das Kluft- und Spaltenvolumen der bevorzugt wasserwegsamem Gesteinspartien von den tektonischen Verhältnissen beeinflußt wird. Neben der besonderen Zerrüttung an Störungen, die für die Grundwasserführung der entsprechenden Gesteine generell dränierend wirken, spielt auch der Faltenbau eine Rolle. Wie die Erfahrung zeigt, sind solche Gesteine häufig in der Scheitelregion von Sätteln stärker zerklüftet als in den Muldenkernen. Ferner muß damit gerechnet werden, daß in Quarzit- und Sandsteinpartien mit nahezu senkrechter Lagerung ungünstigere Kluftverhältnisse vorliegen können als bei flacher einfallender Faltenflanken.

Aus den bisherigen Erörterungen geht bereits hervor, daß der Tonschiefergruppe in hydrologischer Hinsicht nur eine recht untergeordnete Bedeutung zukommt. Durch das sehr feinkörnige Gefüge und den hohen Tonanteil sind die tonigen Gesteine im allgemeinen schlecht bis sehr schlecht durchlässig. Sie besitzen auch nur ein relativ geringes Kluft- und Spaltenvolumen, was sich auf die Grundwasserspeicherung und -bewegung recht ungünstig auswirkt. Selbst die Diagonal- und Querstörungen haben sich stellenweise innerhalb von Tonschiefern als kaum wasserwegsam erwiesen, weil die Bewegungsbahnen – ebenso wie ein Teil der Klüfte – durch tonige Ausfüllungen oder zuweilen auch durch Gangquarz verschlossen sind.

Die Niederschläge fließen dort, wo diese Gesteine zutage treten, überwiegend oberirdisch ab oder werden, soweit sie in die überlagernden Lockergesteine einzudringen vermögen, von diesen aufgenommen. Das in den Quarzit- und Sandsteinpartien zirkulierende Grundwasser staut sich in der Regel an den Grenzen zu den Tonschiefern. Es bleibt daher im wesentlichen auf den jeweiligen wasserwegsamem Gesteinsbereich beschränkt. Durch Störungen oder größere Kluftzonen können entsprechende Verbindungen bestehen.

b) Lockergesteine

Im Gegensatz zu den wasserwegsamem Bereichen des Paläozoikums ist bei den quartärzeitlichen Lockergesteinen (Kap. E III; Kap. K) der nutzbare Porenraum für die Grundwasserführung ausschlaggebend.

In erster Linie kommen dafür die Talschotter der breiteren Talsohlen in Betracht (Kap. D I; E III). Innerhalb dieser Ablagerungen bewegt sich das oberflächennahe Talgrundwasser in Form eines entsprechend breiten Grundwasser-

stroms generell talabwärts. Es bildet sich einmal aus dem Versickerungsanteil der Niederschläge im Bereich der quartärzeitlichen Lockergesteine des den Talschottern zugeordneten Niederschlagsgebietes. Zum anderen wird es bei günstigen Reliefverhältnissen noch durch übertretendes Grundwasser aus den bevorzugt wasserwegsamem Zonen des Felsgesteins gespeist. Nur in denjenigen Fällen, wo durch entsprechende Maßnahmen (Grundwasserentnahme, bergbauliche Verhältnisse oder andere Eingriffe) die Grundwasseroberfläche im Felsgestein unter die des Grundwassers der Lockergesteine absinkt, kann das letztere auch ins Felsgrundwasser gelangen.

Eine relativ geringe Anreicherung des Talgrundwassers durch Oberflächenwasser ist unter bestimmten Bedingungen ebenfalls noch möglich. So darf das Gewässerbett nicht durch Schlickbildung oder durch die den Talschottern aufliegende Auenlehm-Decke gegen die grundwasserführenden Talablagerungen abgedichtet sein. Ferner muß die Grundwasseroberfläche tiefer liegen als der Oberflächenwasserspiegel, was aber bei natürlichen Abflußverhältnissen im allgemeinen nur während Trockenzeiten eintritt. Bei normalen Niederschlägen herrscht ein schwaches Gefälle der Grundwasseroberfläche zum Vorfluter hin vor. Kommt es jedoch infolge eines extrem hohen Fluß- und Bachwasserstandes zur Ausuferung, so ist ein flächenhaftes Eindringen des Oberflächenwassers durch die allerdings in der Regel schlecht durchlässige Auenlehm-Decke in den Grundwasserleiter der Talsohle gegeben. Im Falle größerer Grundwasserentnahmen aus den Talschottern werden die normalen Verhältnisse infolge der entsprechenden Absenkung erheblich gestört. Die Ergiebigkeit der Grundwasserleiter von Talsohlen ist in einem durch annähernd gleiche klimatische, geologische und morphologische Verhältnisse ausgezeichneten Raum von folgenden Faktoren abhängig:

1. Größe des zugeordneten Niederschlagsgebietes
2. Breite der Talsohle
3. Mächtigkeit und Zusammensetzung der Talschotter sowie der übrigen quartärzeitlichen Lockergesteine
4. Ausbildung des Felsgesteins einschließlich der Tektonik
5. Bewuchs und landwirtschaftliche Nutzung

Im Blattgebiet sind daher hinsichtlich der Grundwasserführung lediglich das Sieg- und Ferndorf-Tal von besonderem Interesse.

Der beschriebene Wechsel im Aufbau der grundwasserführenden Talablagerungen (Kap. E III) bewirkt unterschiedliche Durchlässigkeiten, so daß sich das Grundwasser innerhalb eines bestimmten Talquerschnitts nicht mehr mit der gleichen Geschwindigkeit bewegen kann. Die feinanteilärmeren, gröberen Kieseinlagerungen sind bevorzugte Zonen relativ größerer Durchlässigkeit,

einhergehend mit geringerer Filterfähigkeit gegenüber den besser reinigenden, durch stärkeren Ton-, Schluff- und Sandgehalt ausgezeichneten Partien. In den Porengrundwasserleitern ist die Durchlässigkeit durch den Durchlässigkeitsbeiwert k_f charakterisiert, der unter anderem vom nutzbaren Porengehalt abhängt. Umfassende Untersuchungen über diesen Porengehalt und damit auch über die Abstandsgeschwindigkeit des Talgrundwassers sind im Blattgebiet bisher noch nicht durchgeführt worden. Im Siegtalabschnitt zwischen Netphen und Dreis-Tiefenbach beträgt das Porenvolumen der Talschotter etwa 30% des Gesamtvolumens.

Den Talablagerungen schließen sich seitlich die Lockergesteine der Hänge bis hinauf zu den Höhen an. Durch die vorwiegend aus tonigem bis schwach sandigem Schluff (Lehm im bodenkundlichen Sinne) bestehende, mehr oder weniger steinige Ausbildung dieser Gesteine ist die Grundwasserführung verhältnismäßig gering. Der Versickerungsanteil der Niederschläge sowie das aus den Felsgesteinen unter günstigen Umständen übertretende Grundwasser bewegen sich in den Poren und den durch Pflanzen, Tiere sowie physikalische Einflüsse der Verwitterung geschaffenen Hohlräumen dieser Ablagerungen in Richtung auf die Talsohlen und -kerben hin. Außerdem ist die Übergangszone zum oberflächennah aufgelockerten Felsen für die Grundwasserspeicherung und -bewegung besonders geeignet.

c) Natürliche Grundwasseraustritte

Die Quellen als natürliche Austritte des Grundwassers an der Erdoberfläche wurden im Blattgebiet Hilchenbach infolge der verschiedenen Aufnahmezeiten für die einzelnen Teilbereiche nicht innerhalb einer annähernd gleichen Klimaperiode durchgehend kartiert. Sie sind zum Teil während sehr niederschlagsreicher Monate, zum Teil aber auch in ausgesprochenen Trockenwetterzeiten³⁷⁾ erfaßt worden. Unter diesen Umständen kann daher die Karte gebietsweise Quellen verzeichnen, die in niederschlagsarmen Zeiten versiegen oder in solchen Perioden ihre Austrittsstelle mit absinkender Grundwasseroberfläche entsprechend tiefer verlegen. Umgekehrt ist es möglich, daß auch derartig versiegte Quellen von vornherein nicht eingetragen wurden.

In den meisten Fällen tritt das Grundwasser im oberen Teil der sich sehr häufig nischenförmig ausweitenden Täler aus quartärzeitlichen Lockerbildungen in Form von Einzelquellen oder Quellgruppen an die Erdoberfläche. Unterhalb der so ausgebildeten Hauptquellmulden entspringen bei der Mehrzahl der Bäche im Oberlauf nur noch geringfügige Quellen an den Talhängen, während weitere Grundwassermengen nicht erkennbar dem Wasserlauf von den Bach-

³⁷⁾ Raum Hüttental – Unglinghausen – Netphen im extremen Trockenjahr 1959

rändern her zusitzen. Bachschwinden wurden an folgenden Stellen beobachtet:

1. im Tal östlich des Friedhofes von Kreuztal bei r 30 020, h 48 760
2. im Tal östlich von Bottenbach bei r 31 340, h 44 900

In niederschlagsarmen Zeiten kommt es häufiger vor, daß ein gerade entstandener Bachlauf innerhalb des nischenförmigen Talschlusses wieder versickert, um wenig unterhalb allmählich neu zu erscheinen. Obwohl die meisten Quellen im Bereich der quartärzeitlichen Lockerbildungen entspringen, geht deren Schüttung nicht nur auf den von diesen Ablagerungen aufgenommenen Versickerungsanteil der Niederschläge zurück.

Eine Beeinflussung dieser Schüttungen durch Felsgrundwasser ist besonders dort zu vermuten, wo im Untergrund entsprechend wasserwegsame Gesteinspartien **anstehen** oder Störungen (Verwerfungsquellen) ausstreichen. Quellen, die ihr **Wasser unmittelbar** aus dem Felsgestein schütten, treten an folgenden Stellen auf:

1. Leimbachtal südwestlich vom Tannenkopf r 38 170, h 45 420
2. nördlich vom Homerich r 38 060, h 46 550
3. Weistal östlich Ruckersfeld r 38 820, h 47 890
4. an der Straße südlich Herzhausen im Bereich der Geisweider Aufschiebung (Ruschelzone) r 35 760, h 46 100
5. Tal östlich vom Streithain r 41 240, h 45 320

Da auf der Karte das Quartär nur dann besonders ausgeschieden wurde, wenn es stärker als etwa 1,5 m wird, erscheint ein im ganzen geringer Teil der Quellen in Bereichen, die auf der Karte keine Quartärbedeckung verzeichnen. Quellen, die nur das Grundwasser innerhalb der quartärzeitlichen Lockerbildungen speist, werden als Schuttquellen bezeichnet. Sie treten vor allem dort auf, wo in dem diesen Ablagerungen zugeordneten Niederschlagsgebiet ganz überwiegend hydrologisch unwirksame Felsgesteine ausstreichen. Auf die von den wasserwegsamem Zonen des Felsuntergrundes ausgehenden Einflüsse kann erst mit Sicherheit durch entsprechende Beobachtungsreihen über das Schüttungsverhalten dieser Quellen geschlossen werden.

Das an die Taleinschnitte gebundene Auftreten der natürlichen Grundwasseraustritte liegt in dem Umstand begründet, daß die jeweilige Grundwasseroberfläche der wasserwegsamem Gesteinsbereiche und tektonischen Zonen durch das Relief entsprechend günstig angeschnitten wird.

Im Bereich des Müsener Horstes (Kap. G II a) sind durch den intensiven Bergbau und das damit verbundene weitreichende dränierende Streckennetz (Kap. H und Abb. 15) nur noch wenige Quellen vorhanden. Das Grundwasser tritt vornehmlich aus Stollen zutage, von denen einige zur Trinkwassergewinnung genutzt werden.

II. Grundwasserneubildung (K. U. WEYER)

Im Blattgebiet Hilchenbach sind keine hydrogeologischen Spezialuntersuchungen zur Grundwasserneubildung durchgeführt worden. Für diese Erläuterungen wurden deshalb nur die vom Geologischen Landesamt gesammelten Unterlagen ausgewertet.

a) Grundwasserkreislauf

Der Grundwasserkreislauf ³⁸⁾ wird im Untergrund der ausgeprägten Mittelgebirgslandschaft des Rheinischen Schiefergebirges als eine Folge von Auffüllvorgängen (bei Niederschlag) und Leerlaufvorgängen (während der Trockenzeiten und auch bei Niederschlag) betrachtet. Das Grundwasser des tieferen Untergrundes nimmt wahrscheinlich innerhalb des Blattbereiches an diesem Kreislauf kaum teil, da keine aufdringenden Mineralwässer oder Thermen sicher bekannt sind.

Die Grundwässer bewegen sich, wie im Abschnitt I dargelegt wurde, in den Festgesteinen auf tektonischen Trennflächen (z. B. Klüfte, Störungen), in den Lockergesteinen überwiegend in den Poren (Talabagerungen) oder in sonstigen durch Pflanzen, Tiere oder physikalische Verwitterung geschaffenen Hohlräumen (Hangschuttdecke). Unter diesem Gesichtspunkt ergeben sich mehrere Systeme von Bewegungsbahnen für das Grundwasser.

In Lockergesteinen: Unter den Talebenen der größeren Täler befinden sich Anschüttungen von Flußkiesen und Auenlehm (Kap. E III, Talabagerungen). Innerhalb der Talschotter von größerer Ausdehnung und Mächtigkeit, deren mittlerer wassererfüllter Porenraum in Analogie zu Untersuchungen von JACOB (1970) in günstigen Fällen bis zu 30% betragen kann, bewegen sich Grundwasserströme talab.

Im Auenlehm verhindern die engen Poren nach Wassersättigung einen stärkeren Transport von Grundwasser.

In den Verwitterungsböden der Hänge wird das Wasser

1. in den engen langsamdränenden Poren ($<20\mu$) langsam und
2. in den schnelldränenden Poren, in Spalten und Gängen (verursacht durch Wurzeln, Tiere, Textur und Struktur, s. E. KOPP 1965) schnell

geleitet.

In den engen Poren ist die Wandergeschwindigkeit des Wassers nach m/Monaten zu messen und meistens vertikal gerichtet. Da die Vegetation den größten Teil davon verdunstet, erreicht während der Vegetationszeit nur wenig Wasser den tieferen Boden.

³⁸⁾ Das Wasser im Untergrund wird hier nicht als ein quasi ruhender Körper, wie zum Beispiel ein See, sondern als fließendes Medium aufgefaßt. Um diese „dynamische“ Betrachtungsweise zu betonen, wird der unterirdische Anteil des allgemeinen Wasserkreislaufes im folgenden als Grundwasserkreislauf bezeichnet.

In den schnelldränenden Poren, in Spalten und Gängen bewegt sich das Wasser bis zu mehreren dm/min in vertikaler und lateraler Richtung (RÜCKERT 1960, BENECKE & LORCH 1964, KOPP 1965, BLUME, MÜNNICH & ZIMMERMANN 1966, RIESER 1969). Die vertikalen Hohlräume können sich in unserem Klima bis auf 2–4 m Tiefe erstrecken. In morphologisch ausgeprägten Einzugsgebieten sind die größeren Hohlräume der oberen Bodenzonen in höchstens 2–3 Tagen leer-gelaufen. Das Wasser dieses Bewegungssystems wird in der amerikanischen Literatur als subsurface-water bezeichnet.

In Festgesteinen: In den Festgesteinen werden im Blattbereich zwei Systeme von Bewegungsbahnen unterschieden:

1. Wanderung des Grundwassers auf Klüften, Schichtflächen, Schieferflächen und hydrologisch wenig wirksamen Störungen
2. Zirkulation des Wassers in hydrologisch stark wirksamen Störungen

Die beiden aufgeführten Kreislaufsysteme sind Teil des gesamten Wasserkreislaufsystems und kommunizieren natürlich miteinander.

Auf die Zusammenhänge zwischen der Ausbildung des Trennflächengefüges und der tektonischen Beanspruchung wurde bereits im Abschnitt I hingewiesen. Grobbrechende Sandsteine und Quarzite haben einen deutlich höheren Kluft-hohlraum als milde Tonschiefer und geklüftete Tonsteine. Daher zirkuliert in den Klüften der Sandsteine und Quarzite mehr Wasser als in den tonigen Gesteinen. Große Wanderwege sind in diesem Kreislaufsystem selten, das nach den Untersuchungen von WIEGEL (1963), HEITFELD (1965) und WOLTERS (1969) etwa bis zu einer Tiefe von 60 m reicht und nach unten an Intensität abnimmt. Die Wässer fließen meist dem nächstgelegenen Vorfluter zu.

Die hydraulisch stark wirksamen Störungszonen weisen dagegen erhöhte Wasserwegsamkeit auf, die eine schnellere Zirkulation über weitere Entfernungen erlaubt.

Nach mehr oder minder weiten unterirdischen Fließwegen tritt das Grundwasser in Quellen sichtbar oder in den Bachläufen unsichtbar dem oberflächlichen Abfluß zu. Es speist so noch Monate nach dem letzten Niederschlag den Abfluß der Bäche.

b) Faktoren der Grundwasserneubildung

Versickernde Niederschläge, eventuell versickernde Bäche und Versickerungen in den Talauen bei Hochwässern führen dem Untergrund Wasser zu. In klimatisch normalen Jahren ist bei unserem humiden Klima die Menge des Grundwassers innerhalb der geologischen Einheiten des Rheinischen Schiefergebirges mehr von der Versickerungsmöglichkeit in den Untergrund und dessen Hohlraumgehalt abhängig als vom Niederschlag, der zu wechselnden Teilen in den Boden versickert. Nur in extremen Trockenjahren, wie z. B. 1959, überwiegt das Auslaufen der grundwasserführenden Gesteine bei weitem das

Nachfüllen durch Niederschlagswasser, so daß der immer oszillierende Grundwasservorrat langsam aufgezehrt wird.

c) Meßergebnisse zur Beurteilung der Grundwasserneubildung

Die Erfassung der Grundwasserneubildung bereitet große Schwierigkeiten. Sie ist mit den bisher bekannten Methoden nur annäherungsweise abzuschätzen.

1) Methoden

Für die Lockergesteine wird der Anteil der Versickerung heute überwiegend durch Lysimetermessungen (z. B. FRIEDERICH 1954) direkt bestimmt. Nach BOLSENKÖTTER (1963) läßt sich aus dem bisher veröffentlichten Zahlenmaterial jedoch ableiten, daß die Meßanlagen noch nicht ganz fehlerfrei arbeiten. Ein weiterer Nachteil ist es, daß die für den Lysimeterstandpunkt gefundenen Werte auf einen ganzen Landstrich übertragen werden (DÜRBAUM & LILICH 1969).

Die Grundwasserneubildung in Flußgebieten kann nach NATERMANN (1951) und WUNDT (1953) aus der Abflußganglinie geschlossen werden, indem man den oberirdischen Anteil A_o des Abflusses von dem Anteil A_u trennt, der den Vorflutern aus dem Grundwasser zufließt. Dafür sind langjährige Meßreihen nötig, die uns hier nicht zur Verfügung stehen. Die Untersuchungen gäben dann nur die annähernde Grundwasserspende ($l/s \cdot km^2$) eines ganzen Flußgebietes und nicht die der verschiedenen Gesteine an.

Bessere Ergebnisse lassen sich mit der von MATTHES & THEWS (1959) angegebenen Methode der regionalen Verteilung von Abflußmessungen in Trockenwetterzeiten erzielen.

Einige Tage nach dem letzten Niederschlag besteht der Trockenwetterabfluß der Vorfluter nur noch aus austretendem Grundwasser. Die regionale Verteilung der Grundwasserspenden kann mit der Geologie in Beziehung gesetzt werden. Die Grundwasserspenden bei niedrigem Trockenwetterabfluß (niedriger Wasserstand der Vorfluter) geben dann einen deutlichen Hinweis auf die Menge des Wassers, die aus den einzelnen Grundwassersystemen ausfließt. Man kann damit den Bereich der Mindestgrundwasserspende über das ganze Jahr erfassen, also nur einen Teil des insgesamt versickernden Wassers. Bei kleinen Vorflutern des Rheinischen Schiefergebirges entspricht das dem Abfluß aus den zwei Bewegungssystemen der Festgesteine (dieses Kapitel Abschn. a). Dieser Grundwasseranteil ist längerfristig verfügbar.

Pumpversuche geben in Festgesteinen aus verschiedenen Gründen keine brauchbaren Hinweise auf die Grundwasserneubildung.

Vorratsberechnungen — und damit Hinweise auf die Grundwasserneubildung — können vor allem für Quellen und Stollen aus langzeitigen Meßreihen der Änderung des Abflusses über die Zeit gewonnen werden ³⁹⁾.

2) Meßergebnisse

Die Methode von MATTHES & THEWS (1959) wurde vom Verfasser durch eine statistische Auswertung ergänzt. Für das Blatt Hilchenbach lagen entsprechende Abflußmessungen nicht vor.

Deshalb sollen hier vergleichsweise Ergebnisse aus den Bereichen der Blätter 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968), 5112 Morsbach (WEYER 1968) und einer zusammenfassenden Arbeit (KARRENBURG & WEYER, im Druck) mitgeteilt werden. Aus den angegebenen Werten läßt sich die Größenordnung der auf Blattgebiet Hilchenbach zu erwartenden Abflußspenden erkennen.

Es muß allerdings betont werden, daß dort keine zusammenhängenden Sandsteinkomplexe austreichen, für die die in der Tabelle 7 angegebenen Abflußspenden für Sandsteine bestimmt wurde.

Aus den Untersuchungen von mehr als 1 000 Meßgebieten ergaben sich für niedrige Wasserstände in den Vorflutern, als der Abfluß oft unter dem NQ der nahegelegenen Pegelstationen lag, folgende Mittelwerte für Grundwasserspendsen der anstehenden Gesteine:

Tabelle 7
Mittelwerte der Grundwasserspendsen

Tongesteine	etwa 1,5 l/s · km ²	Δ	50 mm Jahresniederschlag
Übergänge	∇	∇	
Sandsteine	etwa 5,5 l/s · km ²	Δ	175 mm Jahresniederschlag

In diesen Werten spiegelt sich der unterschiedliche Kluftraumgehalt der Gesteine wider. Das Wasser wird zum größten Teil in dem beschriebenen ersten Kreislaufsystem der Festgesteine zirkulieren.

³⁹⁾ Die Auslaufkurven des Grundwassers lassen sich, wie die meisten Abbauvorgänge in der Natur, mathematisch durch eine Exponentialfunktion beschreiben

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)}$$

Q_0 = Abfluß zur Zeit t_0
 Q_t = Abfluß zur Zeit t
 α = Konstante

Nach Integrieren und Grenzwertbildung läßt sich der theoretische Grundwasservorrat M zur Zeit t mathematisch wie folgt bestimmen:

$$M = \frac{Q_t}{\alpha}$$

Da die Werte Q und α aus den Meßreihen bestimmt werden können, lassen sich die jeweiligen Grundwasservorräte berechnen (näheres siehe KARRENBURG & WEYER, im Druck).

Technisch ist es meist nicht möglich, das Grundwasser bei einer Wassergewinnung vollständig zu erfassen (Näheres Abschn. IV).

Für die Räume des Blattes Hilchenbach und die umliegenden Blätter 5113 Freudenberg und 5114 Siegen (LUSZNAT 1960) liegen einige Meßreihen während des extremen Trockenjahres 1959 vor, aus denen sich nach der oben beschriebenen Methode der theoretische Grundwasservorrat errechnen läßt.

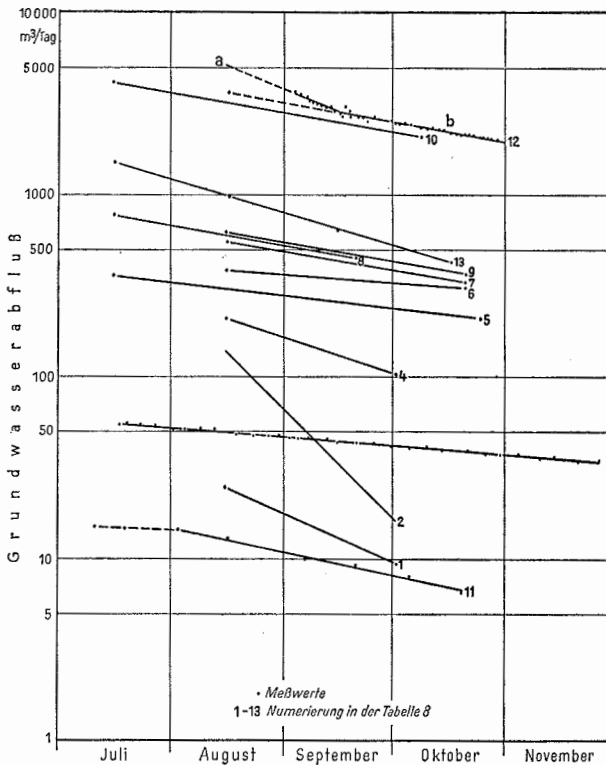


Abb. 17. Halblogarithmische Darstellung einiger Meßreihen des Grundwasserabflusses im Jahre 1959

Die Meßreihen sind in Abb. 17 in einem halblogarithmischen Koordinatensystem dargestellt. In der Tabelle 8 sind unter der Spalte „theoretischer Grundwasservorrat“ die Rechengrößen aufgetragen, aus denen die Größenordnung der Vorräte zu erkennen ist.

