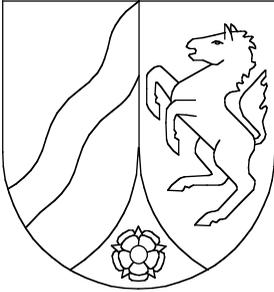


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen

5010 Engelskirchen

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen
zu Blatt
5010 Engelskirchen

Von
ULRICH JUX

Mit Beiträgen von HEINZ GRÜNHAGE, ULRICH HAMMLER,
ENGELBERT JUX, HEINRICH VON KAMP,
ADALBERT SCHERP, FRIEDRICH KARL SCHNEIDER,
GERHARD STADLER und HERMANN VOGLER

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1983

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	5010 Engelskirchen	148 S.	16 Abb.	8 Tab.	3 Taf.	Krefeld 1983
---	------	-----------------------	--------	---------	--------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

© Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1983

Bearbeiter:	Dipl.-Geol. Prof. Dr. U. JUX	Geologisches Institut der Universität zu Köln Zülpicher Straße 49 D-5000 Köln 1
	Dipl.-Geol. H. GRÜNHAGE Dipl.-Ing. U. HAMMLER Dipl.-Geol. Dr. H. VON KAMP Dr. A. SCHERP Dr. F. K. SCHNEIDER Dr. G. STADLER Dipl.-Geol. Dr. H. VOGLER	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen De-Greif-Strasse 195 D-4150 Krefeld 1
	Dipl.-Min. Dr. E. JUX	Rheinhöhenweg 4 D-5060 Bergisch Gladbach 2
Redaktion:	Dipl.-Geol. H. D. HILDEN	
Druck:	Joh. van Acken, Krefeld	
Vertrieb:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen De-Greif-Strasse 195, D-4150 Krefeld 1 Best.-Nr. 13-5010	

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Vorbemerkungen	11
2. Geographischer Überblick	14
3. Schichtenfolge	17
3.1. Devon	17
Unterdevon	18
3.1.1. Siegen-Stufe	18
3.1.1.1. Obere Siegener Schichten	19
3.1.1.1.1. Wahnbach-Schichten (dsW)	19
3.1.1.1.2. Odenspieler Schichten (dsO)	20
3.1.2. Ems-Stufe	23
3.1.2.1. Bensberger Schichten	24
3.1.2.1.1. Untere Bensberger Schichten	25
3.1.2.1.1.1. Untere Buntschiefer-Folge (demB,t1)	25
3.1.2.1.1.2. Sandstein-Folge (demB,s1; demB,st; demB,s2)	29
3.1.2.1.2. Obere Bensberger Schichten	33
3.1.2.1.2.1. Obere Buntschiefer-Folge (demB,t2)	34
3.1.2.1.2.2. Quarzit-Sandstein-Folge (demB,qs)	36
3.1.2.2. Remscheider Schichten (demR)	40
3.1.2.2.1. Hauptkeratophyr (U. JUX & A. SCHERP)	41
3.1.2.2.2. Tonstein-Folge	46
3.1.2.3. Hohenhöfer Schichten (dem-eH)	50
3.1.2.3.1. Hohenhöfer Kalkstein-Folge	51
Mitteldevon	53
3.1.3. Eifel-Stufe	54
3.1.3.1. Hohenhöfer Tonstein-Folge	54
3.1.3.2. Hobräcker Schichten (deH)	57
3.1.3.3. Mühlenberg-Schichten (deM)	62
3.1.3.4. Selscheider Schichten (deS)	66
3.1.3.4.1. Ohler Schiefer (deO)	67
3.1.3.4.2. Unnenberg-Sandstein (deU)	69
3.1.4. Sedimentation und Fazies im Devon	70
3.1.4.1. Geochemische Kennzeichnung unterdevonischer Gesteine (E. JUX)	71

	Seite
3.2. Tertiär	78
3.2.1. Verwitterungsdecke (F. K. SCHNEIDER)	79
3.2.2. Ältere Terrasse („t)	79
3.2.3. Verkarstung	80
3.3. Quartär (F. K. SCHNEIDER)	81
3.3.1. Pleistozän	81
3.3.1.1. Terrassen	81
3.3.1.1.1. Hauptterrasse (H)	82
3.3.1.1.2. Mittelterrasse (M)	82
3.3.1.1.3. Niederterrasse (nicht gesondert ausgeschieden)	83
3.3.1.2. Löß, Lößlehm und Lößfließerde („Lö)	83
3.3.1.3. Fließerde („fl)	84
3.3.1.4. Verwitterungsschutt	84
3.3.2. Holozän	84
3.3.2.1. Ablagerungen in den Tälern (qh)	85
3.3.2.2. Schwemmkegel	85
3.3.2.3. Künstliche Aufschüttung („y)	85
4. Gebirgsbau	86
4.1. Bauelemente	86
4.1.1. Schichtung und Faltung	87
4.1.2. Klüftung und Schieferung	89
4.1.3. Störungen	92
4.1.3.1. Streichende Störungen	92
4.1.3.2. Querstörungen	93
4.2. Baueinheiten	94
4.2.1. Overather Sattel	94
4.2.2. Bielsteiner Sattel	95
4.2.3. Stockheimer Sattel	96
4.2.4. Wiehler Mulde	96
4.2.5. Gummersbacher Mulde	96
4.2.6. Lennefe-Mulde	97
4.3. Innere Deformation	97

	Seite
5. Nutzbare Lagerstätten	99
5.1. Erze (G. STADLER & HAMMLER)	99
5.1.1. Eisenerz	99
5.1.2. Buntmetallerze	101
5.1.2.1. Erzlösungen und Nebengestein (A. SCHERP)	105
5.1.2.2. Isotopenphysikalische Untersuchungen (E. JUX)	108
5.2. Steine und Erden (U. JUX & H. VOGLER)	109
5.2.1. Kalkstein	110
5.2.2. Sandstein	110
5.2.3. Sand und Kies	111
5.2.4. Lehm	112
6. Hydrogeologie (H. VON KAMP)	113
6.1. Oberirdische Gewässer	113
6.2. Unterirdische Gewässer (Grundwasser)	114
6.2.1. Kluftgrundwasserleiter (Festgesteine)	114
6.2.1.1. Grundwasser in klastischen festen Gesteinen	114
6.2.1.2. Grundwasser in Kalkgesteinen	115
6.2.1.2.1. Schwinden und Quellen im Basiskalk	115
6.2.2. Porengrundwasserleiter (Lockergesteine)	116
6.3. Quellen	117
6.4. Faktoren der Grundwasserneubildung	117
6.4.1. Morphologie, Böden, Bodennutzung	117
6.4.2. Niederschläge	118
6.4.3. Trockenwetterabfluß	119
6.5. Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung	120
6.6. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	120
6.7. Wassergewinnung und Wasserreserven	121
6.8. Schutz des Grundwassers	125
7. Ingenieurgeologie (H. GRÜNHAGE)	126
7.1. Festgesteine	126
7.2. Lockergesteine	129
7.3. Allgemeine Hinweise	129

	Seite
8. Böden (F. K. SCHNEIDER)	130
8.1. Bodeneinheiten	131
8.1.1. Böden aus devonischen Gesteinen und Fließerden	132
8.1.2. Böden aus tertiärem Verwitterungsmaterial	133
8.1.3. Böden aus Löß	133
8.1.4. Böden der Auen	136
8.1.5. Böden der Bachtäler	136
8.1.6. Künstlich veränderte Böden	137
8.2. Bodennutzung	137
9. Verzeichnis der Schriften und Karten	138

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1 Lage des Blattgebietes	14
Abb. 2 Naturräumliche Gliederung	15
Abb. 3 Tonfaseriger Sandstein, durchtrübert von Quarz und Ankerit-Dolomit	30
Abb. 4 Aufbereitungshorizont von tonigen Weichgeröllen	30
Abb. 5 Saurer Aschentuff	42
Abb. 6 Sphärolith in einem ignimbrischen Quarzkeratophyrtuff	44
Abb. 7 Basiskalk der Hobräcker Schichten	58
Abb. 8 Mühlenberg-Schichten	64
Abb. 9 Chemische Zusammensetzung unterdevonischer Gesteine im Bensberger Erzbezirk	72
Abb. 10 Durchschnittsgehalte der Spurenelemente unter- devonischer Gesteine im Bensberger Erzbezirk	73
Abb. 11 Bleigehalte von Tongesteinen im Bensberger Erzbezirk	75
Abb. 12 Zinkgehalte von Tongesteinen im Bensberger Erzbezirk	77
Abb. 13 Sammeldiagramme der Schichtflächenlagerung	88
Abb. 14 Besetzungsdichte der Polpunkte von Kluffflächennormalen	91
Abb. 15 $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse von Kluffcarbonaten, Carbonatgeoden und Carbonatgesteinen	109
Abb. 16 Bodenkundliche Übersicht	130/131

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente	16
Tab. 2	Ausbildung und Mächtigkeit des Hauptkeratophyr-Horizontes	46
Tab. 3	$\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für Kluftcarbonate, Carbonatgeoden und Carbonatgesteine im Bensberger Erzbezirk	106/107
Tab. 4	Chemische Zusammensetzung von Kalksteinen	111
Tab. 5	Abflußverhältnisse der Agger am Pegel Engelskirchen	113
Tab. 6	Monatliche Niederschlagssummen der Station Loope	118
Tab. 7	Grundwasseranalysen	122 - 124
Tab. 8	Chemische und physikalische Daten typischer Bodenprofile	134/135

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

Taf. 1	Geologische Schnitte 1:25 000
Taf. 2	Strukturkarte 1:25 000
Taf. 3	Hydrogeologische Karte 1:50 000

1. Vorbemerkungen

Das Blattgebiet 5010 Engelskirchen deckt den östlichen Teil des Bensberger Erzbezirks (HESEMANN 1978) ab und hat früh bergmännisches Interesse gefunden. Die ältesten Angaben zur Geologie des Raumes (KINNE 1884) beziehen sich deshalb auf die nutzbaren Lagerstätten: sulfidische und karbonatische Gangerze (Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Spateisenstein) sowie die oxidischen und hydroxidischen Verwitterungserze (z. B. Brauneisenstein).

Noch in der 2. Auflage der Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000 (VON DECHEN 1883) werden für das Gebiet zwischen Overath und Runderoth lediglich mitteldevonische Schichten vermerkt, überwiegend „Lenneschiefer“ und etwas „Eifelkalk“. Genauere Vorstellungen über den Gebirgsbau waren bei diesem Kenntnisstand nicht möglich. In der geologischen Übersichtskarte des Bergischen Landes von WINTERFELD (1909) sind dann allerdings die wesentlichen Baueinheiten und die stratigraphischen Grundzüge schon erfaßt worden, wobei irriige Auslegungen wohl unvermeidbar waren (WINTERFELD 1898). Jedenfalls wurde damals die Umrahmung des unterdevonischen Erzbezirks („Lüderich-Quarzitsandstein“) durch mitteldevonische Schichten (insbesondere „Lindlarer Grauwackensandstein“) und bedeutsame tektonische Grenzen (z. B. „Bergische Überschiebung“) genau vermerkt. Die Gliederung des Schichtenverbandes war allerdings im einzelnen noch fehlerhaft: Die Remscheider Schichten einschließlich des Hauptkeratophyrs wurden älter als der „Lüderich-Quarzitsandstein“ mit den Rotschiefern und der „Lindlarer Grauwackensandstein“ älter als die Mühlenberg- mit den Hobracker Schichten eingestuft. Das Unterdevon des Bensberger Erzbezirks erfuhr durch ZELENY (1912) eine intensive, viel beachtete Bearbeitung. Aus den dabei entstandenen geologischen Karten gehen bereits alle wichtigen Strukturelemente in groben Konturen hervor. Der Thematik entsprechend kann man aus den Karten Lage und Verlauf aller Erzgänge entnehmen, findet aber auch genaue Angaben über die Verbreitung wichtiger Leitschichten (z. B. Remscheider Schichten, Hauptkeratophyr). Das Liegende der Remscheider Schichten hat ZELENY allerdings stratigraphisch nicht näher einstufen können; deshalb genügen seine strukturellen Interpretationen nicht mehr heutigen Vorstellungen.

Wesentliche Impulse für die Erforschung des Bensberger Erzbezirks gingen von SCHRIEL (1932, 1933, 1954) aus. Im Verlauf seiner montangeologischen Untersuchungen wurde richtiggestellt, daß die Wahnbach- und die Bensberger Schichten nicht in die Gedinne-Stufe gehören, sondern jünger sind. SCHRIEL bezog beide auf die Siegen-Stufe, über der dann das Oberems mit den Rimmert-Schichten angenommen wurde. Letztere Vorstellung deckt sich mit den paläogeographischen Konzepten J. SPIESTERSBACHS (1942). Wegen ähnlicher, jedoch irriger Profildeutungen (z. B. Verwechslung der Sandstein-Folge innerhalb der unteremsischen Bensberger Schichten mit den obersiegener Odenpieler Schichten) wie sie ZELENY unterlaufen waren, gelang auch SCHRIEL – trotz vieler wertvoller Beobachtungen – keine klare Aussage über den Faltenbau; er dachte an bretonische und asturische Bewe-

gungen im Sinne einer Bruchfaltentektonik, wie die von ihm entworfenen Kartendarstellungen erkennen lassen (SCHRIEL 1936 a, 1954).

Für die Gliederung des Mitteldevons brachten die Bearbeitungen RICHTERS (1921), die sich bis in die Ränderother Mulde ausdehnten, erhebliche Fortschritte (z. B. in der Abgrenzung der Hobracker Schichten); denn die Unterschiede zwischen sauerländischer und oberbergischer Fazies hatten manche Unklarheiten aufkommen lassen. Als ebenso wertvoll erwiesen sich die genauen Darstellungen im Grenzbereich Unterdevon/Mitteldevon, die LORENZ (1941) aus der Gummersbacher Mulde bekannt machte und nach denen Parallelisierungen mit den Heisdorfer und Laucher Schichten der Eifel versucht werden konnten.

Das Studium der Ränderother Karsthöhle verband HOLZ (1960) mit einer geologischen Kartierung des Umfeldes, wobei allerdings die Schichtenfolge zwischen Mühlenberg- und Remscheider Schichten als Ränderother Schichten zusammengefaßt wurde. Trotz dieser und anderer stratigraphischer Vereinfachungen ist der Faltenbau in der westlichen Gummersbacher Mulde dabei gut verdeutlicht worden. Ähnlich ist übrigens auch SCHEIBE (1965) verfahren, indem er das Mitteldevon im Ränderother Gebiet mit den Hobracker Schichten einsetzen ließ und das unmittelbar Liegende vom Basiskalk den Remscheider Schichten zuschlug.

1958 begann das Geologische Institut der Universität zu Köln im Bergischen mit einer eingehenden, stratigraphisch orientierten Gesamtbearbeitung des paläozoischen Schichtenverbandes. Sechs Diplomarbeiten (EDALAT 1974, HILDEN 1964, PIERINI 1967, SCHLECHTER 1961, SCHULTZ 1960, STOLTIDIS 1968) und zwei Dissertationen (HOLZ 1960, ZYGOJANNIS 1971) finden im vorliegenden Kartenblatt und den zugehörigen Erläuterungen ihren gebührenden Niederschlag.

Die geologischen Kartierungen von SCHULTZ (1960) im zentralen Blattgebiet und von SCHLECHTER (1961) im westlichen Blattgebiet erbrachten vor allem, daß Rotschieferhorizonte bestimmte Schichtenfolgen charakterisieren, wegen bezeichnender Fossilien (Pteraspiden) ein sicheres stratigraphisches Gerüst für die Kartierung abgeben und nichts mit den Wahnbach-Schichten (sensu SCHRIEL & GROSS 1933) zu tun haben. Über die ausführlichen Profilaufnahmen HILDENS (1964) im südlichen Blattgebiet ließen sich nicht nur die Wahnbach-Schichten durch eine sogenannte „Liegend-Arkose“ (= Odenspieler Schichten) oben abgrenzen, sondern auch die Bensberger Schichten in kartierbare Einheiten aufteilen und im unteren Abschnitt paläontologisch durch Modiolopsiden kennzeichnen. Die Ausstriche dieser Schichtenfolgen sprachen für einen relativ einfachen Faltenbau und nicht für derartig komplizierte Auffaltungen, wie sie SCHRIEL (1954) aufgrund einer zweiphasigen Orogenese angenommen hatte.

Das stratigraphische Profil, das von PIERINI (1967) im Nordteil des Blattgebietes entwickelt worden war, entspricht bereits weitgehend dem der vorliegenden Erläuterungen. Vor allem konnte er nachweisen, daß die sogenannten Rimmert-Schichten ohne stratigraphische Lücke und ohne Transgressionsfläche älteren Schichten aufliegen, den obersten, sandigen Bereich der Bensberger Schichten repräsentieren und daß es zwei, durch schluffig-sandige Schichtenfolgen getrennte Buntschiefer-Niveaus (Obere und Untere Buntschiefer-Folge) in den Bensberger Schichten gibt. Diese Verhältnisse waren zuvor keineswegs klar gewesen, wengleich das Ems-Alter der Bensberger Schichten und das brackisch-marine Milieu ihres Ablagerungsraumes inzwischen feststanden (U. JUX 1964).

Dadurch erwiesen sich die Remscheider Schichten als Hangendes der Bensberger Schichten. Sie erfuhren ihre gründliche biofazielle und paläogeographische Analyse durch

ZYGOJANNIS (1971) sowie durch ZYGOJANNIS & PIERINI (1974). Zuvor war bereits durch RIPPEL (1953) die räumliche und zeitliche Gliederung des Quarzkeratophyr-Vulkanismus innerhalb der Remscheider Schichten veranschaulicht und nicht zuletzt aufgrund von Befunden aus dem Blattgebiet für den oberbergischen Raum als eigenes Eruptionszentrum gedeutet worden.

Die biostratigraphische Ansprache der unterdevonischen Schichtenfolge beschränkte sich zunächst auf die Florenfunde im Bereich der Wahnbach-Schichten, auf Fischreste, Eurypteriden und Modiolopsiden in den Unteren Bensberger Schichten (SCHULTZ 1960, HILDEN 1964, U. JUX 1964) und die artenreichen Fossilien (Pelecypoden, Brachiopoden, Spurenfossilien) in den Remscheider Schichten (ZYGOJANNIS 1971). Auch Mikrofossilien stellten sich als geeignete Hilfsmittel für die stratigraphische Gliederung der Schichtenfolge heraus, insbesondere Sporomorphen und Arcritarchen (EDALAT 1974; südliches Blattgebiet) sowie Ostracoden (STOLTIDIS 1971, südwestliches Blattgebiet).

Das im Verlaufe dieser Detailuntersuchungen neu entwickelte stratigraphische Gliederungsschema des oberbergischen Unterdevons, vor allem der Bensberger Schichten, hat sich schon bei der geologischen Aufnahme des westlich benachbarten Blattes 5009 Overath (1982) bewährt; es ist auch bei den Schichtengliederungen in den östlich angrenzenden Blattgebieten 5011 Wiehl (1970) und 5012 Eckenhagen (1972) verwertet worden. Eine erste Gesamtvorstellung dieser Gliederungsweise erfolgte auf der geologischen Übersichtskarte des Rheinisch-Bergischen Kreises; darin ist auch der Engelskirchener Raum berücksichtigt worden (U. JUX 1974).

Blatt 5010 Engelskirchen entstand als Gemeinschaftsarbeit des Geologischen Instituts der Universität zu Köln und des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen. Eine erste Wiedergabe der paläozoischen Schichten im Blattgebiet nach dem modernen Gliederungsschema stammt von K. U. PIERINI (heute Militärgeogr. Amt). Die Darstellung des Paläozoikums und des Gebirgsbaus in dem vorliegenden Kartenblatt entwarfen H. D. HILDEN und U. JUX. Das Manuskript von K. U. PIERINI lieferte dabei wertvolle Anhaltspunkte. Die Kartierung der quartären Deckschichten erfolgte im Zusammenhang mit der bodenkundlichen Aufnahme für das Blatt L 5110 Waldbröl der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 durch F. K. SCHNEIDER.

2. Geographischer Überblick

Das Gebiet des Blattes Engelskirchen (Abb. 1) gehört politisch zu drei Verwaltungskreisen: zum Oberbergischen Kreis, zum Rhein-Sieg-Kreis und zum Rheinisch-Bergischen Kreis.

Auch in der vorpreußischen Zeit (bis 1789) war das Gebiet politisch geteilt: Das Herzogtum Berg grenzte mit dem Amte Steinbach östlich von Engelskirchen an die Reichsherrschaft Gimborn-Neustadt (dazu gehörte Runderoth) und mit dem Amte Windeck östlich von Much an die Reichsherrschaft Homburg (dazu gehörte Marienbergshausen). Da im Kaltenbachtal diese drei Territorien aneinanderstießen, hat es um den Besitz und die Förderrechte der dortigen reichen Eisenerzvorkommen langandauernde und äußerst interessante Rechtsauseinandersetzungen gegeben (A. JUX 1956).

Naturräumlich gehört dieser Teil des Bergisch-Sauerländischen Gebirges zu den zwei Haupteinheiten Südbergische Hochflächen sowie Oberagger- und Wiehlbergland mit

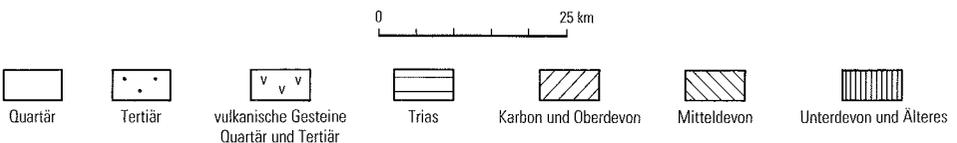
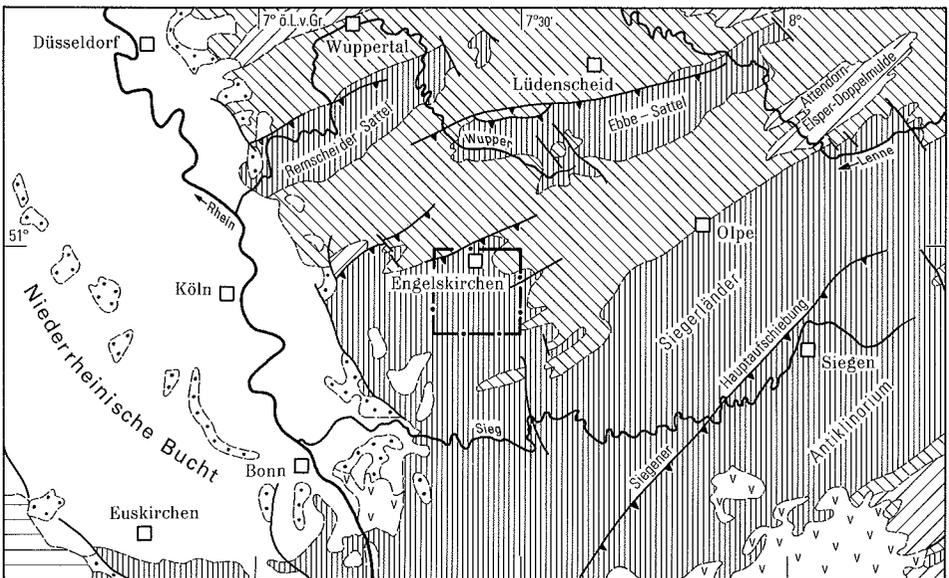


Abb. 1 Lage des Blattgebietes

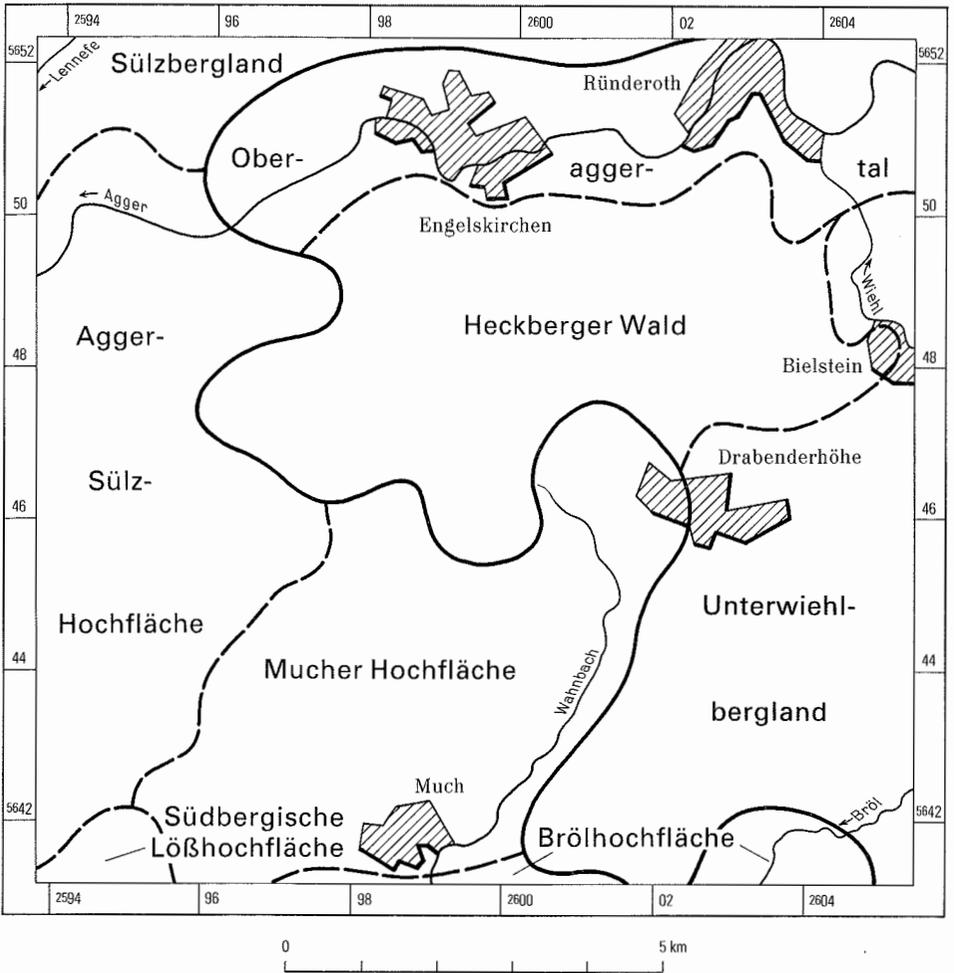


Abb. 2 Naturräumliche Gliederung (nach MÜLLER-MINY 1974)

mehreren naturräumlichen Untereinheiten (Abb. 2). Besonders augenfällig sind der Heckberger Wald und das Oberaggertal.

Als kleines, geschlossenes Waldgebirge hebt sich der Heckberger Wald mit seinen breit ausladenden Rücken und Kuppen, den wannenartig eingesenkten, 100 - 150 m tiefen Talkerben und den wenigen Rodunginseln deutlich von den einförmigeren Landschaftsformen der Umgebung ab (MÜLLER-MINY 1974). Der Heckberg, mit +384,2 m NN die höchste Erhebung im Blattgebiet, beherrscht weithin diesen Raum.

Das Oberaggertal ist 200 - 250 m tief in das Aggerbergland eingelassen. Seine Hänge sind bis zum Talgrund bewaldet. Der 200 - 300 m breite Talboden ist dicht besiedelt. In dem steilhangigen durch Flußterrassen wenig gegliederten Kastental drängen sich Wohnbezirke, Industrie und Verkehrswege. Zwischen Osberghausen und Ehreshoven, wo das mittlere

Aggertal beginnt, fällt der Talboden um ca. 45 m ab: Er liegt am Staubecken Osberghausen bei +150,2 m NN und am Stausee Ehreshoven II bei +104,5 m NN.

Das Gewässernetz zeigt im allgemeinen eine fächer- bis rippenförmige Anordnung, die häufig durch tektonische Störungs- oder Hauptklufrichtungen vorgezeichnet ist. Das Blattgebiet gehört hauptsächlich zum Einzugsgebiet der Agger und deren Nebenflüsse Leppe, Wiehl, Loope- und Naabach. Das Gebiet um Much entwässert über den Wahnbach und das Gebiet um Marienberghausen über die Bröl zur Sieg. Der nordwestlichste Teil des Blattgebietes gehört zum Einzugsgebiet der Lennefe, einem Nebenfluß der Sülz, die bei Lohmar (TK 25: 5109 Lohmar) in die Agger mündet.

Die Wasserführung der Fließgewässer unterliegt wegen der hohen, aber periodisch auftretenden Niederschläge im Bergland starken Schwankungen. Aus diesem Grunde sind an der Agger Ausgleichsweiher angelegt worden, die neben dem Hochwasserschutz auch der Elektrizitätserzeugung dienen. Die Stauseen Ehreshoven I und II haben Fassungsvermögen von 280 000 und 324 000 m³ und liefern im Jahresdurchschnitt 3,14 und 2,94 Mio. kWh elektrische Energie. Ihr Einzugsgebiet erstreckt sich über 420 km². Das Staubecken Osberghausen hat einen Stauinhalt von 150 000 m³ und eine mittlere jährliche Energieerzeugung von 1,3 Mio. kWh. Sein Einzugsgebiet umfaßt 179 km². Weitere Stauanlagen in der Agger liegen bei Wiehlmünden, Haus Ley und Ohl-Grünscheid.