Tabelle 8
Berechnung des theoretischen Grundwasservorrats am 15. August 1959

Nr.	Bezeichnung	Blatt	r h	Abfluß Q 15. 8. 59 (m³/Tag)	α	theoretischer Grundwasser- vorrat m³	Bemerkungen
1	Stollen Schild	Freudenberg	r 29 500 h 32 040	24,2	0,02055	1 177	Stollen
2	" Kupferquelle	"	r 28 220 h 32 990	138,7	0,04513	3 073	"
3	" Beienbach	Hilchenbach	r 40 000 h 41 250	50,8	0,00363	14 009	"
4	" Schläger	Freudenberg	r 28 410 h 33 040	207,4	0,01466	14 143	"
5	" Winkelfeld	Siegen	r 35 080 h 35 330	305	0,00523	58 317	Q intrapoliert
6	Rensbach-Stollen	"	r 32 450 h 32 150	380,4	0,00334	114 028	"
7	Leimbach-Stollen	"	r 32 280 h 34 160	552	0,00750	73 609	"
8	Stollen Bürbach	"	r 34 430 h 40 020	605	0,00805	75 165	Q intrapoliert
9	Wolfsbach-Stollen	"	r 33 640 h 34 050	622,1	0,00808	77 012	"
10	Stollen Junges Eichhorn	Freudenberg	r 24 050 h 33 480	3200	0,00822	389 200	Q intrapoliert
11	Quelle Langenseifen	Hilchenbach	r 31 640 h 46 240	12,9	0,00976	1 321	Quelle
	Quelle Ferndorfseifen	"	r 31 210 h 45 890				
12	WVB Siegerland Dreis-Tiefenbach „Ranny Brunnen“	"	r 35 120 h 42 130	a) 5150 b) 3650	0,01919 0,00856	268 411 426 451	Q extrapoliert Q Brunnen
13	BR. Stadtwerke Weidenau, Dreis-Tiefenbach WVB Siegerland	"	r 34 341 h 56 421	980	0,01354	72 357	"

Die durch Stollen entwässerten Vorräte reichen von 1 200 m³ (Stollen „Schild“) bis zu 395 000 m³ (Stollen „Junges Eichhorn“) ⁴⁰⁾. Der Stollen „Junges Eichhorn“ entwässert auf Blattgebiet Freudenberg das tektonisch stark gestörte Gebiet der Betzdorf–Weidenauer Schuppenzone im Bereich des Giebelwaldes.

An der Kurve 12 der Abb. 17 wird nach dem Knickpunkt wahrscheinlich der Einfluß von Siegwasser (Uferfiltrat) überwiegen.

III. Grundwasserbeschaffenheit (M. LUSZNAT)

Die Grundwasserbeschaffenheit wird bestimmt vom Gehalt an gelösten Stoffen, der das Produkt schwierig zu überschauender Ionenaustauschvorgänge im Boden und im Grundwasserleiter ist. Den Lösungsinhalt des Grundwassers beeinflussen darüber hinaus noch:

1. chemische Beschaffenheit des Niederschlages, der zutretenden Oberflächenwässer und des durchflossenen Mediums
2. Fließgeschwindigkeit und physikalische Änderungen in den grundwasserführenden Schichten (Schwankungen der Grundwasseroberfläche natürlicher und künstlicher Art)
3. Vegetation
4. Düngung und menschliche Siedlungen
5. Wetterverhältnisse

(vgl. dazu NÖRING 1951, KELLER–HAFFENEGGER 1951, BECKSMANN 1956, SCHWILLE 1956, DIELER 1958, MATTHES 1961, MICHEL 1961, LANGGUTH 1966, WERNER 1968).

Daher sind für eine Beurteilung des hydrochemischen Charakters von Grundwässern grundsätzlich Beobachtungsreihen einzelner Entnahmestellen sowie Vollanalysen erforderlich. Die für das Blattgebiet im Laufe der früheren Jahre gesammelten Analysen erfüllten diese Voraussetzungen nicht (vgl. dazu LUSZNAT 1968, S. 159).

Aus diesem Grunde wurden während einer Trockenwetterperiode in der Zeit vom 10. – 21. 9. 1967 Wasserproben vornehmlich aus Quellen – über das Blattgebiet verteilt – entnommen und im chemischen Laboratorium des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen nach der von WERNER

⁴⁰⁾ Die Meßunterlagen stammen von den jeweiligen Gemeinden. Über den Grad der Meßgenauigkeit lassen sich keine detaillierten Aussagen machen.

(1968) mitgeteilten Methode untersucht. Die Analysenergebnisse gibt die Tabelle 9 wieder. Diese Untersuchungen stellen jedoch nur die Wasserzusammensetzung zum Zeitpunkt der Probennahme dar und erfüllen so noch nicht die Bedingung einer Beobachtungsreihe.

In Anlehnung an die im Bereich der Balneologie seit längerem geübte Methode werden die Grundwässer neuerdings mit Hilfe der gelösten Hauptkomponenten charakterisiert, wobei man in erster Linie von den Anionen ausgeht. Dem Verfahren, das in den Erläuterungen zu Blatt 5113 Freudenberg (LUSZNAT 1968, S. 159–160) genauer beschrieben worden ist, stehen jedoch dann große Schwierigkeiten gegenüber, wenn die zu typisierenden Wässer nur schwach mineralisiert sind. Je geringer nämlich der Gesamtlösungsinhalt eines Grundwassers ist, desto fragwürdiger gestaltet sich dessen Einordnung in einen Typ, weil schon geringfügige Unterschiede im mg/l-Gehalt eines Stoffes größere Differenzen des mval%-Anteils hervorrufen. Deshalb ist auch der mval%-Anteil in Tabelle 9 nicht aufgeführt worden.

Daß es sich im Blattgebiet in der Regel um nur schwach mineralisiertes Grundwasser handelt – die Gesamtkonzentration der untersuchten Wässer liegt mit Ausnahme der noch zu erörternden Probe 16 zwischen 43 und 104 mg/l –, wurde von einer ins einzelne gehenden Typisierung Abstand genommen.

Die Analysenergebnisse weisen insgesamt auf ein hydrogenkarbonatisches Grundwasser hin. Der Alkaligehalt ist mit Ausnahme der Probe 16 schwach (Na 1 – 4 mg/l, K < 1 mg/l), und ebenso bleibt der Erdalkali-Anteil durchweg gering (Mg 5 – 12 mg/l, Ca 4 – 16 mg/l). Demzufolge ergeben sich auch für die Gesamthärte nur relativ niedrige Werte (1,5 – 3,8° d), so daß es sich um sehr weiche bis weiche Wässer handelt. Bei Quellen, die unterhalb landwirtschaftlich genutzter Flächen liegen, können die sonst zurücktretenden Cl- und SO₄-Gehalte ansteigen (LUSZNAT 1968, S. 160). In diesem Zusammenhang fällt der relativ große NaCl-Anteil der Probe 16 auf, wie überhaupt diese Probe eine deutlich höhere Gesamtkonzentration (177 mg/l) besitzt. Beides läßt sich auf den Umstand zurückführen, daß die Quelle im Bereich einer streichenden Störung von regionaler Bedeutung (Oechelhäuser Aufschiebung) liegt, von der möglicherweise eine Beeinflussung durch NaCl-reicheres Tiefenwasser ausgeht und auf der die Gesamtkonzentration durch weiter reichende Zirkulation angestiegen ist. Wie aus der Tabelle 9 hervorgeht, kann eine Abhängigkeit der Grundwasserzusammensetzung von den ausgeschiedenen Gesteinskomplexen nicht beobachtet werden. Sie war auch auf Grund der recht einheitlichen Gesteinsausbildung nicht zu erwarten.

Mit gewissen Abweichungen von der beschriebenen hydrochemischen Natur muß bei Stollen- und Grubenwässern sowie beim Talgrundwasser gerechnet werden. Die ersteren sind naturgemäß durch die Gangmittel (Kap. H I a) stärker mineralisiert. Dabei beeinflussen unter Umständen der Ausbau und gelegentlicher Versatz mit Schlackensanden die Grundwasserzusammensetzung.

Es kann daher nicht nur ein höherer aus der Mineralführung der Gänge erklärbarer Sulfatanteil auftreten, sondern zuweilen können auch die Ca- und Mn-Gehalte ansteigen. Auf den ersten Blick mag die Tatsache überraschen, daß die Werte für Fe und Mn in den untersuchten Stollenwässern der Proben 17, 28 und 29 nicht höher liegen als bei den Quellen ($\text{Fe} = <0,05 \text{ mg/l}$) $\text{Mn} = <0,2 \text{ mg/l}$). Indessen hat sich innerhalb der Grubenbaue im Laufe der Zeit sehr häufig eine Wasserschichtung ausgebildet, weil das stärker mineralisierte Wasser nach unten absinkt, außerdem fallen Eisen und Mangan auch schon beim Abfluß aus. Sobald aber aus stillgelegten Gruben Wasser gepumpt wird, steigen in der Regel mit zunehmender Tiefe der Fe- und Mn-Gehalt rasch an.

Der hydrochemische Charakter des Grundwassers innerhalb der Talablagerungen in den größeren Tälern kann durch den Einfluß des abwasserbelasteten Vorfluters zum Teil recht erheblich von der Normalzusammensetzung abweichen. Außerdem ist es des öfteren vorgekommen, daß bei einer Wassergewinnung aus den Talschottern nach geraumer Zeit die Fe- und Mn-Gehalte anstiegen. Durch die ständige Veränderung der Grundwasseroberfläche und den damit verbundenen Zutritt von Bodenluft werden die zuweilen nesterförmig auftretenden Eisen- und Manganablagerungen der Talschotter (Kap. E III b) chemisch mobilisiert.

IV. Grundwassergewinnung (M.LUSZNAT)

Im Blattgebiet sind entsprechend den beschriebenen hydrogeologischen Verhältnissen folgende Möglichkeiten für eine Grundwassergewinnung gegeben:

- Fassung von Quellen
- Erschließung von Grundwasser innerhalb der quartärzeitlichen Lockergesteine
- Erschließung von Grundwasser aus dem Felsgestein

Dabei spielt der Schutz des zu gewinnenden Grundwassers eine besondere Rolle. Es muß daher bei einer beabsichtigten Grundwassergewinnung sichergestellt sein, daß die erforderlichen Schutzmaßnahmen (Regelwerk des Deutschen Vereins von Gas- und Wasserfachmännern [DVGW], Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete, Arbeitsblatt W 101) durchgeführt werden können.

a) Fassung von Quellen

Unter den Möglichkeiten für eine Wassererschließung bieten sich am augenfälligsten die Quellen an. Leider fehlen im Bereich des Blattes noch umfassende Messungen und Beobachtungen der Quellschüttungen, vor allem in

Trockenwetterzeiten. Indessen ist auf Grund zahlreicher Erfahrungen schon bekannt, daß die Schüttungen der Quellen bereits nach kurzer Zeit mehr oder weniger stark auf die Niederschläge reagieren. Gerade in Trockenzeiten, wo der Wasserbedarf besonders groß ist, geht die Ergiebigkeit der Quellen erheblich zurück. Bei den Schuttquellen macht sich das besonders bemerkbar. Die Quellen liegen ja in der Regel im obersten Teil der Täler oder im Bereich von Talschlüssen. Daher ist das ihnen zugeordnete Niederschlagsgebiet relativ klein. Das trifft auch – von wenigen Ausnahmen abgesehen – für diejenigen Quellen zu, die vom Kluft- und Spaltenwasser des Felsgesteins mitbeeinflußt werden.

Das geschilderte Verhalten der Quellen in Abhängigkeit von den Niederschlägen geht besonders anschaulich aus Quellschüttungsmessungen der Stadtverwaltung Siegen im Trockenjahr 1959 hervor (LUSZNAT 1968, S. 161). Für die Versorgung der Stadt werden zahlreiche Quellen und Quellgruppen im Niederschlagsgebiet der Netphe und Obernau am SW-Hang des Rothaargebirges (Kap. D I) genutzt. Unter normalen Niederschlagsverhältnissen beträgt die monatliche Durchschnittsschüttung mehr als $2\,500\text{ m}^3/\text{Tag}$ ⁴¹⁾. Im September des Trockenjahres 1959 war der Zulauf aus dem Quellgebiet auf durchschnittlich $198\text{ m}^3/\text{Tag}$ zurückgegangen, wobei die niedrigste Schüttung aller Quellen am 22. 8. 59 mit $80\text{ m}^3/\text{Tag}$ ⁴¹⁾ gemessen wurde.

Bei einer beabsichtigten Wassergewinnung durch Quelfassungen sollte stets von der normalen Trockenwetterleistung ausgegangen werden. In Perioden eines extrem geringen Grundwasserdargebotes wird es sich freilich nicht vermeiden lassen, daß Einschränkungen im Wasserverbrauch in Kauf genommen werden müssen. Sieht man einmal von den ausgesprochenen Schuttquellen ab, die in Trockenwetterzeiten unter Umständen versiegen, so ist in solchen Perioden im Durchschnitt mit Schüttungen zwischen 5 und $25\text{ m}^3/\text{Tag}$ zu rechnen.

Dieser Wert kann infolge der örtlichen hydrogeologischen Verhältnisse naturgemäß unter- oder überschritten werden. Eine hinreichend sichere Beurteilung der Quellen-Leistung läßt sich nur durch entsprechende Reihenmessungen der Schüttung erreichen, die unbedingt auch niederschlagsarme Zeiten erfassen müssen. Für eine Nutzung kommen vor allem die innerhalb von wasserwegsamem Bereich des Felsgesteins liegenden Quellen in Frage, wobei auch der Charakter und die Bedeutung der jeweiligen Störung, die Größe des zugeordneten Niederschlagsgebietes sowie die Ausbildung und Mächtigkeit der Lockergesteine im Bereich der Quelle eine Rolle spielen.

⁴¹⁾ Bei diesen Werten kann ein gewisser Leitungsverlust nicht hinreichend sicher ausgeschlossen werden.

b) Erschließung von Grundwasser aus den quartärzeitlichen Lockergesteinen

1) Talablagerungen

Bei der Beschreibung der hydrogeologischen Verhältnisse ist bereits dargelegt worden, daß sich für eine Entnahme von Talgrundwasser vor allem die bedeutenderen Täler des Blattgebietes eignen. Unter ihnen steht das Sieg- und Ferndorf-Tal auf Grund der Ausdehnung des Niederschlagsgebietes, der Talbreite sowie der Mächtigkeit und Ausbildung der Schotter (im Siegtal besonders zwischen Netphen und Dreis-Tiefenbach) an erster Stelle.

Die Gewinnung des innerhalb der Talschotter abfließenden Grundwassers wird von den nutzbaren Grundwassermengen bei niedrigem Trockenwetterabfluß (Abschnitt II) bestimmt. Dabei wird man in solchen Zeiten bei Wassergewinnungen aus Talschottern, sofern die im Abschnitt I b dieses Kapitels dargelegten Bedingungen erfüllt sind, immer mit einem gewissen Uferfiltratanteil rechnen können. Die Größe dieses Anteiles läßt sich ohne genauere Untersuchungen im einzelnen schwer abschätzen, weil sie von einer ganzen Reihe von Faktoren, wie Größe des Absenkungstrichters, Durchlässigkeit der Talschotter, Wasserführung des Vorfluters, Tiefe des eingeschnittenen Flußbettes usw. abhängig ist.

In der Regel ist aber die in einem bestimmten Talquerschnitt abfließende Grundwassermenge bei Niedrigwasser nicht in ihrer Gesamtheit zu gewinnen. Es muß also zwischen dieser Grundwassermenge und der nutzbaren Grundwassermenge innerhalb der Talschotter unterschieden werden. Wie groß der nutzbare Anteil am natürlichen Talgrundwasserabfluß ist, hängt in erster Linie von der Art der Fassung ab, die ihrerseits wiederum von hygienischen, wasserwirtschaftlichen, technischen und wirtschaftlichen Gesichtspunkten bestimmt wird. Es muß daher für beliebige Talquerschnitte mit einem verschiedenen hohen Anteil gerechnet werden, der sich genauer nur durch Pumpversuche feststellen läßt. Als günstigste Wasserfassung käme eine quer zum Tal verlaufende und dessen Breite entsprechend nutzende Sickerleitung direkt über dem Fels mit Sammelbrunnen in Frage. Bei senkrechten Fassungen wird in der Literatur ein durchschnittlicher Nutzungseffekt von 30–40% angegeben, der aber für eine horizontale Fassung in der eben charakterisierten Art im Talschotterbereich zu niedrig ist. Leider fehlen für das Schiefergebirge in dieser Richtung noch ausreichende Untersuchungen. Aus den bisherigen Erfahrungen ist jedoch anzunehmen, daß bei einem Ansatz von durchschnittlich 60% die Verhältnisse recht günstig beurteilt werden.

Das in den Talschottern abfließende Grundwasser wird nur durch die Auenlehm-Decke vor Verunreinigungen und Belastungen geschützt, die von der Erdoberfläche ausgehen. In der beschriebenen Ausbildung und Mächtigkeit

(Kap. E III) reicht sie jedoch nur aus, um bakteriologische Verschmutzungen mit hinreichender Sicherheit fernzuhalten, während gegen chemische Verunreinigungen ohnehin kein ausreichender Schutz besteht. Ferner kann das Talgrundwasser noch durch Uferfiltrat der Wasserläufe verunreinigt werden, sofern diese vor allem chemisch belastet sind.

Im Bereich der für eine Gewinnung von Talgrundwasser relativ günstigen Täler des Blattgebietes befinden sich aber zugleich die meisten größeren Industriebetriebe, ausgedehnte Besiedlungen und die Verkehrswege. Von diesen Stellen, an denen die schützende Auenlehm-Decke meist abgetragen oder verletzt ist, können vielfältige Verschmutzungen ausgehen. Eine Nutzung des Talgrundwassers zur Trinkwasserversorgung kommt also nur noch dort in Betracht, wo die erforderlichen Schutzmaßnahmen so durchgeführt werden können, daß ein hinreichender Schutz gewährleistet ist.

Innerhalb der unbedeutenderen Nebentäler beeinflussen die jeweiligen geologisch-bödenkundlichen und morphologischen Faktoren den Grundwasserabfluß in entsprechendem Maße, so daß stärkere Abweichungen von dem generellen Richtwert zu erwarten sind. Solche Abweichungen ergeben sich dort allein schon durch den in der Regel höheren Feinanteil der Schotter, der die Durchlässigkeit herabsetzt.

2) Hangschuttdecke

Das innerhalb der quartärzeitlichen Lockergesteine (Abschn. I b) im oberen Teil der Täler oder im Bereich der Talschlüsse abfließende Grundwasser tritt zum großen Teil in Form von Quellen aus. Durch entsprechende Sickerleitungen quer zur Talrichtung, die diese Ablagerungen bis auf die Felsoberfläche aufschließen, läßt sich die Grundwasserführung unter Umständen besser nutzen als das durch Quelfassungen der Fall ist. Die auf diese Weise gewinnbaren Grundwassermengen liegen in Trockenwetterzeiten erfahrungsgemäß zwischen 10 und 50 m³/Tag. Der zuletzt genannte Wert wird jedoch nur dort erreicht, wo besonders bevorzugt wasserwegsame Bereiche des Felsgesteins in die Hangschuttdecke entwässern.

c) Erschließung von Grundwasser aus dem Felsgestein

1) Grubenbaue und Stollen

Die zahlreichen aufgelassenen Grubenbaue und Stollen bieten sich für eine Grundwassererschließung aus dem Felsgestein geradezu an. Neben den laufenden Zuflüssen steht in dem jeweiligen Grubengebäude noch ein entsprechend großer unterirdischer Speicherraum zur Verfügung, dem in Wasser-

mangelzeiten kurzfristig größere Mengen entnommen werden können. Einer solchen Nutzung von Grubenbauen sind jedoch dadurch Grenzen gesetzt, daß bei Pumphöhen über 100 m die Wasserversorgung unwirtschaftlich wird. Es kommen daher stets nur die oberen Sohlenbereiche der Grubengebäude für eine Grundwassererschließung in Frage.

Soweit die einzelnen Gruben über Stollen entwässern, kann der natürliche Stollenabfluß ohne Pumpleistung genutzt werden. Freilich besteht während der Trockenwetterzeiten die Gefahr, daß der Stollenabfluß infolge Absinkens der Grundwasseroberfläche zurückgeht und besonders bei Stollen am oberen Teil der Berghänge gegebenenfalls ganz aufhört. Die Menge des den Grubenbauen zusitzenden Grundwassers hängt von der Größe und Ausdehnung der jeweiligen Grubengebäude ab sowie von den hydrogeologischen Verhältnissen in ihrem Bereich.

In diesem Zusammenhang sei auf einen Pumpversuch hingewiesen, der 1960 in einem der größten Grubengebäude des Siegerlandes durchgeführt wurde (LUSZNAT 1968, S. 165–166). Es handelt sich um die querschlägig verbundenen Gruben Mocke (mit dem Blindschacht Mathias), Ameise und Eisernhardter Tiefbau (Blatt 5114 Siegen). Die Grundwasseroberfläche ist vom Schacht Mocke aus um 31,50 m abgesenkt worden und sodann in zwei längeren Perioden konstant gehalten.

Der Grundwasserzufluß wurde mit

$$13,6 \text{ l/s} = 48,8 \text{ m}^3/\text{h} = 1171,2 \text{ m}^3/\text{Tag}$$

bestimmt, und der leergepumpte Speicherraum betrug
34 000 m³.

Angeichts der Tatsache, daß es sich bei den erwähnten Gruben um eines der größten Grubengebäude im Siegerland handelt, das sich zudem noch innerhalb der hydrologisch günstigen Mittleren Siegerner Schichten befindet, kann innerhalb anderer Gruben in Abhängigkeit von deren Ausdehnung und den geologischen Verhältnissen nicht mit höheren Grundwasserzuläufen gerechnet werden. Nach den Angaben von BORNHARDT (1910) lagen die mittleren Wasserzugänge bei 34 von 61 Gruben um 1909, als der Abbau noch auf den oberen Sohlen umging, jeweils unter 30 m³/h.

Sofern Grundwassermengen innerhalb von bergmännischen Aufschlüssen aus Stollen abfließen, kann während Trockenzeiten aus den bereits erwähnten Gründen ein erheblicher Rückgang des Abflusses eintreten. Die Höhe der Stollenabflüsse hängt von den jeweiligen geologischen Verhältnissen und der Ausdehnung der den Stollen zugeordneten Grubenbaue ab.

Von 10 Stollen im Blattbereich 5113 Freudenberg und 5114 Siegen liegen einige Messungen ⁴²⁾ vom Juli und Oktober des Trockenjahres 1959 vor (LUSZNAT 1968, S. 167). Im Oktober waren bei diesen Stollen die Juli-August-Abflüsse

⁴²⁾ Die Angaben stammen von den jeweiligen Gemeinden. Über den Grad der Meßgenauigkeit lassen sich keine Aussagen machen.

in recht unterschiedlichem Maße um 18 – 80% zurückgegangen, wobei das Schwergewicht bei 40% lag.

Einer Nutzung der im Blick auf die hydrogeologische Situation relativ günstigen Grundwasserabflußmengen aus bergmännischen Aufschlüssen stehen zwei besondere Schwierigkeiten im Wege. Einmal kann das Felsgrundwasser durch die von den ja nur zum Teil abgebauten Erzgängen (Kap. H) ausgehenden chemischen Einflüssen gegebenenfalls so verändert werden, daß eine Aufbereitung für Trinkwasserzwecke nur mit großem Aufwand möglich ist oder gar unwirtschaftlich würde. Zum anderen lassen sich die erforderlichen Schutzmaßnahmen für derartige Wassergewinnungen – besonders bei ausgedehnten Grubenbauen – unter Umständen nicht mehr durchführen, oder sie sind mit großen Belastungen für den Eigentümer der Gewinnungsanlage verbunden.

2) Bohrungen

Im Vergleich zu den bergmännischen Aufschlüssen sind bei einer Grundwassergewinnung durch Bohrungen infolge des relativ geringen Bohrlochdurchmessers wesentlich geringere Wassermengen zu erwarten.

Das wird bei einer Auswertung von 47 Bohrungen deutlich, die innerhalb der letzten 20 Jahre zur Grundwasserschließung im Siegerland niedergebracht wurden. Von diesen Bohrungen befinden sich 8 im Blattgebiet ⁴³⁾, die übrigen liegen innerhalb der Siegener Schichten im Fortstreichen nach W und SW und umfassen die Meßtischblätter 5013 Wenden, 5114 Siegen, 5113 Freudenberg, 5112 Morsbach, 5212 Wissen sowie 5312 Hachenburg.

Achtzehn Bohrungen haben mit Sicherheit nur Felsgrundwasser erschlossen, während die übrigen 29 mehr oder weniger durch Talgrundwasser beeinflusst werden.

Diese beiden Gruppen wurden getrennt voneinander ausgewertet, wobei der ersten Gruppe in bezug auf die Erschließung des Kluft- und Spaltenwassers im Felsgestein eine besondere Bedeutung zukommt. Zwar genügt die Zahl der Bohrungen noch nicht den strengen Anforderungen an statistische Auswertungen, doch läßt das Ergebnis die für unsere Erörterungen wichtigen Tatsachen bereits mit ausreichender Sicherheit erkennen.

Die 18 Bohrungen der ersten Gruppe haben mit Teufen zwischen 20 und 100 m aus dem Felsgestein eine Grundwassermenge von

1,3 – 8,4 m³/h

erschlossen. Die meisten Bohrungen sind 50 bis 80 m tief, das Häufigkeitsmaximum für die Fördermenge liegt zwischen

3 und 6 m³/h.

⁴³⁾ Im Verzeichnis der Bohrungen (Kap. M) sind jedoch nur diejenigen aufgeführt, deren Auftraggeber einer Veröffentlichung des Schichtenverzeichnisses zugestimmt haben.

Bohrungen, die lediglich in ausgesprochenen Kluftzonen niedergebracht werden, fördern in der Regel selten mehr als $1 \text{ m}^3/\text{h}$ aus dem umliegenden Gestein (Kreislaufsystem 1 im Felsgestein, Abschn. II a).

Wesentlich ist ferner die Tatsache, daß von 60 m ab im allgemeinen mit zunehmender Teufe keine Steigerung der Ergiebigkeit mehr eintritt.

Die Angaben über die Ergiebigkeit der Bohrungen stützen sich auf die Ergebnisse eines Pumpversuches nach Fertigstellung des jeweiligen Bohrloches. Diese Versuche sind zu verschiedenen Zeiten von verschiedenen Bohrfirmen mit unterschiedlicher (zum Teil nicht ausreichender) Zeitdauer und Genauigkeit durchgeführt worden. Unter diesen Umständen sind die der Auswertung zugrunde gelegten Daten mit gewissen Unsicherheiten behaftet, die aber das Gesamtergebnis nicht entscheidend belasten.

Rechnet man einmal die festgestellte Ergiebigkeit der einzelnen Bohrungen in l/s auf den Bohrmeter um und setzt die erhaltenen Werte zur Schichtenfolge in Beziehung, so ergeben die Mittleren Siegener Schichten mit $0,03 - 0,05 \text{ l/s} \cdot \text{Bohrmeter}$ in der Regel höhere Fördermengen als die Oberen und Unteren Siegener Schichten, was im Vergleich zu den hydrogeologischen Verhältnissen generell auch zu erwarten ist.

Bei den übrigen 29 Bohrungen sind die gewinnbaren Wassermengen zum Teil erheblich größer, und zwar zwischen

$2 \text{ und } 28 \text{ m}^3/\text{h}.$

Die Ursache dieser Abweichung ist vor allem in der Beeinflussung durch Talgrundwasser ⁴⁴⁾ oder durch größere, hydrologisch wirksame Störungen zu suchen.

Mit der genaueren Kenntnis des Aufbaues und der Lagerungsverhältnisse der unterdevonischen Schichten ist die Aussicht gestiegen, mit Hilfe von Bohrungen bei einem gezielten Ansatz Wassermengen aus dem Felsgestein zu erschließen, die sich über den bisher erreichten Durchschnitt von $3 - 6 \text{ m}^3/\text{h}$ bewegen. Es kommen dafür in erster Linie die im Abschnitt I a dieses Kapitels behandelten wasserwegsamten Störungen in Frage. Ferner sind auch die Schichtenabschnitte besonderer Wasserwegsamkeit unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse von Interesse. Jedoch bereitet gerade das erfolgreiche Anbohren von Störungen häufig Schwierigkeiten, weil diese Zonen infolge schlechter Aufschlußverhältnisse meistens nicht so genau fixiert werden können. Da sich erfahrungsgemäß die Ergiebigkeit ab 60 m Teufe in der Regel nicht mehr wesentlich erhöht, sollte die Teufe solcher Bohrungen nur dann 100 m überschreiten, wenn begründete Aussicht besteht, dadurch noch eine entsprechend wasserwegsame Zone anzufahren.

⁴⁴⁾ Die meisten Bohrungen dieser Gruppe stehen innerhalb der Talauflage des Siegtales.

d) Zusätzliche Gewinnungsmöglichkeiten (Reserven)

Mit dem wirtschaftlichen Aufschwung der letzten 20 Jahre ist auch der Trinkwasserbedarf im Siegerland erheblich gestiegen. Er wird sich im Zusammenhang mit dem industriellen Strukturwandel, der besonders durch die Stilllegung des Erzbergbaues ausgelöst wurde, voraussichtlich auch weiterhin in überdurchschnittlich raschem Tempo erhöhen. Diesem ständig steigenden Wasserbedarf steht jedoch nur ein Grundwasserdargebot in der im einzelnen charakterisierten Größenordnung gegenüber. So ist zum Beispiel im Versorgungsbereich der Stadt Siegen während des trockenen Sommers 1959 bereits ein maximaler Fehlbedarf von rd. 8 000 m³/Tag aufgetreten. Aber nicht nur in den Ballungszentren der Besiedlung und Industrie, sondern auch innerhalb der zahlreichen ländlichen Gemeinden stellt sich in zunehmendem Maße Wassermangel ein. Die noch vorhandenen Grundwasserreserven reichen jedoch, auf den gesamten Raum des Siegerlandes übertragen, zur Deckung des steigenden Fehlbedarfs bei weitem nicht aus. Daher ist man bereits dazu übergegangen, den relativ großen Abflußanteil der Niederschläge in Form von Talsperren zu speichern, um besonders in Trockenzeiten den Fehlbedarf decken zu können. Im Versorgungsbereich der 1956 fertiggestellten Breitenbach-Talsperre (Kap. K I) trat während des extrem trockenen Sommers 1959 dennoch Wassermangel auf, ganz zu schweigen von denjenigen Gebieten, deren Anlagen nicht durch eine solche Möglichkeit entlastet werden konnten. 1967 wurde daher das Niederschlagsgebiet dieser Talsperre durch Anschluß benachbarter Täler über einen Stollen (Kap. K II) erweitert. Zur gleichen Zeit wurde mit dem Bau einer zweiten Trinkwassertalsperre bei Brauersdorf begonnen (Kap. K I). Erst durch diese Maßnahme wird sich das Problem der Wasserversorgung im Siegerland befriedigend lösen lassen.

Bis zum Abschluß der Baumaßnahmen muß versucht werden, die Deckung des auftretenden Fehlbedarfs durch eine zusätzliche Grundwassererschließung einigermaßen zu überbrücken. Als Möglichkeiten bieten sich dazu vor allem noch bergmännische Aufschlüsse und das Talgrundwasser an, sofern die erwähnten Bedingungen hinsichtlich der Wasserqualität und des Schutzes zu erfüllen sind. Die zusätzliche Fassung von Quellen wird nur noch in seltenen Fällen möglich sein. Dagegen sind Tiefbohrungen unter günstigen Umständen für die weitere Beschaffung von Grundwassermengen etwa in der Größenordnung zwischen 100 — 300 m³/Tag als eine gangbare Lösung anzusehen.

K. Beiträge zur Ingenieurgeologie

Von M. REINHARDT

Im Bereich des Meßtischblattes Hilchenbach wurden mit der Breitenbach-Talsperre und der Obernau-Talsperre die beiden bisher einzigen Talsperren im Siegerland errichtet bzw. begonnen. Für den Bau dieser Talsperren waren umfangreiche ingenieurgeologische Untersuchungen nötig, die vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen durchgeführt wurden. Die im Hinblick auf den Untergrund recht vielfältigen Probleme beim Bau einer Talsperre, wie die Bestimmung der Dichtigkeit des Untergrundes, die Beurteilung von Felsböschungen, die Gründung von schweren Bauwerken, der Bau von Beileitungstollen und die Beschaffung von natürlichem Baumaterial können als typische Beispiele für ingenieurgeologische Aufgaben im Rheinischen Schiefergebirge gelten.

Sowohl die Breitenbach-, wie auch die künftige Obernau-Talsperre dienen ausschließlich der Trinkwasserversorgung des Kreises Siegen.

I. Talsperren

a) Breitenbach-Talsperre

Die südwestlich Hilchenbach gelegene Breitenbach-Talsperre wurde in den Jahren 1955/57 errichtet. Bei dem eigentlichen Sperrbauwerk handelt es sich um einen Steinschüttdamm mit Lehmkerndichtung. Die technischen Daten der Talsperre sind:

Höhe des Dammes	27 m
Länge des Dammes an der Krone	272 m
Damminhalt	360 000 m ³
Inhalt des Staubeckens	2,6 Mio m ³
Größe des Einzugsgebietes	4,1 km ²
Mittlerer Jahreszufluß	2,2 Mio m ³

Für die nähere Zukunft ist eine Erhöhung des Dammes vorgesehen. Die neue Dammhöhe wird dann 39,50 m betragen.

Der Erkundung der geologischen Verhältnisse für die Planung und den Bau der Breitenbach-Talsperre dienten 25 Kernbohrungen, die bis maximal 50 m

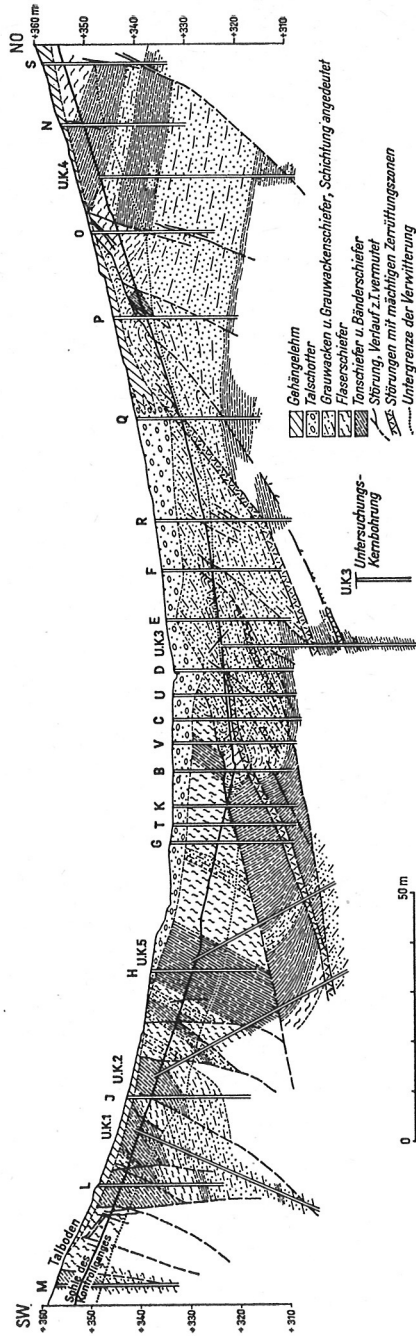


Abb. 18. Geologischer Schnitt durch den Untergrund des Dammes der Breitenbach-Talsperre nach KARRENBERG & WIEGEL (1959)

unter Gelände reichten. Auf Grund dieser Bohrungen konnte ein detailliertes Bild des geologischen Baues gewonnen werden (Abb. 18). In großen Zügen besteht der Felsuntergrund an der Breitenbach-Talsperre aus einer Wechselfolge von Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen (Kiafelder Folge der Oberen Siegerner Schichten, vgl. S. 99), die durch zahlreiche Störungen in einzelne Schollen zerlegt sind. Dadurch ist der Untergrund zerrüttet und aufgelockert. Die Gründungstiefe der Herdmauer, die mit einem begehbaren Kontrollgang in der Dammachse verläuft, betrug

am linken Hang 5 m unter Gelände, davon 3 m Lockergestein

in der Talsohle 11 m unter Gelände, davon 8 m Lockergestein

am rechten Hang 6 m unter Gelände, davon 3 m Lockergestein

Auf Grund der Voruntersuchungen konnte eine recht hohe Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes angenommen werden, die sich auch nach dem ersten Einstau bestätigte. Deshalb wurden umfangreiche Verpreßarbeiten des Untergrundes notwendig. Die bei der geologischen Vorerkundung festgestellten Störungen wurden durch die Zementeinpressung vollständig nachgezeichnet. Die steilstehenden Störungen wurden durch Schrägbohrungen angeschnitten. Die durchschnittliche Zementaufnahme je Bohrmeter betrug 251 kg. Dieser Wert liegt recht deutlich über der im Rheinischen Schiefergebirge sonst erreichten durchschnittlichen Aufnahmemenge von rd. 100 kg/Bohrmeter. In der Durchschnittsaufnahmemenge spiegelt sich die starke Störung des Untergrundes wider, ebenso in der maximalen Zementaufnahme von 2 170 kg/Bohrmeter in einer Bohrung, welche die Störungen in der Talmitte angeschnitten hat.

Das für den Dammbau erforderliche Schüttmaterial, von dem ein großer Teil bei dem Betrieb der Talsperre — wegen der Innendichtung des Dammes — einer besonderen Beanspruchung durch starke Schwankungen des Wasserspiegels ausgesetzt ist, wurde überwiegend im linken Hang des Breitenbach-Tales kurz oberhalb der Sperrstelle und zum geringeren Teil im Kurzebach-Tal nördlich der Talsperre gewonnen. Schwierigkeiten ergaben sich bei der getrennten Gewinnung von witterungsbeständigem Sandsteinmaterial. Die für den Abbau vorgesehenen Schichten keilten häufig aus oder waren an tektonischen Störungen versetzt. Der für den Dichtungskern erforderliche Lehm wurde aus dem flachen rechten Hang des Breitenbach-Tales, etwa 1 km oberhalb der Sperrstelle gewonnen. Der hier vorhandene umgelagerte Gehängelehm erreicht Mächtigkeiten von durchschnittlich 1,50 m.

b) Obernau-Talsperre

Mit dem Bau der östlich Netphen gelegenen Obernau-Talsperre wurde 1967 begonnen. Die Fertigstellung ist für Ende 1971 vorgesehen.

Das Sperrbauwerk wird von einem Steinschüttdamm mit Asphaltbeton-Au-Bendichtung gebildet. Die technischen Daten der Talsperre sind:

Dammhöhe	60 m
Kronenlänge	300 m
Damminhalt	1 Mio m ³
Inhalt des Staubeckens	14,9 Mio m ³
Größe des Einzugsgebietes	11,3 km ²
Mittlerer Jahreszufluß	8,8 Mio m ³

Das oberirdische Einzugsgebiet der Talsperre soll bei weiter wachsendem Trinkwasserbedarf durch einen Beileitungsstollen erweitert werden.

Im Bereich der Sperrstelle und der näheren Umgebung waren nur wenige, lückenhafte natürliche Aufschlüsse vorhanden, die keinen Einblick in den ge-nauen geologischen Bau des Untergrundes gewährten. Deshalb wurden im Sommer 1961 26 Kernbohrungen von je rd. 50 m Tiefe niedergebracht. Von diesen 26 Bohrungen lagen 12 in der vorgesehenen Dammachse, 12 in der Spur der künftigen Herdmauer und 2 in der Talsohle. Nach dem Ergebnis der Bohrungen wurde beschlossen, einen Steinschüttdamm mit Dichtung an der Wasserseite auszuführen. Auf Grund der geologischen Auswertungen der ge-wonnenen Bohrkerns konnten Schnitte durch den Untergrund gelegt werden, die ein recht gutes Bild der Lagerung und Ausbildung der Schichten wieder-geben (Abb. 19). Der Felsuntergrund setzt sich nach dem Ergebnis der Boh-rungen aus einer Wechselfolge von verschiedenen mächtigen tonigen und san-digen Gesteinen zusammen (Freudenberger Schichten der Mittleren Siegener Schichten, vgl. S. 72). Im allgemeinen überwiegt die tonige Komponente. Das Verhältnis Tonstein : Sandstein beträgt etwa 4 : 1. Die an sich recht ruhige Lagerung der Schichten wird von einigen Störungen unterbrochen. Die ge-störten Zonen, in denen der Gesteinsverband weitgehend aufgelockert ist, erreichen Mächtigkeiten von mehr als 3 m. Die Gesteine sind durchweg deutlich geklüftet. Besonders deutliche und weitaushaltende Klüfte finden sich in Sand-steinen und Flasersandsteinen. Die Klüftigkeitsziffern in den Bohrkernen, d. h. die Anzahl der Klüfte pro Meter, sind in der Abb. 19 wiedergegeben. In der Nähe der tektonischen Störungen ist eine Zunahme der Klüftigkeit festzustel-len. Diese Feststellung bestätigt die auch an anderen Stellen häufig gemachte Beobachtung, daß Klüfte in der unmittelbaren Umgebung von Störungen eng geschart auftreten.

Die Verwitterung der Felsgesteine beschränkt sich auf die oberen Fels-partien. Sie reicht in der Talsohle mit rd. 12 m am tiefsten. An den Hängen greift sie stellenweise bis rd. 10 m unter Gelände. Innerhalb der Verwitterungs-zone sind die Gesteine völlig verfärbt und teilweise entfestigt bis zersetzt. Der Schichtenverband ist mehr oder weniger stark aufgelockert.

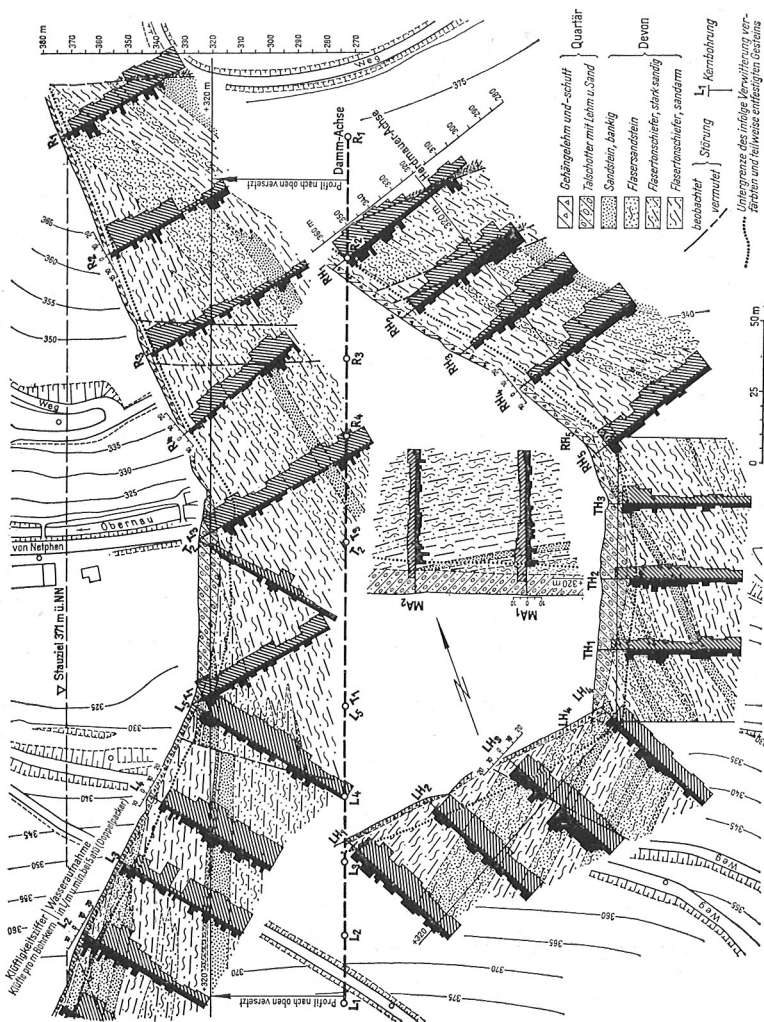


Abb. 19. Wasseraufnahme und Klüftigkeitsziffern in den Kernbohrungen für die Oberrau-Talsperre nach LUSZNAT, REINHARDT & WIEGEL (1962)

Am wasserseitigen Fuß des Staudammes der Oberrau-Talsperre verläuft die mit einem Kontrollgang versehene Herdmauer. Die Gründungstiefe dafür beträgt

am linken Hang 9 m unter Gelände, davon 1,5 m Lockergestein
in der Talsohle 13 m unter Gelände, davon 6,5 m Lockergestein
am rechten Hang 8 m unter Gelände, davon 1,8 m Lockergestein

Wegen der besonderen Bauweise der Herdmauer in Spannbeton mußten die Baugruben einige Jahre offen stehenbleiben. Die Neigung der Böschungswände im Fels betrug $70 - 80^\circ$. Zur Sicherung wurde der Fels mit Maschendraht bespannt, der auf den Böschungsschultern an Ankerbolzen befestigt wurde.

Besonderes Augenmerk wurde auf die Untersuchung der Dichtigkeit des Untergrundes gelegt. Hierzu dienten Wasserdruckprüfungen in den Kernbohrungen. Verpreßt wurden jeweils 5-m-Stufen in den Bohrungen mit 5 atü Einpreßdruck und einer Prüfdauer von 10 Minuten. Die erreichten Wasseraufnahmen sind in der Abb. 18 dargestellt. Die Werte liegen zwischen 1,5 und 19,8 l/m min. Die durchschnittlichen Wasseraufnahmen betrugen

im linken Hang	12,6 l/m · min
in der Talsohle	8,2 l/m · min
im rechten Hang	11,2 l/m · min

Das Ergebnis der Wasserdruckprüfungen läßt auf eine deutliche Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes schließen. Für den gesamten Talquerschnitt ist in der Spur des Dichtungsanschlusses an den Felsuntergrund — also in der Herdmauerachse — eine Untergrundabdichtung durch Zementinjektion erforderlich.

Das für den Dammbau erforderliche Schüttmaterial wird am Südhang des Windhains, ca. 500 m von der Sperrstelle entfernt, gewonnen. Zur Erkundung der Ausbildung und Lagerung der Schichten in diesem Bereich wurden insgesamt 10 Kernbohrungen niedergebracht. Es konnte nachgewiesen werden, daß einige Sandsteinbänke mit Mächtigkeiten zwischen 5 und 10 m vorkommen und mindestens 150 — 200 m weit aushalten und so einen wirtschaftlichen Abbau von Sandsteinmaterial, welches für Dränageschichten im Damm benötigt wird, gewährleisten. Der Steinbruch wurde im Frühjahr 1970 in Betrieb genommen. Er wird nach Fertigstellung des Dammes das Volumen des Staubeckens um ca. 300 000 m³ vergrößern.

II. Stollen

a) Beileitungsstollen zur Breitenbach-Talsperre

Das normale Einzugsgebiet der Breitenbach-Talsperre wurde in den Jahren 1965 bis 1967 durch den Bau von drei Beileitungsstollen um ca. 7,5 km² vergrößert. Von der insgesamt 3,5 km langen Stollenüberleitung liegen rd. 600 m auf dem Blatt Hilchenbach. Dieser Teil des sog. Preisterbach-Stollens besitzt einen Ausbruchsquerschnitt von ca 10,5 m², unterfährt die Dörr-Höhe in 63° -Richtung und mündet am Westhang der Dörr-Höhe in das Breitenbach-Tal. Von hier aus führt ein offenes Gerinne in die Breitenbach-Talsperre.

Der Preisterbach-Stollen durchörtert auf Blatt Hilchenbach eine Wechselfolge von Ton-, Schluff- und Sandsteinen (Mittlere Siegener Schichten, vgl. S. 83). Die überwiegend mittelkörnigen Sandsteine sind teils gebankt, teils massig

und ungeschichtet. Die Schluffsteine weisen vor allem in Strecken mit steiler Lagerung eine ausgeprägte Bankung auf. Die Tonsteine sind vorwiegend dünnblättrig bis plattig, selten massiv und ungeschichtet.

Die Schichten streichen generell NO-SW und fallen mit 25° – 50° nach Südosten ein. Abweichungen treten in Streckenabschnitten mit Spezialfaltung sowie im Bereich von größeren Störungen auf.

Die Gesteine sind deutlich geklüftet. Die Hauptkluftrichtungen verlaufen etwa NO-SW bzw. SO-NW; das Einfallen ist steil bis mittelsteil nach Nordwesten oder steil nach Nordosten und Südwesten gerichtet. Die Störungen streichen überwiegend um NW-SO und Ost-West; das Einfallen ist steil nach Nordosten oder Südwesten bzw. Norden oder Süden gerichtet. Daneben kommen streichende Störungen vor, die parallel oder spitzwinklig zur Schichtung verlaufen.

Die Gesteine sind im Bereich des Stollenauslaufs auf eine Länge von ca. 100 m durch Verwitterungseinflüsse weitgehend verfärbt und teilweise entfestigt. Verfärbung der Gesteine und Verlehmung von Trennflächen im Berginnern wurden bevorzugt in wasserführenden Sandsteinen beobachtet.

Die Beurteilung der Standsicherheit des Gebirges im Stollen erfolgte nach der Gebirgsklasseneinteilung von LAUFFER (1958). In der vom Breitenbach-Tal aus vorgetriebenen Strecke waren

- ca. 4% des Gebirges standfest
- 52% des Gebirges nachbrüchig bis stark nachbrüchig
- 36% des Gebirges gebräch bis sehr gebräch
- 8% des Gebirges druckhaft

Im standfesten Gebirge stehen unverwitterte, angeklüftete Gesteine an; im nachbrüchigen bis stark nachbrüchigen Gebirge ist das Gestein deutlich geklüftet, teilweise durch Störungen entfestigt, angewittert oder verwitterungsanfällig. Strecken mit deutlichen Trennfugen und tektonisch stark beanspruchten oder gestörten Gesteinen wurden als gebräch bis sehr gebräch bezeichnet. Druckhaftes Gebirge bildeten – besonders in Verbindung mit Wasser – dünnblättrige Tonsteine, breite Störungszonen und durch Verwitterung weitgehend entfestigte und zersetzte Gesteine.