Das Bergische Land hat ein ozeanisches Klima, wonach die Unterschiede zwischen kältestem und wärmstem Monat gering sind. Vorherrschende Westwinde bestimmen mit der so herbeigeführten feuchten Meeresluft den Wetterablauf.

Die wichtigsten Klimadaten für das Blattgebiet Engelskirchen sind in der Tabelle 1 aufgeführt; sie sind dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960) entnommen.

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungszeitraum
Jahresniederschlag (mm)	1000 – 1200	1891 – 1930
Anteil der Schneemenge am Jahresniederschlag (%)	10 – 12	1931 – 1940
Zahl der Frosttage im Jahr (Tiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0°C)	um 85	1881 – 1930
Zahl der Eistage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0°C)	um 15	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Jahr (0°C)	8 – 9	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Januar (0°C)	0 – 1	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Juli (°C)	16 – 17	1881 – 1930
Jahrestemperatur (°C)	9,0	1931 – 1960
Schwankung der mittleren Tagestemperatur(°C)	9,0	1931 – 1960

3. Schichtenfolge

Mit dem Blatt Engelskirchen kommt ein Bereich des rechtsrheinischen Schiefergebirges zur Darstellung, der unter den Bezeichnungen Bensberger Erzbezirk und Oberbergisches Muldenvorland einen Übergang zwischen den Antiklinorien des Ebbegebirges im Norden und des Siegerlandes im Süden bildet (s. Abb. 1, S. 14).

Gerahmt von flachwellig gefalteten Kalksteinen, Ton- und Sandsteinen des Unteren Mitteldevons, die über die Lennefe-Mulde im Nordwesten, die Gummersbacher und die Wiehler Mulde im Osten bis in die Waldbröler und Ruppichterother Mulde im Süden hineinleiten, hebt sich nach Westen ein breiter, aus Sandsteinen und schluffigen Tonsteinen bestehender, unterdevonischer Faltenkomplex heraus; der Overather Sattel mit dem Bensberger Erzbezirk. Seine wichtigsten Strukturelemente sind der Overather Sattel im Norden, der Bielsteiner Doppelsattel zwischen Gummersbacher und Wiehler Mulde sowie der Stockheimer Sattel im Süden. Im Kern der Sättel treten als älteste Einheiten die Wahnbach-Schichten (Obere Siegen-Stufe) zutage; sehr verbreitet sind die Bensberger Schichten (Ems-Stufe). Der in den Grenzschichten zwischen Mittel- und Unterdevon (Hauptkeratophyr, Remscheider Schichten, Hohenhöfer und Hobracker Schichten) dokumentierte Faziesgang führt von brackisch-marinen zu vollmarinen Litoralsedimenten der Rheinischen Magnafazies.

Marine Ablagerungen postpaläozoischer Formationen sind im Engelskirchener Raum nicht bekannt; die nächstgelegenen Vorkommen finden sich bei Bergisch Gladbach (Tertiär). Wahrscheinlich war der oberbergische Raum seit dem Karbon kontinentales Abtragsgebiet, aus dem ein tief eingebnetes Rumpfgebirge hervorging. Die den paläozoischen Festgesteinen auflagernde Lockergesteinsdecke unterschiedlicher Mächtigkeit entstand während des Quartärs, als sich auch die uns heute bekannte Landschaft mit tief eingeschnittenen Tälern bildete.

3.1. Devon

Der Untergrund des Blattgebietes wird aus devonischen Gesteinen aufgebaut. Sie bestehen überwiegend aus einer eintönig wirkenden Schichtenfolge aus Sand-, Schluff- und Tonsteinen, deren grün- bis braungraues Farbmuster höchstens durch Rotschiefereinlagerungen belebt wird. Meistens handelt es sich dabei um Abfolgen aus der unterdevonischen Ems-Stufe, jedoch fehlen die roten Einschaltungen keineswegs in den mitteldevonischen Gesteinen. Im Gebiet von Runderoth im Nordosten und im gerade noch vom Blattschnitt berührten Lennefetel im Nordwesten kommen aber gegenüber dem Unterdevon noch andere Gesteinsarten hinzu. Einerseits sind dies pyroklastische Einlagerungen nahe der Stufengrenze, die einen sauren, geosynklinalen Vulkanismus dokumentieren, andererseits biogene Carbonatgesteine, die im Verlauf des Unteren Mitteldevons aus geringmächtigen Schillkalksteinen zu ansehnlichen Korallen-Stromatoporen-Bankkalksteinen überleiten.

In dem Gesteinswechsel, der die unterdevonischen Schichten leicht von den mitteldevonischen abgrenzen läßt, kommt die Umwandlung eines zunächst noch brackisch-mari-

nen, durch kontinentale Schüttungen delta-ähnlich geprägten Litorals in ein paläogeographisch wohl abgegrenztes Flachmeerbecken zum Ausdruck. Ablagerungen, die auf tiefe, küstenferne Sedimentationsflächen deuten, kommen im Blattgebiet nicht vor, zumal oberdevonische oder obermitteldevonische Gesteine nicht mehr nachzuweisen sind. Die Zuordnung der stratigraphisch ältesten Schichten in die oberste Siegen-Stufe beruht auf spärlichen Faunenresten, die in der westlich anschließenden Overather Gegend gefunden wurden.

War auf der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000 (VON DECHEN 1883) noch für das ganze Oberbergische nur das Vorkommen mitteldevonischer Schichten – nämlich „Eifelkalk“ und „Lenneschiefer“ – vermerkt worden, so wichen anschließend, angeregt durch DENCKMANN'S Profilstudien im Siegerland und vor allem im Aggertal (DENCKMANN 1907 a, b), die Ansichten über das Alter und den Aufbau der Schichtenfolge erheblich davon ab. Als Belege für „Tiefe Siegener Schichten“ galten dabei die mit "*Rensselaeria crassicosta*" bestimmten und in Sandsteinen bei Honrath, Hoffnungsthal oder Overath entdeckten Brachiopodenreste. Folglich verwies man die mächtige, schiefbrig-sandige Gesteinsfolge in ihrem Liegenden, wengleich biostratigraphisch nicht unmittelbar ansprechbar, in die Gedinne-Stufe. Diese Auffassung fand ihren Ausdruck in der ersten detaillierten Kartendarstellung (1 : 80 000) des Bensberg-Engelskirchener Erzreviers (ZELENY 1912) und hat sogar noch auf der „Geologischtektonischen Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges 1 : 200 000“ (1926) von PAECKELMANN seinen Niederschlag gefunden.

Die unübersichtlichen Lagerungsverhältnisse und die durchweg gleichförmige Ausbildung der unterdevonischen Gesteine brachten es mit sich, daß lange Zeit die stratigraphische Abfolge dieser Schichten unklar war. Immerhin wurde gelegentlich auch ein wesentlich jüngeres Alter für die „Rotschiefer mit Arkosen“ (ZELENY 1912) als Gedinne erörtert (BREDDIN in BREDDIN & RICHTER 1925).

Während die stratigraphischen Gliederungsprinzipien im merkmalsreichen mitteldevonischen und hochunterdevonischen (Remscheider Schichten) Gesteinskomplex schon Anfang des Jahrhunderts im heute üblichen Sinne gehandhabt oder doch nur weiter ausgebaut wurden (RICHTER 1921, 1922; LORENZ 1941), bestanden über die Zuordnung der Abfolgen im Liegenden keine klaren Vorstellungen. Neue Impulse brachten hier erst die Befunde SCHRIELS (1932, 1933) in die Diskussion; denn die im Auftrag der Preußischen Geologischen Landesanstalt durchgeführten Kartierungen schlossen ein im Overath-Engelskirchener Raum ausstreichendes Gedinne oder „Tiefes Siegen“ endgültig aus.

Für die von K. SPRIESTERSBACH (1929) vertretene Auffassung, daß die untere Ems-Stufe nicht vorhanden sei und Sandsteine der oberen Ems-Stufe (Rimmert-Schichten) transgressiv den Siegener Schichten auflägen, gibt es keine Beweise. Es steht heute außer Frage, daß im südlichen Bergischen Land die devonische Abfolge konkordant aufgebaut ist.

Unterdevon

3.1.1. Siegen-Stufe

Schichten der Siegen-Stufe reichen bis in den Bensberger Erzbezirk hinein, weiter nördlich, etwa im Remscheider Sattel, stehen entsprechende Nachweise aus. Paläogeogra-

phisch läßt sich das damit erklären, daß damals die Grenze zwischen einem ausgedehnten festländischen Ablagerungsgebiet und einem sich nach Süden ausweitenden Flachmeeresbecken durch das Bergische Land verlief (J. SPRIESTERSBACH 1942). Über ein großes Strommündungsgebiet sind offenbar langfristig terrigene Verwitterungsmassen dem Meer zugeführt worden, womit sich die eigenartige, marginal-marine Niederrheinische Intrafazies der dabei abgelagerten Gesteine erklärt (U. JUX 1971).

Insgesamt betrachtet hat sich der Ablagerungsraum im Verlauf der oberen Siegen- und unteren Ems-Zeit kaum verändert. Das ist der Grund für die litho- und biofaziale Ähnlichkeit, die mächtige Schichtenfolgen auszeichnet und bei stratigraphischen Abgrenzungen Probleme stellt. Die Sedimentationsrhythmik mit ihrem Fazieswechsel und phasenhaft terrigenen Schüttungen (Sandsteine) setzt die stratigraphischen Akzente.

Die Siegen/Ems-Stufengrenze ist im Oberbergischen nicht sicher erfaßt worden; man kann vorerst nur Bereiche mit mehr Siegen- (Obere Siegener Schichten) und solche mit mehr Ems-Gepräge (Bensberger Schichten) voneinander abgrenzen. Aber selbst das ist im Blattgebiet für die auf Obersiegen bezogenen Schichten wegen der fehlenden Fossilfunde nicht möglich gewesen. Hier beruht die Zuordnung der ältesten Abfolgen auf der lithologischen Übereinstimmung mit besser datierten Vorkommen im Overather Gebiet sowie auf den Lagerungsverhältnissen.

3.1.1.1. Obere Siegener Schichten

Zu den Oberen Siegener Schichten werden die Wahnbach- und die Odenspieler Schichten gerechnet.

Im Blattgebiet sind Wahnbach-Schichten nur im äußersten Südosten in einem kleinen Vorkommen im Kern des Stockheimer Sattels anzunehmen. Die Belege durch tierische Fossilien, wie im westlich anschließenden Blattgebiet 5009 Overath, oder durch pflanzliche Reste, wie sie von STEINMANN & ELBERSKIRCH (1929) gefunden und von KRÄUSEL & WEYLAND (1930) näher beschrieben wurden, stehen bei diesem Vorkommen allerdings aus. Die Deutung als Wahnbach-Schichten ergibt sich allein aus den strukturellen Verhältnissen des südlich anschließenden Blattes 5110 Ruppichteroth.

Wegen der generell nach Nordosten abtauchenden Sattelachsen verringern sich die Ausstrichflächen der älteren Schichtenglieder im Blattgebiet beträchtlich. So werden daher im Nordwesten und Südwesten des Blattgebietes als jüngste unterdevonische Gesteine erst die Odenspieler Schichten in größerer Verbreitung angetroffen.

Beim Vergleich mit älteren geologischen Karten ist zu berücksichtigen, daß stratigraphische Namen für Abfolgen im Liegenden der seit J. SPRIESTERSBACH & FUCHS (1909) gut gekennzeichneten Remscheider Schichten – etwa Rimmert-, Odenspieler oder Wahnbach-Schichten – nicht viel hergeben, weil nicht nur unterschiedlich alte Gesteinskomplexe darunter vereinigt wurden, sondern auch unzulässige Parallelisierungen mit zum Teil weit entfernten Profilen (Remscheider und Ebbe-Sattel) durchgeführt worden sind.

3.1.1.1.1. Wahnbach-Schichten (dsW)

Aus dem Wahnbachtal (TK 25: 5109 Lohmar) machten STEINMANN & ELBERSKIRCH (1929) eine bemerkenswerte fossile Flora bekannt, die bezeichnend für die Wahnbach-Schichten wurde (KRÄUSEL & WEYLAND 1930) und seit SCHRIEL (1932) auf Obersiegen bezogen wird.

Damit dürfte es sich um gleichaltrige Bildungen handeln wie die Eitorfer Schichten im westlichen und die Klafelder Folge im zentralen Siegerland (RICHTER 1921, LUSZNAT 1968).

Gesteine: Es dominieren tonige Gesteine, die eintönige, graue Schichtenstapel aufbauen und lediglich durch eingeschaltete schluffige Sandsteine von graugrüner Färbung eine Profilbelebung erfahren. Im oberen Teil der Abfolge kommen zwischen den oft feingebänderten Tonsteinen manchmal dünne kohlige Gesteinslagen (Brandschiefer) oder auch schwarzgraue Tonsteine vor. Die Sandsteine sind durchweg ebenschichtig, plattig bis dünnbankig, auf den Schichtflächen mit Glimmerfragmenten und Pflanzendetritus bedeckt.

Es gibt in ihnen keine rotgefärbten Einlagerungen; Konglomerate fehlen ebenfalls. Die Sandsteine sind jedoch schlecht entmischt, bestehen immer aus Feinsand- (selten Mittelsand-) und Tonanteilen. Nur selten kommt Schrägschichtung vor; auch Rippelmarken sind nicht verbreitet. Belastungsmarken und intrasedimentäre Gleitgefüge lassen sich demgegenüber öfters feststellen.

Flora und Fauna: Die Wahnbach-Schichten sind im Blattgebiet zu schlecht erschlossen, um über ihre Fossilführung Aussagen machen zu können. Im Haldenmaterial der Grube Castor bei Ehreshoven sind dunkle Tonsteine mit gut erhaltenen Pflanzenresten gefunden worden (*Taeniocrada* sp., *Drepanophycus* sp.), die wahrscheinlich aus den unter Tage erschlossenen Wahnbach-Schichten stammen. Tierische Fossilien kennt man noch nicht von dort.

Abgrenzung, Verbreitung und Mächtigkeit: Für die Wahnbach-Schichten steht die stratigraphische Aufgliederung noch aus. Insbesondere herrscht Unklarheit über ihre untere Abgrenzung gegen das Mittelsiegen. Die überlagernden mächtigen Sandsteinabfolgen mit marinen Litoralfaunen (TK 25: 5009 Overath, 5210 Eitorf, 5211 Weyerbusch) werden in die obere Siegen-Stufe gestellt. Wahnbach-Schichten stehen nur im äußersten Südosten des Blattgebietes in einem kleinen Vorkommen im Kern des Stockheimer Sattels an.

Mächtigkeitsangaben können nicht gemacht werden. Im südlichen Oberbergischen (GK 25: 5210 Eitorf) wird mit einer Mächtigkeit bis zu 3 000 m gerechnet (SCHRODER 1969 a: 24), ein Betrag, der nach Untersuchungen im Blattgebiet 5211 Weyerbusch, zu hoch sein dürfte.

3.1.1.1.2. Odenspieler Schichten (dsO)

Die Bezeichnung Odenspieler Schichten verknüpft mit DENCKMANNs (1909) „Odenspieler Grauwacke“, einer mächtigen Sandsteinabfolge, die auch heute noch bei Odenspiel (GK 25: 5012 Eckenhagen) wegen guter technologischer Eigenschaften abgebaut wird.

Die bei Ehreshoven im Aggertal ausstreichenden bankigen Sandsteine hat schon SCHRIEL (1933: 20) als Hangendes der Wahnbach-Schichten aufgefaßt. Deren stratigraphischer Bezug auf höchstes Siegen geht auf W. E. SCHMIDT (1926) zurück, nachdem DENCKMANN (1909) im Eckenhagener Gebiet zuerst auf Untersiegen-Alter geschlossen hatte. Letzteres erklärt, weshalb auch ZELNY (1912) ähnlich aussehende, zwischen Much und Falkemich verbreitete Gesteine mit den „Odenspieler Grauwacken“ verglich und folglich als „Tiefe Siegener Schichten“ abhandelte.

Für die Einordnung der „Odenspieler Grauwacken“ ins oberbergische Richtprofil entwickelte SCHRIEL (1933, 1954) die Vorstellung, daß sie entweder unmittelbar die Wahnbach-Schichten überlagern und dann westlich von Ehreshoven – Vilkerath der „Bensberger Arko-

se“ entsprechen, oder daß sich die im Osten nicht mehr erkannten „Bensberger Rotschiefer-schichten“ dazwischenschalten könnten. Solche Vorstellungen haben indessen nur noch historisches Interesse, da sowohl bei der Kartierung des Blattes Overath als auch des Blattes Engelskirchen die Odenspieler Schichten jeweils im Hangenden der Wahnbach- und im Liegenden der Bensberger Schichten angetroffen wurden. Schließlich sei noch vermerkt, daß die oft erwähnten Globithyriden („Rensselaerien“) bislang nur in den Odenspieler Schichten und höchstens noch in den tiefsten Abschnitten der Unteren Bensberger Schichten (Untere Buntschiefer-Folge) des westlich anschließenden Agger – Sülz-Gebietes festgestellt worden sind (U. JUX 1981).

Odenspieler Schichten treten im kartierten Gebiet im Kern der meist stark gestörten, das Gummersbacher und das Wiehler Muldensystem flankierenden Sättel, zutage. Dort sind sie wiederholt, wenngleich unter verschiedenen Bezeichnungen, als älteste Gesteine im Faltenbau erkannt worden. Bei den vom Kölner Geologischen Institut ausgeführten Diplom-Kartierungen wurden sie zunächst als „Arkosige Grauwacken“ (SCHULTZ 1960), „Sandige Schiefer“ (SCHLECHTER 1961) oder „Arkosen-Folge“ (HILDEN 1964) im Verband mit den Wahnbach-Schichten bezeichnet, später ist dann die Rede von der „Liegend-Arkose“ (PIERINI 1967, STOLTIDIS 1968), weil es sich um eine relativ leicht abzugrenzende Sandsteinfolge zwischen rotschieferführenden Bensberger Schichten im Hangenden und ähnlich ausgebildeten, aber rotschieferfreien Wahnbach-Schichten im Liegenden handelt (U. JUX 1964). Erst die bei diesen Kartierungen erarbeitete detaillierte Profilkennntnis, verbunden mit der besseren regionalgeologischen Übersicht, die sich aus den geologischen Aufnahmen der Blätter 5011 Wiehl (GRABERT 1970) und 5012 Eckenhagen (GRABERT & HILDEN 1972) ergeben hatte, rechtfertigt die Aufgabe der offenen stratigraphischen Namen und die Wiederverwendung der anfangs unscharfen und jetzt definierten Bezeichnung „Odenspieler Schichten“ (GRABERT & HILDEN 1969, U. JUX & MANZE 1974).

Gesteine: Sandsteine überwiegen. Früher wurden sie vielfach in kleinen Steinbrüchen für den Haus- und Straßenbau gewonnen. Schloß Ehreshoven ist zum Beispiel zum großen Teil aus dem ziemlich verwitterungsbeständigen Gestein errichtet worden. Daneben gibt es aber auch Einschaltungen aus schluffigen und untergeordnet sogar tonigen Gesteinen. Zwischen den graubraunen Sandsteinen kommen Lagen aus bankigen, tonig gebundenen, arkosigen (10 – 25 % kaolinisierte Feldspäte), gelegentlich aber auch hellen, quarzitischen Sandsteinen vor. Hauptbestandteil dieser Gesteine sind klare Quarze, Tonminerale und Glimmer, wobei die mäßigen Kornsortierungsgrade hervorzuheben sind. Der mittlere Korn-durchmesser der Sandsteine wurde mit 0,17 mm bestimmt. Im allgemeinen bestehen sie nach PIERINI (1967) zu etwa 40 % aus Mittelsand (0,2 – 0,6 mm; kantengerundete Quarze) und aus Feinsand (0,1 – 0,2 mm = 40 %; 0,06 – 0,1 mm = 20 %; eckige Quarze).

Auf den Schichtflächen der dünnbankigen und plattigen Sandsteine gibt es mitunter Pflaster oder sogar konglomeratisch erscheinende Anhäufungen aus graugrünen, zuweilen limonitisch umkrusteten Tongallen. Frühdiagenetisch entstandene Toneisensteinknollen können gleichfalls in den bankigen Sandsteinen angetroffen werden; meistens sind die Geoden zu Brauneisenstein verwittert. Echte Konglomerate oder auch nur eingestreute Quarzgerölle, wie sie weiter westlich in den Odenspieler Schichten gelegentlich vorkommen, scheinen zu fehlen. Dennoch gibt es manche Hinweise für kräftige Wasserströmungen zur Ablagerungszeit. So gehen die Ablösungsflächen der plattigen Sandsteine durchweg auf ausgeprägte Schrägschichtungen (Schüttungen vorwiegend nach SE) zurück. Meterdicke Bänke können auf kurze Strecken (20 – 50 m) auskeilen und schluffigen Gesteinen

Platz machen. Selbst Großrippeln mit Wellenlängen bis 5 m sind im Agger-Einschnitt bei Ehreshoven überliefert worden (PIERINI 1967). Mit Näherung an die Bensberger Schichten verlieren sich die bankigen Sandsteine. Stattdessen dominieren plattige Ablagerungen, wobei auch tonige Schluffsteine eingeschaltet sind. Die Schichtflächen der plattigen Sandsteine sind manchmal geripelt und häufig mit Pflanzenhäcksel oder Glimmerschuppen überzogen.

In den unteren Abschnitten der Odenspieler Schichten kommen auch öfters hellgraue, plattige Schluffsteine und dunkle, graubraune bis olivgrüne Tonsteine vor. Letztere enthalten pflanzliche Reste in derartigen Anreicherungen, daß man von „Haliseritenschiefern“ sprechen könnte. Es gibt darin dünne, kohlige Lagen (Brandschiefer). Diese Fazies zeigt noch starke Anklänge an die der Wahnbach-Schichten. Über den Schichtenaufbau orientieren am besten die Aufschlüsse an der Brölstraße südlich von Herfterath (HILDEN 1964).

Die Mächtigkeit der Odenspieler Schichten kann bis auf 400 m anschwellen. Nirgendwo ist aber ein Profil durchgängig erschlossen. Vermutlich wandelt sich das Faziesbild nicht in westlicher Richtung ab; jedenfalls weisen die Leitprofile, die STOLTIDIS (1968) von Heinenbusch (R 99 820, H 43 840) und südwestlich von Strünkerhof (R 95 620, H 44 440) zusammenstellte, einen ähnlichen Aufbau auf wie das von Herfterath.

Fossilien: Fast alle im Overather Gebiet festgestellten, als „*Rensselaeria crassica*“ bezeichneten artikulaten Brachiopoden, stammen aus den Odenspieler Schichten. Diese Fossilfunde lassen sich überwiegend auf *Globithyris laticostata* JUX beziehen, zum Teil auch an den Formenkreis der *Rhenorenselaeria demerathia* (SIMPSON) anschließen (U. JUX 1981). Solche Reste sind im Engelskirchener Raum jedoch nicht beobachtet worden. Hier erwiesen sich die Sandsteine bislang – sieht man vom eingeschlossenen Pflanzendetritus ab – als fossilarm. Höffiger sind in dieser Beziehung pelitische Einschaltungen; sie können, wie im Bröltal, regelrechte „Fossilagerstätten“ sein und Massierungen von zum Teil vorzüglich überlieferten Pflanzenresten enthalten: *Drepanophycus spinaeformis* GÖPPERT, *Sciadophyton steinmanni* KRÄUSEL & WEYLAND, *Taenioocrada* aff. *decheniana* (GÖPPERT).

Es kommen dort, wie im Overather Gebiet, auch armdicke Exemplare der Alge *Prototaxites* cf. *dechenianus* (SOLMS-LAUBACH) vor. Somit setzte sich die ästuarine Wahnbach-Fazies noch fort, als allgemein mehr litoralmarin ausgebildete Sandsteine akkumuliert wurden. Dies hatte indessen nur örtliche Bedeutung.

Aus den pelitischen Einschaltungen (z. B. Eisenbahneinschnitt nördlich der Aggertalstraße; R 00 300, H 51 300 bis R 01 440, H 51 290) lassen sich guterhaltene Sporomorphe gewinnen (EDALAT 1974), wie

Leiotriletes sphaerotriangulus POTONIÉ & KREMP, *L. ornatus* ISHCHENKO, *Punctatisporites fissus* HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY, *Granulatisporites planiusculus* (LUBER), *G. parvus* (IBRAHIM), *Schopfites microverrucatus* DEJERSEY, *Acanthotriletes* cf. *hirtus* NAUMOVA, *Emphanisporites robustus* MCGREGOR, *E. rotatus* MCGREGOR, *E. cf. spinaeformis* SCHULTZ, *Stenozonotrites clarus* ISHCHENKO

Einige davon haben allerdings eine beträchtliche stratigraphische Reichweite.

Tierische Fossilien sind demgegenüber viel seltener und entsprechen den Vorstellungen eines brackischen Sedimentationsmilieus (U. JUX & MANZE 1974). Einige Funde konnten beim Ausbau der Bröltalstraße gemacht werden (HILDEN 1964). Am auffälligsten sind darunter Knochenplatten von *Pteraspis dunensis* ROEMER, weil sie als Pflaster und Schille abgelagert worden sind (Straßenböschung: R 03 680, H 41 720). Leicht zu übersehen sind dem-

gegenüber die in dunklen Schiefeln überlieferten, zerfetzten Exuvien von Eurypteriden (z. B. bei Schönthal, R 03 990, H 42 020). Im südöstlich von Gibbinghausen (R 99 160, H 43 710) gelegenen Steinbruch hat STOLTIDIS (1968) auf einer Sandsteinplatte als Hangendformausguß Arthropodenfährten entdeckt, die vermutlich auf Eurypteriden zurückgehen. Kriechspuren unbekannter Urheber (Anneliden?) wurden darüber hinaus auf Schichtflächen von Sandsteinen südlich Tillinghausen gefunden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Odenspieler Schichten bilden einen 100 bis 150 m mächtigen, ziemlich geschlossenen Sandsteinzug. Er überlagert die vorwiegend schluffigen und tonigen, indessen rotschieferfreien Wahnbach-Schichten. Eine biostratigraphisch markierte Grenze ist noch nicht definiert worden. Leichter ist das Hangende abzugrenzen, denn der Einsatz der Bensberger Schichten wird durch Rotschieferlagen verdeutlicht.

Innerhalb der Odenspieler Schichten ist eine Zunahme der Sandsteinanteile von unten nach oben zu erkennen. Die höheren Abschnitte enthalten daher technisch nutzbare Sandsteinbänke von ziemlich wechselhaften Mächtigkeiten. Dem ganzen Verband fehlen aushaltende Leitschichten.

Vergleiche: Der Schichtenaufbau entspricht weitgehend den im Overather Gebiet angetroffenen Verhältnissen. Man beobachtet dort gleichartige Gesteine (z. B. arkosige Sandsteine mit Toneisensteingeoden) und ähnliche Sedimentärgefüge (Schrägschichtungen; auskeilende Sandsteinbänke). Auch die bei Herferath festgestellten Fossilien (z. B. *Prototaxites*, *Pteraspis*, Eurypteriden) kennt man aus weiter westlich gelegenen Verbreitungsgebieten der Abfolge, wenngleich dort die Ausbeute an Wirbeltierresten reichhaltiger ist und auch marine Evertebraten hinzukommen. Letzteres betrifft insbesondere die artikulierten Brachiopoden („Rhenorenselaerien“).

Im Gebiet von Eckenhagen nehmen die Odenspieler Schichten gleichfalls eine vermittelnde Position zwischen der Siegen- und Ems-Stufe ein (GRABERT & HILDEN 1969, 1972). In den dort gut erschlossenen Sandsteinpartien scheinen übrigens ebenfalls die Brachiopoden zu fehlen, obwohl vorzüglich überlieferte Pflanzenreste (wie im Bröltal) und ausgezeichnet erhaltene Fischknochen (*Pteraspiden* u. a.; U. JUX & MANZE 1974) vorkommen.

3.1.2. Ems-Stufe

Die Schichten der Ems-Stufe nehmen im Blattgebiet eine dominierende Stellung ein, sie sind zwar petrographisch durchweg einförmig, gleichwohl durch einige charakteristische Züge ausgewiesen. Innerhalb der Ems-Stufe vollzieht sich der Übergang von brackisch-marinen (Bensberger Schichten) zu vollmarinen Litoralablagerungen (Remscheider Schichten). Der Fazieswechsel erfolgt ziemlich unvermittelt und erhält seine scharfe Markierung durch einen weithin zu verfolgenden, vulkanisch geprägten Horizont, den Hauptkeratophyr. Mit diesem hervorragenden Leithorizont tauchen erneut artenreiche Faunen auf, die in ihrer Zusammensetzung (Korallen, Pelecypoden) die Remscheider Schichten speziell und die Oberems-Stufe im allgemeinen kennzeichnen.