Verbau und Ausbau des Stollens erfolgten jeweils nach ingenieurgeologischer Beurteilung entweder durch Spritzbeton, Baustahlgewebe, Felsanker oder Stahlstollentbogen mit Voll- oder Teilverzug. So war es möglich, den Umfang der Verbau- und Ausbaumaßnahmen den jeweiligen geologischen Verhältnissen anzupassen und auf kurze Strecken sinnvoll zu variieren.

Die Profilhaltung des Stollens war im wesentlichen von der Stellung der Trennflächen abhängig. Ungünstige Anordnungen der Schicht-, Schieferungs- oder Kluffflächen zur Stollennachse führten zu Ausbrüchen über das gewünschte Maß hinaus. Solche Ausbrüche – der sogenannte geologisch bedingte Mehrausbruch – war mit rd. 10% des Gesamtausbruches vergleichsweise gering.

L. Böden

Von WERNER WIRTH

Im Rahmen der Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte 1 : 25 000 lassen sich die Bodenverhältnisse nur in Form eines allgemeinen Überblicks behandeln. Dies gilt sowohl für die Darstellung auf der Bodenkarte 1 : 50 000 (Tafel 6) als auch für den erläuternden Text.

Die Böden sind nach Bodentyp (profilmorphologisch erkennbare Entwicklung), Bodenart (korngrößenmäßige Zusammensetzung) und geologischem Substrat (Ausgangsgestein) zu Bodeneinheiten zusammengefaßt und als solche auf der Karte dargestellt. Sie werden nachfolgend hinsichtlich ihrer Genese, Eigenschaften, Verbreitung und Nutzung beschrieben. Die bodenanalytischen Ergebnisse von charakteristischen Profilen sind in Tabelle 10 aufgeführt.

Die Darstellung und Beschreibung der Böden erfolgt nach den Vereinbarungen der Geologischen Landesämter „Die Bodenkarte 1 : 25 000, Anleitung und Richtlinien zu ihrer Herstellung (1965)“. In dieser Schrift ist auch grundlegende bodenkundliche Literatur angegeben.

I. Die Bodenbildung

Der Boden (Pedosphäre) ist die oberste durch Atmosphärien umgewandelte und durch Organismen belebte Verwitterungsschicht der Erdrinde (Lithosphäre). Diese physikalische, chemische und biologische Umwandlung vollzieht sich unter dem Einfluß bodenbildender Faktoren, zu denen vor allem Klima, Ausgangsgestein, Wasser, Vegetation, Relief, Kultureinfluß und deren jeweilige Zeitdauer gerechnet werden. Nachfolgend sind sie unter Berücksichtigung der im Blattgebiet angetroffenen Verhältnisse kurz erläutert.

a) Klima

Der Bodenbildungsprozeß wird besonders stark vom Klima (vgl. Kap. D II) bestimmt, dessen wichtigste Merkmale Niederschlagsmenge, Lufttemperatur sowie deren Verteilung und Intensität im Jahresablauf sind. Hohe Niederschläge bedingen in unserem humiden Klimabereich auch meist große Versickerungsmengen, die zur Durchschlämmung bzw. Auswaschung von Anionen und Kationen beitragen. Sie sind auch oft die Ursache für einen intensiven

Bodenabtrag (Erosion). Niederschlagsmenge und Temperatur hängen dazu noch von den morphologischen Verhältnissen ab, wobei die Niederschlagsmenge mit der Höhenlage im allgemeinen zu-, die Lufttemperatur dagegen abnimmt. Nicht zuletzt wird deshalb die forstliche und vor allem die landwirtschaftliche Nutzung der Böden wesentlich vom Klima bestimmt, vielfach mehr als vom Boden selbst.

Wie dem Profilbild einiger Böden im Blattgebiet entnommen werden kann, hat im Quartär und insbesondere im Tertiär ein von unseren heutigen Verhältnissen z. T. stark abweichendes Klima geherrscht.

b) Ausgangsgestein

Die verschiedenen bodenbildenden Faktoren wirken als sogenannte „äußere Kräfte“ auf das Ausgangsgestein ein. Durch Härte, Gefüge, Korngrößen- und Mineralzusammensetzung der Gesteine sind die Eigenschaften des entstehenden Bodens physikalisch und chemisch weitgehend vorgezeichnet.

Im Blattgebiet lassen sich hauptsächlich drei für die Bodenbildung wichtige Gruppen von Ausgangsgesteinen auseinanderhalten. Es sind dies:

Tonschiefer, Silt- und Sandsteine (Paläozoikum),
Löß (Pleistozän) und
untergeordnet Relikte älterer Verwitterungsbildungen (z. T. Pleistozän, Tertiär und eventuell älter).

Die aus paläozoischen Gesteinen hervorgegangene Gruppe herrscht vor. Dabei treten innerhalb der genannten vorwiegend gefalteten und wechsellagernden grauen Sedimentgesteine auch violettrote Ablagerungen auf. Letztere werden in größerer Verbreitung nordwestlich Müsen angetroffen (vgl. Kap. E Ia). Die Verwitterungsprodukte der genannten Gesteine haben sich in der morphologisch stark gegliederten Landschaft durch pleistozäne Solifluktions- und quartäre Erosionsvorgänge weitgehend vermischt und bilden verbreitet einen nahezu gleichmäßigen schluffigen Lehm mit wechselndem Grus- und Steingehalt.

Auf Umlagerungsvorgänge gehen auch die Hang- und Wanderschuttdecken – besonders in Mittel- und Unterhanglagen – zurück. Der daraus entstandene Boden hat oft keine direkte Beziehung zum Anstehenden. Gewisse Eigenfarben des Gesteins (z. B. rot) vermitteln einen Eindruck von dem mitunter komplizierten Wanderweg dieser Decken und der Menge des transportierten Materials.

Sandige und z. T. kiesige ältere Terrassenablagerungen der Sieg und des Ferndorf-Baches treten untergeordnet meist stark verwittert z. B. bei Dreis-Tiefenbach (r 33 460, h 42 940) und nordwestlich Müsen (r 32 600, h 51 100) je-

weils ca. 50 m über der Talaue in schmalen Ausbissen bodenbildend in Erscheinung. Ähnliche Terrassenreste begleiten auch verschiedene Nebenbäche, z. B. an Punkt r 36 650, h 43 480, wo eine 1,2 m mächtige Kiesschicht unter einer 1,7 m starken Lößlehmdecke lagert. Diese Vorkommen haben jedoch nur örtliche Bedeutung für die Bodenbildung.

Der Löß, das Ausgangsmaterial der zweiten Gruppe, wurde im Pleistozän als glazialäolisches Staubsediment mehr oder weniger mächtig im gesamten Gebiet angeweht und in der Folgezeit wieder weitgehend abgetragen. Die meist inselförmigen Restvorkommen sind offensichtlich entkalkt und zu Lößlehm verwittert. Löß mit einem Gehalt von 13,6% CaCO_3 wurde 1966 auf dem beachtlichen Blatt 5113 Freudenberg angetroffen (WIRTH in LUSZNAT 1968).

Der Lößlehm ist häufig umgelagert und z. T. mit grusig-lehmigem Fremdmaterial durchsetzt. Lößlehmdecken von 0,8 bis mehr als 2 m Mächtigkeit kommen besonders entlang des Ferndorf-Baches auf terrassenähnlichen Flächen bei Dahlbruch, Ferndorf, Buschhütten und Klafeld vor. Weitere Lößlehm-vorkommen liegen im Raum Müsen, Unglinghausen, Eckmannshausen und Niedernetphen. Darüber hinaus treten dünne Lößlehmschleier an verschiedenen anderen Stellen auf.

Die dritte Gruppe besteht sowohl aus plastischen tonigen, als auch aus sandigen und schluffigen Relikten, die durch subtropische Verwitterungsprozesse im Tertiär entstanden sind. Auf sie wird im Abschnitt über die fossilen Böden näher eingegangen.

In einem Teil der Böden — vor allem bei den rötlich gefärbten westlich Müsen — spiegelt sich die Eigenfarbe des Ausgangsmaterials wider. Somit ist die rote Farbe im Blattbereich nur bedingt als Kennzeichen einer fossilen Verwitterung anzusehen, selbst wenn der rötlich gefärbte Boden — infolge von Umlagerungsvorgängen — einem andersfarbenen Gestein auflagert.

c) Wasser

Das Wasser beeinflusst die Bodenbildung im wesentlichen als Grundwasser und als zeitweilig auftretende Staunässe.

Die grundwasserbeeinflussten Böden sind im Blattgebiet auf die Talauen beschränkt. Dabei bilden sich im Schwankungsbereich der Grenzzone Luft/Wasser rostbraun gefärbte Oxydationshorizonte, im tieferen, ständig wasser-erfüllten, sauerstoffarmen Bereich dagegen graue und blaugraue Reduktionshorizonte.

Durch Staunässe geprägte Böden liegen außerhalb der Talauen in Bereichen, wo schwer durchlässige Bodenschichten (Staukörper) die Versickerung des Niederschlags- und austretenden Hangwassers verzögern. Die dabei eintretende Bodenvernässung ist — von Ausnahmen abgesehen — meist stark

witterungsabhängig und kann in niederschlagsarmen Zeiten ganz verschwinden. Deutliche Hinweise auf die im Boden ablaufenden Vorgänge geben jeweils die charakteristischen Verfärbungen, z. B. rostige und fahlgraue Flecken und Streifen („Marmorierung“).

d) Vegetation

Die Vegetation wirkt zusammen mit der Mikroflora, Mikrofauna und der wühlenden Tätigkeit der Bodentiere bei der Bodenbildung vielfältig mit. So ist z. B. die Bildung von Humus erst durch den Anfall von Pflanzenrückständen (Laub, Gras usw.) und deren Abbau durch Kleinlebewesen, Pilze und Bakterien möglich. Dabei bestimmen die Art der organischen Rückstände und der Basen- und Nährstoffgehalt des Bodens die sich bildenden Humusformen. In einem basenreichen, stark belebten Boden unter Laubwald stellt sich als wertvollste Humusform gewöhnlich Mull ein, wohingegen bei schlechten Basen- und biologischen Verhältnissen – oft mit einer Nadelholznutzung verbunden – die Humusformen Moder und Rohhumus vorliegen. Die Bedeutung des Humus ist unbestritten, weil er letztlich das physikalische, chemische und biologische Gleichgewicht im oberen Bereich des Bodens regelt und dessen Leistungsfähigkeit beeinflusst.

Von der Stärke der Durchwurzelung und der Zahl der Grabgänge von Bodentieren hängt u. a. die Wasser- und Luftzirkulation im Boden und damit auch das Fortschreiten der Tiefenverwitterung des Anstehenden mit ab. Die Vegetation beeinflusst Durchfeuchtung, Temperatur und Verdunstung im Boden. Weiterhin schränkt die Pflanzenbedeckung sehr wesentlich den Bodenabtrag (Erosion) ein und fördert damit die Wasserkapazität. Dies wirkt sich somit vor allem günstig auf die Belange der Wasserwirtschaft aus.

Es läßt sich immer wieder feststellen, daß auf schwach bis z. T. stark geneigten Hängen unter Hochwaldbeständen kein bzw. nur geringer Bodenabtrag vorliegt, während unter früher zeitweise als Ackerland genutztem Niederwald und besonders auf Ackerflächen stärkere Profilzerstörungen („geköpfte“ Bodenprofile) angetroffen werden.

e) Relief

Die stark differenzierte Geländeform des Blattbereichs beeinflusst die Bodenbildung mannigfach. Mit dem Grad der Neigung nimmt bekanntlich auch die Intensität der Umlagerungs- und Abtragungsvorgänge zu. Solifluktionsschutt und akkumuliertes Erosionsmaterial werden oft in mehreren Metern Mächtigkeit – z. B. als eine mehr als 4,0 m starke Decke nördlich Ferndorf, r 29 820, h 48 860 – in Hang- und Muldenlagen beobachtet. Die verschiedenen exponierten

Hänge und Tallagen bewirken außerdem eine unterschiedliche Insolation, Durchfeuchtung, Vegetation und letztlich unterschiedliche Bodenentwicklungsstadien.

f) Kultureinfluß

Der Mensch hat seit den Anfängen der Besiedlung durch seine Kulturmaßnahmen in die Bodenbildungsvorgänge eingegriffen und damit die Bodenentwicklung in verschiedener Hinsicht beeinflußt. Mit der Rodung größerer Waldgebiete im Mittelalter setzte eine Veränderung der bisherigen Bodenentwicklung ein. Der Wasser- und Nährstoffkreislauf wurde in andere Bahnen gelenkt, ebenso die Humusbildung und das Bodenleben. Seit dieser Zeit nahm der Bodenabtrag erheblich zu, wie es sich besonders bei der Datierung überdeckter Torfablagerungen immer wieder nachweisen läßt, z. B. nördlich Schiessberg (r 38 100, h 44 680).

Die landwirtschaftlichen Bearbeitungs- und Pflegemaßnahmen ließen vor allem einen neuen Bodenhorizont, den A_p -Horizont, entstehen. Zusammen mit der mineralischen Düngung ist auf diese Art im Laufe der Zeit eine z. T. beträchtliche, meist positive Verschiebung des Nährstoffspiegels der Böden u. a. auch in den Hauberggebieten zustande gekommen. Allerdings geschah dies oft unter Verlust von Bodensubstanz durch die Erosion, deren entscheidende Ursache im Wesen des Ackerbaues mit seinen vegetationsfreien Zeiten und seiner vorwiegend humuszehrenden Wirkung begründet liegt.

Entwässerungs- und Bewässerungsmaßnahmen, wie sie besonders von der auf jahrhundertelangen Erfahrungen fußenden Siegener Wiesenbaufachschule angeregt und betrieben wurden, haben bei den Böden im Bereich der Talauen zu deutlichen Struktur- und Profiländerungen geführt.

g) Zeit

Der Entwicklungsgrad der Böden ist nicht nur von der Intensität der einwirkenden Faktoren, sondern vor allem von der Zeitdauer dieser Einwirkungen abhängig. Besonders deutlich tritt der Zeitfaktor bei den Böden in Erscheinung, die in langen Zeiträumen und unter andersgearteten klimatischen Verhältnissen, als sie gegenwärtig bei uns herrschen, gebildet wurden.

Im Blattgebiet gilt dies für einen Teil der Bodenrelikte (Plastosole usw.). Diese meist tertiären Bildungen wurden im Pleistozän und Holozän vor allem an der Oberfläche erneut von der Bodenbildung erfaßt und trotz ihrer Stabilität (relative Unveränderlichkeit) soweit verändert, daß heute ihr ursprünglicher Charakter nicht mehr in allen Fällen erkennbar ist.

II. Die Bodeneinheiten

Nachfolgend werden die unter dem Einfluß der bodenbildenden Faktoren entstandenen und teilweise sehr differenzierten Böden, zu Bodeneinheiten zusammengefaßt, beschrieben. Eine Bodeneinheit umfaßt innerhalb gewisser Spannen Flächen mit gleichartigen bzw. ähnlichen Verhältnissen. Die Gleichartigkeit bezieht sich auf den Entwicklungszustand des Bodens, die Bodenart, die Bodenartenschichtung und die Wasserverhältnisse.

a) Terrestrische Böden (grundwasserfreie Böden)

Terrestrische Böden sind außerhalb des Grundwasserbereichs entstanden. Ihre Wasserbewegung (Perkolat) ist vorwiegend von oben nach unten gerichtet. Böden mit zeitweiliger Stauung des Niederschlagswassers (Staunässe) und dadurch vorwiegend horizontal gerichteter Wasserbewegung zählen ebenfalls dazu.

1) Rohböden und Ranker (Böden ohne verlehmtten Unterboden)

Rohböden mit der Horizontfolge A_i -C stellen junge Böden ohne nennenswerte chemische Verwitterung und mit einem nur teilweise ausgebildeten geringmächtigen Humushorizont dar. Bildungen dieser Art liegen auf den Halden von Steinbrüchen, Gruben (z. B. westlich Müsen) sowie an Steilhängen vor.

Ranker zeichnen sich durch die Horizontfolge A_h -C aus und entstehen auf carbonatfreiem Gestein. Unter einem wenig entwickelten A-Horizont von höchstens 10 cm Mächtigkeit folgt unmittelbar das angewitterte Ausgangsgestein (C-Horizont). Diese Böden sind vorwiegend auf austreichenden Schichtköpfen und -rippen von Tonschiefer, Siltstein und Sandstein zu finden. Auch verschiedene steile, südexponierte Oberhanglagen im Bereich des Sieg- und Ferndorfbach-Tales zeigen Rankerausbildung. Es handelt sich allgemein um meist ca. 10–50 m breite bandartige Vorkommen, die sehr häufig – abgesehen von den erwähnten Talrandlagen – dem Schichtenstreichen folgen.

Der Basengehalt des anstehenden Ausgangsmaterials bestimmt weitgehend die Humusform. Letztere ändert sich dementsprechend, liegt aber hauptsächlich bei etwas weiterem C/N-Verhältnis im Bereich des Moders. Weiterhin wirken sich auf die Humusbildung Exposition und Skelettanteil der Böden sowie die Klufthäufigkeit und Lagerung der Gesteinsschichten aus.

2) Braunerden (Böden mit verlehmtm Unterboden)

Böden mit dem Profilaufbau A-B_v-C werden Braunerden genannt. Sie sind durch eine fortgeschrittene Verwitterung und Tonmineralneubildung gekennzeichnet. Unter dem humosen Oberboden, dem A-Horizont, folgen der deutlich ausgeprägte und unterschiedlich mächtige Verwitterungshorizont (B_v) und tiefer das als C-Horizont bezeichnete Ausgangsgestein.

Die Stoffwanderung ist im B_v-Horizont unbedeutend und beschränkt sich im wesentlichen auf die Auswaschung (Verlagerung) von Alkalien und Erdalkalien. Mit dem jeweiligen Ausgangsgestein (z. B. Sandstein und Tonschiefer) ändert sich in Abhängigkeit von dem Auswaschungsgrad auch der Basengehalt und damit gleichzeitig die Humusform. Im Blattbereich treten fast ausschließlich Braunerden geringer Basengehalte auf.

Die Braunerden bedecken den Großteil des Blattes Hilchenbach. Die aus dem steinig-grusigen, schluffigen Lehm der verwitterten paläozoischen Gesteine entstandenen Braunerden mit bräunlich-gelben bis gelblich-braunen Farben im B_v-Horizont herrschen von (nach Munsell Soil Color Charts 1954, 10 YR 7/8, 8/8, 6/6, 6/8, 5/6, 5/8 u. ä.). Untergeordnet kommen rötliche bis rötlich-braune Farben vor (5 YR 5/6, 10 R 4/6 u. ä.). Im Gebiet nördlich Ferndorf und Müsen beruhen sie auf den bei der Verwitterung roter Sedimentgesteine entstehenden Eisenverbindungen. In einer etwa 1 km breiten Zone Geisweid – Dreisbacher Berg – Herzhausen stellen sie vermutlich die Verwitterungsform der im Bereich der Geisweider Aufschiebung durch die hydrothermalen Einflüsse der Eisenglanzmineralisation veränderten Gesteinspartien dar. Braune bis kräftig-braune Farben (7,5 YR 4/4, 5/4, 5/6 u. ä.) werden in Böden aus schluffigem Lößlehm angetroffen (s. auch S. 228). Anteile von Grus und Steinen weisen dabei auf Umlagerungen hin.

Im übrigen ist das Substrat der genannten farblich verschiedenen Formen fast immer umgelagert. Darüber hinaus liegen auch häufig Mischprodukte mit wechselnden Anteilen von Verwitterungsmaterial der anstehenden paläozoischen Gesteine, Lößlehm und Resten fossiler Böden vor, die somit oft als „verwitterter Deckschutt“ aufgefaßt werden müssen. Die ungleichmäßige Zusammensetzung führt in der Regel zu verschiedenen Farbabstufungen, in denen sich die jeweiligen Anteile bemerkbar machen. Mit steigendem Lößlehmgehalt nehmen im allgemeinen die günstigen Eigenschaften und damit der Ertragswert der Böden zu.

Die in höherer Lage an den Talhängen vom Ferndorf-Bach und der Sieg auf kleineren Flächen vorkommenden kiesig-lehmigen Terrassenablagerungen haben keine nennenswerte bodenkundliche Bedeutung, da sie an der Oberfläche ohnehin meist überdeckt oder stark mit Fremdmaterial vermischt sind.

Sandige Bodenarten erscheinen, wie bereits erwähnt, auf verschiedenen Höhenrücken mit Sandsteinaufbau, z. B. bei Dillnhütten, r 30 040, h 44 100.

Die Braunerden sind nach ihrer Entwicklungstiefe unterteilt. Von der stark reliefbedingten Entwicklungstiefe hängen bekanntlich wesentliche Eigenschaften der Böden ab, wie z. B. wasserhaltende Kraft, Sorptionsvermögen, Größe des Wurzelraums und damit auch ihre Nutzungseignung und Ertragsfähigkeit.

Braunerden geringer Entwicklungstiefe haben trotz des nur bis etwa 30 cm mächtigen Solums meist einen deutlich ausgebildeten B_h-Horizont. Infolge des oft hohen Grus- und Steingehaltes sind die Böden locker und neigen zur Austrocknung. Das darunter liegende Gestein kann nur bei günstiger Zerklüftung von den Wurzeln tief aufgeschlossen werden. Die Durchwurzelbarkeit ist deshalb nicht in jedem Fall mit der Entwicklungstiefe identisch. Zu diesen Braunerden müssen auch jene scheinbar flachgründigen Böden gezählt werden, die auf steinigem Hangschutt liegen und, wie Aufschlüsse immer wieder zeigen, unmittelbar darunter noch örtlich sehr mächtige Lehmschichten aufweisen.

Braunerden geringer Entwicklungstiefe kommen in Kamm- und an steilen Oberhanglagen und oft in der unmittelbaren Nachbarschaft der Ranker vor, finden sich aber auch auf erodierten ehemals tiefgründigeren Ackerflächen, z. B. südöstlich Obernetphen, westlich Obersetzen und nördlich Ruckersfeld. Die Bodenschätzung hat die flachgründigen Böden als SL 6 V 35/23, SL 5 Vg 37/21, SL 6 Vg 28/18 u. ä. eingestuft.

Braunerden mittlerer bis großer Entwicklungstiefe nehmen den größten Teil der Flächen des Blattgebietes ein. Ihre Bodendecke überlagert 30 bis 80 cm mächtig das anstehende Gestein. Die Bodenart besteht auch hier überwiegend aus grusigem, schluffigem Lehm. Während Wasser- und Sorptionskapazität gegenüber den flachgründigen Böden deutlich besser sind, entspricht der S-Wert, das heißt der Gehalt an austauschbaren basischen Kationen, bei den aus paläozoischen Gesteinen hervorgegangenen Böden dem niedrigen Wert der flachgründigen Bildungen.

Infolge ihres Stein- und Grusgehaltes verfügen sie zumindest im tieferen Bodenbereich über eine gewisse nachschaffende Kraft. Sie sind allgemein gut durchlüftet und locker — daher auch der verschiedentlich gebrauchte Name „Lockerbraunerde“, — sofern sie nicht mit Plastosol-Material durchsetzt sind. Lößlehmanteile wirken sich günstig auf die Ertragsleistung aus. Die landwirtschaftlich genutzten Flächen erhielten bei der Bodenschätzung sL 5 V 46/32, sL 6 V 42/34, SL 4 V 46/35, SL 5 V 49/31, SL 6 V 35/24 u. ä. als Klassenzeichen und Wertzahlen.

Braunerden großer bis sehr großer Entwicklungstiefe bestehen bodenartlich ebenfalls aus schluffigem Lehm, dem erst zur Tiefe zunehmend Grus und Steine beigemischt oder auch schichtweise eingelagert sein können. Diese fast durchweg mehr als 1,0 m mächtigen Böden kommen in Hangmulden, Dellen und vor allem in Hangfuß- und terrassenartigen Talrandlagen vor, wo sie mitunter Mächtigkeiten von mehr als 4,0 m erreichen (z. B. in Aufschlüssen nördlich Ferndorf, westlich Müsen und Eck-

mannshausen). In diesen relativ erosionsgeschützten Bereichen hat sich bei flächenhaften pleistozänen (solifluktuiven) und holozänen (erosiven) Umlagerungsvorgängen talwärts bewegtes Material stärker angehäuft. Es besteht aus verwitterten paläozoischen Gesteinen, Lößlehm oder einer Mischung beider mit lokal stark wechselnden Anteilen, wobei untergeordnet fossiles Bodenmaterial beigemischt sein kann. Erwähnenswert sind auch die Vorkommen tiefgründiger Braunerden auf den schwach muldigen Hochflächen, z. B. im Bereich Kilgeshahn – Kirr-Berg.