Die Abgrenzung der Bensberger Schichten nach unten gab zu ebenso vielen Mißverständnissen Anlaß, wie ihre Untergliederung und stratigraphische Zuordnung. Ihr Charakteristikum sind zum einen Rotschiefer einschaltungen, die sich in zwei tonig-schluffigen, durch Sandsteine getrennte Abfolgen massieren, und zum anderen ziemlich bezeichnende

eigentümliche, artenarme Assoziationen aus Muscheln, Ostracoden, Eurypteriden, Agnathen und niederen Gefäßpflanzen enthalten.

Weiter nach Osten leiten die Bensberger Schichten in die überaus ähnlichen Külbacher Schichten über. Der ältere stratigraphische Name ist aber nicht ohne weiteres zu übertragen, weil die Untergliederung der Külbacher Schichten aus lithofaziellen Gründen anders erfolgte und nur das Hangende (Hauptkeratophyr) einen zeitgleichen Bezugshorizont liefert.

In den Remscheider Schichten gibt es bereits einige dünne Bänke aus marinen Kalksteinen. Diese Fazies wird aber erst in der Eifel-Stufe bedeutsam. Schon an der Basis können im Bensberg – Engelskirchener Raum rötliche, spätige Kalksteine, die lithofaziell und paläontologisch dem Heisdorfer Kalk der Eifel entsprechen können, auftreten (vgl. LORENZ 1941). Nur wenige Kilometer nördlich, auf dem Nordflügel der Bergisch Gladbach – Paffrather Mulde ist dieser Horizont jedoch nicht mehr nachzuweisen.

3.1.2.1. Bensberger Schichten

Die Bezeichnung Bensberger Schichten wurde von FLIEGEL (1923 b) für unterdevonische Gesteine am Südrand der Bergisch Gladbach – Paffrather Mulde gewählt, ohne daß dabei allerdings genaue Abgrenzungen oder Profilbeschreibungen vermittelt wurden. Auch BREDDIN (in BREDDIN & RICHTER 1925) hat den Namen verwendet, damit aber zeitungleiche Abfolgen angesprochen.

Tatsächlich geht die erste klare Ansprache der Bensberger Schichten auf SCHRIEL (1933) zurück, wobei allerdings irrtümlicherweise verschiedentlich auch Odenspieler Schichten miteinbezogen worden sind. Wegen der aus letzteren bestimmten Fossilien (Brachiopoden) hielt SCHRIEL – wenngleich mit Einschränkungen – bis zuletzt (SCHRIEL 1954) am Obersiegenalter der Bensberger Schichten fest.

Den Schichtenkomplex unter den Eruptivgesteinen an der Basis der Remscheider Schichten hatte bereits ZELENY (1912) zu gliedern versucht. Zuerst schied er einen „Horizont der weißen Quarzite“ aus, die er als Äquivalent des „Rimmert-Quarzits“ (DENCKMANN 1907 a, b) erkannte. Die Lagerungsverhältnisse darunter blieben ZELENY aber weitgehend unklar. Zwischen den „weißen Quarziten“ und den sogenannten „Tiefen Siegener Schichten“ (mit „*R. crassicosta*“) schien eine Schichtlücke zu bestehen, die J. SPRIESTERSBACH (1925) bestätigte und erst SCHRIEL (1954: 277) in Frage stellte.

Die rotschieferführenden Abschnitte der Bensberger Schichten wurden von ZELENY (1912) wie bei DENCKMANN (1907 a, b) als „Horizont der roten Schiefer“ ins Gedinne verwiesen. An dieser Auffassung änderte sich auch nichts, als in diesem Profilabschnitt, den er als „Bunte Ebbeschichten“ bezeichnete, K. SPRIESTERSBACH (1929) kartierbare Gesteinseinheiten herausstellte. Dennoch ergab sich ein brauchbares Gliederungsschema in

Obere Buntschieferzone
Zone der Grauwackensandsteine
Untere Buntschieferzone

Dem Gliederungsprinzip liegt der mehrfache Wechsel vorwiegend toniger und vorwiegend sandiger Schichtenfolgen zugrunde. Zwei sedimentäre Zyklen lassen innerhalb der Bensberger Schichten eine untere und eine obere Gruppe unterscheiden. Nur der Vollständigkeit halber sei vermerkt, daß Fossilarmut oder fehlgedeutete Einschlüsse und schließlich

die Rotfärbung einiger Schichten nicht nur zu den erwähnten falschen Parallelisierungen mit viel zu alten Schichten führten – nämlich Gedinne (DENCKMANN 1907 a, b; ZELNY 1912; W. E. SCHMIDT 1912; A. FUCHS 1912, 1923; FLIEGEL 1923 a, b; J. SPRIESTERSBACH 1925; PAECKELMANN 1926; K. SPRIESTERSBACH 1929) – sondern daß auch mit viel zu jungen Ablagerungen verglichen wurde. WINTERFELD (1909, 1912) erfaßte nämlich den gesamten Unterdevon-Komplex bis hinauf zu den Remscheider Schichten unter der Bezeichnung „Lüderich-Quarzsandstein“, widersprach der Zuordnung ins Gedinne, versuchte zunächst eine Einstufung in die Trias (Buntsandstein!) und später – aufgrund falsch bezogener Fossilien – ins Mitteldevon (Vichter Schichten) zu begründen.

Heute werden die Bensberger Schichten in vier lithofaziell unterschiedliche Folgen gegliedert:

Obere Bensberger Schichten	Quarzit-Sandstein-Folge Obere Buntschiefer-Folge
Untere Bensberger Schichten	Sandstein-Folge Untere Buntschiefer-Folge

In dieser Gruppierung drückt sich eine Rhythmik in der Sedimentzufuhr aus, bei der mal bevorzugt psammitische, mal überwiegend pelitische Gesteine abgesetzt worden sind. Das kann mit klimatischen oder orographischen Veränderungen im Hinterland zusammenhängen. Bedeutsam sind jedoch auf jeden Fall hydromechanisch bedingte Verlagerungen der Akkumulationsschwerpunkte in einem deltaisich geprägten, also marginal-marinen Sedimentationsbecken. Neue fluviatile Einzugsgebiete auf nahegelegenen, nordwestlichen Festländern kommen wegen der im ganzen gleichförmigen petrographischen Zusammensetzung der einzelnen Folgen kaum in Betracht (U. JUX 1971).

3.1.2.1.1. Untere Bensberger Schichten

Den Fazieswechsel zwischen Odenspieler und Bensberger Schichten bringen am besten die auffälligen, wengleich geringmächtigen und keinesfalls aushaltenden Rotschiefer einschaltungen zum Ausdruck. Diese kennzeichnen insbesondere die untere, von Schluff- und Tonsteinen beherrschte Schichtenfolge, ohne aber in der darüber abgelagerten Sandsteinfolge auszubleiben. Bei verhältnismäßig verbreiteten Fossilien – im wesentlichen sind es Mollusken, Merostomen, Ostracoden und Agnathen – bieten sich gute Unterscheidungsmöglichkeiten von den Odenspieler, weniger gute allerdings von den Oberen Bensberger Schichten an.

Im Aufbau der Schichtenfolge haben sich keine grundsätzlichen Abweichungen der im Blattgebiet 5009 Overath angetroffenen Verhältnisse ergeben.

3.1.2.1.1.1. Untere Buntschiefer-Folge (**demB,11**)

ZELNY (1912) „Horizont der roten Schiefer“ und SCHRIELS (1933, 1954) „Bensberger Rotschieferhorizont“ können der Unteren Buntschiefer-Folge nicht gleichgesetzt werden, weil von beiden Autoren darunter fast die ganzen Bensberger Schichten verstanden worden sind. Demgegenüber erreichten spätere Bearbeiter (SCHULTZ 1960, SCHLECHTER 1961, HILDEN 1964) eine Abtrennung von den Odenspieler Schichten („Arkosegrauwacken“, Liegend-Arkose“ u. a.).

Wengleich die Eigenständigkeit der Unteren Buntschiefer-Folge im Overather Gebiet längst erkannt worden war (K. SPRIESTERSBACH 1929), standen entsprechende Feststellun-

gen für das Blattgebiet noch lange aus (U. JUX 1964). Erst die von PIERINI (1967) und STOLTIDIS (1968) durchgeführten geologischen Aufnahmen erbrachten ihre gesicherte Eingliederung zwischen den Odenspieler Schichten („Legend-Arkose“) und der Sandstein-Folge (Mittlerer Sandstein).

Gesteine: Die Schichtenfolge setzt sich aus leicht verwitternden, dunkelgrauen bis braungelben und zum Teil sandstreifigen Tonsteinen, braun- und olivgrauen Schluffsteinen, aber untergeordnet auch graugrünen, plattigen, arkosigen oder quarzitischen Sandsteinen zusammen. Pelitische Sedimente sind dabei insgesamt mit 50 – 60 % vertreten, wobei jedoch die bezeichnenden, etwa 1 – 2 m mächtigen Rotschieferlagen nur verhältnismäßig wenig Raum einnehmen. PIERINI (1967) hat in der Nähe von Ehreshoven 15 Rotschieferlagen ausgezählt. Demgegenüber konnte SCHLECHTER (1961) im südöstlich davon gelegenen Schlingenbachtal lediglich fünf erkennen. Im unteren Profilabschnitt gibt es offenbar mehr Rotschiefer als im oberen, der bereits starke Anklänge an die Sandstein-Folge aufweist.

Die in meterdicken Bänken austreichenden Tonsteine bestehen vor allem aus Illit; hinzu kommen Kaolinit, Chlorit und Muskovit. Quarz ist mit 15 – 30 % vertreten. Eine Differenzierung der grauen, grünen oder braunen Schluffsteine nach ihrem Mineralbestand ist nicht möglich. Lediglich bei den braunen bis violettroten, manchmal grünfleckigen Rotschiefern gibt es relativ hohe Sideritgehalte. Je nach den Schluffbeimengungen zerfallen die Tonsteine feinplattig oder bröckelig (Bröckelschiefer). Sind Rotschiefer zugegen, so wird ihre Anwesenheit auch bei schlechten Aufschlußverhältnissen an den Bodenverfärbungen sichtbar.

Plattige Sandsteine bilden geringmächtige, selten bis 5 m dicke und wohl auf kurze Entfernung auskeilende Einschaltungen. Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige, schlecht entmischte Gesteine mit toniger Bindung (bis 5 % Feldspat, häufig Tongallen), in die gut sortierte Schluffsteine mit kieseliger Bindung und Glimmerlagen auf den vielfach gerippten Schichtflächen eingeschaltet sind. Die größeren sandigen Einlagerungen zeichnen sich meistens durch Schrägschichtungsgefüge bei einer vorherrschenden Schüttung nach Südosten aus. Hinweise für subaquatische Sedimentrutschungen und Belastungsmarken bezeichnen ein wechselhaftes Akkumulationsareal. Insbesondere im oberen Abschnitt der Folge fanden sich Erosionsformen, die an die Schlickkämme von prielartigen Einschnitten im Wattenmeer erinnern (U. JUX 1964, REINECK & BIR SINGH & WUNDERLICH 1971, REINECK 1974). Barrenähnliche Sedimentstrukturen mit Anlagerungsgefügen hat PIERINI (1967) aus dieser Folge beschrieben.

Gesteine unterschiedlicher Klastizität wechseln in den Aufschlüssen miteinander ab; Psammite und Pelite sind durch Übergänge miteinander verbunden und gebänderte und flaserige Sedimentgefüge weit verbreitet.

Eine auch im Overather Gebiet festgestellte Besonderheit betrifft dünne (bis zu 20 cm) Schwarzschieferlagen zwischen oder über dunkelgrauen Tonsteinen. Diese Lagen oder Linsen enthalten erdige, aus Pflanzenmassierungen hervorgegangene Kohlen. Solche Bildungen fanden sich beim Autobahnbau auf dem Streckenabschnitt Forkscheid – Loope.

Fossilien: In den dunkelgrauen bis grüngrauen Ton- und Schluffsteinen kommen verhältnismäßig oft Fossilien vor. Demgegenüber haben sich die Rotschiefer und auch die Sandsteine als paläontologisch unergiebig erwiesen, denn sie enthalten höchstens wenig bezeichnende Bioturbationen oder Pflanzendetritus.

Bestimmbare pflanzliche Fossilien gibt es im unteren Abschnitt der Folge. In den 250 bis 300 m östlich von Schloß Ehreshoven ausstreichenden Tonsteinen wurden beispielsweise *Drepanophycus spinaeiformis* GÖPPERT und *Taenioocrada cf. decheniana* (GÖPPERT) festgestellt (SCHLECHTER 1961) und in entsprechenden Gesteinen nahe der Schwellenbacher Mühle außerdem noch Reste von *Sciadophyton steinmanni* KRÄUSEL & WEYLAND (STOLTIDIS 1968).

Die pelitischen Gesteine enthalten eine artenreiche und gut überlieferte Mikroflora, die sich für die stratigraphische Kennzeichnung der Folge eignen (EDALAT 1974).

Ansonsten ist die Ausbeute der zahlreichen Fossilfundpunkte im ganzen Gebiet recht ähnlich. Hauptsächlich kommen Steinkerne und Abdrücke einer ziemlich breiten Variation der *Modiolopsis ekpempusa* (FUCHS) vor – oft in regelrechten Pflastern (HILDEN 1964, 1978). Man kann davon ausgehen, daß dunkelgraue und grüngraue Tonsteine immer Modiolopsiden enthalten.

Modiolopsis cf. soleniformis (GOLDFUSS) verschwindet offenbar im untersten Teil der Unteren Buntschiefer-Folge aus dem Profil. Die Art ist im Blattgebiet bisher überhaupt nicht nachgewiesen worden, ihr nächstes Vorkommen bezieht sich auf „Schwarzschiefer“ nordwestlich Schwellenbacher Mühle im Naafbachtal (Abzweigung nach Falkemich; TK 25: 5009 Overath, R 93 500, H 43 000).

Stete Begleiter der Modiolopsiden sind Ostracoden, wobei großwüchsige Leperditien (*Herrmannina cf. klerfia* MANZ) am auffälligsten sind. Hinzu kommen aber *Bingeria acanthophora* STOLTIDIS, *Schweyerina aff. ovata* ZASPELOVA, *Aparchites cf. crumena* (KUMEROV), *Kloedenella cyrtopleura* STOLTIDIS, *Evlanella* sp., *Eridoconcha* sp., *Bairdiocypris apiomorpha* STOLTIDIS und *B. sp.*, von denen einige auf die Untere Buntschiefer-Folge beschränkt zu sein scheinen (STOLTIDIS 1971).

Ziemlich unauffällig, obwohl nicht selten, sind die Hautreste von zum Teil großwüchsigen (*Pterygotus*-artigen) Gigantostraken, deren Bearbeitung noch aussteht.

Unter den Wirbeltierresten beherrschen die Pteraspiden (*Pteraspis dunensis* ROEMER) die Fauna; in dünnen Lagen oder linsenartig kommen sie wie in „bone-beds“ angehäuft vor. Sie sind indessen mit anderen Fischknochen zusammen eingebettet worden. Aus zwei, bei Straßenbauarbeiten zwischen Herfterath und Marienberghausen entdeckten Fundstellen erwähnt HILDEN (1964) *Pteraspis dunensis* ROEMER, *Leptaspis depressa* GROSS, *Porolepsis aff. posnaniensis* KADE sowie einen nicht näher zugeordneten Crossopterygier.

Außer einigen Linguliden (U. JUX 1964) sind im Blattgebiet keine Brachiopoden festgestellt worden, wie überhaupt die verlässlichen Zeugen aus den vollmarinen Ablagerungsräumen offenbar in der ganzen Unteren Buntschiefer-Folge fehlen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untere Buntschiefer-Folge ist wegen der stärkeren Verbreitung pelitischer, manchmal rotgefärbter Gesteine ziemlich leicht von den überwiegend psammitischen Schichten im Liegenden und Hangenden zu unterscheiden. Da aber auch im oberen Abschnitt der Bensberger Schichten ähnliche Ausbildungen und gleiche Abfolgen in der Lithofazies vorkommen, gibt erst in vielen Fällen die Fossilführung den konkreten Hinweis für die stratigraphische Zuordnung.

Modiolopsis ekpempusa (FUCHS) und *Pteraspis dunensis* ROEMER sind nicht auf die Untere Buntschiefer-Folge beschränkt, wenngleich sie darin häufiger als anderswo vor-

kommen. Es gibt aber unter den Ostracoden und Sporen verschiedene Arten, die offenbar für das Niveau bezeichnend sind.

Insgesamt ist die Fazies von der des übrigen Schichtenverbandes gut zu unterscheiden. Zwar können die stellenweise individuenreich verbreiteten Fossilien nur auf wenige Arten bezogen werden, doch charakterisiert das Nebeneinander bestimmter Tierreste (Fische, Arthropoden, Muscheln) und Pflanzen (unverholzte Gefäßpflanzen) seichte, vermutlich brackische und vom offenen Meer abgeschirmte Sedimentationsräume (vgl. auch KAISER & MEYER & SCHWEITZER 1977).

Leitfossilien der Siegen-Stufe fehlen jedoch in diesen Ablagerungen vollständig.

Während die Grenze zum Liegenden nach dem erstmaligen Erscheinen von Rotschiefer-einlagerungen ausgerichtet werden kann, ist die Oberkante der Unteren Buntschiefer-Folge schwieriger zu bestimmen, da die sandigen Einschaltungen allmählich nach oben zunehmen. Als Hangendes wurden – wie im Blattgebiet 5009 Overath – die ersten durchhaltenden, metermächtigen Sandsteinbänke der Sandstein-Folge gewertet.

Die Mächtigkeit der Unteren Buntschiefer-Folge beträgt im Blattgebiet Overath 70 bis 100 m; im Bereich des Blattes Engelskirchen wächst sie bis auf 300–400 m an.

Vergleiche: Die Kartierung hat ergeben, daß die seit SCHRIEL (1933) mehrfach geäußerte Ansicht, die „Bensberger Rotschieferschichten“ würden nach Südosten und Osten auskeilen beziehungsweise in die Wahnbach- und Odenspieler Schichten übergehen, nicht zutrifft. Profilaufbau und Abgrenzung der Unteren Buntschiefer-Folge entsprechen sich vielmehr im Overather und Engelskirchener Gebiet. Allenthalben stimmen auch die paläontologischen Befunde überein.

Daß der Schichtenaufbau eine regionalgeologisch gesteuerte Entwicklung widerspiegelt, legen die weitgehenden Analogien mit den Profilen im Gebiet von Eckenhagen nahe. Dort werden die sandigen Odenspieler Schichten von der Tonschiefer-Folge der Külbacher Schichten überlagert. In letzteren gibt es gleichfalls erste Rotschiefer und vor allem *Modiolopsis ekpempusa* (GRABERT & HILDEN 1972).

Den Bensberger Buntschiefer-Folgen litho- und biofaziell vergleichbare Ablagerungen fanden sich auch im Blattgebiet 4914 Kirchhundem östlich des Rimmerts, der Typlokalität des Rimmert-Quarzits (ZIEGLER & HILDEN & LEUTERITZ 1968, HAASS & THIEDE 1968, HILDEN 1970). Diese werden wiederum mit den ebenfalls rotschieferführenden Sieseler Schichten des Ebbe-Sattels in Beziehung gebracht.

Auch linksrheinisch sind im gleichen stratigraphischen Abschnitt die Fazies einander ähnlich. Deshalb wurden die Klerfer Schichten (Untere Ems-Stufe) wiederholt mit den Bensberger Schichten, insbesondere mit der Unteren Buntschiefer-Folge, verglichen (LIPPERT 1937, U. JUX 1964 u. a.).

Gegenüber den Odenspieler Schichten, in denen wenigstens bei Overath und Hoffnungsthal noch einige marine Fossilien (Globithyriden, Trigerien, Tentaculiten, *Homalonotus*?) festgestellt worden sind, macht sich in der Unteren Buntschiefer-Folge, deren Sedimentationsmilieu durch Muscheln und Pflanzen bezeichnet ist, Festlandsnähe deutlich bemerkbar. Offensichtlich löste sich der litorale Sedimentationsraum in seichte, lagunäre Becken auf, nachdem sich die offene Meeresküste nach Südosten verlagert hatte. Vermutlich lebten die Modiolopsiden in Flachwasserbereichen mit relativ geringer pelitischer Sedimentzufuhr und wechselhaften Salinitäten (HILDEN 1964, 1978).

3.1.2.1.1.2. Sandstein-Folge (**demB,s1; demB,st; demB,s2**)

Innerhalb der Bensberger Schichten gibt es sehr sandig ausgebildete Partien. Schon in den früheren geologischen Darstellungen des Gebietes sind solche „Grauwacken-Sandsteine“ vermerkt (ZELENY 1912, K. SPIESTERSBACH 1929). Wie sich bei den Kartierungen im Overather Raum herausstellte, handelt es sich bei der Sandstein-Folge um eine dreigegliederte Abfolge mit vorwiegend sandig zusammengesetzten unteren (demB,s1) und oberen (demB,s2), aber mehr tonig aufgebauten mittleren Abschnitten (demB,st). Bei früheren Zuordnungen findet man die sandigen Schichtenglieder teils unter den Bezeichnungen „Quarzitische Abfolge“ oder „Bensberger Arkose“ (SCHULTZ 1960, HILDEN 1964, U. JUX 1964), teils unter „Arkosenserie“ oder „Sandsteinfolge“ (SCHLECHTER 1961, PIERINI 1967, STOLTIDIS 1968, U. JUX 1974) vermerkt. Die Sandstein-Folge ist im ganzen Bensberger Erzbezirk festgestellt worden, was der Verdeutlichung der gestörten Lagerungsverhältnisse sehr entgegenkommt.

Für sich allein betrachtet, sind die Sandsteine allerdings nicht charakteristisch genug, um in ihrer stratigraphischen Position sofort sicher eingeordnet werden zu können. Ihre Stellung im gesamten Schichtenverband muß dafür jeweils geklärt sein. Günstiger liegen in dieser Beziehung die Verhältnisse bei den tonig-schluffigen Zwischenschichten, weil sie sich nach den Fossilien von der Unteren oder Oberen Buntschiefer-Folge unterscheiden.

Gesteine: Der untere Abschnitt der Sandstein-Folge (demB,s1) besteht aus feinsandigen Tonsteinen, plattigen Schluffsteinen und vor allem aus bankigen Sandsteinen. Diese Gesteine wechsellagern miteinander; Schrägschichtungsgefüge und unstete Mächtigkeiten sind recht bezeichnend. Früher wurden die Sandsteinpacken aus diesem Verband in kleinen Steinbrüchen für örtliche Zwecke abgebaut. Dabei ging es einerseits um die graubraunen, bis 0,5 m dicken Quarzsandsteinbänke oder um weniger feste, tonig gebundene arkosige Sandsteine. Nach der Korngröße besteht zwischen beiden Ausbildungen kein großer Unterschied; denn jeweils sind die Fraktionen 01, -0,2 mm mit 5 - 7 %, 0,06 - 01, mm mit 50 - 55 % und 0,02 - 0,06 mit 40 - 45 % vertreten.

Im oberen Teil der Sandstein-Folge (demB,s2) mehren sich die Hinweise für unruhige Sedimentationsverhältnisse (vgl. Abb. 3), wobei Umlagerungen und Abtragungen auf engem Raum nebeneinander nachzuweisen sind. Die bankigen Sandsteine sind fast alle schräggeschichtet (Schüttung vorwiegend nach SE), und Schichten von mehreren Metern Dicke keilen auf 20 - 50 m Entfernung aus. An ihre Stelle treten dann plattige Sandsteine (vielfach voller Tongallen), glimmerreiche Schluff- oder sandgebänderte Tonsteine.

Häufig liegen die Sandsteine auf Erosionsflächen mit rinnenartigen Einschnitten. Letztere wurden bis zu einer Breite von 4 m und einer Tiefe von 0,5 m festgestellt (PIERINI 1967). Die betreffenden Profilabschnitte verdanken ihre Prägung bestimmten Sedimentärgefügen wie Strömungskolke, Schleifmarken und Rutschgefüge (Kissen- und wulstartige Sandsteinblöcke zwischen schluffigen Tonsteinen sowie bankinterne Stauchungen). Die synsedimentäre Verfüllung der Rinnen erfolgte entweder durch schräggeschichtetes sandiges Material oder durch ungeschichtete, brekzienartige Gemenge aus sandig-tonigen Resedimenten wie Ton- und Schluffbröckchen (5 - 15 mm) und Toneisensteinknollen (PIERINI 1967; vgl. Abb. 4).

Wie nach den Sedimentärgefügen zu erwarten ist, sind die Körner schlecht oder nur mäßig sortiert. Für die Sandsteine, die sowohl in hellgrauen, kieselig gebundenen als auch braungrauen tonig-arkosigen Varianten vorkommen, gelten folgende allgemeine Korngrößenver-



Abb. 3. (links)
Tonflaseriger Sandstein,
durchtrümpert von Quarz und
Ankerit-Dolomit (weiß);
Bohrung Christiansfreude-
Silberkaule 8,
Teufe 221,65 – 221,95 m

Abb. 4 (rechts)
Aufbereitungshorizont von
tonigen Weichgeröllen;
Bohrung Christiansfreude-
Silberkaule 8,
Teufe 246,35 – 246,65 m

teilungen: 0,02–0,06 mm mit 3–8 %, 0,06–0,1 mm mit 7–15 %, 0,1–0,2 mm mit 30–35 %, 0,2–0,6 mm mit 30–60 %, 0,6–1,0 mm mit 1–2 %.

Im unteren und oberen Abschnitt der Sandstein-Folge gibt es nur geringmächtige, nicht durchhaltende Einlagerungen aus graugrünen, gelbbraunen oder dunkelgrauen Tonsteinen. Rotschiefer fehlen offenbar gänzlich. Im Vertikalprofil hebt sich deshalb das mittlere Teilstück (demB,st) deutlich vom Hangenden und Liegenden ab. Hier überwiegen tonige und schluffige Gesteine, entweder mit graugrünen, glimmerreichen schluffigen Tonsteinen oder mit gelbbraunen bis olivgrünen, manchmal schwarzen Ausprägungen. Häufig handelt es sich dabei um wiederholte Wechsel braungelber bis graugrüner, durchweg plattiger Sandsteine mit dunkelgrauen, sandig-gestreiften oder -geflaserten, entsprechend feinplat-

tig oder bröckelig zerfallenden Tonsteinen. In solchen Abschnitten können durchaus meterdicke Rotschieferlagen auftauchen.

Ein ziemlich vollständiges Profil durch diesen Teil der Sandstein-Folge bieten die linken Hänge (Straßenbegrenzung) im Ulpebachtal bei Hähner Mühle.

Fossilien: Auf den Schichtflächen der sandigen und schluffigen Gesteine ist pflanzlicher Detritus sehr verbreitet. In den tonigen Schichten gibt es indessen auch größere, bestimmbare Pflanzenfossilien. In einem Aufschluß bei Großoderscheid (R 94 185, H 44 960), der sich auch für tierische Fossilien als sehr ergiebig erwiesen hat, wurden *Psilophyton princeps* DAWSON und *Taeniocrada* cf. *decheniana* (GÖPPERT) festgestellt (STOLTIDIS 1968). Isolierte, an Sporangien erinnernde Kapseln (? *Dawsonites* sp.) und *Psilophyton* cf. *goldschmidti* HALLE sind in ähnlich ausgebildeten Schichten bei Hähner Mühle (R 04 410, H 47 290) gefunden worden (HILDEN 1964).

Wegen der vorwiegend schluffig-sandigen Lithofazies kommen in der Sandstein-Folge weniger Sporomorphen als beispielsweise in der Unteren und Oberen Buntschiefer-Folge vor. Höffig sind eigentlich nur die pelitischen Einschaltungen. Aus den Gesteinsproben eines im Eisenbahneinschnitt an der Aggertalstraße bei Engelskirchen-Neuhardt untersuchten Profils (R 00 300, H 51 300) waren nur neun Sporomorphenarten zu ermitteln (EDALAT 1974):

Leiotriletes marginalis MCGREGOR, *Punctatisporites punctatus* IBRAHIM, *Granulatisporites frustulentus* BALME & HASSELL, *G. pustulatus* HACQUEBARD & BARSS, *Cyclogranisporites tenebrosus* STAPLIN, *Apiculiretusispora microthelis* (NAUMOVA) EDALAT, *A. brandtii* STREEL, *Hymenozonotriletes gregarius* STAPLIN & JANSONIUS, *H. commutatus* NAUMOVA

Die Fauna der Sandstein-Folge stammt fast ausschließlich aus den tonig-schluffig entwickelten mittleren Profilabschnitten. Bei der ähnlichen Petrofazies liegt es nahe, daß es große Übereinstimmungen mit den Fossilien der Unteren Buntschiefer-Folge gibt. Verbreitet sind zunächst die Wirbeltierreste, wenngleich sie nicht in Schillen oder Pflastern angetroffen werden. Allein aus den dunkelgrauen Tonsteinen des schon erwähnten Fundpunktes Hähner Mühle im Ulpebachtal stellte HILDEN (1964) folgende Wirbeltiere fest:

Pteraspis ex. gr. *dunensis* ROEMER (Dorsal- u. Ventralplatten, Rostren, Stacheln)
„*Protaspis*“ *rotunda* (GROSS) (Dorsal- und Ventralplatten)
Tiaraspis subtilis GROSS (Mediodorsal- u. Anterolateralplatten)
Porolepis aff. *posnaniensis* KADE (Schuppen und Knochenbruchstücke)
Cephalaspiden- und Arthrodiren-Knochenbruchstücke

Bei aller Ähnlichkeit zu den Funden aus der Unteren Buntschiefer-Folge, verleihen kleine Pteraspidenplatten mit zarten, an Fingerabdrücke erinnernde Riellenskulpturen dieser Fischfauna ihren besonderen Akzent.