Die Wasser- und Sorptionskapazität dieser Braunerden ist ebenso wie ihre Nährstoffversorgung – insbesondere bei starker Durchmischung – relativ günstig. Vernässungen und Staunässe lassen sich örtlich in wechselnder Tiefe feststellen. Ihre Ursache ist meist in zusätzlichem Hangwasser zu sehen.

Die tiefgründigen Böden wurden bei der Bodenschätzung mit sL 4 V 54/44, sL 5 V 48/36, SL 4 V 47/33, SL 5 V 40/28, L IIc 2 45/39, IS IIc 2 40/34 u. ä. angesprochen.

3) Parabraunerden

Sie besitzen die Horizontfolge A-A₁-B₁-C. In ihnen sind Feinsubstanz sowie Basen und Nährstoffe mehr oder weniger nach unten verlagert oder ausgewaschen worden. Der A- und A₁-Horizont sind deshalb verarmt und leichter als der B₁-Horizont (s. Analysen-Tab. 10 Nr. 3 und 4). Diese Art der Stoffwanderung tritt vorwiegend bei schluffigen Substraten, vor allem bei den Lößlehmen, auf.

Im gesamten Blattbereich werden die Lößböden überwiegend beackert und sind infolgedessen einer kräftigen Bodenerosion unterworfen. Vollständige Profile werden deshalb seltener angetroffen; stark geköpfte oder auch umgelagerte „braunerdeähnliche“ Profile sind die Regel (z. B. im Raum Ferndorf, Müsen, Klafeld, Niedernetphen). Die landwirtschaftlich genutzten Flächen erhielten bei der Bodenschätzung die Einstufung L 3 V 65/55, L 4 V 63/53, sL 4 V 57/46, SL 3 V 52/44, SL 4 V 50/39 u. ä.

4) Pseudogleye

Sie sind durch die Horizontfolge A-S_w-S_d-C. gekennzeichnet. Der Staukörper, auch Staunässesohlschicht (S_d) genannt, läßt das Niederschlags- und Hangwasser nur relativ langsam in den Untergrund versickern. Deshalb bildet sich darüber eine Stauzone, der Staunässeleiter (S_w). Dieser S_w-Horizont ist braungrau bis grau gefärbt, der S_d-Horizont dagegen rostbraun, rostgelb oder rostrot gefleckt und enthält oft zahlreiche Eisenkonkretionen. Hervorgerufen werden diese Oxydations- und Reduktionsfarben des Eisens durch den jahreszeitlichen

Wechsel von Vernässung (Reduktion und Verlagerung), Durchfeuchtung und Austrocknung (Oxydation und Ausfällung). Zusätzliches Hangwasser verlängert allgemein die Vernässungsphasen. Böden, die zwischen dem Vernässungsbe- reich und dem A-Horizont eine Verbraunungszone aufweisen, stellen als Braunerde-Pseudogleye Übergänge zu den Braunerden dar. Solche Über- gangsböden sind vergleichsweise weit verbreitet und grenzen an die Pseu- dogleye an.

Die bodenartlich überwiegend aus schluffigem oder tonigem Lehm beste- henden Pseudogleye nehmen im Blattgebiet größere Flächen westlich Dahl- bruch, nördlich Kindels-Berg und Martinshardt ein. Pseudogleye und Über- gänge zu Braunerden kommen vor allem dann vor, wenn leichteres Boden- material dichte Tonschiefer oder Graulehmreste überlagert, wie z. B. bei Dahlbruch und am Kindels-Berg.

Die dichtgelagerten und schlecht durchlüfteten Pseudogley-Horizonte be- grenzen den durchwurzelbaren Raum. Während erhöhter Plastosolanteil in den oberen Horizonten die ungünstigsten Eigenschaften dieser Böden noch ver- stärkt (z. B. Graulehm im Raum Dahlbruch und Müsen), werden sie durch größere Lößlehmbeimengungen vermindert (z. B. unmittelbar westlich Dahl- bruch). Besonders bei schweren Bodenarten wirken sich die beiden Extreme, Vernässung einerseits und Austrocknung mit Rißbildung andererseits, nach- teilig auf die ackerbauliche Nutzung aus. Dementsprechend ist Grünland der naturgegebene Standort für Pseudogleye. Unter Wald besteht in staunassen Böden erhöhte Windwurfgefahr. Von der Bodenschätzung wurden sie mit L IIb 3 45/40, L IIc2 46/41, L IIc 3 36/32, L IIb 3 41/37, L IIc 3 35/30, T IIb 2 36/32, T IIc 3 32/29, IS IIb 2 38/36 u. ä. angesprochen.

b) Semiterrestrische Böden (Grundwasserböden)

Hierunter werden Böden verstanden, die unter Grundwassereinfluß entstan- den und z. T. durch periodische Überflutungen gekennzeichnet sind.

Es handelt sich im Bereich des Blattes Hilchenbach um Böden, deren Aus- gangsmaterial in Fluß- und Bachtälern abgelagert wurde. Typologisch sind es neben Gleyen und Naßgleyen auch Braune Auenböden. Die Korngrößenzu- sammensetzung des angelandeten Mineralbodens, der allgemein über Kiesen, Sanden oder groben Blockpackungen lagert, wechselt je nach den Liefergebie- ten und Ablagerungsbedingungen. Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 0,8 bis 1,5 m und verringert sich nur lokal auf vereinzelt aufragenden Felsrip- pen, Kiesbänken (z. B. bei Buschhütten) oder örtlichem Blockschutt der Sei- tentäler.

Die Wasserläufe kleiner Seitentäler und der Hangschluchten — vor allem im Bereich des Oberlaufs der Bäche — haben wiederholt bei der Einmün-

dung in die größeren und breiteren Talauen mehr oder weniger ausgedehnte Schuttfächer abgelagert und somit unebene Talflächen mit unterschiedlichen Grundwasserständen geschaffen.

Der Gehalt an Nährstoffen und deren Ergänzung sind bei den semiterrestrischen Böden naturgemäß weitgehend vom Basengehalt des Fluß- und Grundwassers abhängig. Entsprechend dem Vorkommen kalkfreier Gesteine im Einzugsgebiet – Ausnahme: gewisse Mineralisierungen nahe den Erzgängen – ist das Angebot der durch das Wasser zugeführten Nährstoffe relativ gering (s. auch Wasseranalysen Tab. 9). Im Vergleich dazu sind die semiterrestrischen Böden benachbarter Kartenblätter mit größerem Kalksteinvorkommen besser mit Basen versorgt. Der Großteil der Talböden wurde seit Jahrhunderten im Zuge des „Siegerländer Wiesenbaues“ teils ent-, teils bewässert (weitere Angaben siehe Abschnitt III).

1) Auenböden

Diese Böden (Profilaufbau A-M-G_o-G_r) sind streckenweise auf den etwa 1–3 m über dem Flußwasserspiel von Ferndorf-Bach und Sieg liegenden Talflächen – bei Buschhütten und Netphen – und auch entlang kleinerer Bachläufe vertreten. Es handelt sich dabei um Böden, die unter einem bis zu 10 cm mächtigen A-Horizont einen 60–150 cm starken braunen Unterboden besitzen. Erst unter diesem M-Horizont folgen die üblichen vom Grundwasser geprägten Gley-Horizonte.

Der Grundwasserstand schwankt jahreszeitlich und korreliert mit dem Flußwasserspiegel. Im mittleren Durchschnitt schwankt er beispielsweise im Sieg- und Ferndorfbach-Tal zwischen 1,3 und 3 m unter der Oberfläche. Im Bereich der Absenkungstrichter von Pumpwerken können diese Werte beträchtlich unterschritten werden.

Die Auenböden sind relativ junge Bildungen, die sich aus erodiertem Bodenmaterial zusammensetzen und bei Hochwasser über Kiesen und Schottern abgelagert wurden. Die Auensedimente bestehen überwiegend aus Lehm und schluffigem Lehm, untergeordnet aus lehmigem, zum Teil kiesigem Sand. Diese bodenartigen Unterschiede werden allerdings nur im Ferndorfbach- und Sieg-Tal (z. B. bei Buschhütten) im größeren Ausmaß beobachtet. Zudem mögen Bodenbewegungen bei Flußregulierungen und andere Baumaßnahmen örtlich die sandig-kiesige Komponente mit an die Oberfläche gebracht haben.

Wasserschutzbauten, Stauhaltungen und Regulierungen haben seit dem Mittelalter Zahl und Intensität der Hochwässer verringert, wodurch die Anlandungen zurückgingen und Grundwasserschwankungen in engeren Grenzen gehalten werden.

Die Grünlandnutzung der Auenböden, die zu den besten landwirtschaftlichen Flächen des Blattgebietes zählen, ist seit altersher auf der Basis des künst-

lichen Wiesenbaus vor allem in den Tälern von Sieg und Ferndorf-Bach sowie in deren größeren Seitentälern eingeführt. Hier hielten noch bis vor kurzer Zeit Flutsysteme die Wiesenberieselung in Gang. Der zeitweilige Wasserüberschuß macht sich in den Böden besonders durch ein mehr oder weniger mar-moriertes, gleyähnliches Profilbild bemerkbar. Des weiteren hat die Berieselung besonders bei lehmiger Bodenart die Struktur verschlechtert. Die Auenböden wurden bei der Bodenschätzung mit L 4 V 58/50, sL 4 V 56/48, (sL 4 AL) 56/48, SL 3 AL 56/47, SL 4 AL 48/42, L Ib 2 60/56, L IIb 2 52/47, L IIb 1 64/58, L IIIb 2 45/41, IS Ib 2 53/47 u. ä. bewertet.

2) Gleye und Naßgleye

Unter Gleyen und Naßgleyen (Profilaufbau A-G_o-G_r und A-G_r) werden Böden verstanden, in denen sich der jahreszeitlich meist nur wenig ändernde Grundwassereinfluß bis an die Oberfläche (A-Horizont) bemerkbar macht. Sie nehmen allgemein die tieferen Stellen der Talauen ein. Die vom Grundwasser geprägten Horizonte zeigen im oberen Teil eine mehr oder weniger starke Rostfleckung und Bleichung. Im ständig wassererfüllten tieferen Teil der Gleye sowie im gesamten Profil der Naßgleye herrschen dagegen graue bis blaugraue Farbtöne vor. Naßgleye werden hauptsächlich unter schlechten Vorflutverhältnissen vor allem im Oberlauf kleinerer Seitentäler angetroffen. Die ehemaligen Entwässerungsanlagen sind weitgehend zerfallen. Das kaum schwankende Grundwasser steht zwischen 0,1 und 0,4 m unter der Oberfläche.

Wegen der hohen Grundwasserstände können Gleye und Naßgleye nur als Grünland genutzt werden.

Hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung stimmen die Gleye und Naßgleye ungefähr mit den Auenböden überein.

Während die größeren Talauen von Sieg und Ferndorf-Bach vorwiegend eben ausgebildet sind – gewisse Unebenheiten sind auf die seit Jahrhunderten angelegten künstlichen Berieselungsgräben zurückzuführen –, zeigen die kleinen Tälichen mitunter unebene und bucklige Oberflächen, die vor allem durch die genannten Hangrutschungen und Schuttkegelbildungen entstanden sind. In diesen höher gelegenen Tal- und Talrandflächen haben sich – bei tiefer stehendem Grundwasser – Braunerde-Gleye und Gley-Braunerden mit einem mehr oder weniger mächtigen braunen Oberboden über tiefer liegenden Gley-Horizonten gebildet.

Die Gleye erhielten bei der Bodenschätzung die folgenden Klassenzeichen und Wertzahlen: L IIb 1 60/56, L IIb 2 57/54, L IIb 3 42/35, L IIc 3 39/34, L IIIb 2 48/45, L IIIb 3 38/31, L IIIb 2 42/38, L IIIC 3 41/38, L IIIC 3 35/32, L III 4 27/22, IS Ib 2 47/44, IS IIb 2 46/43, IS IIc 2 40/34, IS IIc 3 33/28 und IS IIIC 2 33/26.

c) Organogene Böden (Moore)⁴⁵⁾

Auf kleineren und tiefgelegenen Flächen der Talauen sowie z. T. auch in Altwasserrinnen haben sich im Holozän bei sehr hohem Grundwasserstand aus pflanzlichen Rückständen bis zu 1,4 m mächtige Niedermoores gebildet. Gewöhnlich werden die Torfe in den Tälern von einer mehrere Dezimeter mächtigen Lehmauflage überdeckt, deren Ablagerung offensichtlich mit der Erosion von Bodenmaterial in den mittelalterlichen Rodungsperioden zusammenhängt. Weitere Torfbildungen — z. T. Übergänge zu Hochmoor — wurden nördlich des Gillers und ostwärts Buchhelle angetroffen.

Nach pollenanalytischen Untersuchungen von H. W. REHAGEN (Kap. E III c) enthalten die holozänen Niedermoortorfe Holzreste und wechselnde Anteile von Würzelchen (Radicellen) einiger Sauergräser und sprechen für eine Bildung, die im Mittelalter ihren Abschluß fand.

d) Fossile Böden

Hierbei handelt es sich um ältere Böden oder deren Relikte, die vielfach im Pleistozän umgelagert oder von Hangschutt überdeckt und später z. T. von einer jüngeren Bodenentwicklung erfaßt worden sind.

Dabei können mindestens zwei Arten unterschieden werden.

Einerseits sind Plastosol-(Graulehm) sowie bunte Sand- und Schluffrelikte aus dem Tertiär (und älteren Zeitabschnitten?) vertreten, andererseits jüngere pleistozäne Relikte aus Lößlehm.

Plastosole aus Silikatgestein haben sich nur noch als verlagerte Reste über dem Anstehenden oder viel häufiger als dünne graugelbe, graue oder bunte linsen- und bandartige Einlagerungen in jüngeren Böden erhalten. Bodenartlich besteht das fossile Material aus tonigem Lehm sowie verschiedentlich aus sandig-schluffigem Lehm und Sand. Es ist häufig von gebleichtem, grusigem, steinigem Schutt durchsetzt. Stark verdichtet sind besonders einige Vorkommen von gelbgrauem, z. T. stark grusigem, tonigem Lehm in den Räumen Dahlbruch, Müsen und Buschhütten.

Nicht nur durch ihr dichtes Gefüge, sondern auch durch ihre charakteristischen Farben weißgrau (2,5 Y 8/0, 7,5 YR 8/0, rot (10 R 4/6, 4/8), braungelb (10 YR 7/8, 6/8, 6/6) u. a. heben sich die fossilen Relikte unverkennbar von den jüngeren Bodenbildungen ab.

Böden dieser Art entstehen heute noch in den feuchtwarmen tropischen und subtropischen Klimabereichen. Daraus kann man folgern, daß die bei uns vorliegenden Relikte Bildungen eines ähnlichen Klimas im Tertiär und davor

⁴⁵⁾ siehe auch Kap. E III c)

darstellen. Seit jener Zeit wurden, vor allem durch die pleistozäne Solifluktion, die ehemals ca. 20–50 m mächtigen Verwitterungsdecken (MÜCKENHAUSEN 1958) weitgehend abgetragen und ihre Reste mit jüngerem Bodenmaterial vermischt. Die stark plastischen Böden mit Resten fossiler Bildungen wurden von der Bodenschätzung mit T IIIb 2 36/32, T IIIb 3 37/34, T IIIc 3 32/29 u. ä. angesprochen.

Im Bereich „Neue Haardt“, r 31 950, h 41 430, stehen in Baugruben meist unter Hangschutt rote, stark tonige und grusige Lehme von örtlich mehr als 2 m Mächtigkeit an. Weiter nach Nordosten schließt daran auf ca. 7 km Länge (Kallen-Berg — Hummersloh) und ca. 1 km Breite eine Zone mit rotbraunen schluffigen Lehmen an, die in etwa dem SW-NO-Streichen der Geisweider Aufschiebung bzw. der Gangzone „Neue Haardt“ folgt. Es ist zu vermuten, daß diese rote schluffig-lehmige Bodenzone überwiegend die rezente Verwitterungsform der oberflächennah anstehenden, hydrothermal veränderten gangnahen Schichten darstellt. Ob dagegen der grusige rote tonige Lehm von „Neue Haardt“ rezent oder im Tertiär aus hydrothermal beeinflussten Gesteinen gebildet worden ist, müssen nähere Untersuchungen klären.

Tertiären Alters sind sehr wahrscheinlich die mehrere Meter tief reichenden und rot, grau, violett und braun gefärbten spalten- und taschenartigen Verwitterungs- und „Aufweichungsbildungen“ vor allem in klüftigen Tonschiefer-, Silt- und Sandsteinschichten, wie sie im Bereich von Verebnungsflächen, z. B. östlich Buch, r 36 640, h 48 990 und nördlich Niedernetphen, r 36 780, h 42 860, vorkommen. Sie stellen vermutlich die tiefsten „wurzelartigen Ausläufer“ einer längst abgetragenen tertiärzeitlichen Bodendecke dar.

Aufschlüsse, besonders in Hangdellen und Hangfußlagen, zeigen verschiedentlich — unter mehreren Metern Gehängelehm und Hangschutt paläozoischer Gesteine — auch begrabene Bodenbildungen aus Lößlehm.

Diese Böden bzw. auch Relikte davon sind von rezenten Parabraunerden kaum zu unterscheiden. A₁- und B₁-Horizonte sind häufig sehr gut ausgebildet und erhalten. Grusige und steinige Partien können sich dabei lokal in raschem Wechsel einschalten (z. B. bei Allenbach r 36 260, h 50 670).

Im Ferndorfbach-Tal zwischen Dahlbruch und Ferndorf waren z. Zt. der bodenkundlichen Bearbeitung an verschiedenen Stellen (z. B. r 31 360, h 47 550) Profile fossiler Brauner Auenböden und Gleye angefahren. Die Böden sind bis zu 2 m mächtig. Sie liegen jeweils auf ungestörten Terrassenschottern 6–10 m über den heutigen Talflächen und bestehen aus schluffigem Lehm und untergeordnet aus tonigem Lehm. Überlagert werden diese begrabenen Böden teils von Lößlehm, teils von Hangschutt in einer Stärke bis zu 2 m. Eine ähnliche Profilwand war auch im Siegtal ca. 6 m über der Talfläche südlich Niedernetphen (r 36 240, h 42 190) in allerdings gestörter Lage aufgeschlossen.

III. Nutzung der Böden

Das rauhe, niederschlagsreiche Klima, der gebirgige Landschaftscharakter und die relative Ungunst der Böden haben seit jeher die naturgegebene Nutzungsform, den Waldbau, gefördert; der Landbau tritt demgegenüber stark zurück.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Waldes in früherer Zeit zeigte sich insbesondere in der Erzeugung von Holzkohle für die einheimische Eisenverhüttung und den Handelsaustausch. Die Köhlerei wurde bis ins 19. Jahrhundert in den Hoch- und Niederwäldern betrieben. Viele ehemalige Meilerplätze (Meilerplatten) lassen sich heute – besonders in frischgepflügten Äckern – als schwärzliche, kreisrunde Stellen deutlich nachweisen.

Als besonders extensive Form der Wald-Feld-Wirtschaft ist das für das Siegerland typische Haubergwesen zur Holz- und Lohegewinnung zu erwähnen. In seinen Ursprüngen ein regelloser Raubbau, wurde es nach der Einführung der Haubergs- und Jahnverfassung streng geregelt, wobei man jeweils unmittelbar nach dem 18- bis 20-jährigen Einschlagzyklus zunächst eine mehrjährige Acker- und anschließende Weidenutzung folgen ließ. Die Niederwälder (Hauberge) wechseln noch heute mit den Hochwäldern ab, wobei in letzteren die Buchen- und Eichenbestände zunehmend dem rentableren Fichtenanbau weichen.

Im Jahre 1914 umfaßte der Kreis Siegen, in dem das Blattgebiet liegt, bei einer Größe von 647 km² 71% Wald. Davon entfielen 77% auf Hauberge und 14% auf Staatswaldungen, der Rest rechnete zu Privat- und Gemeindewäldern. Im Jahre 1961 betrug im 175 km² großen Amt Netphen der Waldbestand 69%; die Anteile an Hochwald und Haubergen waren etwa gleich groß.

Die landwirtschaftliche Bodennutzung vollzieht sich auf meist ertragsarmen Äckern an Hängen und in Hofnähe sowie auf Wiesen und Weiden vorwiegend der Fluß- und Bachauen. Der Siegerländer Wiesenbau mit seinen Be- und Entwässerungsanlagen geht auf eine lange Tradition zurück und hat sich wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Bau von Wassergräben für den Betrieb der Hütten- und Hammerwerke entwickelt. Verschiedentlich hat man die Rieselflächen sogar auf trockenen Hangböden außerhalb der Täler angelegt, wie man z. B. bei Grund und Obernau nachweisen kann. Zwangsläufig kam es zum Zusammenschluß in Wiesengenossenschaften und zur Herausgabe allgemein verbindlicher Verordnungen (siehe Bitzenordnung von 1539), sollte das Wasser gerecht verteilt werden und seine düngende Wirkung allen Anliegern der Wäserviesen zugutekommen.

In der im 19. Jahrhundert errichteten Siegener Wiesenbauschule fanden die Bestrebungen zur Ausbreitung fortschrittlicher Wiesenkultur ihren Höhepunkt.

Heute sind die Be- und Entwässerungssysteme der vielfach nur noch extensiv genutzten Talflächen weitgehend zerfallen. Sie lassen erkennen, daß die Gleye

und Naßgleye sowohl ent- als auch bewässert, die Braunen Auenböden wegen des meist tiefer stehenden Grundwassers nur bewässert wurden.

Außerhalb der grundwassererfüllten Täler kommen als natürliche Grünlandstandorte die Pseudogleye in Betracht. Unter extrem nassen Bedingungen empfiehlt sich eine Dränung, z. B. in den Räumen Müsen und Dahlbruch. Inwieweit auf weniger feuchten Pseudogleyen – nach Dränung – zum Ackerbau übergegangen werden kann, läßt sich erst nach sorgfältiger Überprüfung der Verhältnisse im einzelnen entscheiden. Bei forstlicher Nutzung stellt sich auf den staunassen Böden nur ein geringer Zuwachs ein; außerdem besteht Windwurfgefahr. Allerdings sind diese Standorte durch offene Grabenentwässerung und Auflockerung der verdichteten Horizonte zu verbessern.

Mit der vorzüglichen Grünlandwirtschaft ging eine gute Viehzucht und -haltung einher. Das Siegerland verfügte um die Jahrhundertwende über den stärksten Viehbesatz je Hektar in Preußen. Der in großen Mengen erzeugte Wirtschaftsdünger trug wesentlich zur besseren Nährstoffversorgung und Erhöhung der Fruchtbarkeit der Ackerflächen bei. Die reichlich anfallenden Tierhäute wurden mit Hilfe der aus Eichenschälrinde der Hauberge gewonnenen Gerbstoffe in der Lederindustrie verarbeitet.

In klimatisch und morphologisch begünstigten Lagen außerhalb der Täler tritt neben dem Grünland das Ackerland stärker in Erscheinung. Dies zeigt sich besonders auf den teilweise aus Lößlehm aufgebauten Böden entlang des Ferndorf-Baches. Im übrigen geht der Ackerbau auf den steinig-lehmigen Hangböden immer mehr zugunsten des standortgerechteren Grünlands zurück. Als Getreide baut man Roggen, Gerste und Hafer an, unter den Hackfrüchten sind Kartoffeln und Steckrüben weit verbreitet.

Nähere Einzelheiten über die chemisch-physikalischen Eigenschaften verschiedener Böden sind den Analysenergebnissen in Tabelle 10 zu entnehmen.

M. Verzeichnis der Bohrungen

Die folgende Aufstellung verzeichnet die im Blattgebiet niedergebrachten Bohrungen, soweit diese im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen vorliegen und sofern die Auftraggeber einer Veröffentlichung zugestimmt haben.

Auf Grund des bei der Gesteins-Nomenklatur (Kap. B III) behandelten Mineralbestandes sind die in den älteren Schichtenverzeichnissen häufig als „Grauwacke“ bezeichneten Partien in Wirklichkeit als Sandsteine anzusprechen.

Die hinter der fortlaufenden Numerierung in Klammern stehende Ziffer gibt die Archiv-Nr. der betreffenden Bohrung an.