Auch bei den Evertebraten sind leichte Abwandlungen gegenüber den Verhältnissen im Liegenden zu erkennen. Als Besonderheit sei die epizoisch siedelnde ? Tabulate *Stenotragulus* erwähnt, die in Großoderscheid festgestellt wurde (U. JUX & ZYGOJANNIS 1982). Das kommt aber auch bei den nach wie vor verbreiteten *Modiolopsis* zum Ausdruck. Wenn auch diese Muscheln weiterhin auf *Modiolopsis ekpempusa* FUCHS bezogen werden, so haben sich doch die individuellen Größen innerhalb der Populationen verändert. Es bestehen gesicherte statistische Größenunterschiede zwischen den in Herfterath (Untere Buntschiefer-Folge) und bei Hähner Mühle (Tonsteinpartie in der Sandstein-Folge) aufgesam-

melten Exemplaren (HILDEN 1964, 1978). Zwar überlappen sich die Verteilungskurven, doch sind die Klappen in der Sandstein-Folge allgemein kleiner als die der Tonsteine der Unteren Buntschiefer-Folge. Die variationsstatistisch ermittelten Formunterschiede können paläo-ökologisch als eine Reaktion auf verstärkte Sandzufuhr in die seichten, lagunären Siedlungsräume interpretiert werden (HILDEN 1964, 1978).

Andere Mollusken sind kaum festgestellt worden. Nur vom Fundpunkt Hähner Mühle erwähnt HILDEN noch *Ctenodonta* aff. *moerkei*. Im Aufschluß bei Großoderscheid (STOLTIDIS 1968, U. JUX & ZYGOJANNIS 1982) sind auch kleine, verdrückte Gastropodensteinkerne zu finden, auf die am ehesten 3 - 4 mm breite, an Bilobiten erinnernde Bandfährten zurückgehen, die gelegentlich die Schichtflächen dunkler, glimmerführender, schluffiger Tonsteine überziehen.

Artikulate Brachiopoden fehlen in der Sandstein-Folge. Immerhin kommen Linguliden (*Lingula cornea* SOWERBY, *Lingula* sp.) in den beiden letztgenannten Fundpunkten nicht gerade selten vor (HILDEN 1964, STOLTIDIS 1968, U. JUX & ZYGOJANNIS 1982). Recht häufig und gewissermaßen als Begleiter der Muscheln sind indessen Ostracoden überliefert worden, wobei es sich fast immer um 5 - 10 mm lange Leperditiensteinkerne (*Hermannina* sp.) handelt.

Besondere Beachtung verdienen schließlich die Merostomenreste. Die leicht zu übersehenden Fragmente von Gigantostrakenexuvien gehören nämlich zum üblichen Bestand solcher brackisch-mariner Thanatozöosen. Einigermaßen vollständige Eurypteriden sind nur vereinzelt geborgen worden. Als ergiebige Fundstelle kann wiederum auf Großoderscheid und Hähner Mühle verwiesen werden, von wo folgende Arten anzugeben sind (HILDEN 1964, EVANGELOU 1967 b, STOLTIDIS 1968, U. JUX & ZYGOJANNIS 1982):

Hughmilleria aff. *pygmaea* (SALTER), *Hughmilleria* sp. und *Parahughmilleria herfteri* STØRMER)

Diese Arten sind in der Unteren Buntschiefer-Folge unbekannt. Mit Hilfe der Gigantostraken zeichnen sich also biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten der Bensberger Schichten ab.

Bei der Suche nach Fossilien haben sich die tonig-schluffigen Abfolgen als besonders ergiebig erwiesen. Das besagt natürlich nicht, daß innerhalb der psammitischen Fazies keine Funde zu machen wären.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Sandstein-Folge läßt sich wegen der vorherrschenden psammitischen Fazies von der Unteren und der Oberen Buntschiefer-Folge unterscheiden, wenngleich die Grenzen der sehr wechselhaften Schichtenfolge (500 - 900 m) unscharf sind. Sie werden dort gezogen, wo geschlossene, mächtige Sandsteinpartien einsetzen oder verschwinden. In zwei Abschnitten der Sandstein-Folge dominieren plattige bis bankige, in der Regel schlecht entmischte und zum Teil auch arkosige Sandsteine. Im oberen kommen ausgeprägte Schrägschichtungsgefüge, auch prielartige Einschnitte mit Füllmassen aus brekzierten Resedimenten öfters vor als im unteren.

Diesen beiden Sandsteinhorizonten ist eine umfangreiche Folge aus schluffig-tonigen Gesteinen zwischengeschaltet, in der Rotschieferlagen vorkommen. Die Fauna und Flora daraus lassen zwar auf ähnliche paläoökologische Verhältnisse schließen wie zur Ablagerungszeit der Unteren Buntschiefer-Folge. Unter den Resten von Wirbeltieren und Arthropoden gibt es möglicherweise leitende Arten; deutliche Formabwandlungen stellt man bei den Modiolopsiden fest.

Die Sandsteinpartien gehen wahrscheinlich auf Deltafächer eines ehemaligen Stromsystems zurück. Jedenfalls ist ein bewegtes Sedimentationsareal mit wechselhaften Akkumulationsschwerpunkten und unsteten Transportwegen gekennzeichnet. Demgegenüber könnten die an Pflanzen- und Muscheleinschlüssen reichen, tonig-schluffigen Gesteinsfolgen auf die Flankendepressionen eines Deltas oder Haffs bezogen werden (U. JUX 1971). Daraus leiten sich auch die stark wechselnden Mächtigkeiten ab.

Vergleiche: Auf der „Übersichtskarte des Bensberger Blei-Zinkerz-Distriktes“ (ZELENY 1912) ist die Sandstein-Folge nicht dargestellt. Die hier unterschiedenen Abschnitte sind dabei entweder im „Horizont der weißen Quarzite“ oder im „Horizont der roten Schiefer“ zu suchen. Selbst bei der geologischen Darstellung des „äußeren Bensberger Erzbezirks zwischen Much und Engelskirchen“ (SCHRIEL 1954: Abb. 5) ist höchst uneinheitlich verfahren worden, weil einzelne Schichtenglieder einmal als Odenspieler Schichten (Sandsteine), zum anderen als Rimmert- oder Bensberger Schichten (Sandsteine, Schluffsteine und schluffige Tonsteine) aufgefaßt worden sind. K. SPRIESTERSBACH (1929) hat jedoch bei Overath bereits die Eigenständigkeit der Schichtenfolge zwischen Unterer und Oberer Buntschiefer-Folge erkannt.

Möglicherweise verliert die Sandstein-Folge nach Nordwesten an Mächtigkeit, ohne daß sich allerdings ihre Fazies dabei merklich verändern würde. Aus den Schrägschichtungen werden bevorzugte Südostschüttungen abgeleitet, womit übrigens die nordsüdlichen Verlaufsrichtungen der Erosionsrinnen in Einklang stehen. Somit ging ein allgemeiner Delta-vorbau in südlicher Richtung vonstatten, wobei die Schichtenmächtigkeiten entsprechende Verlagerungen widerspiegeln.

Östlich der Wiehler Mulde haben die dort verbreiteten Külbacher Schichten manche Ähnlichkeiten mit den Bensberger Schichten. Weil aber im Gebiet von Eckenhagen die Sandstein-Folge 1 – 10 cm dicke Konglomeratlinsen (mit Quarz-, Kalkstein-, Quarzkeratophyr- und Tonsteingeröllen) enthält, die SCHRIEL (1936 b) mit einer „Rimmert-Transgression“ in Beziehung brachte, dürfte sie im unmittelbaren Wirkungsbereich eines fluviomarinem Distributärs abgelagert worden sein. Bei Wiehl gehen die Külbacher Schichten (= Linzer Schichten bei RICHTER 1922) in die dort auf 300 m veranschlagten Bensberger Schichten über. Letztere sind in diesem Raum nicht weiter gegliedert worden. Deshalb ergibt die stratigraphische Differenzierung von Ems-Schichten der Wiehler Mulde (GRABERT 1970) eine krassere Faziesgrenze, als tatsächlich gegeben.

Die zeitgleichen Ablagerungen sind in der Eifel im umfangreichen Komplex der Klerfer Schichten zu suchen (vgl. SOLLE 1956). Hinweisend für Parallelisierungen könnten Vergleichsuntersuchungen an *Modiolopsis ekpempusa* aus links- und rechtsrheinischen Fundstellen sein. Danach bestehen nämlich zwischen den Muscheln aus faziesgleichen Unterems-Ablagerungen von Willwerath (TK 25: 5704 Prüm) und Hähner Mühle (Blatt Engelskirchen) beachtliche Formübereinstimmungen (HILDEN 1964, 1978).

3.1.2.1.2. Obere Bensberger Schichten

Die von K. SPRIESTERSBACH (1929) und U. JUX (1964) als niveaubeständig angesprochene und durch rote Tonschiefereinlagerungen ausgezeichnete Obere Buntschiefer-Folge hat zuerst PIERINI (1967) auf Blatt Engelskirchen als kartierbare Einheit dargestellt. Die von EVANGELOU (1967 a) und ZYGOJANNIS (1967) fortgeführten geologischen Kartenaufnahmen

stellten die regionale Ausdehnung dieser Schichtenfolge über den Bereich von zwei Meßtischblättern heraus.

Die Obere Buntschiefer-Folge bringt eine Sedimentationsperiode mit verringerter Materialzufuhr und weitgehend ausgeglichenen Ablagerungsbedingungen zum Ausdruck. Möglicherweise führt diese Fazies, und das gilt selbstredend auch für die Untere Buntschiefer-Folge, auf langfristige Reliefstabilität im nördlichen Hinterland zurück.

Eine Veränderung solcher Zustände dürften folglich die sandigen und arkosigen Gesteine im Hangenden anzeigen, die als „Quarzit-Sandstein-Folge“ gewissermaßen das Dach der Bensberger Schichten bilden. Die stratigraphische Gliederung entspricht somit – wie bei den Unteren Bensberger Schichten – sedimentären Großrhythmen in der Rheinischen Geosynklinale (U. JUX 1974). Das schließt freilich die Konsequenz ein, die Quarzit-Sandstein-Folge als abschließenden Teil einer faziellen Gesamtentwicklung anzusehen und nicht mit Namen wie „Horizont der weißen Quarzite“, „Rimmert-Schichten“ oder „Bensberger Arkose“ Eigenständigkeiten besonderer Art vorzugeben. Wie wenig das nämlich zutrifft, belegen die wiederholten Verwechslungen von sandig-ausgebildeten Schichten aus dem Bereich der Odenspieler und Bensberger Schichten.

3.1.2.1.2.1. Obere Buntschiefer-Folge (**demB,12**)

Die Obere Buntschiefer-Folge ist eine Abfolge graugrüner, gelbbrauner, roter und rotgrün gefleckter Ton- und Schluffsteine, die sich nach oben durch die Zunahme schluffiger und sandiger Komponenten, insbesondere rauhe, graugrüne Schluffsteine und graubraune Sandsteine, ausweitet. Die wesentlichen Gesteinsarten und ihre Verteilung wurden bereits von K. SPIESTERSBACH (1929: 55) im Overather Raum erkannt.

Im Blattgebiet unterschieden PIERINI (1967) und STOLTIDIS (1968) zwei verschieden alte Buntschieferniveaus innerhalb der Bensberger Schichten, wobei sie allerdings der „Oberen Buntschiefer-Folge“ auch die Tonsteinabfolge innerhalb der Sandstein-Folge zuschlügen. Demgegenüber faßte noch HOLZ (1960) im Bielsteiner Gebiet die Obere Buntschiefer-Folge mit der Quarzit-Sandstein-Folge unter der Bezeichnung „Rimmert-Schichten“ zusammen, was sich mit älteren Auffassungen (RICHTER 1922) deckt.

Gesteine: Tonige und schluffige, meist graugrüne oder gelbbraun gefärbte Gesteine beherrschen die Schichten. Insgesamt ist allerdings der Verband durch mehr schluffig-sandige Einschaltungen ausgezeichnet, als etwa die Untere Buntschiefer-Folge. Die zwar bezeichnenden roten Tonsteinlagen (Rotschiefer), die immer schluffhaltig und oft grünfleckig sind, spielen mengenmäßig eine untergeordnete Rolle, sie kommen nur vereinzelt vor und sind zudem sehr witterungsanfällig. Alle pelitischen Gesteine zerfallen unter den herrschenden Klimaverhältnissen nach kurzer Zeit in kleinstückiges, bröckeliges Haufwerk. Etwas verwitterungsbeständiger sind die grauen schluffigen oder sandstreifigen Tonsteine.

Graugrüne und gelbbraune, im frischen Zustand scherbzig brechende Ton- und Schluffsteine bauen Lagen von höchstens 20–50 cm Dicke auf. Meistens beobachtet man diese Gesteine im wiederholten Wechsel mit grauen, schluffigen Tonsteinen und plattigen, glimmerführenden Feinsandsteinen. Diese Feinsandsteine kommen in braunen, graugrünen und olivgrauen Variationen vor (mittlerer Korndurchmesser 0,06 mm), entweder als dünne Lagen (10–20 cm) zwischen den schluffigen Tonsteinen, oder als meterdicke Bänke. Ihre Schichtflächen können Rippeln aufweisen, in einigen Lagen können Tongallen angerei-

chert sein; Schrägschichtung, Sohl- und Belastungsmarken wurden kaum festgestellt. Zum Hangenden nimmt der Gehalt an Sandsteinen zu.

Fossilien: Kohlige, unregelmäßig abgesetzte Stengel- oder Zweigfragmente ehemals wohl strauchgroßer Gefäßpflanzen überdecken vielfach die ebenen, schluffig-sandigen, mit Glimmer besetzten Gesteinsflächen. Pflanzenmassierungen, die zu dünnen kohligen Streifen oder Brandschiefern wie in der Unteren Buntschiefer-Folge geführt hätten, wurden jedoch nicht beobachtet. Dennoch sind die dunkelgrauen oder grüngrauen, durchweg schluffigen Tonsteine paläobotanisch recht ergiebig, da sie eine artenreiche, leicht kenntliche Mikroflora bergen. Mit ihrer Hilfe kann die Obere Buntschiefer-Folge trotz der meist schlechten Aufschlußverhältnisse gut erkannt und abgegrenzt werden.

Aus den im Eisenbahneinschnitt bei Engelskirchen-Neuhardt (R 00 300, H 51 300) austreichenden Schichten bestimmte EDALAT (1974) über 40 Arten von Sporomorphen (davon 50 % skulptierte, je 20 % glattwandige bzw. zonate Formen):

Leiotriletes simplex NAUMOVA, *L. Dissimilis* MCGREGOR, *L. adnatoides* POTONIE & KREMP, *L. glaber* (NAUMOVA) var. *minutus* ISHCHENKO, *Punctatisporites frequensis* TAUGOURDEAU-LANTZ, *P. minutus* KOSANKE, *P. solidus* HACQUEBARD, *P. obliquus* KOSANKE, *Retusotriletes pychovii* NAUMOVA, *R. communis* NAUMOVA var. *modestus* CHIBRIKOVA, *R. concinnus* KEDO, *Granulatisporites planiusculus* (LUBER) PLAYFORD, *G. frustulentus* BALME & HASSEL, *G. muninensis* ALLEN, *G. granulatus* IBRAHIM, *G. triconvexus* STAPLIN, *G. rousei* STAPLIN var. *major* SCHULTZ, *Cyclogranisporites amplus* MCGREGOR, *C. aureus* POTONIE & KREMP, *C. lasius* (WALTZ) PLAYFORD, *C. subrotundus* (NAUMOVA) TAUGOURDEAU-LANTZ, *Planisporites furfuris* BALME & HASSELL, *P. pseudogranulatus* FRANKE, *P. minimus* MCGREGOR, *Apiculiretusispora nitida* OWENS, *A. contigua* BRIDEAUX & RADFORTH, *Anapiculatisporites echinatus* (HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY) LANNINGER, *A. tojooides* CRAMER, *A. aerosus* (NAUMOVA) LANNINGER, *A. apiculatus* GUENNEL, *Dibolisporites echenaceus* (EISENACK) RICHARDSON, *Dictyotriletes australis* DE JERSEY, *D. minor* NAUMOVA, *Emphanisporites robustus* MCGREGOR, *E. neglectus* VIGRAN, *Hymenozonotriletes elegans* NAUMOVA, *H. brevimammus* NAUMOVA, *H. cf. scorpius* BALME & HASSELL, *H. radiatus* NAUMOVA, *Hymenozonotriletes* NAUMOVA sp., *Archaeozonotriletes cf. tortuosus* CHIBRIKOVA, *A. coloniensis* EDALAT, *A. echinatus* NAUMOVA var. *microspinellus* CHIBRIKOVA

Im Gegensatz zur Unteren Buntschiefer-Folge fanden sich neben den Sporomorphen jedoch keine Acritarchen. Darin und in der Artenfülle der festgestellten Mikrofossilien kommt wohl eine noch stärkere Abschirmung des lagunären, seichten Sedimentationsraumes vom offenen Meer zum Ausdruck.

Damit lassen sich auch die nur spärlichen Funde tierischer Fossilien erklären. Sieht man von den wenig charakteristischen Wühlmarken unbekannter Tiere ab, handelt es sich dabei hauptsächlich um kleine Klappen von *Modiolopsis ekpempusa*; die manchmal in Streupflaster angereichert sind. Hinzu kommen Leperditien, selten auch Merostomenfragmente, Lingulidenklappen und Heterostrakenreste mit fraglichen Pteraspiden. Auf zwei derart ausgezeichnete Fossilfundpunkte bei Engelskirchen machte PIERINI (1967) aufmerksam, nämlich den alten Steinbruch an der Straße bei Hardt (R 99 840, H 51 460) und den Eisenbahneinschnitt bei Neuhardt (R 00 480, H 51 330).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Obere Buntschiefer-Folge ist nirgendwo vollständig erschlossen. Den besten Überblick gewinnt man noch an den Aufschlüssen an den Agger- und Leppetalhängen bei Engelskirchen. Die Gesamtmächtigkeit dürfte wie im Blattgebiet 5009 Overath etwa 120–150 m betragen.

Der Fazieswechsel von der Sandstein- zur Oberen Buntschiefer-Folge vollzieht sich allmählich. Plattigen Feinsandsteinen schalten sich nach oben in zunehmendem Maße schluffige Tonsteine und Schluffsteine ein, bis dann nach 5 – 10 m ein erster Rotschiefer festgestellt wird. Darüber folgen hauptsächlich schluffige und feinsandige Tonsteine mit zwei bis drei meterdicken Rotschieferlagen sowie untergeordnet auch mehr sandig entwickelte, bis zu 10 m mächtige Schichtenstöße. An der Oberkante vollzieht sich der Übergang in die Quarzit-Sandstein-Folge ziemlich unvermittelt.

Bei der Abgrenzung der Oberen Buntschiefer-Folge setzen die tiefsten und höchsten Rotschieferlagen gut kenntliche Grenzmarken für die Kartierung, und für die stratigraphische Einweisung tonig-sandiger Schichtenfolgen aus vereinzelt Aufschlüssen kann die Sporenanalyse erfolgversprechend eingesetzt werden.

Vergleiche: Weil Evertbratenreste aus dem vollmarinen Litoral nicht nachgewiesen sind und es für die palynologischen Befunde noch keine Bezugsprofile gibt, müssen sich die regionalgeologischen Vergleiche vorzugsweise auf lithofazielle Ähnlichkeiten in anderen Ems-Profilen beziehen. Aufgrund der biofaziellen Ausprägung bestehen größere Übereinstimmungen mit den schluffig-tonigen Abfolgen der unterlagernden Unteren Buntschiefer- und der Sandstein-Folge als zu denjenigen der Remscheider Schichten im Hangenden, worin sich zunächst noch recht beständige paläogeographische Verhältnisse zeigen. Ein allgemeiner Bezug auf die faziesähnlichen höheren Klerfer Schichten in der Eifel ist daher trotz beträchtlicher Entfernung statthaft.

Weiter östlich sind zeitgleiche Ablagerungen innerhalb der umfangreichen oberen Külbacher Schichten zu erwarten. Einigermaßen verlässliche Hinweise dafür bringen Rotschieferhorizonte. Diese wurden im Wiehler und Eckenhagener Gebiet, zusammen mit Einschaltungen aus schluffigen Tonsteinen, früher (z. B. RICHTER 1922) auf die „Rimmert-Schichten“ und heute auf die „Quarzit-Folge“ bezogen (GRABERT & HILDEN 1969, 1972).

Nach Süden ist die dort mindestens 150 m umfassende und durch mehrere Rotschieferlagen gut ausgewiesene Obere Buntschiefer-Folge bis in den Nordflügel der Ruppichterother Mulde nachgewiesen (EDALAT 1971).

3.1.2.1.2.2. Quarzit-Sandstein-Folge (**demB,qs**)

Die Quarzit-Sandstein-Folge bildet den Abschluß der Bensberger Schichten. Diese vorwiegend sandige Schichtenfolge wurde bereits von ZELENY (1912) unter der Bezeichnung „Horizont der weißen Quarzite“ beschrieben, wobei er allerdings auch Profilabschnitte der Oberen Buntschiefer- und der Sandstein-Folge mit hinzurechnete. Die weiße Gesteinsfarbe der sonst graugrünen Sandsteine führte ZELENY auf eine Bleichung durch hydrothermale Lösungen im Zusammenhang mit Vererzungen, FLIEGEL (1923 a, b) dagegen auf alttertiäre Verwitterungsvorgänge zurück. Mineralogische Untersuchungen sprechen mehr für letzteres.

Eine klare Abgrenzung der Quarzit-Sandstein-Folge nach unten ergab sich erst aus den Profilstudien, die K. SPRIESTERSBACH (1929) bei Overath vornahm. Wie schon zuvor ZELENY (1912) oder BREDDIN (1922) und später SCHRIEL (1933 – 1954) parallelisierte K. SPRIESTERSBACH die Abfolge mit den Rimmert-Schichten DENCKMANNS bei Kirchhundem. Damit ergab sich ein schwieriges, wiederholt erörtertes stratigraphisches Problem: Sandige Oberems-Ablagerungen der Rimmert-Schichten würden am Nordwestrand des „Siegerländer Troges“ im Bensberger Erzbezirk einem mächtigen, zunächst (ZELENY 1912, FLIEGEL 1923 a,

K. SPRIESTERSBACH 1929) für tief-unterdevonisch (Gedinne-Stufe), später von SCHRIEL (1933, 1936 a, b, 1949, 1954) für mittel-unterdevonisch (Obere Siegen-Stufe) gehaltenen Schichtenkomplex aufliegen. Die sich daraus notwendigerweise ergebende stratigraphische Lücke zwischen Oberen Siegen- und Oberen Ems-Schichten ließ sich indessen nicht beweisen (SCHRIEL 1954) und für die Rimmert-Schichten wurden vergeblich Transgressionsflächen, Basiskonglomerate oder gar diskordante Auflagerungen gesucht (K. SPRIESTERSBACH 1929, SCHRIEL 1936 b). Zwar sahen noch CLAUSEN & RISTEDT & WENDT (1965) in einem kleinen Aufschluß südlich Felderhoferbrücke am Nordwestrand der Ruppichterother Mulde einen Beleg für die oft gerühmte „Rimmert-Transgression“, aber es handelte sich hier eindeutig um eine für die Sandstein-Folge bezeichnende Rinnenfüllung mit häufigen Pteraspidenresten (PIERINI 1967, EDALAT 1971) und keineswegs um eine Diskordanzfläche im Sinne eines vorangegangenen tektonischen Ereignisses.

Ähnlich wie ZELENY (1912) schlossen RICHTER (1922), SCHRIEL (1933, 1954), HOLZ (1960) und SCHULTZ (1960) mindestens noch die Obere Buntschiefer-Folge in die „Rimmert-Schichten“ ein, womit man die erwarteten Spuren „leichter Krustenbewegungen“ (SCHRIEL 1954) entsprechend tiefer, nämlich im Komplex der Quarzit-Sandstein-Folge („Bensberger Arkose“) zu suchen hätte. Unter diesem Aspekt muß in der Tat noch einmal auf die zahlreichen Anzeichen für verstärkte Sedimentzufuhr (Sandsteine, in Nachbargebieten auch Konglomerate) und für kräftige Sedimentumlagerung (Schrägschichtung, Rinnenbildungen) im oberen Teil der Quarzit-Sandstein-Folge hingewiesen werden. Dennoch können damit weder Schichtlücken vom Umfang einer halben Formationsstufe (Untere Ems-Stufe), noch Arealveränderungen, wie sie eben nur Transgressionen mit sich bringen, belegt werden. Dies um so weniger, als die paläontologischen Dokumentationen von der Unteren bis zur Oberen Buntschiefer-Folge hinauf für ein Unterems-Alter der Schichtenfolge spricht. Während des ganzen Zeitraums blieben gleichförmige, weitgehend vom offenen Meer abgeschirmte Sedimentationsräume bestehen.

Die stratigraphischen Namen „Rimmert-Schichten“ und „Bensberger Arkose“ setzte SCHRIEL (1933) für aufeinanderfolgende unterdevonische Gesteinskomplexe ein, Bensberger Arkose und Odenspieler Schichten entsprächen sich seiner Meinung nach zeitlich. Lediglich die Obergrenze der „Rimmert-Schichten“ war genau abgesteckt, so daß die gegenseitigen Abgrenzungen unklar (U. JUX 1964), Verwechslungen und Überschneidungen unumgänglich blieben. So ist auch zu verstehen, daß der Name „Rimmert-Schichten“ im südlichen Bergischen Land fallengelassen wurde und unter verschiedenen Bezeichnungen, wie „Quarzit-Serie“ (SCHULTZ 1960), „Folge der hellen Quarzite“ (HILDEN 1964) und schließlich „Bensberger Arkose“ (PIERINI 1967, STOLTIDIS 1971, U. JUX 1974, EDALAT 1974) die ganze sandige Abfolge unter den Remscheider Schichten und über der Oberen Buntschiefer-Folge angesprochen wurde.

Die Kenntnis über die petrographische Zusammensetzung, Abgrenzungen und Ablagerungsbedingungen der Quarzit-Sandstein-Folge geht vor allem auf die Untersuchungen PIERINIS (1967) zurück; darauf beziehen sich auch wesentlich die nachfolgenden Ausführungen.

Gesteine: In der ganzen Folge dominieren sandige Gesteine und zwar in bankiger und plattiger Ausbildung. Die plattigen, ebenschichtigen Sandsteine, die manchmal eine schwache Schrägschichtung besitzen, sind von graubrauner Farbe und bestehen zu etwa 80 % aus sperrig gepacktem, gut sortiertem Quarzfeinsand (mittlerer Korndurchmesser: 0,01 – 0,10 mm; Feldspatanteil im Kornbestand 20 %). Meistens sind die Kornbindungen

tonig, nur gelegentlich auch kieselig. Bei erhöhtem Tongehalt gehen aus solchen Sandsteinen gebänderte hellgraue und schluffhaltige gelbbraune Tonsteine hervor. Bei den charakteristischen, bis zu 2 m mächtigen, hellgrauen bis graubraunen, bankigen Sandsteinen ist die Bindung der stets eckigen, gleichfalls sperrig gepackten Quarzkörner durchweg kieselig. Es handelt sich um gut sortierte, quarzitisches Feinsandsteine (Feinsandanteil 70 – 90 %, mittlerer Korndurchmesser 0,01 – 0,10 mm). Daneben kommen aber auch dünnbankige bis dickplattige, zum Teil sogar tonig gebundene Feinsandsteine vor. Ihre Schichtflächen sind häufig geripelt und die von ihnen aufgebauten Stöße weisen sich durch Schrägschichtungsgefüge aus. Der Kornbestand wird bei diesen Gesteinen gleichfalls durch eckige Quarzkörner bestimmt. Gerundete Quarzkörner kommen in der Fraktion 0,2 – 0,6 mm vor. Als Besonderheit wird auf Resedimente in Form kleiner (Durchmesser 0,5 – 30 mm), scharfkantiger Tonsteineinschlüsse hingewiesen.

Dunkel- bis hellgraue, auch graugrüne Tonsteine, meistens mit erheblichen Schluff- und Feinsandbeimengungen, treten in zum Teil meterdicken Stößen zwischen den Sandsteinen auf. Besonders gilt das für den oberen Abschnitt der Quarzit-Sandstein-Folge. Als wesentlichen Mineralbestand der Tonsteine stellte PIERINI (1967) neben Quarz, Illit, Kaolinit und Muskovit fest; aus der tonigen Matrix feingeschichteter, graubrauner Sandsteine (mittlerer Korndurchmesser: 0,06 – 0,6 mm), bestimmte er Quarz, Chlorit, Illit und Muskovit.

Dunkelgraue, scherbilig brechende Tonsteine stellen sich fast nur im obersten Abschnitt der Folge ein; der Quarzanteil im beigemengten Schluff beträgt 20 %; ansonsten besteht das Gestein überwiegend aus Chlorit, Illit und Muskovit.

Wie aus mehreren detailliert aufgenommenen Profilen aus der Quarzit-Sandstein-Folge hervorgeht, gruppieren sich die beschriebenen Gesteinssorten zu einer unteren „plattigen“, einer mittleren „bankigen“ und einer oberen „plattig-schiefrigen“ Abfolge (PIERINI 1967). Das beste Richtprofil bietet sich im Eisenbahneinschnitt von Engelskirchen-Neuhardt bis Ränderoth an (R 00 550, H 51 320 bis R 01 340, H 51 400).

Fossilien: Unbestimmbarer pflanzlicher Detritus ist auf den Schichtflächen plattiger Sandsteine und Tonsteine nichts Ungewöhnliches. Aus Tonsteinen der „plattig-schiefrigen“ Gesteinsabfolge konnten bei Georghausen (GK 25: 5009 Overath; ZYGOJANNIS 1967) und bei Engelskirchen-Neuhardt (PIERINI 1967) unverholzte, bandartige Reste aquatischer Gefäßpflanzen auf die in den Unteren Bensberger Schichten so häufige *Taenioocrada* bezogen werden.

Eine besondere Beachtung verdienen die bis zu 0,5 m langen und 30–40 cm dicken, hellgrauen oder dunkelbraunen, vollkommen verkieselten *Prototaxites*-Stammstücke, die im oberen Lutzenbachtal nordwestlich vom Dönselberg (R 97 885, H 48 220) gefunden wurden; denn sie geben einen Hinweis für die Herleitung kieseligter *Prototaxites*-Gerölle, die man am Bergischen Höhenrand in Terrassenschottern häufig beobachtet (ALTMAYER 1969, 1971). Zwar gibt es auch in tieferen Abschnitten der Bensberger Schichten, insbesondere in der Sandstein-Folge und in den Odenspieler Schichten Reste solcher „Algenbäume“; diese sind indessen für die Geröllbildung viel zu wenig verkieselt.

Obwohl keine anderen pflanzlichen Großreste bestimmt worden sind, enthalten die pelitischen Einschaltungen viele Sporomorphen. In nur drei Gesteinsproben (Richtprofil Engelskirchen-Neuhardt, Bahneinschnitt) fand EDALAT (1974) 21 verschiedene, wenngleich überwiegend azonate Sporen:

Leiotriletes pagius ALLEN, *L. pusillus* NAUMOVA, *Punctatisporites semiradiatus* EDALAT, *P. obliquus* KOSANKE, *P. frequensis* TAUGOURDEAU-LANTZ, *Granulatisporites minutus* POTONIÉ & KREMP, *Cyclogranisporites orbiculus* POTONIÉ & KREMP, *C. flexuosus* PLAYFORD, *Planisporites spinulistratus* (LOOSE) POTONIÉ & KREMP, *P. dilucidus* MCGREGOR, *P. granifer* (IBRAHIM) KNOX, *P. minimus* MCGREGOR, *Apiculiretusispora nitida* OWENS, *A. brevidenticulata* (CHIBRIKOVA) EDALAT, *A. aggerensis* EDALAT, *Apiculatisporites microechinatus* OWENS, *Anapiculatisporites acerosus* (NAUMOWA) LANNINGER, *Emphanisporites robustus* MCGREGOR, *E. rotatus* MCGREGOR, *Hymenozonotriletes* cf. *scorpius* BALME & HASSELL, *Hymenozonotriletes* NAUMOVA sp., *Stenozonotriletes clarus* ISHCHENKO

Wie in der Oberen Buntschiefer- und in der Sandstein-Folge sind neben den Sporomorphen keine Acritarchen festgestellt worden. Darin kommt die anhaltende Abschirmung des Sedimentationsgebietes vom offenen Meer zum Ausdruck. EDALAT (1974: 58–59) hat die paläogeographische Situation mit Hilfe palynologischer Befunde näher beschrieben und kam zu dem Schluß, daß während der Ablagerung der Unteren Buntschiefer-Folge wenigstens zeitweilig Verbindungen mit dem offenen Meer bestanden, während der Ablagerung der Oberen Buntschiefer-Folge und der Quarzit-Sandstein-Folge jedoch lagunäre, stark kontinental beeinflusste Sedimentationsverhältnisse herrschten.

Insofern wird das Ausbleiben mariner Evertabraten in der Quarzit-Sandstein-Folge durchaus verständlich. Nur in der „plattig-schiefrigen“ Abfolge seines Richtprofils, also schon relativ nahe an den Remscheider Schichten, gelang PIERINI (1967) der Nachweis einiger Modiolopsiden.

Ungefähr 15 m unter dem Keratophyrtuff an der Basis der Remscheider Schichten (R 01 280, H 51 410) ist eine bemerkenswerte Wirbeltierfundstelle ermittelt worden (PIERINI 1967). Sie gab zwar nur zerbrochene, offensichtlich in einer Rutschmasse bewegte und nur in wenigen Fällen zu bestimmende Knochenplatten – meistens als Abdruck – her, aber diese haben wegen ihrer Fundlage im Komplex der „Rimmert-Schichten“ übergeordnete Bedeutung.

Die meisten Fragmente gehen auf Arthrodiren zurück (*Phlyctaenaspis* aff. *heintzi* GROSS und eventuell *Lunaspis broilli* GROSS, außerdem mögliche *Acanthaspida* indet. und *Brachythoraci* indet.) Nur durch zwei feingeriefte Plattenabdrücke könnten noch Agnathen (*Heterostraci* indet.) vertreten sein. Dieses im Vergleich zu den Funden aus der Unteren Buntschiefer-Folge umgekehrte Verteilungsbild steht kurz vor Einsatz der Remscheider Schichten für einen allgemeinen Wandel in der Zusammensetzung der Wirbeltierfauna.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Quarzit-Sandstein-Folge wird genauso wie im Blattgebiet 5009 Overath enger gefaßt als die sogenannten „Rimmert-Schichten“ älterer Bearbeitungen. Das Liegende ist der höchste Rotschiefer der Oberen Buntschiefer-Folge.

An der Oberkante bietet sich im Hauptkeratophyr-Horizont ein vorzügliches, weil unverkennbares und überall zeitgleiches Bezugsniveau an. Wenn für die Kartierung damit eine einfache obere Abgrenzung der Bensberger Schichten ermöglicht ist, so kann doch an verschiedenen Stellen (z. B. Bahneinschnitt gegenüber Haus Ley) ein deutlicher Fazieswechsel (Tonsteine mit Pelecypoden) bereits einige Meter unter den vulkanischen Gesteinen festgestellt werden. Der submarine Keratophyrvulkanismus setzte also erst zur Bildungszeit der unteren Remscheider Schichten ein.

Die Mächtigkeit der Quarzit-Sandstein-Folge beträgt im Blattgebiet etwa 100 – 150 m. Sie läßt sich bis in das Overather Gebiet verfolgen, wo sie in gleichförmiger Fazies die Lennefe-

und die Oberselbacher Mulde umrandet. In diese Richtung verändern sich die Mächtigkeiten nur unbedeutend, wenngleich Faziesverschiebungen, wie das Anschwellen der „plattigen Gesteinsfolge“ von 30 auf 40 m nach Osten und der „plattig-schiefrig“ entwickelten oberen Abschnitte von 27 auf 40 m nach Westen über die beiden Blattgebiete hinweg erkannt wurden (PIERINI 1967). Für die „bankigen Sandsteine und Quarzite“, die in den Richtprofilen mit 90 und 120 m Mächtigkeit die dominierende Fazies repräsentieren, sind Verlagerungen von Akkumulationsschwerpunkten nicht mehr sicher auszumachen. An der Nordflanke der Ruppichterother Mulde dürften sich ähnliche Mächtigkeiten wie im Blattgebiet Engelskirchen ergeben, wenngleich die ungünstigen Aufschlußverhältnisse wenig über den Aufbau der Folge verraten (EDALAT 1971).

Vergleiche: Im Wiehler und Eckenhagener Gebiet fallen die gleichalten Gesteinsfolgen durch grauweiße, bankige Quarzite auf, weshalb der Name „Quarzit-Folge“ für die obersten Kùlbacher Schichten gewählt wurde. Tatsächlich handelt es sich aber um eine ziemlich heterogene Abfolge aus „glimmerreichen, braungrauen, sandigen Tonsteinen mit eingeschalteten grüngrauen und braunen, zum Teil quarzitischen Sandsteinen“ (GRABERT 1970, GRABERT & HILDEN 1972).

Weil sich die fossilreichen Remscheider Schichten (Obere Ems-Stufe) im Hangenden und die Buntschiefer-Folgen der Bensberger Schichten (Untere Ems-Stufe) im Liegenden befinden, wäre zu erörtern, ob die Quarzit-Sandstein-Folge als mögliches Äquivalent des Ems-Quarzites bereits oberes Ems-Alter hat. Wegen noch ausstehender Leitfossilien kann darauf keine schlüssige Antwort gegeben werden. Litho- und Biofazies der Quarzit-Sandstein-Folge fügen sich zwar dem Gesamtbild der Bensberger Schichten ein, doch wird die stratigraphische Zuordnung in das unterste Oberems für wahrscheinlich gehalten.

Innerhalb der Bensberger Schichten sind noch keine vulkanischen Einschaltungen erkannt worden, wenngleich die Rotschieferhorizonte als mögliche Tuffite daraufhin zu überprüfen waren (HILDEN 1964, PIERINI 1967). Tephrostratigraphische Gliederungsschemata, wie sie BÖGER (1978) im Ebbegebirge entwickelte und wonach der Fahlenscheid-Vulkanit zeitlich der Sandstein-Folge der Bensberger Schichten entsprechen könnte, bedürfen im Bergischen der sicheren Bezugshorizonte.

3.1.2.2. Remscheider Schichten (demR)

Trotz ihrer geringen Mächtigkeit sind die Remscheider Schichten noch südlich vom sogenannten „Lennetrog“ unverkennbar. Das liegt einerseits am Gefolge auffälliger vulkanischer Förderprodukte, andererseits an dem deutlichen Fazieswechsel im Vergleich zu den Bensberger Schichten. Schon ZELNY (1912) hob als wesentliche Merkmale die petrographische Ähnlichkeit mit mitteldeutschen Schichten und die eigentümlichen Oberems-Fossilien, die J. SPIESTERSBACH (1942) bekannt gemacht hat, hervor.

In der Lenne-, der Rùnderother und der Gummersbacher Mulde ist das hohe Unterdevon schon lange nachgewiesen. Nur im Detail weichen deshalb die neuen Kartierungen von alten Darstellungen ab.

Von Anfang an ist der Horizont der Quarzkeratophyllaven und dazugehörigen Pyroklastika mit den Oberems-Vulkaniten von Olpe (Sauerland) parallelisiert worden (RIPPEL 1953). Weil früher unbekannt war, daß die vulkanischen Gesteine stellenweise Tonsteine mit der bezeichnenden Remscheider Fauna überlagern, fand der Hauptkeratophyr in alten Beschreibungen (ZELNY 1912, RICHTER 1922, SCHRIEL 1954) allerdings stets eine gesonderte

Darstellung. Aber selbst in mittleren Profilabschnitten der Remscheider Schichten können noch Tuffite eingeschaltet sein.

Der Hauptkeratophyr repräsentiert mithin eine besondere Fazies der Remscheider Schichten. Diese lassen sich in zwei leicht gegeneinander abgrenzbare Horizonte unterteilen: in die Tonstein-Folge (oben) und den Hauptkeratophyr (unten). Ihre Mächtigkeit schwankt stark innerhalb des Blattgebietes und geht von rund 150 m (Lennefe-Mulde) bis auf etwa 20 m (Bahneinschnitt an Haus Ley) zurück.

Die vulkanischen Einschaltungen reichen über die Blattgebiete 4909 Kürten (DIETZ & FLIEGEL & FUCHS 1935), 4910 Lindlar (DIETZ & FUCHS 1935), 4810 Wipperfürth (A. FUCHS 1928), 5011 Wiehl (GRABERT 1970), 5012 Eckenhagen (GRABERT & HILDEN 1972) und 4912 Drolshagen (GRABERT 1969) hinweg weiter nach Osten. Sie werden auf verschiedene Eruptionszentren zurückgeführt (RIPPEL 1953).

Für die Verknüpfung sauerländischer und oberbergischer Schichtenfolgen ist der Hauptkeratophyr-Horizont wiederholt herangezogen worden. Seine zeitliche Fixierung ermöglichen die fossilreichen Remscheider Schichten – und nicht umgekehrt. Nur über sie läßt sich ermitteln, ob der „Hauptvulkanit“ (BÖGER 1978) vorhanden ist oder nicht. Weil sich bislang nur innerhalb der Odenspieler Schichten bei Hoffnungsthal (GK 25: 5009 Overath) Hinweise für einen älteren Vulkanismus ergaben (E. JUX 1982), besteht wenig Veranlassung, die auf Pyroklastika allein bezogenen Gliederungen (BÖGER 1978, 1983) anzuwenden.

Aber auch die Tonstein-Folge weist ihre Besonderheiten auf, da neben den graugrünen und roten, teils psammitischen, teils pelitischen Gesteinen erstmals auch unreine Schiilkalksteine im bergischen Devon erscheinen.

3.1.2.2.1. Hauptkeratophyr (U. JUX & A. SCHERP)

Der Hauptkeratophyr („K4“) wurde in einem flachen Meeresgebiet abgelagert. Er kann als submarin geförderte Lava, als vulkanischer Schlammstrom oder als Asche auftreten.

Stratigraphisch ist der Hauptkeratophyr in die tiefsten Lagen der Remscheider Schichten einzustufen (ZYGOSJANNIS 1971). Der charakteristische Horizont war schon für ZELENY (1912) die Leitschicht seiner Kartierung, und er vermerkte in seiner Aufnahme nicht nur alle heute bekannten Ausstriche, sondern wies auch auf die jetzt nicht mehr zugänglichen Untertageaufschlüsse hin.

Der Hauptkeratophyr-Horizont wird nicht allenthalben von vulkanischen Förderprodukten geprägt. Es gibt durchaus Partien, in denen schluffig-tonige, womöglich sogar sandige Gesteinskomponenten dominieren. Man beobachtet beispielsweise feinschichtige Gesteine, die aus dem Wechsel mehr pyroklastischer mit mehr schluffigen Bestandteilen entstanden sind. Es gibt auch graugrüne Tonsteine, in denen feldspatreiche Tuffite von grauweißer Färbung als linsenartige Einschaltungen vorkommen. Solche tuffitischen Sedimente (ZYGOSJANNIS & PIERINI 1974) sind innerhalb der Remscheider Schichten nicht auf den Hauptkeratophyr-Horizont beschränkt.

An folgenden Stellen tritt der Hauptkeratophyr zutage: Autobahnzubringer Feckelsberg an der Straßenüberführung Hardt – Feckelsberg (R 00 550, H 52 220); im Feckelsberger Siefen (R 00 590, H 52 380); Kleisiefen westlich Haus Selbach (R 00 580, H 51 910); Siefen im rechten Aggerhang gegenüber Haus Ley (R 01 290, H 51 490); an der Eisenbahnstrecke bei Ründe-roth gegenüber Haus Ley (R 01 335, H 51 400); an der Autobahnanschlußstelle Engelskirchen bei Unterkaltenbach (R 00 295, H 50 415); südlich des alten Kalksteinbruches bei



Abb. 5 Saurer Aschentuff; Autobahnanschlußstelle Engelskirchen
 links: ehemalige Aschenteilchen aus saurem vulkanischem Glas, die jetzt zumeist aus kryptokristallinem Quarz bestehen; ihre Konturen werden durch feinstkörnigen Hämatit betont; in den Zwischenräumen Hydromuskovit und Mixed-Layer-Mminerale; Vergrößerung 58 x, ohne Polarisatoren
 rechts: Bimsteilchen (B), zersetzter Albiteinsprengling (A) und Schluffsteineinbruch (S); einzelne Aschenteilchen sind limonitisiert (schwarz); Vergrößerung 24 x, ohne Polarisatoren

Weiershagen (R 04 470, H 49 115); Siefen am Nordhang des Immerkopfes bei Forst (R 03 485, H 48 790).

Gesteine (A. SCHERP): Im Blattgebiet sind außer dem Tuffit, der nördlich Haus Ley an der Bahnböschung aufgeschlossen ist, makroskopisch zwei verschiedene Tuffausbildungen zu beobachten. Es handelt sich einmal um rötlichbraune, meist schwach geschieferte Quarzkeratophyrtuffe, die hellbräunliche bis weißliche Feldspateinsprenglinge führen. Diese Gesteine sind infolge von Verwitterungseinflüssen relativ weich und bröckelig. Daneben gibt es aber auch die vorwiegend blaßrötliche bis fleischfarbene, felsitisch-dichte Varietät, die im Gebiet von Feckelsberg (nordöstlich Engelskirchen) eine phänomenologisch als pisolithisch anzusehende Textur zeigt.

Die rötlichbraunen Quarzkeratophyrtuffe lassen unter dem Mikroskop in der Grundmasse fast immer noch – allerdings selten so gut wie in Abbildung 5 (links) – die Umriss e ehemaliger Scherben aus vulkanischem Glas erkennen. Diese sind hier meist langgestreckt, konkav oder konvex gebogen oder auch y-förmig. Ihre Längen liegen zumeist zwischen 0,10–0,30 mm bei einer Breite von 0,01 mm oder geringer. Sie sind häufig mehr

oder weniger subparallel eingeregelt und scheinen zum Teil miteinander in Verbindung zu stehen. Ihr mikroskopisches Bild gleicht sehr stark dem des von ROSS & SMITH 1961 beschriebenen und abgebildeten „ash-flow Tuffs“.

In den meisten Tuffen ist die ursprünglich glasige Substanz jedoch in Hydromuskovit umgewandelt worden, wobei die Zwischenmasse dann aus kryptokristallinem Quarz, Hydromuskovit und feinstkörnigem Hämatit oder Limonit besteht. In anderen Vorkommen dagegen sind die ehemaligen Scherben jetzt mit mikrokristallinem Quarz, zum Teil auch in axiolithischer Struktur, gefüllt. In solchen Gesteinen besteht dann die Zwischenmasse aus Hydromuskovit und Roteisen (Hämatit). Immer sind die Konturen der Scherben – soweit sie kenntlich sind – durch eine Anhäufung von feinstkörnigem Brauneisen (Goethit) texturiert. Bei starker Durchtränkung der Gesteine mit Goethit sind die Aschenteilchen gelegentlich auch ganz mit Goethit gefüllt (Abb. 5, rechts). In stark von der Oberflächenverwitterung betroffenen Partien des Vulkanithorizontes tritt neben Hydromuskovit oder statt Hydromuskovit auch ein Mixed-Layer-Mineral auf.

Die Tuffe führen stets Albiteinsprenglinge. Die meist idiomorphen, gelegentlich etwas abgerundet und resorbiert erscheinenden Individuen erreichen maximal 2,5 mm Durchmesser. Stellenweise sind sie mehr oder weniger stark kaolinisiert und bilden dann die makroskopisch schon erkennbaren Einschlüsse. Bei den Albiten handelt es sich – wie offenbar stets in den Hauptkeratophyr-Horizonten dieses Gebietes (SCHERP in U. JUX 1982) um Tieftemperaturalbite (An 0–4%) oder Tieftemperaturalbite mit Übergangsoptik zu intermediärem Albit. Gelegentliche Quarzeinsprenglinge bleiben meist unter 0,3 mm. Sie sind oft etwas eckig oder auch schwach resorbiert und machen den Eindruck einer klastischen Komponente.

Sporadisch sind in den Tuffen auch tafelige Pseudomorphosen zu beobachten, die mit Montmorillonit-Chlorit-Mixed-Layer-Mineral gefüllt sind. Vermutlich sind diese aus ehemals mafischen Mineralen hervorgegangen. Einschlüsse von Schluffstein und Tonstein bis maximal etwa 4 mm Größe sind stellenweise recht häufig. Irgendwelche Kontakterscheinungen lassen sich an diesen Einschlüssen nicht erkennen. Weitere Einschlüsse, die allerdings sehr selten sind, stellen langgestreckte, parallelstreifig entglaste Körper bis 0,5 mm Länge dar. Sie ähneln Bimseinschlüssen, wie sie auch in Ignimbriten auftreten (Abb. 5).

Die Petrographie der Vorkommen an der Bahnböschung gegenüber Haus Ley unterscheidet sich etwas von der der anderen Quarzkeratophyrtuffe: Der Anteil an offenbar klastischem Quarz ist relativ hoch, so daß es den Anschein hat, daß Umlagerungen, also Tuffite, am Aufbau des Horizontes beteiligt sind. Außerdem ist hier mit relativ scharfer Begrenzung ein extrem feinkörniger Tuff- beziehungsweise Tuffithorizont eingeschaltet. Dieses meist grünlichgraue, feinkörnige Gestein führt in einem dichten Grundmassengeewebe von Hydromuskovit und Montmorillonit-Illit-Mixed-Layer-Mineral einige millimetergroße Albiteinsprenglinge, die größtenteils kaolinisiert sind, sowie vereinzelt Quarze. In der Grundmasse läßt sich keine Scherbentextur mehr feststellen. Möglicherweise liegt hier ein ehemaliger Staubbuff vor.

In auffälliger Ausprägung findet man die blaßrosa bis fleischfarbenen, felsitischen Quarzkeratophyrtuffe mit pisolithischer Textur nur bei Feckelsberg (nordöstlich Engelskirchen). Vereinzelt Vorkommen, wie aus einem Lesestein südlich Forst und aus Gesteinen der Kläranlagengrube von Haus Ley erkennbar, sind zwar ähnlich, zeigen aber nicht die pisolithische Textur, die – wie es sich im Dünnschliff zeigt – auf 2–3 mm große Sphärolithe zurückgehen. Diese sphärolithischen Quarzkeratophyrtuffe sind besonders im

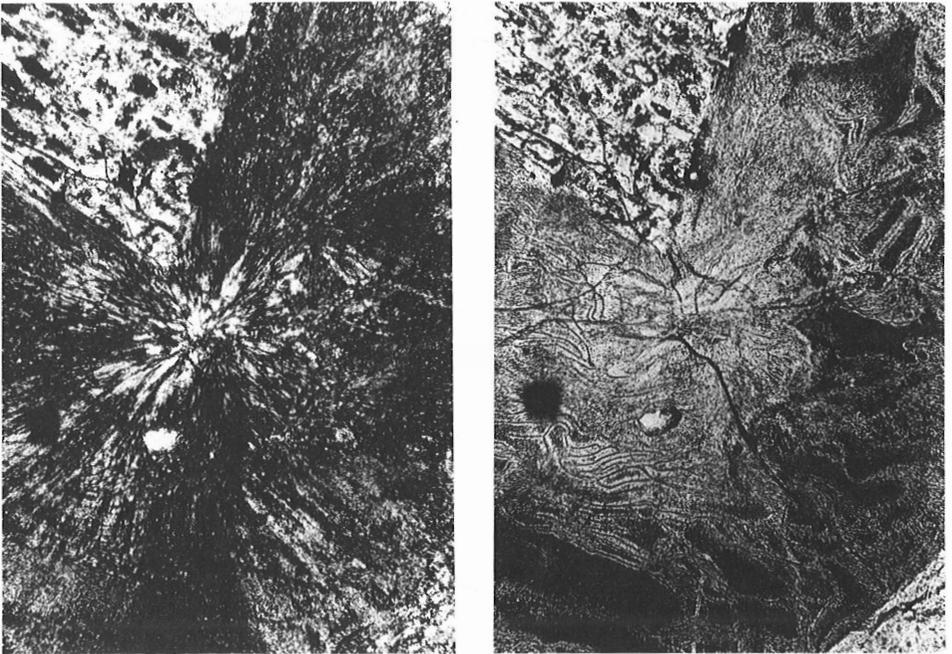


Abb. 6 Sphärolith in einem ignimbrischen Quarzkeratophyrtuff; Feckelsberg (Lesestein) links: Vergrößerung 69 x, Polarisatoren +; oben links zersetzter Feldspat rechts: Vergrößerung 69 x, Polarisatoren II; die verschmolzenen ehemaligen Glas-
teilchen sind noch sichtbar

nördlich anschließenden Blattgebiet 4910 Lindlar bei Bickenbach (HILDEN 1983) sowie im Blattgebiet 5009 Overath bei Schloß Georghausen verbreitet. Vom letzten Fundort sind sie ausführlich beschrieben (SCHERP in U. JUX 1982, SCHERP 1983). Die sphärolithischen Tuffe zeigen eine ähnliche albitporphyrische Scherbentextur¹⁾ wie die zuvor beschriebenen rötlichbraunen Quarzkeratophyrtuffe, wobei die Albiteinsprenglinge auch hier Tieftemperaturalbite (An 0 – 4 % mit teilweise Übergangsoptik) sind. Die ehemaligen Scherben von vulkanischem Glas, die hier im wesentlichen aus kryptomikrokristallinem Quarz bestehen, scheinen teilweise verschmolzen und liegen stets in pseudofluidaler Anordnung vor.

Ihre Konturen sind jedoch oft verwischt, insbesondere dann, wenn sie in den äußeren Bereich von 2 – 3 mm großen sphärolithischen Bildungen aus Quarzmikrolithen nebst etwas Hydromuskovit und gelegentlich Albit kommen. Da die Sphärolithe sich über Gesteinsbereiche ausdehnen, die – wie bei linear polarisiertem Licht zu beobachten ist – viele ehemalige Glasscherben in ihrer ursprünglichen subfluidalen Anordnung umfassen (Abb. 6), ist der sphärolithische Kristallisationsvorgang unschwer als nachgeordnet einzuordnen. Diese Kristallisation scheint aus punktförmigen Gesteinsbereichen erfolgt zu sein, die offenbar einen schmelzeähnlichen Zustand – möglicherweise durch Hitzestau – besaßen. In allen

¹⁾ Im Graben der Kläranlage von Haus Ley wurde auch eine glomerophyrische Ausbildung getroffen.

anderen Quarzkeratophyrtuffen des Rheinischen Schiefergebirges ist nämlich die Entglasung stets Teilchen für Teilchen und getrennt nach Glasscherben und Zwischenmasse erfolgt. Diese Anzeichen eines nach der Platznahme durchlaufenen schmelzeähnlichen Zustandes verstärken den ohnehin durch die Textur der ehemaligen Glasanteile (vgl. ROSS & SMITH 1961 sowie HOWELLS & LEVERIDGE & EVANS 1973) hervorgerufenen Eindruck, daß es sich hier um pyroklastische Sedimente handelt, die ignimbritisch gefördert und subaerisch abgelagert wurden.

Fossilien (U. JUX): Als Liegendes der vulkanischen Gesteinsfolge streichen an der Bahnstrecke bei Runderoth sowie im Feckelsberger Straßenanschnitt (Autobahnzubringer) 12 m mächtige, dunkelgraue und grüngraue Tonsteine aus, die einerseits eine artenreiche Remscheider Fauna enthalten (PIERINI 1967, ZYGOJANNIS 1971), andererseits aber auch viele Bioturbationen und pflanzliche Reste, zum Teil in 2 cm dicken, kohligen Lagen, aufweisen. In dem von ZYGOJANNIS & PIERINI (1974) untersuchten Straßenaufschluß bei Unterkaltenbach fanden sich demgegenüber in den teils quarzitischen, teils tonigen Feinsandsteinen unterhalb der Vulkanite bis auf „Lagen kohligler Substanz, undeutliche Röhrenbauten und vereinzelte Ostracoden (Koslowskiellen)“ keine Fossilien.

Aus dem etwa 15 m mächtigen Stoß, der zwischen der Quarzit-Sandstein-Folge und dem untersten Tuff-Horizont des Hauptkeratophyrs an der Bahnstrecke bei Haus Ley anstreicht und der unten hauptsächlich aus Tonsteinen, oben aus Kalksandsteinen besteht, bestimmte ZYGOJANNIS (1971) folgende Fauna:

Diadomaspis remscheidensis GROSS, *Lunaspis* sp., Arthrodirenknochen indet., Hautfetzen von Merostomen indet., Phacopininae indet., verschiedene Ostracoden, verschiedene Tentaculiten, *Murchisonia* sp., Naticopsidae indet., *Præctenodonta obsoleta* (GOLDFUSS), Nuculacea indet., *Ledopsis?*, *Nuculanacea* indet., *Pterinopecten* sp., *Modiomorpha* sp., *Prothyris* sp., „*Sphenotus*“ spatulus SPRIESTERSBACH, Linguliden, *Brachyspirifer crassifolcitus* (SPRIESTERSBACH), *Subcuspidella subcuspidata* (SCHNUR), Fenestellidae indet., *Spirorbis* sp., *Spirophyton minusculum* (SPRIESTERSBACH), *S. Helix* (SPRIESTERSBACH)

Insbesondere die Ichnofossilien geben den Schichten eine Charakteristik, die den älteren Schichten fehlt.