Bohrung Nr. 1 (1)

Name : Siegener AG, Geisweid
 Lage : r 30 170, h 41 750
 Zweck : Grundwassererschließung
 Ausgeführt : 1948
 Schichtenfolge (nach Bohrmeisterangaben):

— 5,10 m „Mutterboden, tiefer gelber Letten“	Quartär
— 8,80 m „Gelber Letten mit Kiesgeröll“	„
— 11,40 m „Graubraunes Kiesgeröll“	„
— 13,80 m „Tonschiefer mit Quarzeinlagen“	Obere Siegener Schichten,
	Klafelder Folge
— 17,30 m „Blaugrauer Schiefer mit Grauwacken“	
— 24,50 m „Grauwacken, sehr hart“	„
— 28,80 m „Blaugrauer Schiefer mit schwachen Grauwackeneinlagerungen“	„
— 33,10 m „Grauwacken“	„
— 44,65 m „Grauwacken, sehr hart“	„
— 61,00 m „Grauwacken mit Schiefer“	„
— 69,40 m „Schiefer mit Lettenschichten“	„
— 75,60 m „Grauwacken“	„
— 80,20 m „Grauwacken mit Lettenschichten“	„
(Endteufe)	

Bohrung Nr. 2 (5)

Name: Birlenbacher Hütte, Geisweid

Lage: r 30 610, h 41 900

Zweck: Grundwassererschließung

Ausgeführt: 1950

Schichtenfolge (Bearbeiter GRABERT):

- | | |
|---|--|
| <p>– 2,70 m Lößgelber Feinkies bis Mittelkies mit einzelnen, kantengerundeten Komponenten bis zu 2 cm ϕ, welche aus feinkörnigen, olivgrauen Sandsteinen und Siltsteinen mit wenigen Gangquarzstücken bestehen</p> | <p>Quartär</p> |
| <p>– 4,70 m Lößgelber Grobsand bis Feinkies mit viel Schluffsandmaterial (bis vermutl. 40%). Die grobklastischen Komponenten enthalten neben Sandsteinresten auch Schieferstücke, sind aber beide nicht kantengerundet</p> | <p>„</p> |
| <p>– 8,40 m Hellgrauer bis taubengrauer Grobsand bis Feinkies mit eckigen nicht kantengerundeten Komponenten. Schluffsand- bzw. Lehmgehalt ähnlich wie zuvor</p> | <p>„</p> |
| <p>– 31,80 m Taubengrauer, fein zerriebener und stark verwitterter Tonschiefer mit Bruchstücken von unverwittertem Material aus blaugrauen, unreinen, milden Tonschiefern mit geringen Sand- und Glimmerlagen. Tektonisch anscheinend stärker bewegt.</p> | <p>Obere Siegener Schichten, Klafelder Folge</p> |
| <p>– 44,50 m Taubengrauer, etwas schluffiger Tonschiefer, z. T. verwittert</p> | <p>„</p> |
| <p>– 50,90 m Taubengrauer, stark verwitterter Ton mit untergeordneten Tonschieferkomponenten. Sehr feinkörnig, fast schluffig bis tonig. Material ist in trockenem Zustand „porös“</p> | <p>„</p> |
| <p>– 60,40 m Taubengrauer, stark verwitterter, milder Tonschiefer mit einzelnen kantigen Tonschieferresten</p> | <p>„</p> |
| <p>– 74,00 m Die Probe enthielt fast ausschließlich verwittertes Tonschiefermaterial, gröbere Komponenten treten ganz zurück</p> | <p>„</p> |
| <p>– 82,00 m Tonschiefer</p> | <p>„</p> |

(Endteufe)

Bohrung Nr. 3 (21)

Name : G, Breitenbach-Talsperre ⁴⁶⁾
 Lage : r 35 610, h 50 010
 Zweck : Baugrunderkundung
 Ausgeführt : 1953
 Schichtenfolge (Bearbeiter GRABERT):

- | | | |
|----------|--|---|
| – 0,20 m | Humoser bis stark humoser Lehm mit etwas Grobsand, dunkelbraun mit Wurzelresten | Quartär |
| – 0,50 m | Stark lehmiger Schwemmlöß, hellbraun, mit hellbraungrauen Streifen, einzelne Wurzelreste | " |
| – 0,70 m | Stark lehmiger Schwemmlöß, hellbraun, mit Rostflecken (mittl. Staunässe), mit etwas Mittelkies | " |
| – 1,10 m | Stark humoser, etwas torfiger lehmiger Schwemmlöß, grauschwarz bis dunkelbraun | " |
| – 1,60 m | Feinsandiger Lehm, blaugrau, mit rostbraunen Zonen (mittlere Staunässe), große flache Gerölle von 10 cm ϕ | " |
| – 2,50 m | Grobsandiger Lehm, hellbraun, mit abgerollten Geröllen von bis zu 5 cm ϕ | " |
| – 3,20 m | Grobsandiger Lehm, hellbraun, zunehmende Geröllführung aus hartem Schiefer mit kantengerundeten Sandsteinbrocken (ca. 1 cm ϕ) | " |
| – 3,70 m | Tonschiefer, hellgelbbraun, feinschichtig (durch dunkelgraue Lagen), mit etwas Lehm: Verwitterungsbereich des anstehenden Gebirges. Bei 3,7 m ein faustgroßes durch Bohren abgerolltes Quarzgeröll | Obere Siegener Schichten, Klafelder Folge |
| – 5,50 m | Sandstein, hellbraungrau, feinstreifig, rau und etwas mürbe, auf Schichtflächen glimmerführend, durchzogen von Fe-Mn-haltigen Zonen. Zurücktreten der Schieferlagen | " |
| – 8,80 m | Sandstein, braungrau, feinstreifig, glimmerführend, lehmig verwittert, mit Quarzgängen vermutlich bei 6,0 m, 6,45 m, 7,0 m und 8,0 m. Der Quarz enthält Fe-Mn-haltige Hohlräume | " |

⁴⁶⁾ Im Bereich des Dammbauwerkes der Breitenbach-Talsperre sind auf engem Raum so viele Bohrungen niedergebracht worden, daß ihre Darstellung im einzelnen nicht möglich ist. Es wurden daher die Bohrungen 3 und 4 dieses Verzeichnisses ausgewählt, weil sie die Schichtenfolge besonders gut wiedergeben.

- 14,00 m Tonschiefer, olivgrau, wechselnd mit dunkelgrauen Lagen, milde, eingeschaltet wenig mächtige Siltsteinlagen und dünne Sandsteinlagen bei ca. 10,0 m und 10,8 m; Quarzbänder bei ca. 10,4 m und 11,0 m. Bei 14,0 m wurde zementiert, ab 14,00 m beginnt das kernfähige Gebirge Obere Siegener Schichten, Klafelder Folge
- 15,00 m Tonschiefer, dunkelgrau, feinstreifig, mit dünnen Siltsteinlagen durchsetzt, ebenflächig, Schichtung steht fast steil, Schieferung verläuft in der Schichtung "
- 16,50 m Tonschiefer, dunkelgrau, feinstreifig, nach unten etwas flaserig werdend, sandig-rauh, Schichtung steht fast steil, Schieferung verläuft im spitzen Winkel "
- 18,00 m Tonschiefer und Siltstein, dunkelgrau, nach unten immer flaseriger werdend. Bei 17,5 m eine Fe-haltige Kluft "
- 19,50 m Tonschiefer, dunkelgrau, stärker geflasert, rau "
- 24,00 m Bänderschiefer, dunkelgrau, rau, Schichtung fällt mit ca. 75° ein, Schieferung läuft spitzwinklig entgegengesetzt der Schichtung und fällt mit ca. 75° ein "
- 25,00 m Tonschiefer, dunkelgrau, feinstreifig, wenig gebändert "
- (Endteufe) "

Bohrung Nr. 4 (22)

Name : H, Breitenbach-Talsperre
 Lage : r 35 610, h 50 010
 Zweck : Baugrunderkundung
 Ausgeführt : 1953

Schichtenfolge (Bearbeiter GRABERT):

- 0,20 m Kies, humos, lehmig, aus graubraunem Sandsteinschutt, dunkelbraungrau Quartär
- 0,60 m Lehm, stark sandig, stark kiesig, hellbraun mit Schwemmlößmaterial "
- 0,80 m Lößlehm, stark kiesig, hellbraun mit (meist) flachen Geröllen aus Tonschiefer (bis 5 cm Kantenlänge) "
- 1,60 m Siltstein, mit etwas Lehm, hellbraungrau Obere Siegener Schichten, Klafelder Folge

- 3,00 m Siltstein, braungrau, sandig, sehr wenig lehmig Obere Siegerner Schichten,
 - 6,00 m Tonschiefer, graubraun, olivgrau und dunkelgrau mild, feinstreifig, mit einzelnen dünnen Siltsteinlagen Klafelder Folge
 - 8,50 m Siltstein, braungrau, rauh, auf Klüften rostbraun anwitternd „
 - 14,00 m Tonschiefer braungrau bis olivgrau, mild, auf Klüften rostbraun „
 - 18,00 m Tonschiefer, braungrau, feinschichtig, mild, auf Klüften rostbraun anwitternd „
 - 19,00 m Tonschiefer, dunkelgrau, oben etwas braungrau angewittert „
 - 20,50 m Tonschiefer, dunkelgrau, mild, feinstreifig, wenig flaserig „
 - 22,00 m Tonschiefer, dunkelgrau, rauh, feinstreifig mit einzelnen rostbraunen Klüften, Schichtung steht fast senkrecht (80–90°) „
 - 24,00 m Tonschiefer, dunkelgrau, etwas rauh, hart „
 - 25,00 m Tonschiefer und Siltstein, dunkelgrau, wolkig-flaserig, Schichtung fällt mit 70° ein „
- (Endteufe)

Bohrung Nr. 5 (46)

Name : Siegerländer Kupferwerke,
 Hüttental-Weidenau
 Lage : r 32 390, h 41 750
 Zweck : Grundwassererschließung
 Ausgeführt : 1957
 Schichtenfolge (nach Bohrmeisterangaben):

- 1,30 m „Aufgeschütteter Boden“
 - 2,00 m „Brauner Lehm“ Quartär
 - 5,00 m „Stark lehmiges Geröll“ „
 - 12,00 m „Hartes, graues Gestein“ Freudenberger
 - 30,10 m „Sehr hartes, graues Gestein“ Schichten der
- (Endteufe) Mittleren
Siegerner Schichten

Bohrung Nr. 6 (47)

Name: F. Meyer, Eisen- und Röhren-
walzwerk GmbH, Hüttental-Wei-
denau
Lage: r 32 240, h 42 430
Zweck: Wassererschließung
Ausgeführt: 1956
Schichtenfolge (nach Bohrmeisterangaben):

- 6,30 m „Grobes Geröll“
- 12,00 m „Grüner Schiefer mit Grauwacke“
(Endteufe)

Quartär
Freudenberger
Schichten der
Mittleren
Siegener Schichten

Bohrung Nr. 7 (48)

Name: Stahlwerke Südwestfalen I, Geis-
weid
Lage: r 30 830, h 41 775
Zweck: Grundwassererschließung
Ausgeführt: 1952
Schichtenfolge (nach Bohrmeisterangaben):

- 0,40 m „Mutterboden (Wiese)“
- 0,60 m „Sand, Lehm (braun)“
- 0,75 m „Sand, Ton (grau)“
- 1,50 m „Sand, Ton“
- 4,00 m „Lehmige Schotter, Steine 2–10 cm ϕ “
- 5,60 m „Geröll, Blöcke“
(Endteufe)

Quartär, Auenlehm
" "
" "
" "
Quartär, Talschotter
" "

Bohrung Nr. 8 (49)

Name: Stahlwerke Südwestfalen II,
Geisweid
Lage: r 30 855, h 41 800
Zweck: Grundwassererschließung
Schichtenfolge (nach Bohrmeisterangaben):

- 0,30 m „Mutterboden (Wiese)“
- 1,20 m „Lehm (gelb)“
- 3,00 m „Lehm mit Blöcken bis 15 cm ϕ “
- 4,20 m „Geröll, lehmig, Steine 10 cm ϕ “
- 4,50 m „Feinkies (orange gelb)“
- 4,70 m „Lehm (hellbraun)“
- 6,00 m „Mittelkies 2–5 cm ϕ “
(Endteufe)

Quartär, Auenlehm

Quartär, Talschotter
" "
" "
" "
" "

Bohrung Nr. 9 (50)

Name : Stahlwerke Südwestfalen ill,
Geisweid
Lage : r 30 855, h 41 800
Zweck : Grundwassererschließung
Schichtenfolge (nach Bohrmeisterangaben):

- | | |
|---|----------------------|
| — 0,30 m „Humus (braun, Wiese)“ | Quartär, Auenlehm |
| — 0,70 m „Lehm (gelb)“ | „ „ |
| — 2,00 m „Kiesiger Lehm | Quartär, Talschotter |
| — 3,70 m „Geröll-Mergel (grau)“ | „ „ |
| — 5,00 m „Grobkies (orange gelb), Steine bis 10 cm ϕ “ | „ „ |
| — 5,70 m „Kiesiger Lehm, Steine 5–10 cm ϕ “ | „ „ |
| (Endteufe) | |

Bohrung Nr. 10 (51)

Name : Stahlwerke Südwestfalen IV,
Geisweid
Lage : r 30 810, h 41 945
Zweck : Grundwassererschließung
Schichtenfolge (nach Bohrmeisterangaben):

- | | |
|---|----------------------|
| — 0,60 m „Mutterboden (Wiese)“ | Quartär, Auenlehm |
| — 0,75 m „Sand-Ton (gelb)“ | „ „ |
| — 0,90 m „Lehm mit Steinen, 10 cm ϕ “ | Quartär, Talschotter |
| — 1,20 m „Lehm mit Blöcken, 20 cm ϕ “ | „ „ |
| — 4,80 m „Mergelgeröll-Sand, Kies, Schiefer, Quarz, Steine 10 cm ϕ “ | „ „ |
| — 5,10 m „Ton-Lehm“ | „ „ |
| (Endteufe) | |

Bohrung Nr. 11 (53)

Name : L 1, Obernau-Talsperre
Lage : Dammachse (60° nach SW)
r 39 680, h 42 720
Zweck : Baugrunderkundung
Ausgeführt : 1961
Schichtenfolge (Bearbeiter REINHARDT):

- | | |
|--|--|
| — 0,50 m Lehmi ger Gehängeschutt, rötlichbraun | Quartär |
| — 2,00 m Flasersandstein, graubraun; das Gestein ist infolge Verwitterung völlig verfärbt und weitgehend zersetzt. Kern: sehr kleinstückig | Freudenberger Schichten der Mittleren Siegener Schichten |

- 11,00 m Sandstein, bis 6,50 m graubraun, dann grau, Feudenberger
fein- bis mittelkörnig, mit einzelnen bis zu Schichten der
20 cm dicken Tonschiefer-Streifen, Schichtdicke Mittleren
etwa 2 bis 30 cm, deutliche Schichtfugen in Ab- Siegener Schichten
ständen von 12–40 cm, kieseliges Bindemittel
- Klüftigkeit: deutlich
Schiefrigkeit: —
Schichteinfallen: 30 — 35°
Verwitterung: bis 6,50 m Gestein verfärbt
und weitgehend entfestigt,
bis 11,40 m Gestein teilwei-
se verfärbt und schwach
entfestigt, bis 6,50 m mittel-
stückig, von 6,50 bis 8,00 m
grobstückig, ab 8,00 m mit-
telstückig
- 19,80 m Flasersandstein, grau bis rötlichgrau, deutlich „
geflaset, Schichtdicke etwa 4 bis 14 cm, deut-
liche Schichtfugen in Abständen von 10 bis 30
cm, Sand : Ton = etwa 2 : 1
- Klüftung: deutlich
Schiefrigkeit: wenig deutlich; Einfallen
50 — 60°
Schichteinfallen: 30 — 40°
Verwitterung: an Trennflächen verfärbt
Kern: bis 16,40 m kleinstückig,
ab 16,40 m grobstückig
- 22,10 m Störungszone, Bruchstücke von Flasersand- „
stein, weitgehend zersetzt und aufgelockert,
- 27,10 m Flaser tonschiefer, grau bis schwach graubraun, „
deutlich geflasert, Schichtdicke etwa 2 bis 4 cm,
Schichtfugen in Abständen von 50 bis 80 cm,
Sand : Ton = etwa 1 : 2 bis 1 : 4
- Klüftung: wenig deutlich
Schiefrigkeit: deutlich; Einfallen 60 — 70°
Schichteinfallen: 30 — 40°
Verwitterung: Gestein teilweise verfärbt
Kern: kompakt
- 30,00 m Flaser tonschiefer, grau, wie vor, jedoch Sand : „
(Endteufe) Ton = etwa 1 : 1,5 bis 1 : 2
- Klüftigkeit: wenig deutlich
Schiefrigkeit: deutlich; Einfallen 55 — 65°
Schichteinfallen: 30 — 40°
Verwitterung: an Trennflächen verfärbt
Kern: grobstückig bis kompakt

Bohrung Nr. 12 (53)

Name : T 2, Obernau-Talsperre
 Lage : Dammachse (60° nach SW)
 r 39 690, h 42 860
 Zweck : Baugrunderkundung
 Ausgeführt : 1961
 Schichtenfolge (Bearbeiter REINHARDT):

- 8,95 m Bachablagerungen, Sand, Kies, Lehm und grobe Gesteinsstücke Quartär
- 55,50 m Flaserschiefer, bis 13 m graubraun, dann (Endteufe) grau und lagenweise rötlichgrau, deutlich geflasert und etwas schluffig, Schichtdicke etwa 1 bis 8 cm, Sand : Ton = etwa 1 : 2 bis 1 : 3,5; das Gestein enthält vereinzelt etwas Pyrit Freudenberger Schichten der Mittleren Siegerner Schichten
- Klüftung: wenig deutlich
- Schieferigkeit: deutlich; Einfallen 50 — 60°
- Schichteinfallen: 35 — 45°
- Verwitterung: bis 13 m ist das Gestein völlig verfärbt und weitgehend entfestigt, ab 13 m nur an Trennflächen verfärbt
- Kern: bis 13,40 m klein- bis mittelstückig, ab 13,40 m kompakt

Bohrung Nr. 13 (53)

Name : T 3, Obernau-Talsperre
 Lage : Dammachse (60° nach NO)
 r 39 690, h 42 860
 Zweck : Baugrunderkundung
 Ausgeführt : 1961
 Schichtenfolge (Bearbeiter REINHARDT):

- 6,80 m vermutlich Bachablagerungen, keine Proben vorhanden Quartär
- 36,90 m Flaserschiefer, bis 15 m graubraun, dann grau, deutlich geflasert, Schichtdicke etwa 1 bis 6 cm, ohne deutliche Schichtfugen, Sand : Ton = etwa 1 : 3. Freudenberger Schichten der Mittleren Siegerner Schichten

- | | | |
|-------------------|--|--------------------|
| Klüftung: | wenig deutlich | Freudenberger |
| Schiefrigkeit: | deutlich: Einfallen: 50 – 70° | Schichten der |
| Schichteinfallen: | 40 – 45° | Mittleren |
| Verwitterung: | bis 9,30 m ist das Gestein völlig verfärbt und weitgehend zersetzt, bis 15 m Gestein verfärbt und teilweise entfestigt, ab 15 m nur an Trennflächen verfärbt | Siegener Schichten |
| Kern: | bis 15 m klein- bis mittelstückig, ab 15 m grobstückig und kompakt | |
- 49,60 m Flaser tonschiefer, grau, deutlich geflasert, Schichtdicke 3 bis 16 cm, deutliche Schichtfugen in Abständen von 30 bis 70 cm, Sand : Ton = etwa 1 : 1 „
- | | |
|-------------------|--|
| Klüftung: | wenig deutlich |
| Schiefrigkeit: | wenig deutlich bis deutlich; Einfallen: 50 – 70° |
| Schichteinfallen: | 40 – 50° |
| Verwitterung: | an Trennflächen verfärbt |
| Kern: | grobstückig bis kompakt |
- 54,20 m Sandstein, grau, fein- bis mittelkörnig, mit einzelnen bis zu 20 cm dicken Tonschiefer-Streifen, Schichtdicke etwa 3 bis 50 cm, deutliche Schichtfugen in Abständen von 5 bis 60 cm, kieseliges Bindemittel „
- | | |
|-------------------|--------------------------|
| Klüftung: | deutlich |
| Schiefrigkeit: | – |
| Schichteinfallen: | 30 – 40° |
| Verwitterung: | an Trennflächen verfärbt |
| Kern: | kompakt |
- 70,10 m Flaser tonschiefer, grau, deutlich geflasert, Schichtdicke etwa 2 bis 20 cm, Schichtfugen undeutlich, Sand : Ton = 1 : 1. „
- (Endteufe)
- | | |
|-------------------|------------------------------------|
| Klüftung: | wenig deutlich bis deutlich |
| Schiefrigkeit: | wenig deutlich; Einfallen 50 – 70° |
| Schichteinfallen: | 30 – 40° |
| Verwitterung: | an Trennflächen verfärbt |
| Kern: | grobstückig bis kompakt |

Bohrung Nr. 14 (53)

Name: R 1, Obernau-Talsperre
 Lage: Dammachse (60° nach NO),
 r 39 660, h 42 980
 Zweck: Baugrunderkundung
 Ausgeführt: 1961
 Schichtenfolge (Bearbeiter REINHARDT):

- 1,20 m lehmiger Gehängeschutt, rötlich-braun Quartär

- 12,30 m Flasersandstein, bis 8,50 m graubraun, dann Freudenberger
 hellbraun, gut gesondert in tonigen und sandigen Komponenten, toniges bis kieseliges Schichten der
 Bindemittel, Schichtfugen im Abstand von 5 bis 10 cm Mittleren
Siegener Schichten

Klüftung: wenig deutlich
 Schieferigkeit: wenig deutlich
 Schichteinfallen: 45 — 55°
 Verwitterung: bis 3 m Gestein zersetzt
 bis 8,50 m Gestein teilw.
 entfestigt und verfärbt
 ab 8,50 m Gestein frisch,
 nur an Trennflächen verfärbt

Kern: bis 8,50 m klein- bis mittel-
 stückig, ab 8,50 m grobstückig

- 25,35 m Flasertonschiefer, hellgrau und teilw. rötlich-grau, deutlich geflasert, Sand : Ton = etwa 1 : 1,5, ohne deutliche Schichtfugen „

Klüftung: wenig deutlich
 Schieferigkeit: deutlich
 Schichteinfallen: 40 — 55°
 Verwitterung: an Trennflächen verfärbt
 Kern: grobstückig bis kompakt

- 28,10 m Flasersandstein, hellgrau, deutlich geflasert, Sand : Ton = etwa 1,5 : 1, Schichtdicke = 5 bis 8 cm, Schichtfugen im Abstand von 5 — 20 cm „

Klüftung: wenig deutlich
 Schieferigkeit: nicht erkennbar
 Schichteinfallen: 40 — 50°
 Verwitterung: an Trennflächen verfärbt
 Kern: mittel- bis grobstückig

- 34,50 m Flasertonschiefer, grau, deutlich geflasert,
Sand : Ton = etwa 1 : 2, ohne deutliche Schicht-
fugen
- Gosenbacher
Schichten der
Mittleren
Siegener Schichten
- Klüftung: wenig deutlich
Schiefrigkeit: deutlich
Schichteinfallen: 40 – 55°
Verwitterung: an Trennflächen verfärbt
Kern: mittel- bis grobstückig
- 35,50 m Sandstein, grau, fein- bis mittelkörnig, mit ein-
zelnen mm-dicken Tonschiefer-Streifen, Schicht-
fugen in Abständen von 10 bis 20 cm deutlich
ausgeprägt, kieseliges Bindemittel
- "
- Klüftigkeit: deutlich; Kluffüllung: Quarz
Schiefrigkeit: –
Schichteinfallen: 50 – 55°
Verwitterung: an Klufflächen verfärbt
Kern: mittel- bis grobstückig
- 37,15 m Flasertonschiefer, grau, deutlich geflasert,
Sand : Ton = etwa 1 : 1,5, Schichtdicke etwa
5 – 10 cm, ohne deutliche Schichtfugen
- "
- Klüftung: wenig deutlich
Schiefrigkeit: deutlich
Schichteinfallen: 45 – 60°
Verwitterung: an Trennflächen stark röt-
lich-braun verfärbt
Kern: klein- bis mittelstückig
- 41,40 m Sandstein, grau bis rötlichgrau, fein bis mittel-
körnig, mit einzelnen Tonschiefer-Streifen und
Fetzen, deutliche Schichtfugen im Abstand von
20 bis 50 cm, Schichtflächen uneben und wul-
stig, kieseliges Bindemittel
- "
- Klüftung: sehr deutlich, Kluffüllung:
Quarz
Schiefrigkeit: –
Schichteinfallen: 50 – 65°
Verwitterung: Gestein teilw. verfärbt
Kern: klein- bis mittelstückig
- 50,00 m Störungszone, keine zusammenhängenden Ker-
(Endteufe) ne, nur Bruchstücke von graubraunem Sand-
stein und Tonschiefer und Quarz-Stücken (Kluff-
füllungen)
- "
- Verwitterung: die Gesteinsbruchstücke sind
teilweise mürbe und weit-
gehend entfestigt
Kern: sehr kleinstückig, Kernge-
winn rd. 40%
Das Ende der Störungszone wurde von der
Bohrung nicht erreicht.