Abgrenzung und Mächtigkeit (U. JUX): Der Hauptkeratophyr-Horizont ist im Blattgebiet sehr unterschiedlich ausgebildet. Das betrifft nicht allein die Fazies, sondern auch die Mächtigkeit. Möglicherweise fallen die Vulkanite örtlich ganz aus, so daß die Tonstein-Folge unmittelbar der Quarzit-Sandstein-Folge aufliegt. Gründe hierfür können im Paläorelief und den ehemaligen Strömungsverhältnissen, freilich auch in den jeweiligen Entfernungen zu Eruptionszentren, gesucht werden. Das Liegende ist jedenfalls die Quarzit-Sandstein-Folge, wobei die basalen Abschnitte des Hauptkeratophyr-Horizontes durchaus uneinheitlich entwickelt sein können. Sie bestehen entweder aus verschiedenartigen vulkanischen Komponenten oder litoralmarinen Ton- und Sandsteinen.

Wiederholt sind Richtprofile aus der Engelskirchener Gegend mitgeteilt worden (LORENZ 1941, SCHEIBE 1965, PIERINI 1967, ZYGOJANNIS 1971, ZYGOJANNIS & PIERINI 1974). Die beträchtlichen Abweichungen gehen aus einer Gegenüberstellung von drei, relativ nahe beieinanderliegenden Vorkommen hervor (Tab. 2).

Der Hauptkeratophyr-Horizont einschließlich der litoralmarinen Ablagerungen im Liegenden des Quarzkeratophyrtuffs kann im Blattgebiet örtlich Mächtigkeiten bis etwa 25 m

Tabelle 2

Ausbildung und Mächtigkeit des Hauptkeratophyr-Horizontes
an drei Fundstellen

Straßeneinschnitt bei Feckelsberg	Böschung gegenüber Haus Ley (Bahn)	Autobahnanschlußstelle Engelskirchen (ZYGQJANNIS & PIERINI 1974)
Hangendes: Tonstein-Folge der Remscheider Schichten		
12,0 m roter Quarzkeratophyrtuff 1,5 m roter felsitischer Quarzkeratophyrtuff	8 m roter Quarzkeratophyrtuff	14,6 m grüngraue, z.T. schluffige Tonsteine mit mehreren Tuffitbändern bzw. feldspatreichen Lagen 0,5 m grüngraue, schluffige Tonsteine 1,1 m grüne Tonsteine im Wechsel mit feldspatreichem Tuffit 8 m roter Quarzkeratophyrtuff
2 m grauschwarze, tuffitische Sedimente mit Pyritkonkretionen 10 m grüngraue, schluffige Tonsteine mit Pflanzenresten, kohligen Einschlüssen und Pelecypoden	1,5 m grüne, schluffige Tonsteine mit Bioturbationen 3,5 m grünbraune, schluffig-tonige, fossilreiche, kalkhaltige Sandsteine mit Mollusken und Brachiopoden 10 m graugüne und dunkelgraue, fossilreiche Ton- und Schluffsteine mit vielen Mollusken	1 m rote, quarzitische und tonige Feinsandsteine mit Einschlüssen von Schluff- und Tonsteinbrocken; Bioturbationen und Ostracoden
Liegendes: Quarzit-Sandstein-Folge der Bensberger Schichten		

erreichen. Auffallend ist die Tatsache, daß die Quarzkeratophyrtuffe im Gebiet der Blätter Overath und Engelskirchen durch relativ hohe Hämatitbeimengungen in der Grundmasse meist stark rötlichbraun gefärbt sind. Innerhalb der braunrötlichen, nicht felsitischen Tuffe sind die scherbigen Glasanteile im Raum der Autobahnanschlußstelle Engelskirchen durchweg etwa doppelt so hoch wie im Nordwesten des Blattgebietes.

Das Hangende bildet die Tonstein-Folge der Remscheider Schichten. In ihrem unteren Abschnitt kommen nur noch vereinzelt geringmächtige, wegen des hohen Schluff- und Tongehaltes oft schwer von Rotschiefern zu unterscheidende Tuffitlagen vor. Für die Rotschiefer der Remscheider Schichten werden genetische Zusammenhänge mit den Pyroklastika diskutiert (HILDEN 1964, PIERINI 1967, E. JUX 1982).

3.1.2.2.2. Tonstein-Folge

Auch ohne die vulkanischen Gesteine haben die Remscheider Schichten unverkennbare Merkmale, obgleich im Blattgebiet in den leicht erodierbaren olivgrünen, grüngrauen oder auch braunroten, schluffigen Tonsteinen die Aufschlußverhältnisse mangelhaft sind. In der bunten Schichtenfolge überrascht die reichhaltige paläontologische Dokumentation einer wechselhaften litoralen Fazies. Offenbar lassen sich daraus die Sedimentationsprozesse in seichten Meeresbuchten oder breiten Ästuaren beziehungsweise die physiographischen

Auswirkungen eines Strommündungsgebietes rekonstruieren (ZYGOJANNIS 1971). Die vulkanischen Förderprodukte haben vermutlich die örtlichen Reliefbedingungen mitbeeinflusst. Dabei könnten zeitweilig Lagunen oder Strandseen vom Meer abgeschnürt, verbracket und deshalb nur noch von wenigen euryhalinen Arten (Ostracoden, Anneliden) besiedelt worden sein (ZYGOJANNIS & PIERINI 1974).

Die Tonstein-Folge konnte wegen der stark wechselnden Gesteinsausbildung nicht untergliedert werden, obwohl der untere Abschnitt im allgemeinen mehr Sandstein führt, als der obere. Im Vergleich zum Niederbergischen sind die Mächtigkeiten der Remscheider Schichten im Bensberger Erzbezirk gering und es steht außer Frage, daß es sich hier um den Südwestrand des in der Oberems-Stufe angelegten Lennetrog handelt, in dem vor allem während des Mitteldevons terrigene Sedimente aufgestapelt wurden (U. JUX 1971).

Gesteine: Im südwestlichen Teil der Gummersbacher Mulde wurde schon durch LORENZ (1941) die Profilentwicklung zwischen dem Hauptkeratophyr und dem Basiskalk der Hobracker Schichten genau festgestellt. Die beste Übersicht darüber vermittelt nach wie vor die an der Bahnlinie zwischen Engelskirchen und Runderoth austreichende Schichtenfolge. Hinsichtlich der Fazies bestehen keine auffälligen Unterschiede zu den im Sülztal (GK 25: 5009 Overath) festgestellten Verhältnissen, wenngleich die Tonstein-Folge dort fast doppelt so mächtig ist. Die Gesteine, die beim Autobahnbau oberhalb Unterkaltenbach erschlossen waren, sind von ZYGOJANNIS & PIERINI (1974) beschrieben worden. Danach herrschen hell- bis graugrüne, mitunter auch braungelbe und rötliche Tonsteine vor. Sind keine vulkanischen Komponenten beigemischt, bestehen diese fast nur aus Illit und Quarz (Korndurchmesser 0,005 – 0,010 mm). Im unteren Abschnitt der Tonstein-Folge sind zwischen Tonsteinen allerdings mehrere Tuffitlagen beobachtet worden, was sich makroskopisch in Feldspatanreicherungen und röntgenographisch im relativ hohen Kaolinitgehalt (auch mit etwas Chlorit) anzeigt. Erwähnenswert sind schließlich kleine Carbonatgeoden (Durchmesser 1 – 3 cm), weil sie in den Tonsteinen öfter als in den anderen Gesteinen vorkommen.

Zwischen Tonsteinen und Schluffsteinen gibt es graduelle Übergänge, genauso wie den Schluffsteinen Sand beigemischt sein kann. Es kommen grüne und rote Farbvarianten vor, wobei sich bei den Sandsteinen vor allem eine rote und rotbraune Färbung zeigt. Im allgemeinen bauen die grünen Ton- und Schluffsteine gleichförmige, höchstens feingebänderte und relativ dünne Bänke auf. Ihre wichtigsten Komponenten sind eckige oder kantengerundete Quarzkörner (Korndurchmesser 0,017 – 0,060 mm) in toniger, aus Illit bestehender Matrix, wenngleich Glimmer und Feldspat (5 %) hinzukommen. Bei den roten Schluffsteinen ist die Zusammensetzung ähnlich (70 % Quarz), aber die sedimentären Gefüge aus Bänder- und Flaserschichtungen sowie Tonlinsen treten deutlicher hervor. Demgegenüber scheinen die bankigen roten Sandsteine (durchschnittlicher Korndurchmesser der mäßig sortierten Quarzkörner um 0,095 mm) viel gleichförmiger zu sein. Bei toniger, höchstens in einigen Lagen auch kieseliger Bindung vermitteln lediglich Tongallen oder eingeschichtete rote Sandsteinbröckchen Vorstellungen über unstete, marginal-marine Sedimentationsmilieus. Einige Sandsteine zeichnen sich durch relativ hohe Carbonatgehalte aus, was teils an den eingelagerten Biogenen, teils am Zement liegt. Reine Kalksteine kommen in den Profilen nicht vor, wohl aber dünnbankige, bis 30 cm dicke, graugrün bis braunrot gefärbte Schillkalksteine aus Brachiopoden-, Muschel- oder Ostracodenklappen. Je nach den detritischen Beimengungen handelt es sich um Calcilitite, Calcisiltite oder Sparite. In der Matrix findet man Illit und Quarz als Hauptbestand.

Fossilien: Die günstigen Lebensbedingungen im seichten Litoral bekunden die überlieferten artenreichen Benthofossilien. Einerseits handelt es sich um charakteristische Ichnofossilien (z. B. *Spirophyton*), andererseits um Schille und Pflaster von Schalenfossilien, die hauptsächlich aus kleinen Muscheln und Brachiopoden bestehen. Bemerkenswert ist die Faziesbindung der Fossilien; denn in den benachbarten, durch verschiedene Gesteinsausbildungen wie rote Sandsteine, graue Schluffsteine und grüne Tonsteine angezeigten Ablagerungsräumen bestanden unterschiedliche Lebensgemeinschaften mit für die jeweiligen Assoziationen bezeichnenden Arten. In den grünen Tonsteinen dominiert zum Beispiel *Prothyris*. Bei steigenden Schluffgehalten kommen andere Pelecypodenreste hinzu: zunächst *Sphenotus* und *Modiomorpha*, schließlich *Stappersella* und *Praectenodonta*. Demgegenüber treten sowohl in den roten Schluffsteinen als auch in den Sandsteinen Bioturbationen mit Röhrenbauten, selten jedoch mit *Spirophyton*, hervor. In den Sandsteinen gibt es neben den Muschel- auch öfters Brachiopodenreste, zum Teil als Schill aus *Brachyspirifer crassifulcites* (SPRIESTERSBACH). Aber erst in den kalkigen Gesteinen verschiebt sich das Mengenverhältnis endgültig zugunsten der Brachiopoden, vor allem von *Protathyris*.

Für die Tonstein-Folge sind übrigens Ostracoden ebenso kennzeichnend wie Pelecypoden. Von beiden gibt es verlässliche Leitformen. Besonders in den pelitischen Gesteinen, in denen man gelegentlich *Prothyris*-Gehäuse sogar in Lebensstellung antrifft, erfüllen *Kloedenella*-, *Cytherellina*- und *Poloniella*-Klappen ganze Lagen. Da sich die winzigen Exuvien manchmal in den Schalenhohlräumen von Mollusken angesammelt haben und letztere oft den Befall von Bohrorganismen erkennen lassen, ist offenbar die terrigene Sedimentzufuhr zeitweilig gering gewesen.

Die nachfolgende Liste der im Blattgebiet festgestellten Arten stützt sich auf die von LORENZ (1941), SCHEIBE (1965), ZYGOJANNIS (1971), STOLTIDIS (1971) und ZYGOJANNIS & PIERINI (1974) durchgeführten Untersuchungen:

Fische: *Lunaspis* sp., *Diadomaspis remscheidensis* GROSS

Cheliceraten: *Merostomata* indet.

Trilobiten: Phacopinae indet.

Ostracoden: *Kozlowskiella spriestersbachi* (DAHMER), *K. fossulata* (KUMMEROW), *K. uscripta* (KUMMEROW), *Bassleratia schizopleura* STOLTIDIS, *Poloniella montana* (SPRIESTERSBACH), *P. confluens* (SPRIESTERSBACH), *Kloedenella pseudobipustulata* STOLTIDIS, *Evlanella rhenana* (KUMMEROW), *E. dorothea* STOLTIDIS, *Eridoconcha* sp., *Aparchitellina beckeri* GROOS, *A. microsulcina* STOLTIDIS, *Bairdiocypris symmetrica* (KUMMEROW), *Cytherellina obliqua* (KUMMEROW), *C. oomorpha* STOLTIDIS, *C. sp.*, *Healdianella* sp.

Tentaculiten: *Tentaculites* sp., *Unioconus* sp., *Volynites* sp.

Schnecken: *Murchisonia* sp., Naticopsidae indet.

Muscheln: *Carydium callidens* SPRIESTERSBACH, *Modiomorpha* sp., *Pterinopecten* sp., *Stappersella* cf. *bilsteinensis* (F. ROEMER), *Nuculites* sp., *Praectenodonta obsoleta* GOLDFUSS, Myophoriidae indet.

Brachiopoden: *Subcuspidella subcuspidata* (SCHNUR), *Brachyspirifer crassifulcites* (SPRIESTERSBACH), *Spinocyrtia montana* (SPRIESTERSBACH), *S. wetteldorfensis* (R. & E. RICHTER), *Camarotoechia hexatoma* (SCHNUR), *Chonetes sarcinulatus* (SCHLOTHEIM), *Trigonirhynchia* sp., Lingulidae indet., „*Sphenotus spatulus*“ SPRIESTERSBACH, *Prothyris* cf. *plicata* (SPRIESTERSBACH)

Crinoiden (Columnarien)

Ichnofossilien: *Spirophyton minusculum* (SPRIESTERSBACH), *S. helix* (SPRIESTERSBACH), *Conchiphora cylindriformis* (MÜLLER) in *Prothyris*-Klappen

Auf den Schichtflächen der schluffigen Tonsteine und Sandsteine kommt oft Pflanzenhäcksel, manchmal sogar in brandschieferähnlichen Anreicherungen vor. Allerdings sind aus den Remscheider Schichten des Blattgebietes noch keine pflanzlichen Großreste bekannt geworden. In der Tonstein-Folge gibt es trotz der stärker marinen Fazies noch viele Sporomorphen. Darunter sind bereits zahlreiche Formen auszumachen, die man sonst nur aus jüngeren Devon-Stufen kennt. Den marinen Ablagerungsraum verdeutlichen unter den Mikrofossilien die beigemengten Scolecodonten und Acritarchen, darunter *Veryhachium tetraedron* var. *wenlockium* DOWNIE und *Baltisphaeridium* sp. Bei den Sporomorphen handelt es sich nach EDALAT (1974) um folgende Arten:

Leiotriletes atavus NAUMOVA, *Punctatisporites pullatus* (NAUMOVA) EDALAT, *P. fissus* HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY, *P. obliquus* KOSANKE, *P. confossus* RICHARDSON, *Retusotriletes* cf. *simplex* NAUMOVA, *Granulatisporites parvus* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP, *G. granulatus* IBRAHIM, *Cyclogranisporites flexuosus* PLAYFORD, *Planisporites minimus* MCGREGOR, *Apiculiretusispora plicata* STREEL, *A. nitida* OWENS, *Convruccosporites* cf. *triquetrus*. (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP, *Schopfites microverrucatus* DE JERSEY, *Dibolisporites echinaceus* (EISENACK) RICHARDSON, *Acinosporites lindlarensis* RIEGEL, *Hymenozonotriletes elegans* NAUMOVA, *H. radiatus* NAUMOVA, *Calyptosporites velatus* (EISENACK) RICHARDSON, *Archaeozonotriletes semilucensis* NAUMOVA, *Ancyrospora* cf. *grandispinosa* RICHARDSON

In den Remscheider Schichten sind die Sporomorphenassoziationen deutlich von denen der Bensberger Schichten verschieden. Neue Elemente sind: *Punctatisporites confossus*, *Convruccosporites* cf. *triquetrus*, *Acinosporites lindlarensis*, *Calyptosporites velatus*, *Ancyrospora* cf. *grandispinosa*. *Ancyrospora* ist auffällig und verbreitet; die Gattung markiert den Oberrems-Verband in ähnlicher Weise wie *Emphanisporites* die Bensberger Schichten der Unterrems-Stufe.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Im Bereich des Blattes Engelskirchen liegt die Tonstein-Folge offenbar nicht unmittelbar der Quarzit-Sandstein-Folge der Bensberger Schichten auf. Allerdings sind die Kontakte zum Liegenden unterschiedlich ausgebildet. Im Ränderother Bahneinschnitt folgen über den mächtigen Lagen der Pyroklastika zunächst rote und graue, tonige Schluffsteine, Feinsandsteine sowie sandige Tonsteine. Demgegenüber stehen am Autobahnzubringer bei Fockelsberg über den Vulkaniten Rotschiefer (0,5 m) mit bioturbanten Texturen (*Spirophyton*) an, dann kommen gelbe, schluffige Tonsteine (1,0 m) und schließlich graue, schluffige Tonsteine im Wechsel mit tonigen Schluffsteinen und Lagen schillartig angereicherter Ostracoden und Muscheln. Bei Weiershagen lagern über dem Hauptkeratophyr rote und grüngraue, feinsandige Tonsteine (LORENZ 1941). Anders als in Unterkaltenbach, wo zwischen fossilreichen Tonsteinen im Hangenden des Hauptkeratophyrs noch mehrere Tuffitlagen festgestellt worden sind (ZYGOSANNIS & PIERINI 1974), fallen weitere vulkanische Einschaltungen nicht auf. Die untere Grenze der Tonstein-Folge wird entweder scharf durch die beherrschende pyroklastische Gesteinsfazies im Liegenden oder unscharf durch mehrere schmale Tuffitlagen innerhalb fossilreicher Litoralablagerungen vom Typus der Remscheider Schichten angezeigt.

Die Oberkante der Tonstein-Folge bezeichnet eine rote, spätiige Kalksteinbank, die sehr an den Heisdorfer Kalk in den Eifelkalkmulden erinnert (SCHEIBE 1965). Sie ist in ähnlicher Ausprägung mit oolithischen Eisenerzen auch in der Lennefe-Mulde (GK 25: 5009 Overath) nachgewiesen worden.

Geringe Mächtigkeiten und die Verknüpfung mit vulkanischen Fördermassen sind im Oberbergischen die Merkmale von Remscheider Schichten. In der Lennefe-Mulde (Georg-

hausen; GK 25: 5009 Overath) streichen die Schichten mit 170 m meist mehr als doppelt so mächtig wie im Blattgebiet Engelskirchen aus, wo sie Mächtigkeiten zwischen 35 und 100 m erreichen. In der südlich gelegenen Ruppichterother Mulde sind schließlich erhebliche Ausdünnungen bis auf 10–12 m festzustellen (LORENZ 1941, SCHEIBE 1965, EDALAT 1974, GRABERT 1980). Dem entspricht freilich auch eine wechselhafte Fazies, innerhalb der ZYGOJANNIS (1971) vier Bereiche (*Prothyris*-, *Laevicyclus*-, *Spirophyton*- und *Protathyris*-Areal) unterschied und auf unterschiedlich geprägte brackisch-marine Ablagerungen bezog.

Vergleiche: In den Blattgebieten 5012 Eckenhagen und 5011 Wiehl sind die Profilentwicklungen ziemlich ähnlich (GRABERT 1970, GRABERT & HILDEN 1972); Arkosen in den höheren Abschnitten der Tonstein-Folge könnten dort auf Umlagerungen von Quarzkeratophyren verweisen.

Eine Parallelisierung mit den Ems-Schichten der Eifel ist noch nicht befriedigend durchgeführt worden. Das hängt einerseits mit dem offenbar auf das rechtsrheinische Gebiet beschränkten Hauptkeratophyr-Horizont zusammen, andererseits mit den biofaziellen, wohl paläogeographisch bedingten Unterschieden. Es liegt natürlich nahe, im Wetteldorfer Sandstein das Äquivalent der Tonstein-Folge zu sehen. Aber es gibt wenig gemeinsame Arten; Brachiopoden bilden linksrheinisch und Mollusken rechtsrheinisch den Hauptbestand der Fossilien. Immerhin weist *Spinocyrtia wetteldorfensis* auf bestehende Verbindungswege hin. Die palynologischen Vergleiche der bergischen und Eifeler Profile haben übrigens hier auch noch keine Brücke geschlagen; denn EDALAT (1974) stellte in den reichen Mikroflora LANNINGERS (1968) nur 3 % gemeinsame Arten fest.

3.1.2.3. Hohenhöfer Schichten (dem-eH)

Unter dem Namen Hohenhöfer Schichten verstand man zunächst fossilere und nicht weiter untergliederte, grüne oder rote tonig-schluffige Abfolgen von zum Teil beachtlichen Mächtigkeiten am Südflügel des Remscheid – Altenaer Sattels (DENCKMANN 1907 a). Erst im Zuge der geologischen Kartierung ergab sich im westlichen Teil des Ebbe-Sattels die Verzahnung mit unter- bis mitteldevonischen *cultrijugatus*-Schichten (J. SPIESTERSBACH 1942). Das namengebende Fossil *Paraspirifer cultrijugatus* F. ROEMER ist, wenn überhaupt, im Bergischen bislang nur im höheren mitteldevonischen Teil der Abfolge festgestellt worden (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965, GRABERT 1975). Auch die „*cultrijugatus*-Schichten“, die von DIETZ & FUCHS (1935) bei Bickenbach und Remerscheid (GK 25: 4911 Lindlar) als Vertreter der Hohenhöfer Schichten aufgefaßt wurden, sind paläontologisch nicht entsprechend begründet.

LORENZ (1941) hat die Hohenhöfer Schichten in der westlichen Gummersbacher und in der Ruppichterother Mulde mit den *cultrijugatus*-Schichten der Eifel verglichen. Ihm gelang eine Untergliederung der Schichtenfolge nach den in der Eifel erarbeiteten Kriterien in einen unterdevonischen (= Heisdorfer Gruppe) und einen mitteldevonischen Abschnitt (= Laucher Gruppe). Diese Unterteilung, die bei späteren Kartierungen nicht immer beibehalten worden ist (HOLZ 1960, SCHEIBE 1965), hat sich bewährt. Sie ist inzwischen auch paläontologisch weiter gefestigt worden (ZYGOJANNIS 1971, EDALAT 1974) und unter der abgewandelten Bezeichnung Hohenhöfer Kalkstein-Folge für den unterdevonischen und Hohenhöfer Tonstein-Folge (s. Kap. 3.1.3.1.) für den mitteldevonischen Abschnitt auch auf das Blattgebiet 5009 Overath übertragen worden. Eine derartige Umbenennung empfahl sich einerseits, weil die biostratigraphische Parallelisierung mit den Profilen in der Eifel noch nicht

eindeutig gelungen ist und andererseits LORENZ (1941) die Aufgliederung, vor allem im Hinblick auf die „Laucher Gruppe“, anders als heute vorgenommen hatte.

Östlich von Eckenhagen ist zwischen den Unteren *cultrijugatus*- und den Remscheider Schichten der etwa 4 m mächtige Bilstein-Tuff (Quarzkeratophyraschentuff) eingeschaltet. Weiter nach Westen ist er nicht mehr nachgewiesen worden (GRABERT & HILDEN 1972) und fehlt offenbar in der gesamten westlichen Wiehler Mulde. Möglicherweise entsprechen aber im Engelskirchener Gebiet diesen Vulkaniten rote, schluffige Tonsteine, in deren Liegendem letzte Vertreter einer „Remscheider Fauna“ mit *Prothyris* und *Sphenotus* vorkommen (ZYGOJANNIS 1971).

3.1.2.3.1. Hohenhöfer Kalkstein-Folge

Gesteine: Die petrographischen Unterschiede zwischen dem unterdevonischen Abschnitt der Hohenhöfer Schichten und der Tonstein-Folge der Remscheider Schichten fallen kaum auf. Insgesamt sind aber die Gesteine im Hangenden der Remscheider Schichten sandiger und kalkiger. Es handelt sich um eine bunte Abfolge aus graugrünen oder rötlichen, teilweise schluffigen Tonsteinen sowie roten, dunkelgrauen oder grünlichen, zum Teil sandstreifigen Schluffsteinen, zwischen denen auch einige dünne Bänke aus bräunlichen Sandsteinen vorkommen. Ton-, Schluff- und Sandsteine wechseln im Profil miteinander ab, und es gibt oft Bänder- und Flaserschichtungen. Die klastischen Sedimente weisen im übrigen bioturbate Texturen auf.

Am auffälligsten sind die kalkig ausgebildeten Schichtenglieder. Neben karbonatisch gebundenen Sandsteinen oder horizontweise in schluffigen Tonsteinen anzutreffenden Kalkknollen gibt es dunkelgraue, schluffig-tonige Kalksteinlagen und vor allem eine meterdicke Bank im oberen Profilabschnitt, die wegen des roten, spätigen Crinoidenkalksteins dem „Heisdorfer Kalk“ ähnelt. Dies um so mehr, weil die Biogene von Hämatit umkrustet sind und in Linsen eingeschichtete oolithische Eisenerze diesen Kalkstein von allen übrigen abheben. Mit dem „Heisdorfer-Kalk“ endet in der Eifel die unterdevonische Abfolge.

Am Bahneinschnitt gegenüber Haus Ley sind die Gesteine der Hohenhöfer Schichten erschlossen (LORENZ 1941, PIERINI 1967). Eine neuere, detaillierte Profilaufnahme (ZYGOJANNIS 1971) vermittelt den besten Eindruck über die Lithofazies der Hohenhöfer Kalkstein-Folge:

Hangendes: Hohenhöfer Tonstein-Folge (Mitteldevon)

- | | |
|--------|--|
| 1,10 m | roter, spätiger Kalkstein, in Linsen oolithisches Eisenerz, mit Crinoiden, Brachiopoden und Ostracoden |
| 0,15 m | brauner, quarzitischer Sandstein |
| 0,40 m | roter, schluffiger Tonstein mit Sandfasern und Bioturbationen |
| 2,5 m | dunkelgraue und grüne Schluffsteine im Wechsel mit schluffigen, z. T. karbonatisch gebundenen Feinsandsteinen; diese enthalten Crinoidenoszikel, Bioturbationen und Hämatitkrusten |
| 3,7 m | rote, feinsandige bis tonige Schluffsteine mit Tonsteineinschaltungen sowie 1–2 cm dicke Kalkknollen; Ostracoden |

Liegendes: Remscheider Schichten

Die Trennung der Remscheider Schichten und Hohenhöfer Schichten kann nach den "Rotschiefern" vorgenommen werden, zumal eine paläontologische Abgrenzung mit der geforderten Schärfe nicht möglich ist. Paläogeographische Erwägungen rechtfertigen das durchaus, denn nach Norden gehen die Hohenhöfer Schichten insgesamt in eine mächtige Abfolge roter und grüner Ton- und Sandsteine über, die keine marinen Fossilien enthalten.

Fossilien: Am fossilreichsten sind die spätigen Kalksteine im oberen Profilabschnitt. Zwar bestehen diese hauptsächlich aus Crinoidenstielgliedern, aber sie enthalten auch einige solitäre Rugose, Tabulate, (Thamnoporiden), Brachiopoden, (Chonetiden, *Camarotoechia* sp., *Fimbrispirifer parcefurcatus* (SPRIESTERSBACH), *Subcuspidella subcuspidata* (SCHNUR) und Bryozoen (Fenestelliden). Die ziemlich fossilarmen, schluffigen Tonsteine geben demgegenüber höchstens kleine unbestimmbare Gastropoden und Muscheln wie *Limoptera* sp. oder *Pterinopecten* sp. her oder weisen uncharakteristische Bioturbationen auf. Wenngleich die Verteilung der fossilen Fauna zum Beispiel im Profil der Ränderother Bahnstrecke von LORENZ (1941) und ZYGOJANNIS (1971) erörtert worden ist, steht die genaue paläontologische Bearbeitung in diesem Schichtenkomplex noch aus. Die Ausbeute an Sporomorphen ist bislang dürftig gewesen. Vermutlich hängt das mit den Veränderungen des Ablagerungsmilieus zusammen, was sich nicht zuletzt in Aufbereitungshorizonten, oxidischen Eisenkrusten und linsenartigen Einschaltungen von oolithischen Eisenerzen äußert (LORENZ 1941). Dadurch sind auch die Sporomorphen gezeichnet worden, wie sich an den schlecht erhaltenen, offenbar korrodierten Exinen erkennen läßt. Deshalb bereitet ihre Identifizierung Schwierigkeiten. Nach EDALAT (1974) handelt es sich um folgende Arten:

Punctatisporites nigratus NAUMOVA, P. sp., *Retusitriletes dubiosus* (EISENACK), *Cyclogranisporites* cf. *profectus* (KOSANKE), *Apiculiretusispora golatensis* (STAPLIN), *Emphanisporites* sp., *Dictyotriletes* sp..

Abgrenzung und Mächtigkeit: An der Basis der maximal nur 10 m umfassenden Abfolge stehen Rotschieferbänke an. Diese überlagern die durch charakteristische Fossilien ausgewiesene Tonstein-Folge der Remscheider Schichten und zeigen zum letztenmal im Unterdevon ein kurzfristiges Übergreifen der Old-Red-Fazies auf den litoral-marinen oberbergischen Sedimentationsraum. Nördlich der Lindlarer und der Bergisch Gladbach – Paffrather Mulde sind aus den Hohenhöfer Schichten keine marinen Fossilien bekannt.

Den Abschluß nach oben bilden schließlich rote, häufig vererzte Bankkalksteine, in denen Crinoiden Hauptgesteinsbildner sind. Es handelt sich um die ältesten reinen Kalksteine aus dem oberbergischen Unterdevon. Ihre Ablagerung erfolgte unter relativ ausgeglichenen ozeanographischen Verhältnissen in einem vollmarinen Litoral ohne störende Einwirkung kontinentaler Zuflüsse. Allerdings fehlen in den Kalksteinen die Reste kolonialer Rugosen und Stromatoporen.

Die Profile der Hohenhöfer Schichten sind in der Lennefe-Mulde ähnlich entwickelt. In einzelnen gibt es jedoch erhebliche Faziesverschiedenheiten. Das geht schon aus den Profilgegenüberstellungen bei LORENZ (1941) und ZYGOJANNIS (1971) hervor, wenngleich die Grenzziehungen unterschiedlich vorgenommen worden sind. In der Lennefe-Mulde sind die Schichten wesentlich mächtiger. Im Gebiet von Unterkaltenbach und von Daxborn, das nur 2 km südlich von Ränderoth liegt, ist die Kalkstein-Folge der Hohenhöfer Schichten offenbar nur noch 2 – 3 m mächtig. Die Kalksteinbank im oberen Profilabschnitt ist dort nicht „eisenschüssig“; sedimentäre Eisenerze treten also als örtliche Besonderheiten in diesem Horizont auf.

Vergleiche: Ein wichtiges Bezugsniveau für die Parallelisierung ist der oft eisenschüs-sige Crinoidenkalkstein, den schon SCHEIBE (1965) mit dem „Heisdorfer Kalk“ der Eifel verglich. Der Horizont geht nach Südosten in eine graue, späti-gie Fazies über, er wird deshalb im Verband unauffällig. Der Leitwert dieser Schicht ist deshalb auch erst spät (PIERINI 1967, ZYGOJANNIS 1971) erkannt worden. Es verwundert also nicht, daß ihr Nachweis in den östlich anschließenden Gebieten (GK 25: 5011 Wiehl, GK 25: 5012 Eckenhagen) nicht erbracht worden ist.

Westlich und südlich gelegene Vorkommen sind indessen bekannt. Bei Georghausen (GK 25: 5009 Overath) ist der Horizont wegen der Vererzung sogar einmal abgebaut worden. Bei Schönenberg in der westlichen Ruppichterother Mulde (GK 25: 5110 Ruppichteroth) sind ebenfalls über roten Tonsteinen Crinoidenkalksteine zusammen mit Roteisenstein festgestellt worden (LORENZ 1941). In diesem Niveau kommt zudem eine der Rheinischen Magnafazies entsprechende Fauna mit *Burmeisteria gigas* (F. A. ROEMER), *Reticularia curvata* (SCHLOTHEIM), *Fimbrispirifer parcefurcatus* (SPRIESTERSBACH) und anderen vor. Als wichtige Leitform der Heisdorfer Schichten ist der Nachweis von *Acastoides henni posthumus* (R. & E. RICHTER) hervorzuheben (ZYGOJANNIS 1971). Bei ungefähr gleicher Mächtigkeit (ca. 10 m) wie im Engelskirchener Raum treten in der Biofazies Spiriferen und Trilobiten stärker in Erscheinung (EDALAT 1971, ZYGOJANNIS 1971). Im Blattgebiet Engelskirchen wurden demgegenüber keine Trilobiten gefunden, stattdessen kommen benthonische Mol-lusken in den feinklastischen Gesteinen ziemlich häufig vor. Weiter nördlich sind in den Hohenhöfer Schichten aus bunten Tonsteinen, roten Sandsteinen und Schluffsteinen weder Kalksteine, noch überhaupt marine Fossilien zu finden. Somit nehmen die Crinoidenkalksteine der Höhenhofer Schichten zwischen Sülz und Agger eine paläogeographische Position zwischen umfangreichen fluviomarinen Schichtenfolgen im Norden und vollmarinen, geringmächtigen Litoralablagerungen in überwiegend karbonatischer Fazies im Süden ein. Es gibt nur wenige dauerhafte Aufschlüsse, so etwa im Walbachtal bei Ränderoth (südlich der Aggertalhöhle), im Aggertal an der Bahnstrecke gegenüber Haus Ley, im Wasserriß ca. 400 m westlich von Haus Ley, im Kaltenbachtal ca. 0,5 km südöstlich von Unterkaltenbach, am Nordhang des Immerkopfes bei Forst und schließlich im Wiehltal südlich von Weiersha-gen.

Mitteldevon

Mitteldevonische Schichten greifen auf der Südflanke der Lennefe-Mulde, der westlichen Fortsetzung der Gummersbacher Mulde, auf das nördliche Blattgebiet über. WINTERFELD (1898: 20 – 22) erkannte als erster, daß die anscheinend eintönige Folge der „Lenneschiefer“, wie sie noch in der 2. Auflage der Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000 für das Blattgebiet ausgewiesen war (VON DECHEN 1883), aus unter-scheidbaren, eingemuldeten Schichtengruppen mit mitteldevonischen Fossilien zusam-mengesetzt ist. Trotz mancher Fehleinschätzungen des Profilaufbaus hat ZELENY (1912) diese grundsätzlichen Beobachtungen WINTERFELDS bestätigt. Auf seiner geologischen Übersichtskarte des Bensberger Blei-Zinkerzbezirks stellte er allerdings innerhalb der „Lenneschiefer“ lediglich die Mühlenberg-Sandsteine dar, da er dem mitteldevonischen Schichtenverband für das Studium der Erzgänge keine große Beachtung schenkte.

Wenngleich die allgemeine Trennung unterdevonischer und mitteldevonischer Schichten in der Folgezeit kaum Schwierigkeiten bereitet hat, vermieden dennoch alle späteren Bear-beiter genaue, horizontbezogene Grenzziehungen zwischen Unter- und Mitteldevon. Das

lag weniger an unzureichenden Aufschlußverhältnissen als vielmehr an der unscharfen Fassung der „*cultrijugatus*“- oder „Hohenhöfer“ Schichten und der geringen Mächtigkeit der Grenzschichten.

Im Blattgebiet Engelskirchen sind nur mitteldevonische Schichten der Eifel-Stufe vorhanden.

3.1.3. Eifel-Stufe

Im nördlichen Teil des Blattgebietes ist das untere Mitteldevon (Eifel-Stufe) mit allen bekannten Schichtengliedern nachgewiesen.

Die mitteldevonischen Vertreter der Hohenhöfer Schichten sind im Engelskirchener Raum erst ziemlich spät erkannt worden. Allerdings hat bereits ZELENY (1912) wegen der fehlenden Nachweise weitgehende Faziesveränderungen in Betracht gezogen und damit ihren möglichen Zusammenhang mit dem basalen Komplex seiner Hobräcker Schichten angedeutet. Im Hinblick auf die mitteldevonischen Abschnitte der Hohenhöfer Schichten hat sich diese Vermutung zum Teil als richtig erwiesen (LORENZ 1941).

Aus der Faziesproblematik ergaben sich unterschiedliche Lösungen für die stratigraphische Gliederung im Grenzbereich Ems/Eifel, indem einerseits das Hangende der Remscheider Schichten einschließlich Hobräcker Schichten als Runderother Schichten (HOLZ 1960), andererseits diese ganze Abfolge als Hobräcker Schichten bezeichnet wurde (ZELENY 1912, SCHEIBE 1965). Weil aber unter dem biostromalen Basiskalk der Hobräcker Schichten (RICHTER 1922) in der Wiehler und in der südwestlichen Gummersbacher Mulde noch sandig-tonige und mergelig-kalkige Gesteine ausstreichen, die jünger als die Kalkstein-Partie der Hohenhöfer Schichten sind (z. T. Laucher Gruppe bei LORENZ 1941), empfiehlt sich eine Unterscheidung. Andernfalls würde die in diesem Bereich gut gekennzeichnete Unterkante der Hobräcker Schichten (Basiskalk) für Schichtparallelisierungen ihre Schärfe verlieren.

Paraspirifer cultrijugatus (F. ROEMER) ist – wie gesagt – in den Hohenhöfer Schichten der Lennefe- und der westlichen Gummersbacher Mulde nicht, weiter östlich dagegen im Verein mit mitteldevonischen Fossilien zu finden. Auch in den Schichten zwischen dem Basiskalk der Hobräcker Schichten und dem örtlich eisenschüssigen Crinoidenkalkstein der Hohenhöfer Schichten wurden einige auf die Eifel-Stufe verweisende Arten ermittelt (LORENZ 1941). Hervorzuheben sind *Productella subaculeata* (MURCHISON) und *Spinocyrtia geesensis* (R. & E. RICHTER). Die Ems-Stufe endet nach Indikation der Brachiopoden an der Oberkante des Kalksteins der Hohenhöfer Schichten (s. Kap. 3.1.2.3.1.).

Bemerkenswerterweise ist die stratigraphische Grenze zwischen Ems- und Eifel-Stufe – wenigstens örtlich – als Aufbereitungshorizont mit Kalksteingeröllen, eisenschüssigen Crinoidenstielgliedern, supralitoralischen Karstmarken und vor allem oolithischen Eisenerzen ausgewiesen (LORENZ 1941). Auch im Eckenhagener Gebiet treten im gleichen Niveau umgelagerte und aufbereitete Gesteine auf (GRABERT & HILDEN 1972).

3.1.3.1. Hohenhöfer Tonstein-Folge

Im Bereich des Remscheider Sattels kennt man aus den, höchstens lithofaziell aufzugliedernden, mächtigen Hohenhöfer Schichten keine tierischen Fossilien. Am westlichen Ebbe-Sattel gehen diese Schichten in die marine Fazies über (J. SPRIESTERSBACH 1942). Im Blattgebiet handelt es sich um eine relativ geringmächtige Schichtenfolge aus schluffigen

Tonsteinen, mit gelegentlichen Feinsandsteinen. Im oberen Drittel nimmt der Carbonatanteil der Gesteine merklich zu. Es sind zunächst Kalksandsteinlagen, schluffige Tonsteine mit kalkigen Geoden und schließlich detritische, mittelbankige Kalk- und Mergelsteine, die in den Basiskalk der Hobräcker Schichten überleiten. In diesen Abschnitten soll in der Ruppichterother Mulde *Paraspirifer cultrijugatus* (F. ROEMER) vorkommen (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965; vgl. auch GRABERT 1975).

Gesteine: Bei den Gesteinen der Hohenhöfer Tonstein-Folge handelt es sich insbesondere um dunkelgraue, graugrüne und rotviolette Tonsteine. Hinzu kommen vor allem im unteren Profilabschnitt bunte schluffige Ton- und Sandsteine, im oberen vermehrt um mergelige und kalkige, teilweise sandig geflaserte Einschaltungen. Bezeichnend ist der häufige Fazieswechsel im Vertikalprofil, die plattig-tonige Gesteinsausbildung sowie die Feinschichtung in den schluffig-tonigen Gesteinsbänken. Bei den karbonatischen Einlagerungen handelt es sich entweder um noduläre Bildungen („Kalkknauer“; Calcilitite), um plattig-flaserige, sandige Kalksteine (Calcsiltite) oder um Schillkalksteine mit Crinoiden und Brachiopoden.

In tonig-schluffigen Bänken sind die primären Sedimentgefüge häufig durch Wühlmarken und Fraßbauten verwischt worden, so daß echte Bioturbidite überliefert sein können (PIERINI 1967).

Die Hohenhöfer Tonstein-Folge ist am besten im Bahnprofil gegenüber Haus Ley bei Ränderoth erschlossen (ZYGOSANNIS 1971).

Fossilien: Die paläontologischen Angaben, die LORENZ (1941) über die „Laucher Gruppe“ machte, können hier nicht ohne weiteres in Betracht gezogen werden, da es sich dabei um Fossilien aus dem Basiskalk der Hobräcker Schichten handelt. Sichere, auf die höheren Hohenhöfer Schichten zu beziehende Hinweise geben aber ZYGOSANNIS (1971) und GROOS (1969) vom Bahnstreckenprofil bei Ränderoth (Haus Ley):

Fische: Arthrodiren (Knochenfragmente)

Cheliceraten: Merostomata indet.

Trilobiten: Phacopiniae indet.

Ostracoden: *Kozlowskiella* sp., *Bassleratia* sp., *Kloedenella* sp., *Evlanella* sp., *Aparchitellina* sp., *Bairdiocypris* sp., *Cytherellina* sp., *Healdianella* sp.

Tentaculiten: *Tentaculites* sp., *Volynites* sp., *Uniconus* sp.

Schnecken: Naticopsidae indet., Murchisoniidae indet.

Muscheln: Crassatellacea indet., Myophoriidae indet., *Carydium* sp., *Ptychopteria lineata* (GOLDFUSS), *Limoptera* sp., *Ledopsis?tumida* (A. ROEMER), Praectenodonta sp.

Brachiopoden: *Cranaena* ? cf. *bilineata* (FUCHS), Terebratulida indet., *Fimbri-spirifer* sp., *Subcuspidella subcuspidata* (SCHNUR), *Brachyspirifer crassifulcites* (SPRIESTERSBACH), Spiriferacea indet., „*Trigeria*“ *confluentina* (FUCHS), *Trigonirhynchia* sp., Rhynchonellida indet., *Chonetes* sp., *C. planus* SCHNUR, *C. oblongus* SPRIESTERSBACH, *C.* cf. *sarcinulatus* (SCHLOTHEIM), *Plebejocho-netes* cf. *plebejus* (SCHNUR), *Lingula* sp.

Bryozoen: Fenestellidae indet.

Korallen: *Syringopora* sp., *Aulocystis* sp., *Aulopora* sp., Favositidae indet.

Anneliden: *Spirorbis* sp., Scolecodonten

Crinoiden

Ichnofossilien: *Spirophyton helix* (SPRIESTERSBACH), *S. minusculum* (SPRIESTERSBACH), *Chondrites* sp.

Auf den Schichtflächen der sandig-tonigen Gesteine ist zwar oft Pflanzendetritus festzustellen, doch kommen in den höheren Hohenhöfer Schichten nur relativ wenige und durchweg schlecht erhaltene Sporomorphen vor.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Folge ist im Liegenden des Basiskalks der Hobräcker Schichten schon wegen der Rotfärbungen verhältnismäßig leicht im Gelände auszumachen. Immerhin kann die Lokalisierung der nur örtlich eisenschüssigen Kalksteinbänke im oberen Teil der Hohenhöfer Kalkstein-Folge (s. Kap. 3.1.2.3.1.) Schwierigkeiten machen, da diese geringmächtig und horizontal wohl auch unbeständig entwickelt sind. Eine Aufgliederung der Hohenhöfer Schichten mußte aus diesem Grunde oft unterbleiben.

Der Übergang in den Basiskalk der Hobräcker Schichten vollzieht sich zwar ziemlich unvermittelt, doch kann man schon in den obersten Metern der Hohenhöfer Schichten an der Zunahme des Carbonatgehaltes und an den Veränderungen der Thanatozönosen den Faziesumschlag angekündigt sehen. Die Ablösung der klastischen Fazies durch biogene Gerüstkalksteine vollzog sich also gleitend und zwar in der Vertikalen ebensogut wie in der Horizontalen. Diesen Wandel beleuchtet die Gesteinsfolge im Liegenden des Basiskalks im Walbachtal (aufgelassener Steinbruch an der Straße zur Aggertalhöhle; R 02 000, H 51 430):

Hangendes: Basiskalk der Hobräcker Schichten

- | | |
|-------|--|
| 3,5 m | graue, schluffige Mergelsteine; eingelagert sind spätige Kalksteine mit Crinoidenstielgliedern, solitären Rugosen, knolligen Tabulaten und Stromatoporen |
| 0,2 m | graue, sandige Tonsteine |
| 0,6 m | graue, schluffige Mergelsteine mit eingelagerten Kalksteinlinsen (<i>Schellwienella</i> sp., <i>Chonetes</i> sp., <i>Schizophoria</i> sp.) |
| 3,0 m | graue, unreine Sandsteine und schluffige Tonsteine mit Crinoiden- und Brachiopoden |

Liegendes: Sandsteine und schluffige Tonsteine der oberen Hohenhöfer Schichten.

Im Gegensatz zur niederbergischen Ausbildung (vgl. hierzu U. JUX 1971), die keine marinen Fossilien und keine Kalksteine enthält, sind im Oberbergischen die oberen Hohenhöfer Schichten deutlich auf den marginal-marinen Ablagerungsbereich bezogen, sie kommen aber in viel geringeren Mächtigkeiten vor. Bei Runderoth ergeben sich für sie knapp 30 m, während bei Obersteeg (GK 25: 5009 Overath) immerhin noch etwa 80 m veranschlagt werden können. LORENZ (1941) hat aus ähnlichen Feststellungen auf ein schwellengeprägtes Relief im Sedimentationsraum (Nümbrechter Schwelle) geschlossen, über das die Hohenhöfer Schichten transgredierte. Es gilt aber wieder zu beachten, daß es nur wenige verlässliche Zeitmarken, wie in dem unterdevonischen Abschnitt der Hohenhöfer Schichten die eisenschüssigen Heisdorfer Kalksteine, gibt, und die Unterkante des Basiskalks der Hobräcker Schichten sich offenbar nach Süden mehr und mehr der Stufengrenze nähert. Diese geschlossene Kalksteinplatte verläuft in Nordost-Südwest-Richtung durch das Oberbergische und bezeichnet den ehemaligen Schelf zwischen einem niederbergischen Festlandssporn und einem südöstlich anschließenden neritischen Ablagerungsbereich.

Vergleiche: In östlicher Richtung nimmt der Kalkgehalt in den Schichten zu, so daß sie sich mehr und mehr dem entsprechend angeschwollenen Basiskalk der Hobräcker Schichten nähern.

ten angleichen. Eine biostratigraphische Parallelisierung mit der niederbergischen Fazies steht noch aus.

Im Overrather Gebiet bestehen solche Schwierigkeiten nicht. Dort ist die Hohenhöfer Tonstein-Folge, bei einem auf wenige Meter reduzierten Basiskalk, mächtiger als im Engelskirchener Raum. Gesteinsausbildung und Fossilführung entsprechen sich aber.

Im Blattgebiet 5011 Wiehl sind die gesamten Hohenhöfer Schichten wegen zu geringer Mächtigkeit nicht dargestellt worden (GRABERT 1970); diese verbergen sich dort teils in den Remscheider und teils in den unteren Hobräcker Schichten (SCHEIBE 1965). Weiter östlich sind sie wiederum im Blattgebiet 5012 Eckenhagen als Untere und Obere *cultrijugatus*-Schichten in durchaus vergleichbarer Fazies ausgeschieden worden (GRABERT & HILDEN 1972). Recht ähnlich ist schließlich auch die Ausbildung der höheren Hohenhöfer Schichten in der Ruppichterother Mulde, obwohl die klastische Abfolge mit ihren eingeschalteten Rotschiefern auf wenige Meter reduziert und der Übergang in den Basiskalk der Hobräcker Schichten unscharf ist (ZYGJANNIS 1971). Die Gesteine enthalten dort reichlich marine Evertebratenreste. Darunter gibt es mehrere eindeutige Mitteldevon-Arten (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965). Letztere bieten noch die besten Anhalte für eine Parallelisierung mit den Profilen in der Eifeler Nord-Süd-Zone.

3.1.3.2. Hobräcker Schichten (deH)

Für den westlichen Teil der Gummersbacher Mulde, die Ränderother Mulde, sind die Auffassungen über die Hobräcker Schichten wegen recht unterschiedlicher Zuordnung einzelner Schichtenglieder keineswegs einheitlich. Eine Aufgliederung in drei Abschnitte aus Basiskalk (unten), Sandstein-Tonstein-Folge (in der Mitte) und Grenzkalk (oben) (RICHTER 1922) bewährte sich aber für die Kartierung. Im Bereich des Remscheider Sattels (stratum typicum im Blattgebiet 4611 Hagen-Hohenlimburg) ist die Fazies jedoch völlig anders.

Es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß der Basiskalk anderswo (LORENZ 1941, J. SPIESTERSBACH 1942, SCHRIEL 1954 sowie in seinen unveröffentlichten Kartenblättern) dem mitteldevonischen Teil („Laucher Gruppe“) der „*cultrijugatus*-Schichten“ zugeschlagen und daß der gesamte Komplex zwischen Remscheider und Mühlenberg-Schichten als Ränderother (HOLZ 1960) beziehungsweise Hobräcker Schichten (SCHEIBE 1965) bezeichnet worden ist (s. Kap. 3.1.3.1.). Selbst der Grenzkalk, wenngleich nicht immer als Leithorizont deutlich, wurde einerseits als Abschluß der Hobräcker, andererseits als Basis der Mühlenberg-Schichten aufgefaßt (LORENZ 1941, J. SPIESTERSBACH 1942).

Basiskalk und Grenzkalk können in der westlichen Gummersbacher Mulde genauso gut wie in der Lennefe-Mulde unterschieden werden. Eine Differenzierung der davon eingeschlossenen klastischen Hobräcker Schichten in „Untere Schiefer“, „Sandsteine“ und „Obere Schiefer“ (RICHTER 1922, SCHEIBE 1965, GRABERT 1970) wurde jedoch unterlassen, weil die Kartierung an Übersichtlichkeit verloren hätte und sich diese Einheiten nach Nordwesten nicht weiter verfolgen ließen.

Gesteine: Insgesamt handelt es sich um eine heterogene Schichtenfolge aus grüngrauen und roten Tonsteinen, braungrauen Schluffsteinen, gelbgrauen oder rötlichen Mergelsteinen mit Flaserschichtungen und eingelagerten Kalkknollen, aus graugrünen, plattigen bis dünnbankigen Sandsteinen sowie schließlich aus biostromalen bis biohermalen und detritischen Kalksteinen.

Am auffälligsten sind die meist verkarsteten Riffkalksteine (Abb. 7), die im Basiskalk ihre größten Mächtigkeiten (bis > 50 m) erreichen. Als gute Aufschlüsse sind hervorzuheben die aufgelassenen Steinbrüche im Walbachtal (R 02 000, H 51 550), bei Daxborn (R 02 440, H 49 820), bei Ränderoth Bahnlinie (R 01 500, H 51 300) und Weiershagen (R 04 300, H 49 150). Diese Vorkommen haben öfters im Schrifttum Erwähnung gefunden (LORENZ 1941, J. SPRIESTERSBACH 1942, U. JUX 1960, SCHEIBE 1965, GROOS 1969 u. a.). In hervorragender Weise bietet auch die Aggertalhöhle bei Ränderoth Einblicke in den Aufbau und die seitlichen Übergänge eines kleinen biohermalen Stromatoporenriffes (HOLZ 1960).

Etwa 600 m südwestlich streicht der Basiskalk in einem alten Steinbruch an der Ränderother Bahnstrecke (R 01 500, H 51 300) aus. Das dort erschlossene Profil ist auch im Schrifttum mehrfach erörtert worden (LORENZ 1941, U. JUX 1960, HOLZ 1960, SCHEIBE 1965, GROOS 1969). Es wird beherrscht von einer Wechselfolge dunkler, bituminöser Plattenkalksteine und dünner, grauer Mergelsteine, die als Stillwasserablagerungen im Riffschatten gedeutet werden können. Rutschgefüge lassen auf gravitative Ausgleichsbewegungen an den Flanken des Bioherms schließen. Im Liegenden dieser plattigen und dünnbankigen Detrituskalksteine stehen graue, tonige Kalksteine und Kalksandsteine der oberen Hohenhöfer Schichten an, weiter im Hangenden schluffige Tonsteine und unreine Sandsteine der Hobracker Schichten.

Der Basiskalk weist im ganzen Bereich der westlichen Gummersbacher Mulde ein Nebeneinander zahlreicher Stromatoporen-Korallenriffe auf. Meistens sind es kleine, flache Bioherme, die sich aber durchaus in Biostromen vereinigen. Die Entwicklung eines solchen, von einer lagunären Phase unterbrochenen „Sammelriffes“, läßt sich in den nicht mit Sinter verkleideten Gängen der Aggertalhöhle verfolgen (HOLZ 1960).

Die Korallen-Stromatoporen-Kalksteine unterlagen, zumindest seit dem Tertiär, allenthalben einer intensiven Verkarstung, und so findet man im Ausstrich des Basiskalks zahlrei-



Abb. 7
Basiskalk der Hobracker Schichten; Straßenböschung im Kaltenbachtal; R 00 820, H 50 480

che Dolinen, Höhlen, Schlotten, Schwinden und Karstquellen (HOLZ 1960; vgl. Kap. 6.2.1.2.). In diesen Bereichen sind die Kalksteine auch häufig dolomitisiert und in beträchtlichem Maße mit Verwitterungserzen, hauptsächlich Brauneisenstein, versetzt worden.

Eisencarbonate sind übrigens schon frühdiagenetisch in Form von Sphärosideriten intrasedimentär angereichert worden. In beachtlichem Umfang findet man so Eisensteinknollen in den dunkelgrauen Tonsteinen im unmittelbaren Liegenden des Basiskalks. Die oxidischen Umwandlungsprodukte bildeten die Grundlage eines lokalen Erzbergbaus im Kaltenbachtal (KINNE 1884, WINTERFELD 1898, A. JUX 1957).

Während den älteren Schichtenverband überwiegend klastisches Gesteinsmaterial terrigenen Ursprungs zusammensetzt, tritt mit dem Basiskalk erstmals weitflächig das Produkt mariner Gesteinsbildner in Erscheinung. Die der Brandung ausgesetzten Bioherme erwiesen sich als dauerhafte, die kontinentalen Schüttungen kompensierende Lieferanten für Organoklasten.

Die hier am Nordsaum der Rheinischen Geosynklinale zugrunde liegenden paläogeographischen Veränderungen waren jedoch nicht anhaltend wie etwa später in der Givet-Stufe. Vielmehr wechselten Ausweitungen und Einengungen des Ablagerungsraumes miteinander ab, so daß die Riffe unter wieder verstärkter festländischer Sedimentzufuhr verschüttet wurden. Die Hauptmasse der Hobräcker Schichten besteht aus terrigenen Klastika.

Auf dem im großen Steinbruch bei Weiershagen ausstreichenden Basiskalk (bei J. SPRIESTERSBACH 1942 als obere *cultrijugatus*-Schichten bezeichnet) ruhen bemerkenswerterweise zunächst bunte, zum Teil recht sandige Tonsteine („Untere Schiefer“ bei SCHEIBE 1965) – den krassen Fazieswechsel hat schon LORENZ (1941) registriert.

Lediglich an der Südflanke der Gummersbacher Mulde weisen die „Unteren Schiefer“ eine tonig-schluffige Fazies auf. Schon bei Weiershagen werden sie nach etwa 24 m (oberster Abschnitt besteht aus grüngrauen Tonsteinen und Sandsteinen) durch plattige Ton- und Schluffsteine sowie dünnbankige Sandsteine vertreten, und nach Norden entwickelt sich daraus ein charakteristischer Sandsteinhorizont. Letzterer kann schon bei Weiershagen über grüngrauen Tonsteinen erfaßt werden, und er ist dann im Steinbruch am Mühlenberg bei Runderoth (R 02 450, H 52 055) vorzüglich erschlossen. Die dort etwa 90 m mächtige Sandsteinabfolge ist früher mit den Mühlenberg-Schichten verwechselt worden (WINTERFELD 1898, LORENZ 1941), aber die Sandsteine können bis ins Walbachtal nach Westen verfolgt werden, wo sie unmittelbar dem Basiskalk aufliegen.

Im Gegensatz zu den jüngeren Mühlenberg-Schichten sind die Sandsteine schluffiger und dünnbankiger ausgebildet und haben seltener Schrägschichtungen; viel häufiger kommen tonig-schluffige Einschaltungen und Bänderschichtungen vor. Weiterhin fehlen die dicken Schillbänke aus Crinoidencolumnalien oder großwüchsigen Subrensselandien.

Zwischen dem Sandsteinhorizont und dem Grenzkalk ist eine tonig-sandige Abfolge eingeschaltet, die RICHTER (1922) als „Obere Schiefer“ bezeichnete. Diese sind im Walbachtal und bei Haus Hohenfeld in Runderoth (R 02 720, H 52 385) auszumachen. Der etwa 70 m umfassende Horizont besteht unten aus dunkelgrünen Tonsteinen mit gelegentlich eingelagerten Schluffsteinen und Sandsteinen. Letztere nehmen nach oben an Bedeutung zu. In den „Oberen Schiefen“ kommen örtlich auch rot gefärbte Ton- und Schluffsteine vor, so etwa im Aggertal am Runderother Bahnhof (HOLZ 1960, SCHEIBE 1965).

Der Grenzkalk bringt die wieder stabilisierten Ablagerungsverhältnisse nach erneuter transgressiver Ausweitung des marinen Sedimentationsraumes zum Ausdruck.