Bohrung Nr. 15 (54)

Name: M 1, Obernau-Talsperre
 Lage: r 40 180, h 43 210
 Schrägbohrung: Richtung 260°,
 Neigung 50°
 Zweck: Gesteinserkundung
 Ausgeführt: 1961
 Schichtenfolge (Bearbeiter LUSZNAT):

(Kurzfassung; das ausführliche
 Schichtenverzeichnis befindet sich
 im Archiv des Geologischen Lan-
 desamtes Nordrhein-Westfalen)

— 2,50 m Hangschutt	Quartär
— 7,40 m Sandstein quarzitisch	Freudenberger
— 7,70 m Bänderflaser-Tonschiefer	Schichten der
— 8,45 m Sandstein, quarzitisch	Mittleren
— 9,60 m Flaser-Sandstein	
— 9,90 m Bänderflaser-Tonschiefer	
— 10,20 m Flaser-Sandstein	Siegener Schichten
— 13,80 m Flaser-Tonschiefer; bei 11,85 m Störungszone	"
— 16,60 m Flaser-Sandstein	"
— 18,90 m Sandstein, bei 18,20 m Störung?	"
— 23,00 m Flaser- bis Bänderflaser-Tonschiefer	"
— 23,30 m Flaser-Sandstein	"
— 23,55 m Flaser-Tonschiefer	"
— 24,50 m Flaser-Sandstein mit geringmächtigen Schiefer- partien	"
— 25,35 m Flaser-Tonschiefer	"
— 25,87 m Flaser-Sandstein	"
— 35,80 m Flaser- bis Bänderflaser-Tonschiefer	"
— 39,10 m Sandstein, quarzitisch	"
— 42,00 m Flaser-Tonschiefer, stellenweise in Flaser-Sand- stein übergehend	"
— 42,95 m Flaser-Sandstein	"
— 51,00 m Flaser-Tonschiefer, bei 42,60 m Störung	"
— 51,80 m Flaser-Sandstein	"
— 55,05 m Flaser-Tonschiefer mit Flaser-Sandsteinzwi- schenlagen	Gosenbacher
— 66,70 m Sandstein, quarzitisch, bei 62,41 m Flaser-Sand- stein	Schichten der
— 67,00 m Flaser-Sandstein	Mittleren
— 78,20 m Flaser-Tonschiefer, vereinzelt Flaser-Sandstein- einlagen	Siegener Schichten
— 78,75 m Flaser-Sandstein	"
	"

- 87,80 m	Flaser-Tonschiefer mit Zwischenlagen von Flaser-Sandstein	Freudenberger Schichten der Mittleren Siegener Schichten
- 92,35 m	Sandstein, quarzitisch	"
- 93,65 m	Flaser-Tonschiefer	"
- 100,00 m	Sandstein mit wenigen Flaser-Sandsteinzwischenlagen	"
(Endteufe)		"

Bohrung Nr. 16 (55)

Name : M 2, Obernau-Talsperre
 Lage : r 40 110, h 43 385
 Schrägbohrung: Richtung 260°,
 Neigung 50°
 Zweck : Gesteinserkundung
 Ausgeführt : 1961
 Schichtenfolge (Bearbeiter LUSZNAT):
 (Kurzfassung; das ausführliche
 Schichtenverzeichnis befindet sich
 im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen)

- 3,15 m	Hangschutt	Quartär
- 18,55 m	Sandstein, quarzitisch	Gosenbacher Schichten der Mittleren Siegener Schichten
- 18,80 m	Flaser-Sandstein	"
- 25,45 m	Flaser-Tonschiefer	"
- 25,70 m	Flaser-Sandstein	"
- 27,42 m	Sandstein, quarzitisch	"
- 29,15 m	Flaser- bis Bänderflaser-Tonschiefer	"
- 36,05 m	Flaser-Sandstein, vereinzelt Sandsteinbänke, ab 34,45 m Störungszone	"
- 46,05 m	Flaser-Tonschiefer, zuweilen in Flaser-Sandstein übergehend, Störungszone	"
- 57,40 m	Flaser-Sandstein, örtlich Brekzie, Störungszone	"
- 59,60 m	Sandstein, quarzitisch	"
- 62,55 m	Flaser-Sandstein	"
- 65,30 m	Flaser-Tonschiefer	"
- 70,35 m	Sandstein und Flaser-Sandstein, bei 70,35 m Störung	"
- 71,20 m	Flaser-Tonschiefer	"
- 74,35 m	Flaser-Sandstein	"
- 75,15 m	Flaser-Tonschiefer	"
- 82,25 m	Flaser-Sandstein und Sandstein	"
- 89,90 m	Flaser-Tonschiefer, bei 88,30 m Störungszone	"
- 91,40 m	Flaser-Tonschiefer in Wechsellagerung mit Flaser-Sandstein	"
- 92,78 m	Sandstein, quarzitisch	"
- 100,15 m	Flaser-Tonschiefer, örtlich in Flaser-Sandstein übergehend	"
(Endteufe)		"

Bohrung Nr. 17 (56)

Name : Siegener AG, Geisweid
 Lage : r 30 590, h 42 850
 Zweck : Grundwassererschließung
 Ausgeführt : 1958
 Schichtenfolge (nach Bohrmeisterangaben):

— 3,00 m „Schutt, aufgefüllt“	Quartär
— 4,50 m „Lehm und Schiefer, einseitig gelagert“	„
— 5,00 m „Grauwacke und gelbgraue Schiefer, einseitig gelagert	„
— 6,50 m „Kies mit gelbem Lehm“	„
— 9,00 m „Schiefer, graugrün, etwas klüftig“	Obere Siegener Schichten, Klaffe!der Folge
— 12,00 m „Siltstein“	
— 21,50 m „Siltstein sehr hart“	„
— 23,10 m „Grauwacke mit blaugrauen Tonspalten“	„
— 35,50 m „Siltstein“	„
— 38,50 m „Siltstein, klüftig, mit geringen grauen Tonspalten“	„
— 47,00 m „Grauwacke mit hellgrauen Tonlagen“	„
— 56,50 m „Grauwacke mit starken Tonlagen“	„
— 70,00 m „Grauwacke“	„
(Endteufe)	

N. Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ADLER, R.: Feinstratigraphische Gliederung der Unteren Siegener Schichten im engeren Siegerland und ihre paläogeographische und tektonische Ausdeutung. — Geol. Jb., **73**, S. 357–388, 13 Abb., 1 Taf., Hannover 1958
- AHRENS, W.: Die Lagerstätten nutzbarer Steine und Erden im Westerwald. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, S. 239–252, 3 Abb., Hannover 1960
- ASSELBERGHS, E., HENKE, W., SCHRIEL, W. & WUNSTORF, W.: Über eine gemeinsame Exkursion durch die Siegener Schichten des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **56**, S. 324–370, 6 Abb., 1 Tab., Berlin 1936
- BACHMANN, M.: Das Unter- und Mitteldevon im Latroper und Züscher Sattel zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**, S. 539–588, 13 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Krefeld 1965
- BAUER, G.: Hakenbildung an Spateisensteingängen des Siegerlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., **108**, S. 57–65, 12 Abb., Hannover 1956
- BAUER, G., FENCHEL, W. & PILGER, A.: Petrographische und tektonische Signaturen und Erläuterungen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 17–43, 3 Taf., 10 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1960
- BAUMANN, W.: Über die Geologie der Wildermänner Gänge. — Bonn 1909, Manusk. (Abschrift) Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld. — [Unveröff.]
- BECHER, J. PH.: Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande, nebst einer Geschichte des Siegen'schen Hütten- und Hammerwesens. — Marburg 1789 [non vido]
- BECKSMANN, E.: Grundwasserchemismus und Speichergestein. — Z. deutsch. geol. Ges., **106**, S. 23–35, Hannover 1956
- BENECKE, K. T.: Lagerstättenkundliche Studienarbeit. — Berlin 1960. Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. — [Unveröff.]
- : Spurenelementeuntersuchungen am Florzer-Füsseberger Gangzug im Siegerland unter Zuhilfenahme von Aktivierungsanalysen — ein Beitrag zur Klärung genetischer Zusammenhänge. — Diss. Berlin 1965
- BENECKE, P. & LORCH, S.: Untersuchung der Versickerung von Niederschlägen mittels ^{131}J in einer tonig-schluffigen, gedrähten Seemarsch. — Geol. Jb., **81**, S. 601–620, 14 Abb., 3 Tab., Hannover 1964
- BERG, G.: Die Füllung der Gangspalten. — Z. prakt. Geol., **46**, S. 219–225, 7 Abb., Halle 1938

- BLUHME, R.: Geognostische und mineralogische Beschreibung des Müsener Stahlberges. — Bonn 1856, Manusk. (Abschrift), Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. — [Unveröff.]
- BLUME, H.-P., MUNNICH, K.-O. & ZIMMERMANN, U.: Das Verhalten des Wassers in einer Löß-Parabraunerde unter Laubwald. — Z. Pflanzenernähr., Düngg., Bodenk., **112**, S. 156–168, 3 Abb., 2 Tab., Weinheim 1966
- Bodenkarte 1 : 25 000, Anleitung und Richtlinien zu ihrer Herstellung. — Arb.-Gemeinsch. Bodenkunde, 134 S., 14 Abb., 14 Tab., 2 Taf., Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.) 1965
- BOLSENKÖTTER, H.: Vergleichende Betrachtung der Methoden zur Beurteilung der Grundwasser-Neubildung. — Wasserwirtschaft, **53**, S. 1–4, Stuttgart 1963
- .— Grundwasser-Typen und deren kartographische Darstellung. — Übersichtskarte Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Eri. Blatt C 4302 Bocholt, S. 139–141, 1 Tab., Krefeld 1968
- BORNHARDT, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. — Arch. Lagerst.-Forsch., **2**, T. I. 415 S., 81 Abb., 3 Taf., Berlin 1910
- .— Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. — Arch. Lagerst.-Forsch., **2**, T. II. 483 S., 57 Abb., 14 farbige Gangbilder, Berlin 1912
- BOSUM, W., DÜRBAUM, H.-J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., SCHERP, A., STADLER, G. & VÖGLER, H.: Geologie - Geophysik Siegerland. — Beih. Geol. Jb., **90**, Hannover [im Druck]
- BOUCOT, A. J.: Lower Gedinnian Brachiopods of Belgium. — Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, **21**, S. 281–324, 10 Taf., 3 Tab., Louvain 1960
- BREDDIN, H.: Über DENCKMANN's „Siegerländer Hauptüberschiebung“. — Cbl. Min. Geol. Paläontol., **1922**, S. 115–128, 1 Abb., Stuttgart 1922
- .— Eisenspatsandsteine und Spateisensteingänge im Siegerland. — Geol. Rdsch., **17a**, STEINMANN-Festschr., S. 268–309, 1 Abb., 1 Tab., Berlin 1926
- .— Die Siegerländer Spateisensteingänge als Ausscheidungen aus dem Nebengestein. — Techn. Bl./Wschr. Deutsch. Bergwerks-Ztg., **40**, S. 700–702, 1934. — [1934 a]
- .— Die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge und ihrer Störungen im Zusammenhang mit dem Vorgang der Druckschieferung. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 333–344, 2 Abb., Berlin 1934.. — [1934 b]
- .— Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge durch Lateralsekretion. — Glückauf, **71**, S. 821–830, Essen 1935
- .— Angewandte Geologie im rheinisch-westfälischen Raum. — Jb. Rheinisch-Westf. Techn. Hochsch. Aachen, **2**, S. 144–172, 18 Abb., Aachen 1949
- .— Zur geometrischen Tektonik des altdevonischen Grundgebirges im Siegerland (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Mitt., **2**, S. 227–282, Aachen 1962
- BREDDIN, H. & RICHTER, M.: Exkursionsführer durch das Oberbergische. — Ber. niederrh. geol. Ver., **1922**, S. 1–21, 3 Abb., 1 Taf., Bonn 1922
- BRINKMANN, H.: Geleitwort. — Geol. Rdsch., **44**, S. 1–2, Stuttgart 1955

- BRÜCHER, M.: Der Schichtenaufbau des Müsener Bergbaudistriktes, die daselbst auftretenden Gänge und die Beziehungen derselben zu den wichtigsten Gesteinen und Schichtenstörungen. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **59**, S. 99–134, 5 Abb., 2 Taf., Bonn 1903
- BUDDE, H.: Pollenanalytische Untersuchungen der Moore auf der Hofginsberger Heide bei Hilchenbach. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **85**, S. 98–105, 3 Abb., Bonn 1929
- DAHMER, G.: Die Fauna der Seifener Schichten (Siegenstufe). — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **168**, 36 S., 2 Abb., 6 Taf., Berlin 1934
- Die Fauna der nach-ordovizischen Glieder der Verse-Schichten. Mit Ausschluß der Trilobiten, Crinoiden und Anthozoen. — Palaeontographica, A, **101**, S. 1–152, 1 Abb., 12 Taf., 2 Tab., Stuttgart 1951
- DECHEN, H. VON: Die Übersichtskarte der Bergreviere an der Sieg. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **6**, S. 322–345, Bonn 1849
- Geognostische Übersicht des Regierungs-Bezirks Arnsberg. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **12**, S. 117–225, Bonn 1855
- DEGENS, E.: Stratigraphische Tektonik und hydrothermale Vererzung im Raume Wissen — Morsbach (Sieg). — Geol. Rdsch., **44**, S. 391–421, 14 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1955
- DENCKMANN, A.: Zur Geologie des Müsener Horstes, 1. Mitt. — Z. deutsch. geol. Ges., **58**, Mber., S. 93–100, Berlin 1906. — [1906 a]
- Über eine Gliederung in den Siegener Schichten. — Z. deutsch. geol. Ges., **58**, Mber. S. 229–232, Berlin 1906. — [1906 b]
- Zur Geologie des Siegerlandes und des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **25**, S. 566–574, Berlin 1907
- Mitteilung über eine Gliederung in den Siegener Schichten. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **27**, S. 1–19, Berlin 1909
- Zur Geologie des Müsener Horstes. 2. Mitt. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, Mber., S. 724–729, Berlin 1911
- Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisengänge. Teil I. — Arch. Lagerst.-Forsch., **6**, 65 S., 10 Abb., 1 Kte., Berlin 1912
- Geologische Grundriß- und Profilbilder als Erläuterung zur älteren Tektonik des Siegerlandes. — Arch. Lagerst.-Forsch., **19**, 45 S., 5 Abb., 2 Taf., Berlin 1914
- Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahme im Siegerland im Jahre 1913. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **34**, S. 570–577, Berlin 1915
- Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisengänge. Teil II. — Arch. Lagerst.-Forsch., **25**, 197 S., 16 Abb., Berlin 1918
- DIELER, H.: Grund- und Flußwasseruntersuchungen im Einzugsgebiet der Rur und die sich daraus ergebenden Erkenntnisse für die Wasserwirtschaft. — 1 Textbd., 1 Analysenband, 3 Kten. 1 : 50 000, 1 Kte. 1 : 100 000, Diss. Aachen 1958
- DREVERMANN, F.: Über das älteste Devon des Siegerlandes. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **59**, S. 21–31, Bonn 1903
- Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit Dierdorf (Westerwald). — Palaeontographica, **50**, S. 229–288, 5 Taf., Stuttgart 1904

- DÜRBAUM, H.-J. & LILlich, W.: Zur Bestimmung der Grundwasser-Neubildung als eine der Grundlagen für wasserwirtschaftliche Planungen. — Deutsch. gewässerkundl. Mitt., S.-H.: Tagung gewässerkd. Anst. Wiesbaden 1969, S. 41–45, 2 Abb., Koblenz 1969
- ERBEN, H. K.: Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und herzynischen Magmafazies des Devons. — 2. internat. Arb. Tag. Silur/Devon-Grenze und Stratigraphie v. Silur u. Devon, Bonn — Bruxelles 1960, Symp.-Bd., S. 42–61, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1962
- FAUST, J.: Stratigraphie und Tektonik des Silberger Reviers bei Müsen (Siegerland). — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **113**, 60 S., 5 Abb., 4 Taf., Berlin 1928
- FENCHEL, W.: Zusammenhänge zwischen Faltenbau und Schieferung auf Blatt Wissen, 1:25 000. — Geol. Jb., **70**, S. 657–670, 11 Abb., Hannover 1955
- .— Stand der Gruben- und Untersuchungsarbeiten im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk 1955/1956. — Betzdorf 1956. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. [1956 a]. — [Unveröff.]
- .— Untersuchungen im Bereich der Vorkommen Hermannsstein und Steigerberg auf der 81 m-Sohle Neue Haardt. — Betzdorf 1956. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. [1956 b] — [Unveröff.]
- FIRBAS, F.: Die spät- bis nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — 480 S., 163 Abb., Jena (Fischer) 1949; II: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften 256 S., 18 Abb., 39 Tab., Jena (Fischer) 1952
- FRIEDERICH, W.: Lysimetermessungen und andere gewässerkundliche Verfahren zur Ermittlung der Grundwassererneuerung. — Z. deutsch. geol. Ges., **106**, S. 41–48, 4 Abb., Hannover 1954
- FUCHS, A.: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die speziellere Gliederung des Unterdevons Mittelrheinischer Fazies und die Faziesgebiete innerhalb des Rheinischen Unterdevons. — Z. deutsch. geol. Ges., **59**, S. 96–119, Berlin 1907
- .— Über die Beziehungen des sauerländischen Faciesgebietes zur belgischen Nord- und Südfacies und ihre Bedeutung für das Alter der Vereschichten. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**, S. 839–859, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1923. — [1923 a]
- .— Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **43**, S. 338–356, Berlin 1923. — [1923 b]
- .— Beitrag zur Kenntnis der unteren Gedinnefauna. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **50**, S. 193–201, 3 Taf., Berlin 1929
- FUCHS, A. & SCHMIDT, W. E.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. 235, Bl. Hilchenbach. — 55 S., 1 Abb., Berlin 1932
- FURTAK, H.: Die „Brechung“ der Schieferigkeit. — Geol. Mitt., **2**, S. 177–196, 17 Abb., 3 Taf., Aachen 1962
- GIESECKE, A.: Faltung und Gangbildung im Gebiet der Eisenspatgrube „Ameise“ bei Siegen. — Geol. Rdsch., **44**, S. 326 – 344, 11 Abb., Stuttgart 1955

- GLEICHMANN, H.: Die Aufbereitung der Siegerländer Erze am Beispiel der Eisenerzgruben Füsseberg-Friedrich Wilhelm, Georg und Neue Haardt. — In : W. GRÜNDER: Erzaufbereitungsanlagen in Westdeutschland. — 355 S., 247 Abb., Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1955
- GRABERT, H. & HILDEN, H. D.: Stratigraphische Neugliederung des höheren Unterdevons bei Ufersmühle (Blatt 5012 Eckenhagen, Oberbergischer Kreis, rechtsrheinisches Schiefergebirge). — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**, S. 9–18, 1 Abb., 1 Tab., Krefeld 1969
- HAACK, W.: Die Gänge und das Ganggebiet der Grube Stahlberg bei Müsen. — Glückauf, **61**, S. 725–737, 8 Abb., Essen 1925
- HANNAK, W.: Ergebnisse von Untersuchungen im Blei-Zink-Erzbezirk des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Erzmetall, **17**, S. 291–298, 9 Abb., Stuttgart 1964
- HÄNTZSCHEL, W.: Die Schichtungs-Formen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet. — Senckenbergiana, **18**, S. 316–356, 20 Abb., Frankfurt/Main 1936
- HARTNACK, W.: Morphogenese des nordostrheinischen Schiefergebirges (Sauerland, Siegerland, Waldeck, Westerwald). — 56 S., 14 Abb., Greifswald (Univ.-Verl. Bamberg) 1932
- .— Siegerland. — In: Handb. naturräuml. Gliederg. Deutschlands. 4. u. 5. Lfg., S. 493–495, Remagen (Bundesamt f. Landeskd.) 1957
- HEITFELD, K.-H.: Hydro- und baueologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. — Geol. Mitt., **5**, S. 1–210, 71 Abb., 18. Tab., 4 Taf., Aachen 1965
- HELMERRECHT, W. & WEDEKIND, R.: Versuch einer biostratigraphischen Gliederung der Siegener Schichten auf Grund von Rensselaerien und Spiriferen. — Glückauf, **59**, S. 949–953, Essen 1923
- HENKE, W.: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teils der Attendorn-Elssper Doppelmulde. — Diss. Göttingen 1907
- .— Beiträge zur Geologie des Siegerländer Spateisensteinbezirks. — Glückauf, **58**, S. 861–867, 5 Abb., Essen 1922
- .— Die Stratigraphie der Siegener Schichten. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **82**, S. 384–394, Bonn 1926
- .— Über die Entstehung und den Bau der Siegerländer Gangspalten. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **84**, S. 291–298, 1 Taf., Bonn 1928
- .— Beiträge zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten zwischen Sieg und Rhein. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **86**, S. 65–87, Bonn 1930
- .— Verbreitung und Ausbildung der Siegener Schichten in der Osteifel. — Geol. Rdsch., **24**, S. 187–203, 1 Taf., Bonn 1933
- .— Der gegenwärtige Stand der geologischen Erforschung des Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirkes. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 291–306, 4 Abb., Berlin 1934
- HENNING, P.: Chalkographische Untersuchungen an Siegerländer Erzen. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., **55**, A, S. 250–290, 3 Taf., 1 Abb., Stuttgart 1927

- HILDEN, H.-D.: Aufnahmebericht zu Meßtischblatt Kirchhundem (4914), Sommer 1966. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1967. — [Unveröff.]
- HOFFMANN, A.: Die Erzlagerstätten zwischen Wied und Agger. — Geol. Jb., **66**, S. 165—178, 1 Abb., Hannover 1952
- .— Beschreibungen rheinland-pfälzischer Bergamtsbezirke, **1**, Bergamtsbezirk Betzdorf. — 260 S., 22 Abb., 1 Kte., Essen (Glückauf-Verl.) 1964
- HUNDT, TH., GERLACH, G., ROTH, F. & SCHMIDT, W.: Beschreibung der Bergreviere Siegen I, Siegen II, Burbach und Müsen. — 280 S., 8 Taf., Bonn (Marcus) 1887
- HÜTTENHAIN, H.: Abriß zur Entstehung der Ausfüllungsmasse der Siegerländer Spateisensteingänge und kurze Beschreibung derselben. — Z. Siegerland, **1938**, S. 81—83, Siegen 1938
- .— Die Mineralisationsphasen der Siegerländer Spateisensteingänge. — Fortschr. Mineral., **40**, S. 62—63, Stuttgart 1963
- HÜTTENHAIN, J. M.: Die Elemente Gold und Wismut als Gangkomponenten der Siegerländer Spateisensteingänge. — Min.-Petrogr. Mitt., **42**, S. 285—317, 1 Abb., 3 Taf., Leipzig 1932
- JACOB, D.: Regionale Untersuchung des nutzbaren Porenraumes mit Isotopenson den und seiner Bedeutung für wasserwirtschaftliche Fragen. — Diss. Bonn 1970
- JAEGER, H.: Das Silur (Gotlandium) in Thüringen und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Kellerwald, Marburg Giessen). — 2. internat. Arb. Tag. Silur/Devon-Grenze und Stratigraphie v. Silur u. Devon, Bonn-Bruxelles 1960, Sympos.-Bd., S. 108—135, 3 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1962
- JAHNKE, H.: Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge, Harz). — Diss. Göttingen 1969
- JOHANNSEN, H. M.: Stratigraphie, Tektonik und hydrothermale Vererzung des Gebietes um Müsen im nördlichen Siegerland. — Diss. Bonn 1956
- JUNG, C.: Geognostische Beschreibung der Stahlberger Lagerstätte. — Bonn 1844. Manusk. (Abschrift) Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. — [Unveröff.]
- KARRENBURG, H. & WIEGEL, E.: Geologie und Untergrundabdichtung bei einigen Talsperren Westdeutschlands. — Congr. colloque l'Univ. Liège, **14**, S. 95—118, 12 Abb., Liège 1959
- KARRENBURG, H. & WEYER, K. U.: Die Beziehungen zwischen geologischen Verhältnissen und Trockenwetterabfluß in kleinen Einzugsgebieten des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **122** [im Druck]
- KAYSER, E.: Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Siegenschen Grau wacke. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **11**, S. 95—107, Taf. 10—14, Berlin 1892
- KEGEL, W.: Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, S. 267—289, 18 Abb., Hannover 1950
- .— Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **7**, S. 1—55, 3 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1953

- KELLER-HAFFENEGGER, M.: Zur Hydrochemie des Grund- und Quellwassers in den nördlichen Rheinlanden. — *Forsch. Deutsche Landeskd.*, **50**, 88 S., 19 Abb., 1 Kte., Landshut (Amt f. Landeskd.) 1951
- KLIEVER, H.: Die geognostischen Verhältnisse des Siegerlandes. — *Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf.*, **19**, S. 309–320, Bonn 1862
- KLÖSS, M. & THIENHAUS, R.: Die Eisenerze des Siegerlandes. — In: XIX. Congr. Géol. Internat., Symposium sur les gisements de fer du monde, **2**, S. 11–13, Alger 1952
- KNAUFF, W.: Erläuterungen zur Bodenkartierung des Staatlichen Forstamtsbezirktes Hilchenbach zum Zwecke der forstlichen Standorterkundung. — *Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.*, Krefeld 1956. — [Unveröff.]
- : Mikropaläozoische Untersuchungen Meßtischblatt Hilchenbach. — *Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.*, Krefeld 1967. — [Unveröff.]
- KNEUPER, G.: Die Tektonik der Eisenspatgänge von Grube „Georg“ im Westerwald. — *Geol. Rdsch.*, **44**, S. 376–390, 8 Abb., Stuttgart 1955
- KOCH, G.: Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **1**, S. 190–242, 1 Taf., Berlin 1880
- KOPP, E.: Die Permeabilität durchlässiger Böden, die Gliederung des Makroporenraumes und die Berechnungen zwischen Permeabilität und Bodentypen. — *Z. Kulturtechn. u. Flurbereinig.*, **6**, S. 65–90, 8 Abb., Berlin, Hamburg 1965
- KÖRBER, H.: Morphologie von Waldeck und Ostauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — *Mitt. geogr. Ges. Würzburg*, **3**, 155 S., 12 Abb., 4 Ktn., 6 Taf., Würzburg 1956
- KRASA, O.: Die vorgeschichtliche Eisenverhüttung im Siegerland auf Grund der neuesten Ausgrabungsergebnisse. — *Sauerländ. Gebirgsbote*, **1933**, S. 110–112, Siegen 1933
- : Neue Forschungen zur vor- und frühgeschichtlichen Eisenindustrie im Siegerland. — *Westf. Forsch.*, **8**, 194–197, 2 Abb., Münster 1955
- KREBS, W.: Zur Geologie des Rhenoharzynikums I. Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoharzynikum. — *Geotekt. Forsch.*, **28**, S. 1–71, 9 Abb., Stuttgart 1968
- KRUSCH, P.: Die mikroskopische Untersuchung der Gangausfüllungen des Siegerlandes und seiner Umgebung. — *Arch. Lagerstättenforsch.*, **8**, S. 447–484, 5 Taf., 1 Fig., Berlin 1912
- LANGENBACH, U.: Die tektonischen Verhältnisse am Eisenzecher Gangzug südlich von Siegen (Rheinisches Schiefergebirge, Siegerland). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 287–318, 11 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1962
- LANGGUTH, H.: Die Grundwasserverhältnisse im Bereich des Velberter Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). — 127 S., 8 Abb., 14 Tab., 4 Taf., 23 Diagr., Düsseldorf (Min. Ernähr., Landw. und Forst. Land. Nordrh.-Westf.) 1966
- LAUFFER, H.: Gebirgsklassifizierung für den Stollen. — *Geologie u. Bauwes.*, **24**, S. 46–51, 3 Abb., 3 Tab., Wien 1958

- LUSZNAT, M.: Gutachten zur Frage der Möglichkeit einer zusätzlichen Trinkwassergewinnung für den Versorgungsbereich der Stadt Siegen aus den Grundwasservorkommen des zentralen Siegerlandes. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1960. — [Unveröff.]
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erl. Blatt 5113 Freudenberg. Mit einem Beitrag von W. WIRTH. — 196 S., 5 Abb., 11 Taf., Krefeld 1968
- Bericht über die Neuaufnahme des Blattes 4914 Kirchhundem im Sommer 1968. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1969. — [Unveröff.]
- Exkursion C, Siegerland — Bergisches Land; Aufschlüsse 1 bis 6. — Z. deutsch. geol. Ges., **120**, S. 225–230, 1 Abb., 1 Tab., Hannover 1970
- LUSZNAT, M., REINHARDT, M. & WIEGEL, E.: Der Untergrund im Bereich der Obernau-Talsperre. — Tiefbau, **4**, S. 394–396, 2 Abb., Gütersloh 1962
- LUSZNAT, M. & WIEGEL, E.: Das Felsrutschgebiet am Giller bei Hilchenbach im nördlichen Siegerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **15**, S. 425–440, 6 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Krefeld 1968
- MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **35**, 85 S., 3 Abb., 31 Tab., Wiesbaden 1961
- MATTHES, G. & THEWS, J. D.: Erfahrungen bei der hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25 000 in den Jahren 1957 und 1958 — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 417–428, 4 Abb., Wiesbaden 1959
- MEISCHNER, D.: Stratigraphische Gliederung des Kellerwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**, S. 18–30, 5 Abb., Wiesbaden 1968
- MICHEL, G.: Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser-Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. — Forsch.-Ber. Land. Nordrh.-Westf. Nr. **1239**, 131 S., 12 Abb., 8 Anl., Köln u. Opladen 1963
- MÜCKENHAUSEN, E.: Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**, S. 495–502, Krefeld 1958
- MÜLLER, H. G.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Untersuchungen im Raume Wisen — Morsbach — Freudenberg. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 45–89, 25 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1960
- Munsell soil color charts, Baltimore/Maryland (Munsell Color Comp.) 1954
- MURAWSKI, H.: Fazies. — Geol. Rdsch., **54**, S. 585–595, Stuttgart 1965
- NATERMANN, E.: Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). — Wasserwirtschaft, **41**, S.-H.: Tag. gewässerkundl. Anst. München 1950, S. 12–14, 3 Abb., Stuttgart 1951
- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdsch., **47**, S. 252–321, 39 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1958

- NIGGLI, P.: Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. — Abh. prakt. Geol. u. Bergwirtsch., **1**, S. 1–69, Halle 1925
- NÖGGERATH, G.: Die Grube Stahlberg bei Müsen. — Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, **11**, S. 63–94, 1 Taf., Berlin 1863
- NÖRING, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., **192**, 96 S., 11 Abb., 9 Taf., Berlin 1939
- .— Fragen der Grundwasserchemie in Beziehung zur Oberfläche und Untergrund. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, S. 123–128, Hannover 1951
- OVERBECK, F. & SCHNEIDER, S.: Mooruntersuchungen bei Lüneburg und Bremen und die Reliktnatur von *Betula nana* L. in Nordwestdeutschland. — Z. Bot., **33**, S. 1–54, Jena 1938
- OVERBECK, F., MÜNNICH, K. O., ALETSEE, L. & AVERDICK, F. R.: Das Alter des „Grenzhorizontes“ norddeutscher Hochmoore nach Radiocarbon-Datierungen. — Flora, **145**, S. 37–71, 8 Abb., Jena 1957
- PAHL, A.: Die Siegerländer Hauptüberschiebung im Wieder Spateisensteinbezirk (Westerwald). — MAX-RICHTER-Festschr., S. 49–56, 3 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1965
- PAPROTH, E.: Über die Fauna der Mittleren Siegener Schichten des Siegerlandes. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 321–339, 1 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1960
- PHILIPP, W.: Gangbildung und Tektonik im Gebiet der Spateisensteingrube „Neue Haardt“ bei Weidenau (Sieg). — Geol. Rdsch., **44**, S. 345–375, 15 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1955
- PIETZNER, H.: Die Mineralführung der Spateisensteingänge der Grube „Georg“ bei Willroth im Westerwald. — Diss. Bonn, 127 S., 57 Abb., Bonn 1957
- PILGER, A.: Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II. — Geol. Jb., **66**, S. 703–722, 3 Abb., 2 Tab., Hannover 1952
- .— Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 198–218, 3 Abb., Hannover 1953. — [1953 a]
- .— Überblick über Vererzung, Tektonik und Magmatismus im ostrheinischen Schiefergebirge und Ruhrgebiet. — Bergbau-Rdsch., **5**, S. 75–77, Herne 1953. — [1953 b]
- .— Zur Stratigraphie und Tektonik des Siegener Hauptsattels. — N. Jb., Geol. Paläont., Mh., **1953**, S. 218–225, Stuttgart 1954
- .— Derzeitiger Stand der geologischen Neukartierung des Siegerlandes. — Geol. Jb., **69**, S. 27–52, 2 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Hannover 1955
- .— Der geologische Werdegang des rheinisch-westfälischen Gebietes und seiner Lagerstätten. — Bergbauwissenschaft., **91**, S. 140–149, 14 Abb., Goslar 1957. — [1957 a]
- .— Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und des Ruhrgebietes. — Geol. Rdsch., **46**, S. 197–212, 3 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1957. — [1957 b]
- .— Der gegenwärtige Stand unserer Kenntnisse über Stratigraphie und Paläogeographie der Mittleren Siegener Schichten im Siegerland. — Abh., hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 311–319, 4 Abb., Wiesbaden 1960

- PILGER, A. & SCHMIDT, Wo.: Über das Vorkommen von marinen Faunen in der Unteren Siegen-Stufe des Siegerlandes. — Geol. Jb., **76**, S. 421–426, 1 Abb., Hannover 1959
- PÖTTER, H.: Stratigraphie und Tektonik in der Obersiegen- und Ems-Stufe südlich des Siegener Hauptsattels und im Bereich der Burbacher Schuppenzone. — Diss. Clausthal 1958
- Die Gliederung und Kartierung der Oberen Siegener Schichten im Raume Siegen-Weidenau (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb., **78**, S. 237–256, 2 Abb., 4 Tab., Hannover 1961
- QUIRING, H.: Die geologische Erforschung des Siegerlandes in ihrer geschichtlichen Entwicklung. — Mitt. Ver. Berggeist, **1921**, H. 10, S. 3–8, Siegen 1921
- Beiträge zur Geologie des Siegerlandes. I. Ein Faltenbild. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**, S. 17–26, 3 Abb., Berlin 1923. — [1923 a]
- Beiträge zur Geologie des Siegerlandes. II. Wirkungsweise und Entstehung der „Rechts-“ und „Linksverwerfer“ der Gänge. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**, S. 27–42, 13 Abb., Berlin 1923. — [1923 b]
- Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmearbeiten im Jahre 1921. Neu-aufnahme der Blätter Siegen und Freudenberg. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**, S. XVI–XVIII, Berlin 1923. — [1923 c]
- Beiträge zur Geologie des Siegerlandes. III. Über Leitformen in den Siegener Schichten der Umgebung von Siegen. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **43**, S. 90–112, Berlin 1923 [1923 d]
- Gutachten über Grube Neue Haardt bei Weidenau. — Berlin 1923. Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. — [1923 e]. — [Unveröff.]
- Thermenauftstieg und Gangeinschieben. Ein Versuch zur Erkennung des Tiefenweges azsender Quellen. — Z. prakt. Geologie, **32**, S. 161–176, Berlin 1924
- Beiträge zur Geologie des Siegerlandes. IV. Das präsideritische Falten-gitter und die Altersfrage der tektonischen und gangbildenden Vorgänge. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**, S. 396–456, 16 Abb., 1 Taf., Berlin 1926
- Gutachten über die Möglichkeit eines Vorhandenseins bisher nicht ausgerichteter Teile des Sophier Hauptganges in den Feldern Johann Moritz und neuer Heckenberg bei Weidenau/Sieg. — Betzdorf 1938. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. — [Unveröff.]
- RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**, 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1956
- REHAGEN, H.-W.: Das Alter der Moorbildungen. — Geol. Karte v. Nordrhein-Westf. 1 : 25 000, Erl. Blatt 4716 Bödefeld, S. 30–34, 1 Abb., Krefeld 1968
- REINECK, H.-E.: Über Gefüge von orientierten Grundproben aus der Nordsee. — Senck. leth., **39**, S. 25–41, 54–56, 3 Abb., 3 Taf., Frankfurt/Main 1958 [1958 a]
- Longitudinale Schrägschichtung im Watt. — Geol. Rdsch., **47**, S. 73–82, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1958. — [1958 b]
- Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten. — Geol. Rdsch., **49**, S. 149–161, 3 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1960. — [1960 a]
- Über die Entstehung von Linsen- und Flaserschichten. — Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. III, 1960, S. 369–374., Berlin 1960 [1960 b]
- Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt. — Senck. leth., **42**, S. 51–67, 5 Abb., 3 Taf., Frankfurt/Main 1961

- REINHARDT, M.: Gutachten des geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen über die Untergrundverhältnisse an der Sperrstelle der geplanten Obernau-Talsperre nach dem Ergebnis der ausgeführten Kernbohrungen. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1961. — [Unveröff.]
- RICHTER, R. & E.: Die Herscheider Schiefer, ein zweites Vorkommen von Ordoviciuim im Rheinischen Schiefergebirge, und ihre Beziehungen zu den wiedergefundenen *Davia*-Schichten. — *Senckenbergiana*, **19**, S. 289–313, 4 Abb., Frankfurt/Main 1937
- Die Trilobiten des Ebbe-Sattels und zu vergleichenden Arten (Ordoviciuim, Gotlandium/Devon). — *Abh. senckenberg. naturf. Ges.*, **488**, S. 1–76, 12 Abb., 6 Taf., Frankfurt/Main 1954
- RIESER, A.: Bodenkundliche, wasserhaushaltliche und wirtschaftliche Probleme bei der Melioration vor allem pseudovergleyter Böden in der westlichen Eifel. — Diss. Bonn 1969
- ROTHAMEL, J.: Die Beziehungen zwischen dem Faltenbau und dem Spaltensystem der Spateisensteingänge im Siegerland. — Diss., 98 S., 12 Abb., 15 Diagramme, Berlin 1957
- RÜCKERT, G. A.: Der Einfluß der Hangnässe auf die Bodenbildung, dargestellt am Beispiel der Böden des Forstamtes Schieder. — Diss. Bonn 1960
- RÜCKERT, R.: Mikroskopisch-mineralogische Untersuchungen an sulfidischen Kupfererzen der Siegerländer Spateisensteingänge. — *N. Jb. Mineral., Geol., Paläont.*, **53**, Abt. A., S. 185–196, Stuttgart 1926
- RUNGE, F.: Die Naturschutzgebiete Westfalens. — 215 S., 36. Abb., 24 Taf., 3 Kartenskizzen, Münster (Aschendorff) 1958
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper; I. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. — 215 S., 66 Abb., Wien und Innsbruck (Springer) 1948
- SCHERP, A.: Bericht über die petrographische Untersuchung von 4 Gesteinsproben der Mittleren Siegener Schichten, Mbl. Hilchenbach. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1960. — [Unveröff.]
- Der Initialmagmatismus im ostrheinischen Schiefergebirge und seine Lagerstätten. — *Erzmetall*, **14**, S. 328–335, Stuttgart 1961. — [1961 a]
- Bericht über die petrographische Untersuchung von rotviolettten Lagen bzw. Augen in feinsandgebänderten Tonschiefern des Oberen Siegen. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1961. — [1961 b]. — [Unveröff.]
- Vorschlag einer Nomenklatur tonig-sandiger Sedimentgesteine nach vorwiegend makroskopischen Kennzeichen, entwickelt unter besonderer Berücksichtigung der Gesteine des Oberen und Mittleren Siegen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **116**, S. 199–222, 10 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1963
- Petrographische Untersuchung an z. T. Pyrophyllitführenden sandig-quarzitischen Gesteinen vom Mbl. Hilchenbach 5014. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1969. — [Unveröff.]
- SCHERP, A. & STADLER, G.: Die pyrophyllitführenden Tonschiefer des Ordoviziums im Ebbe-Sattel und ihre Genese. Mit einem Beitrag von W. SCHMIDT. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, **108**, S. 142–165, Stuttgart 1968

- SCHIRMER, H.: Mittlere Jahressumme des Niederschlags (mm) für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland. Zeitraum 1891–1930, Karte i. M. 1 : 25 000. — Bad Kissingen (Deutscher Wetterdienst) 1955
- SCHMEISSER, R.: Ueber das Unterdevon des Siegerlandes und die darin aufsetzenden Gänge, unter Berücksichtigung der Gebirgsbildung und der genetischen Verhältnisse der Gänge. — Jb. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakademie, **1882**, II., S. 48–148, 4 Taf., Berlin 1883
- SCHMELCHER, E.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Siegener Schichten im Raume Niederfischbach — Oberheuslingen — Oberschelden auf Bl. Freudenberg (Siegerland). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 91–155, 5 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Wiesbaden 1960
- SCHMIDT, H.: Schwellen und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, S. 226–234, 3 Abb., Berlin 1926
- , — Die bionomische Einteilung fossiler Meeresböden. — Fortschr. Geol. Paläont., **38**, 154 S., 24 Abb., Berlin 1935
- , — Zur Rangordnung der Faziesbegriffe. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, S. 333–345, 1 Abb., Wien 1956
- , — Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands. — 2. internat. Arb. Tag. Silur/Devon-Grenze und Stratigraphie v. Silur u. Devon, Bonn — Bruxelles 1960, Sympos.-Bd., S. 224–230, 4 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1962
- SCHMIDT, W. E.: Die Fauna der Siegener Schichten des Siegerlandes; wesentlich nach den Aufsammlungen in den Sommern 1905 u. 1906. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **28**, S. 429–456, Berlin 1910
- , — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. 236, Bl. Olpe, 38 S., Berlin 1924. — [1924 a]
- , — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. 236, Bl. Kirchhundem, 40 S., Berlin 1924. — [1924 b]
- , — Zur Stratigraphie der Siegener Schichten des Siegerlandes und des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**, S. 85–107, 1 Karten-Skizze, Berlin 1926. — [1926 a]
- , — Die Roten Gedinneschichten von Müsen. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **56**, S. 663–670, 1 Taf., Berlin 1926. — [1926 b]
- , — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lfg. 235, Bl. Wenden, 36 S., Berlin 1930
- SCHMIDT, Wo.: Grundlagen einer Pteraspiden-Stratigraphie im Unterdevon der Rheinischen Geosynklinale. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **5**, 82 S., 4 Taf., 13 Abb., 5 Tab., Krefeld 1959
- SCHMIDT, Wo. & ZIEGLER, W.: Eine Arthrodiren-Fauna in einem Keratophyr-Profil der Rimmert-Schichten (Unterdevon) des Ebbe-Antiklinoriums (Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1965**, S. 221–233, 2 Abb., Stuttgart 1965
- SCHNEIDER, R.: Der Bergbau im Siegerland. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 307–314, Berlin 1934
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Vorläufige Mitteilungen über pyrometamorphe Paragenesen in den Siegerländer Spatgängen. — Z. Kristallogr., **58**, S. 309–329, Leipzig 1923
- , — Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, Teil I. — 858 S., Jena (Fischer) 1941

- SCHNELL, K.: Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. — 3 Kten., viele Tab., Düsseldorf (Min f. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land. Nordrh.-Westf.), 1955
- SCHÖNE-WARNEFELD, G.: Die Ankerit-Quarz-Paragenese auf den Erzgängen des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss. Clausthal 1955
- SCHRIEL, W.: Stratigraphische Probleme im rheinischen Devon und ihre Auswertung für die Umdeutung der geologischen Karten. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**, S. 879–890, Berlin 1932
- , — Das Unterdevon im südlichen Sauerland und Oberbergischen. — In: Festschr. z. 60. Geburtstag von H. STILLE, S. 1–21, 3 Abb., Stuttgart (Enke) 1936
- , — Erzführung und Tektonik im engeren Bensberger Erzdistrikt. — N. Jb. Mineral., A, **86**, S. 275–307, Stuttgart 1954
- SCHRIEL, W. & GROSS, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und Palaeontologie des alten Unterdevons im südlichen Bergischen Lande. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., **145**, N. F., 77 S., 25 Abb., 7 Taf., Berlin 1933
- SCHRÖDER, E.: Prävariscischer Magmatismus und Tektonik in den Sattelzonen Ostthüringens. — Abh. deutsch. Akad. Wiss.; Kl. f. Chem., Geol., Biol., **1957**, 7, 60 S., 58 Abb., Berlin 1958
- SCHÜRGER, K.: Feinstratigraphischer Vergleich der Mudersbacher und Kirchener Schichten des unteren Siegen im Betzdorfer Raum. — Dipl.-Arb. Köln 1955
- SCHWILLE, F.: Ionenumtausch und Chemismus von Grund- und Mineralwässern. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 16–22, 2 Abb., 1 Tab., Hannover 1956
- SOLLE, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Devon. — Geol. Jb., **65**, S. 299–380, Hannover 1951
- , — Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **5**, 156 S. Wiesbaden 1953
- SPIESTERSBACH, J.: Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies und Fauna). — Abh. Reichsamt Bodenforsch., N. F., **203**, 219 S., 19 Abb., 11 Taf., Berlin 1942
- STADLER, G.: Die Rotspat-Eisenglanzvererzung auf der Grube „Neue Haardt“ in Weidenau/Siegerland. — Erzmetall, **12**, S. 603–608, 8 Abb., Stuttgart 1959
- , — Röntgenographische Analysenergebnisse von Sedimentgesteinsproben aus dem Gebiet des Meßtischblattes Hilchenbach. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1967. — [1967 a]. — [Unveröff.]
- , — Mineralogische Analysenergebnisse von zwei Bodenproben von der Buchhelle, Blatt 5014 Hilchenbach. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1967. — [1967 b]. — [Unveröff.]
- , — Röntgenographische Untersuchungsergebnisse von Gesteinsproben aus dem Bereich des Müsener Horstes zum Nachweis von Pyrophyllit. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1969. — [Unveröff.]
- , — Lagerstätteninhalt. In BOSUM et. al.: Geologie — Geophysik Siegerland. — Beih. Geol. Jb., **90**, Hannover [im Druck]
- STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. — Abh. hess. L.-Anst. Bodenforsch., **34**, 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Wiesbaden 1961

- THIENHAUS, R.: Die geologischen Verhältnisse der Grube Neue Haardt unterhalb der 745 m-Sohle. — Siegen 1948. Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. — [Unveröff.]
- , — Untersuchungsarbeiten in Richtung Nordstern, Hermannsseggen, Steigerberg, Freundschaft nordöstlich der Grube Neue Haardt. — Siegen 1950. Manusk., Arch., Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. — [Unveröff.]
- , — Prä- und synderitische Tektonik auf Grube „Pfannenberger Einigkeit“ im Siegerland. — Geol. Rdsch., **41**, S. 181–190, Stuttgart 1953
- , — Das Problem der Entstehung und Altersstellung der Siegerländer Spateisensteingänge. — Geol. Rdsch., **42**, S. 63–79, Stuttgart 1954
- , — Aufgaben und Aussichten montangeologischer Untersuchungen im Siegerländer Spateisensteinabbau. — Geol. Jb., **7**, S. 645–666, 7 Abb., Hannover 1956
- THOME, K. N.: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erl. Blatt 4615 Meschede. Mit Beiträgen von H. MERTENS, H.-W. REHAGEN und M. WOLF. — 148 S., 15 Abb., 7 Tab., 6 Taf., Krefeld 1968
- VOGLER, H.: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erl. Blatt 5112 Morsbach. Mit Beiträgen von H. VON KAMP, K. U. WEYER und W. WIRTH. — 132 S., 29 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Krefeld 1968
- , — Tektonik und Gangbildung in den Siegener Schichten auf Blatt 5112 Morsbach (westliches Siegerland, Rheinisches Schiefergebirge). — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**, S. 151–170, 8 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld 1969
- , — Die Spateisenstein-Gänge des Gebietes von Morsbach-Wissen/Sieg (Rheinisches Schiefergebirge) in der Abhängigkeit vom Faltenbau. — Erzmetall, **23**, S. 156–164, 9 Abb., Stuttgart 1970
- WALLISER, O. H.: Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dillmulde. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 229–242, 1 Tab., 1 Taf., Krefeld 1960
- WENTZLAU, P.: Stratinomische, stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Mittleren Siegener Schichten südöstlich des Siegener Schuppenbogens auf den Blättern Freudenberg und Siegen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 157–249, 30 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wiesbaden 1960
- WERNER, H.: Zur Bestimmung der Inhaltsstoffe. — Übersichtskarte Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erl. Blatt C 4302 Bocholt, S. 135–137, Krefeld 1968
- WEYER, K. U.: Trockenwetterabfluß. — Geologische Karte von Nordrhein-Westf. 1 : 25 000, Erl. Blatt 5112 Morsbach, S. 104–106, 1 Tab., 3 Taf., Krefeld 1968
- WIEGEL, E.: Bericht und Aufschlußbeschreibung zur geologischen Kartierung auf den Blättern Siegen 5194 und Hilchenbach 5014. — Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1957. — [Unveröff.]
- , — Klüftung und Gebirgsauflockerung bei Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **114**, S. 237–245, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1963
- WOLFF, W.: Geophysikalische Beiträge zur Erforschung des tieferen Untergrundes des Rheinischen Gebirges. — Geol. Rdsch., **46**, S. 186–196, 5 Abb., Stuttgart 1957

- WOLTERS, R.: Zur Ursache der Entstehung oberflächenparalleler Klüfte. — *Rock Mechanics*, **1**, S. 53–70, 9 Abb., Wien 1969
- WUNDT, W.: *Gewässerkunde*. — 320 S., 185 Abb., 8 Taf., Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer) 1953
- ZIEGLER, W.: *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000*, Erl. Blatt 4713 Plettenberg (2. Aufl.). Mit Beiträgen von H. von KAMP, A. SCHERP, W. SCHMIDT und W. WIRTH. — 179 S., 20 Abb., 10 Tab., 3 Taf., Krefeld 1970
- ZIEGLER, W., HILDEN, H. D. & LEUTERITZ, K.: Die Neugliederung der ehemaligen Rimmertschichten im Ebbe-Sattel (Meßtischblatt Plettenberg). — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **16**, S. 133–142, 1 Abb., Krefeld 1968
- ZIMMERMANN, R.: *Geognostische Beschreibung der Eisensteinlagerstätten am Haardter Berg zwischen den Dörfern Haardt, Schneppenkaute etc. unweit Siegen*. — Manusk., Oberbergamt Bonn, Bonn 1859. — [Unveröff.]

Karten

- Gangkarte des Siegerlandes 1 : 10 000. — Bearbeitet vom Oberbergamt Bonn, herausgegeben von der Preuß. Geol. L.-Anst. Berlin. Blatt Siegen; Berlin 1908, Blatt Müsen, Silberg; Berlin 1910
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen. — 77 Kten., 10 Diagramm-Taf. u. Erl., Offenbach/M. (Deutscher Wetterdienst) 1960
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25000. — Blatt Nr. 2915 Hilchenbach, Berlin 1930