Der im Blattgebiet bis etwa 15 m mächtige Horizont besteht unten aus dunklen, bankigen unreinen Kalksteinen und hellgrauen Mergelkalksteinen, die nach oben in ein Biostrom übergehen. Die Grenze zu den Mühlenberg-Schichten bezeichnen dunkle, bituminöse Kalkmergelsteine. In der Horizontalen ist die Fazies wenig beständig, Biogene Gerüstkalksteine, jedoch nie Bioherme vom Umfang derjenigen aus dem Basiskalk, können durch feindetrinitische Kalksteine und Mergelsteine in den Flankenbereichen der Biostrome vertreten werden.

Die besten Grenzkalk-Aufschlüsse des Blattgebietes liegen im Molbachtal (R 03 780, H 50340) am Nordrande der Gummersbacher Mulde.

Fossilien: Die Hobräcker Schichten sind überall im bergisch-sauerländischen Faziesbereich, wenigstens bankweise, fossilreich entwickelt, im Oberbergischen in stärkerem Maße noch als nördlich der Bergisch Gladbach - Paffrather Mulde. Dort ist „*Trigeria*“ *confluentina* (FUCHS) ein besonders charakteristisches Fossil, das aber merkwürdigerweise nach Westen mehr und mehr zurücktritt.

Nachstehend ist der Fossilgehalt der einzelnen Abschnitte der Hobräcker Schichten, unabhängig von den jeweiligen Fundorten, zusammengestellt worden, um die stratigraphischen Unterschiede im Basiskalk, in der sandig-tonigen Abfolge der eigentlichen Hobräcker Schichten und im Grenzkalk deutlich zu machen.

Basiskalk

Stromatopora sp., *Atelodictyon* sp., *Thamnopora* sp., *Amphipora* sp., *Alveolites* sp., *Favosites* sp., *Heliolites* sp., *Dohmophyllum* sp., *Digonophyllum* sp., *Disphyllum* sp., *Acanthophyllum heterophyllum* (EDWARDS & HAIME), *Cystiphyloides vesiculosus* (GOLDFUSS), *Fenestella infundibuliformis* SANDBERGER, *Kayseria lens* (PHILLIPSON), *Fimbrispirifer parcefurcatus* (SPRIESTERSBACH), *Reticularia aviceps* (KAYSER), *R. curvata* (SCHLOTHEIM), *Spinocyrtia* cf. *subcuspidata* (SCHNUR), *S. geesensis* (R. RICHTER), *Delthyris aculeatus* (SCHNUR), *Desquamatia* sp., *Spinatrypa* sp., *Uncinulus parallelepipedus* (BRONN), *Schizophoria schnuri* STRUVE, *Chonetes plebejus* (SCHNUR), *Productella subaculeata* (MURCHISON), *Douvillina interstitialis* (PHILLIPSON), *Schellwienella umbraculum* (SCHLOTHEIM), Gastropoden indet., *Tentaculites schlotheimi* KOKEN, *Pterinea gracilis* SPRIESTERSBACH, *Asteropyge heisdorfensis* R. RICHTER, *Scutellum alutaceum* (GOLDFUSS), *Phacops* sp., *Proetus* sp., *Kozlowskiella spriestersbachi* (DAHMER), *K. uscripta* (KUMMEROV), *Parakozlowskiella* sp., *Ochescaphia*, aff. *bucculenta* (KUMMEROV), *Ctenoloculina* sp., *Pribylites* sp., *Nezamyssia eifeliensis* (ADAMCZAK), *Poloniella montana* (SPRIESTERSBACH), *Evlanella rhenana* (KUMMEROV), *Cavellina* sp., *Sulcella* aff. *australis* KRÖMMELBEIN, *S. cuneata* (KUMMEROV), *Cribricooncha* aff. *beckmanni* GROOS, *Bairdiocypris* cf. *pygmaea* BECKER, *Cytherellina obliqua* (KUMMEROV), *Quasillites* sp., *Bairdia* sp., Crinoiden, *Icriodus curvatus* BRANSON & MEHL, *I. nodosus* (HUDDLE), *Spathognathodus bipennatus* BISCHOFF & ZIEGLER

sandig-tonige Abfolge

Orbiculoidea sp., *Athyris concentrica* (VONBUCH), *Desquamatia* sp., *Spinatrypa* sp., *Spinocyrtia subcuspidata* (SCHNUR), *S. lateincisa* (SKUPIN), *S. crassifulcita* (SPRIESTERSBACH), *S. bilsteiniensis* (SKUPIN), *Hyterolites elegans* (STEININGER), *Chimaerothyris hotzi* PAULUS & STRUVE & WOLFART, *Camarotoechia* cf. *elliptica* (SCHNUR), *Trigeria gaudryi* (OEHLERT), *Schizophoria schnuri* STRUVE, *Aulacella prisca* (SCHNUR), *Chonetes plebejus* (SCHNUR), *C. sarcinulatus* (SCHLOTHEIM), *Schellwienella umbraculum* (SCHLOTHEIM), Gastropoden indet., *Tentaculites schlotheimi* KOKEN, *Ctenodonta primaeva* STEININGER, *Solenostoma laevis* SPRIESTERSBACH, *Asteropyge* sp., *Scutellum* sp., *Phacops* sp., Crinoiden

Grenzkalk

Actinostroma sp., *Stromatopora* sp., *Stromatoporella* sp., *Syringostroma* sp., *Atelodictyon* sp., *Thamnopora* sp., *Alveolites* sp., *Favosites* sp., *Heliolites* cf. *porosus* GOLDFUSS, *Pachythea stellimicans* SCHLÜTER, *Disphyllum* sp., *Acanthophyllum heterophyllum* (EDWARDS & HAIME), *A. cf. torquatum* (SCHLÜTER), *Cyathophyllum planum* (LUDWIG), *Calceola sandalina* (LINNÉ), *Ptychospira ferita* (VONBUCH), *Kayseria lens* (PHILLIPSON), *Athyris eifeliensis* (SCHNUR), *A. concentrica* (VONBUCH), *Cyrtina heteroclita* (VONBUCH), *Emanuella* cf. *inflata* (SCHNUR), *Fimbrispirifer parcefurcatus* (SPRIESTERSBACH), *Desquamatia zonata* (SCHNUR), *Uncinulus parallelepipedus* (BRONN), *Gruenewaldtia latilinguis* (SCHNUR), *Schizophoria schnuri* STRUVE, *Productella* cf. *subaculeata* (MURCHISON), *Douvillina interstitialis* (PHILLIPSON), *Schellwienella umbraculum* (SCHLOTHEIM), *Leptaena* aff. *rhomboidalis* (WAHLENBERG), *Devonogypa globa* (BRONN), Gastropoden indet., *Scutellum* sp., *Phacops* sp., *Polyzygia insculpta* BECKER, Hollinidae indet., *Poloniella* sp., *Cavellina* ? sp., *Bairdiocypris vexheimensis* (KEGEL), *B. sp.*, *Condracypis ? circumvallata* (KUMMEROV), *Tubullibairdia antecedens* (KEGEL), *Bufina* sp., *Bairdia* sp., Crinoiden

Die Mollusken und Brachiopoden findet man vor allem in den detritischen Kalksteinen und in den Mergelsteinen. Wegen der Faziesbindung beim Benthos ist es aber schwierig, die einzelnen Horizonte miteinander zu parallelisieren. Die Faunenreste unterscheiden die beiden lithofaziell ähnlich ausgebildeten Kalksteinhorizonte; das zeigt sich nicht nur bei den Korallen, sondern auch bei den Ostracoden.

Mikroflora sind aus den Hobracker Schichten des Blattgebietes noch nicht bestimmt worden. Es ist jedoch anzunehmen, daß Sporomorphen und Acritarchen für die Kennzeichnung der Schichten genauso geeignet sind wie in den entsprechenden Abfolgen der Lennefe-Mulde im Blattgebiet 5009 Overath (HAMID 1974).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Nach den Fossilien gehören die Hobracker Schichten sicher in das untere Mitteldevon; jedoch gibt es in ihnen nicht die Leitformen, die in der Eifel die Laucher Schichten bezeichnen (SCHEIBE 1965). Hervorzuheben ist auch, daß nunmehr in der klastischen Fazies Brachiopoden viel häufiger als Muscheln vorkommen. Erstmals stellen auch Stromatoporen und Korallen bedeutsame, ganze Horizonte charakterisierende Gesteinsbildner. Die meisten Arten tauchen neu in den Profilen auf.

Nach den Fossilien sind Basiskalk und Grenzkalk unschwer zu unterscheiden; *Calceola sandalina* LINNÉ, *Cyathophyllum planum* (LUDWIG), *Gruenewaldtia latilinguis* (SCHNUR) und *Devonogypa globa* (BRONN) wurden beispielsweise nur im Grenzkalk festgestellt.

Unterkante und Oberkante der Hobracker Schichten können also paläontologisch und lithologisch recht gut festgelegt werden. Innerhalb der sandig-tonigen Abfolge sind die Horizonte jedoch nicht genau zu erfassen.

Die Sandsteinflolgen schwellen bei Runderoth zu beträchtlicher Mächtigkeit an. Lediglich nach der Lagerung und dem Fossilinhalt gelingt die Unterscheidung von den Mühlenberg-Schichten, die durch *Subrensselandia amygdala* (GOLDFUSS) ausgewiesen sind.

In der Gummersbacher und Wiehler Mulde ist der Profilaufbau durchweg ähnlich, wenn gleich sich die karbonatische Fazies nach Nordwesten allmählich zugunsten der klastischen verliert. Dem in Biohermen bis 50 m mächtigen Basiskalk sind feingeschichtete, grüngraue, mergelig-sandige Tonsteine, die bis zu 25 m mächtig werden und Rotschiefer einschaltungen führen, aufgelagert worden. Nach oben gehen diese „Unteren Schiefer“ in feinkörnige Sandsteine mit einer Mächtigkeit bis 80 m über, die wieder in die bis 75 m mächtigen tonig-schluffigen Abfolgen der „Oberen Schiefer“ überleiten.

Mit dem im allgemeinen 15 m mächtigen, nordöstlich Ränderoth aber auf über 80 m anschwellenden Grenzkalk greift ein zweites Mal die Riff-Fazies auf den oberbergischen Raum über; allerdings belegen diesmal Kalksandsteine, detritische Bankkalksteine und Mergelsteine im Verband mit relativ geringmächtigen Stromatoporen-Tabulaten-Biostromen den Faziesumschlag.

Die Hobräcker Schichten weisen eine Gesamtmächtigkeit bis zu 300 m auf.

Vergleiche: In der Lennefe-Mulde sind die Hobräcker Schichten ebenso wie im Gummersbacher und Wiehler Gebiet durch die gleiche Sedimentationsrhythmik ausgewiesen, doch sind die Mächtigkeitsunterschiede der miteinander vergleichbaren Horizonte in den verschiedenen Gebieten teilweise erheblich. Der Basiskalk ist in der Lennefe-Mulde auf etwa 10 m und der Grenzkalk auf etwa 5 m ausgedünnt. Kalksteine fehlen offenbar ganz im weiter östlich gelegenen Eckenhagener Gebiet (GRABERT & HILDEN 1972). Mit den Verhältnissen in der Ruppichterother Mulde bestehen demgegenüber wieder viele Übereinstimmungen. Der Basiskalk (bei LORENZ 1941 und CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965 in der Laucher Gruppe zusammengefaßt) wird örtlich (z. B. bei Schönenberg) durch ein mächtiges, bis 50 m dickes Korallen-Stromatoporen-Biostrom vertreten, auf dem sandige Ton- und Sandsteine (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965, GRABERT 1979), und zuoberst der Grenzkalk, der nördlich von Ruppichteroth nur 5 m mächtig ist, lagern.

Für die Parallelisierung mit bestimmten Schichten aus dem unteren Mitteldevon der Eifel (vgl. G. FUCHS 1965) reichen die vorliegenden paläontologischen Befunde nicht aus, wenn gleich man in der Lithofazies ähnliche Züge herauslesen könnte.

3.1.3.3. Mühlenberg-Schichten (deM)

Die in der Lindlarer Mulde seit alters her in großen Steinbrüchen gewonnenen Bausteine (C. F. ROEMER 1844, KINNE 1884) gehören zu einer besonders charakteristischen, weil regional weithin gleichförmigen und mächtigen Sandsteinfohle. Ihre stratigraphische Bedeutung für die Kennzeichnung des Gebirgsbaus erkannte WINTERFELD (1898); auf ihn geht die erste kartenmäßige Darstellung des „Lindlarer Gesteins“ beziehungsweise der „Lindlarer Schichten“ im Oberbergischen zurück. Am untermitteldevonischen Alter bestand wegen reicher Fossilführung von Anfang an kein Zweifel; jedoch sind von WINTERFELD (1898) auch Sandsteine aus den Hobräcker Schichten im Liegenden und den Selscheider Schichten im Hangenden, die beide zur Eifel-Stufe gehören, irrtümlich den „Lindlarer Schichten“ zugeschlagen worden. In der Lindlarer Mulde selbst war indessen die Zuweisung eindeutig. Wenn dennoch WINTERFELDS Bezeichnung nicht weiter verwendet worden ist, so hat das seine Gründe darin gehabt, daß das rasch fortschreitende geologische Kartenwerk 1 : 25 000 der Preußischen Geologischen Landesanstalt vom Remscheider Sattel her andere Schichtenbezeichnungen in das Oberbergische gebracht hatte.

Den Einsatz der Mühlenberg-Schichten kündigt in der Gummersbacher Mulde der Grenzkalk aus den obersten Hobräcker Schichten an. In den konkordant auflagernden, bankigen Feinsandsteinen fallen stets die zum Teil massenhaft vorkommenden Crinoidencolumnarien auf.

Sie sind für dieses Niveau recht bezeichnend, wenngleich eine bessere Indikation für die Mühlenberg-Schichten, die erstmals und oft genug schillartig erscheinende *Subbrensse-landia amygdala* (GOLDFUSS) ist. Dieser große Terebratulide ist schon früher als eine nützliche Leitform bei der Kartierung verwertet worden (WINTERFELD 1898, ZELENY 1912).

Auf die Mühlenberg-Schichten, die wenig verändert nach Norden über den Remscheider Sattel mit dem *locus typicus* bei Dahl an der Volme reichen, folgen im Niederbergischen und im Sauerland die bunten, wieder in die Old-Red-Fazies versetzenden Brandenburg-Schichten. Erst südlich des Ebbegebirges verzahnen sich diese mit Schichten aus dem marin-litoralen Ablagerungsraum, den Selscheider Schichten. In die Lennefe-Region reichte folglich nach Ablagerung der Mühlenberg-Schichten die Nordfazies hinein (Schluffsteine mit roten Einlagerungen). Für den Gummersbacher und Wiehler Raum trifft das schon nicht mehr zu. Der Abschluß der Mühlenberg-Schichten ist dort überhaupt nicht scharf im Gesteinsverband markiert; denn die kompakten Sandsteine verlieren sich nur allmählich in den schluffigen bis feinsandigen Gesteinen der unteren Selscheider Schichten. Den stratigraphischen Übergang bringen am besten die dort reichlich vorhandenen Fossilien zum Ausdruck.

Gesteine: Die Mühlenberg-Schichten bestehen vor allem aus plattigen und dünnbankigen, blau- bis grüngrauen, gelbbraun verwitternden Feinsandsteinen. Sie setzen sich zu 80 % aus scharfkantigen Quarzen, bis zu 5 % aus Glimmer, im übrigen aus toniger und karbonatischer Matrix zusammen. Die Sortierung der Körner ist recht gut; der Feinsand macht etwa 60%, Schluff 20–30% und Mittelsand etwa 10% aus. Grobsandsteine oder Konglomerate kommen nicht vor. Wenn landläufig oft noch von Grauackern die Rede ist, so ist das ohne Bezug auf die petrographische Zusammensetzung des Gesteins. Neben den Sandsteinen können ganze Schichten von plattigen Schluffsteinen beherrscht sein, und in größeren Aufschlüssen läßt sich oft ein rhythmischer Wechsel von jeweils 2–3 m mächtigen, schluffigen sowie sandigen Partien beobachten. Tonige Schluffsteine bauen aber höchstens dünne Bänke (bis 0,5 m) auf. Dunkelgraue Tonsteine beschränken sich fast ganz auf zentimeterdicke Einschaltungen in den sandigen Partien. Dort, wo Pelite vorhanden sind, gibt es auch Tongallen auf den Schichtflächen der Sandsteine, sedimentäre Rutschgefüge und Belastungsmarken. Die bankigen Sandsteine in ihrem Liegenden weisen dann meistens eine feine Schrägschichtung auf, und plattige Sandsteine in ihrem Hangenden haben häufig gerippte Sedimentationsflächen.

Man kann also in den Bankfolgen einen bestimmten inneren Aufbau erkennen:

- oben jeweils plattige und dünnbankige Sandsteine mit ebenen oder gerippten Schichtflächen sowie Muschelpflaster; tonige Schluff- und plattige Sandsteine mit Bänderschichtungen; auf den ebenen Schichtflächen gibt es oft Glimmerbeläge; Pflanzenhäcksel sowie Belastungsmarken und Gleitgefüge zu beobachten
- unten bankige Feinsandsteine mit feiner Schrägschichtung und Lagen aus Crinoidenschill

Im oberen Abschnitt der Mühlenberg-Schichten ist das Gestein insgesamt etwas feinerklastisch ausgebildet. Es gibt dort schluffige Mergelsteine und in deren Verband auch sandig-schluffige Kalksteine. Diese dürften den in der Lennefe- und der Wiehler Mulde festgestellten Riffbildungen, zum Beispiel von Bilstein im Sülztal und der Wiehler Tropfsteinhöhle, zeitlich entsprechen.

Eine recht gute Übersicht der petrographischen Zusammensetzung vermitteln die Aufschlüsse in den aufgelassenen Steinbrüchen südlich von Wiehlmünden bei Osberghausen (Abb. 8). Die Schichten fallen dort mit 25–30° nach Nordosten ein, so daß die Bankfolgen über relativ weite Strecken auf den Trassen beobachtet werden können.



Abb. 8.
Mühlenberg-Schichten;
Steinbruch südlich Wiehl-
münden (obere Sohle);
R 04 490, H 50 750

Abgesehen von Kalksandsteinen, mergeligen Tonsteineinlagerungen mit Carbonatknollen und Crinoidenschillen in den Sandsteinen, kommen keine Kalksteinhorizonte in diesem Profil vor; sie scheinen überhaupt im Blattgebiet zu fehlen.

Fossilien: Der gleichförmigen Lithofazies gemäß stimmen die Thanatozönosen über das ganze Profil hinweg ziemlich überein. Zwar kommen allenthalben Fossilien vor, aber besonders artenreiche Faunen sind nicht überliefert worden. Meistens handelt es sich nur um Massierungen von Crinoidenstielgliedern entweder als Pflaster auf den Schichtflächen oder schillartig in dezimeterdicken und meterlangen Einlagerungen von bankigen Sandsteinen. Gelegentlich sind ganze Gesteinsbänke davon erfüllt.

Unter dem Einfluß der Verwitterung wurden die Skelettcarbonate oft gelöst, aber gerade die verbliebenen rostbraunen Fossilabdrücke und -hohlräume verleihen den Sandsteinen ihr bezeichnendes Aussehen. Man kann deshalb in den Steinbrüchen schon aus einigem Abstand die fossilreichen Horizonte als kavernöse und manchmal dunkelbraun gefärbte („Eisenmulm“) erdige Einschaltungen erkennen. Nur in den frischen, blaugrauen Feinsandsteinen blieben Crinoidenreste kalkig erhalten. Sie sind auch darin wegen der spätigen Bruchflächen unverkennbar.

Bemerkenswerterweise handelt es sich bei den Crinoidenresten fast nur um kreisrunde Columnalien, die einzeln oder im Verband (bis 10 cm lange Abschnitte) eingeschichtet wurden. Sie weisen weder Bruch- noch Abrollspuren auf, auf den Gelenkflächen sind auch die feinen Crenellen vorzüglich erhalten; Kelche findet man jedoch so gut wie nie. Die systematische Zuordnung dieser Crinoiden ist deshalb schwierig; es dürfte sich um Diplobathriden aus dem Formenkreis um *Rhipidocrinus* BEYRICH und um Monobathriden aus dem Formenkreis um *Ctenocrinus* BRONN handeln. Bald nach dem Zerfall und der Akkumulation

im schwach strömenden Wasser, das die Stielglieder nur mäßig nach Größen sortierte, müssen die Crinoiden eingebettet worden sein, denn sie sind weder von Bohrorganismen befallen, noch von Epizoen besetzt worden.

In den Crinoidenschillen gibt es wenig andere Fossilien; höchstens vereinzelte, kleine glattschalige Spiriferiden wie *Emanuella* cf. *inflata* (SCHNUR) oder Rhynchonelliden wie *Camarotoechia hexatoma* (SCHNUR). In den Streuplastern kommen allerdings die Crinoidenoszikel neben Muschelklappen, einzelnen Brachiopoden und vor allem Tentaculiten vor. *Tentaculites ornatus* (SOWERBY) wird manchmal in Massen und oft eingeregelt auf den Schichtflächen angetroffen.

Auch einige Brachiopodenarten können so häufig vorkommen, daß ganze Bänke von ihren dichtgepackten Klappen und Gehäusen erfüllt sind. Am bekanntesten ist dabei die schon von WINTERFELD (1898) beobachtete und vor allem in den oberen Partien der Mühlenberg-Schichten verbreitete, großwüchsige *Subrensselandia amygdala* (GOLDFUSS), doch findet man manchmal auch die kleine *Emanuella* cf. *inflata* (SCHNUR) in schillartigen Anhäufungen (z. B. im aufgelassenen Steinbruch südlich Wiehlmünden).

In den feinsandigen Gesteinen kommen Muscheln häufiger vor als Brachiopoden. So hat wegen ihrer Größe und Skulptur *Grammysia bicarinata* (GOLDFUSS) wiederholt Aufmerksamkeit gefunden. Es gibt daneben zahlreiche, wengleich weniger auffällige Arten, wie etwa *Leptodesma wupperana* SCHNUR, *Myalina mucronata* FUCHS und *Cypricardella inflata* SPIESTERSBACH, Steinkerne von Gastropodengehäusen (*Murchisonia* sp., *Loxonema* sp., Euomphaliden) kommen damit zusammen vor.

Die schluffigen Mergelsteine enthalten wieder mehr Brachiopoden (*Chonetes sarcinulatus* SCHLOTHEIM, *Xystostrophia umbracula* (SCHLOTHEIM), *Schizophoria* sp., *Productella* cf. *subaculeata* (MURCHISON), *Athyris concentrica* (VON BUCH), *Spinocyrtia geesensis* (RICHTER)), vereinzelte Tabulaten (Favositiden, Thammoporiden) und Bryozoen (*Polypora* sp.). Hinweise auf Riffkalksteine oder eine dafür bezeichnende Fauna stehen im Blattbereich aus.

In den Schluffsteinen fallen bioturbate Überprägungen sedimentärer Gefüge auf. Auf gerippten Schichtflächen mögen gewundene Weidespuren (*Cosmorhappe* sp.) vorkommen, doch werden Hangendformausgüsse zylindrischer Grabbauten (*Palaeophycus* sp.) weit öfters beobachtet. Solche Gesteinspartien sowie die schluffigen Sandsteine enthalten auch regelmäßig pflanzlichen Detritus; Mitteilungen über bestimmte Großreste aus dem Blattgebiet fehlen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Morphologisch ist das Verbreitungsgebiet der Mühlenberg-Schichten leicht abzustecken, denn die Erosion hat die verwitterungsbeständigen Sandsteine innerhalb der westlichen Gummersbacher Mulde zu einem Höhenzug (Hömel: + 305,0 m NN, Hohe Warte: + 359,7 m NN) gestaltet. Die tonigen oder karbonatischen Gesteinsfolgen im Hangenden und Liegenden streichen meist in den Talungen aus.

Die Basis der Mühlenberg-Schichten findet man wegen der krassen Fazieswechsel zwischen dem Grenzkalk und den bankigen Feinsandsteinen auch bei Überdeckung leicht; schwieriger ist die Ortung der Oberkante. Hier setzt allein der lithologische Gegensatz zwischen den geschlossenen Sandsteinsfolgen im Liegenden und den tonig ausgebildeten Schichten im unteren Abschnitt der Selscheider Schichten, im Ohler Schiefer, das Richtmaß. Mindestens am Südflügel der Lennefe-Mulde kommt in diesem Übergangsbereich die für das Niederbergische typische Fazies der Brandenburg-Schichten in einigen Rotschiefer einschaltungen zum Ausdruck. Die Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 250 – 350 m.

Vergleiche: Was Mächtigkeiten, Gesteinsführung und Fossilien anbetrifft, so ähneln sich im bergisch-sauerländischen Bereich die Mühlenberg-Schichten allenthalben. Nordwestlich von Remscheid gehen sie aber möglicherweise in die Old-Red-Fazies über (J. SPRIESTERSBACH 1942). Anders als im Niederbergischen wurden im Oberbergischen Muldenvorland (J. SPRIESTERSBACH 1942) auch Riffkalksteine aus Stromatoporen, Tabulaten und Rugosen überliefert. Solche sind aus der Lenne-Mulde (U. JUX & MANZE 1976) und aus der Wiehler Mulde (HOLZ 1960, GRABERT 1970) eingehend beschrieben worden. In der westlichen Gummersbacher Mulde scheint diese Fazies zu fehlen oder durch schluffige Mergelsteine vertreten zu sein. Wegen eines mittleren Kalksteinzuges sind die Mühlenberg-Schichten in der Wiehler Mulde zu untergliedern – wahrscheinlich gilt das auch für die westliche Gummersbacher Mulde, vielleicht auch für die Lenne-Mulde. Den Kern der Ruppichterother Mulde nehmen offenbar nur die unteren Abschnitte ein – jedenfalls sind von dort keine kalkigen oder mergeligen Ausbildungen bekannt.

Wiederholt ist versucht worden, die charakteristische Schichtenfolge mit dem Mitteldevon der Eifelkalkmulden zu parallelisieren. Am ehesten kommen dafür die Nohner Schichten in Frage, denn diese sind teilweise auch sandig ausgebildet. Man kann dabei auf einige gemeinsame Arten, wie *Schizophoria pygmaea* STRUVE und *Stropheodonta palma* (KAYSER) verweisen.

3.1.3.4. Selscheider Schichten (deS)

Die Brandenburg-Schichten, von DENCKMANN (1907 a) nach dem Brandenburg bei Hohenlimburg benannt, werden im Oberbergischen durch die Selscheider Schichten im Sinne von A. FUCHS (1922) vertreten. Diese sind weiterhin nach den Leitlinien einer für das obere Unterdevon und das untere Mitteldevon gültigen Paläogeographie abgelagert worden; denn zwischen Lenne und Wupper läßt sich nach Süden bis in das obere Aggergebiet eine den Mühlenberg-Schichten ähnliche Sandsteinfolge als mächtige Einschaltung (J. SPRIESTERSBACH 1942: Abb. 3) abstecken, einer Prodeltaabildung durchaus vergleichbar.

Dieser Unnenberg-Sandstein, dessen Name auf den Steinbruch bei Unnenberg (TK 25: 4917 Gummersbach, nordwestlich der Aggertalsperre; vgl. U. JUX 1960, GRABERT 1971, 1983) zurückgeführt wird, ermöglicht eine Dreigliederung der Selscheider Schichten im Oberbergischen Muldenvorland (J. SPRIESTERSBACH 1942) in Selscheider Schiefer, die aber im Blattgebiet nicht anstehen (oben), Unnenberg-Sandstein und Ohler Schiefer (unten). Allerdings bereitet wegen starker Sandführung die Abgrenzung letzterer von den Mühlenberg- oder den Unnenberg-Sandsteinen oft erhebliche Schwierigkeiten.

In der Umgebung von Kürten und Lindlar verzahnen sich die Brandenburg-Schichten als unverkennbare Abtragungsprodukte eines nahegelegenen nordwestlichen Festlandes mit den Selscheider Schichten. In bestimmten Horizonten haben diese eine artenreiche marine Litoralfauna überliefert. Die Strandlinie, die während der Akkumulation der Mühlenberg-Schichten im unteren Wuppergebiet vermutet wird, verlagerte sich somit am Ende des unteren Mitteldevons wieder um 20 – 30 km nach Südosten ins Oberbergische. Daher bilden die Brandenburg-Schichten mit roten und grünen Tonstein- und Schluffsteinen sowie schlecht sortierten, zum Teil sideritischen Sandsteinen, den Rahmen der Bergisch Gladbach – Paffrather Mulde. In den südöstlich anschließenden geologischen Mulden werden sie aber mehr und mehr durch olivgrüne und dunkelgraue Ton- und Schluffsteine der Selscheider Schichten ersetzt. Darin kommen marine Fossilien (z. B. *Acrospirifer supraspeciosus*

fuchsianus (SPRIESTERSBACH), *Desquamatia montana* (SPRIESTERSBACH), *Productella* sp., Fenestelliden) häufig vor. Schließlich sind in der Gummersbacher und der Wiehler Mulde nur noch litoral-marine Ablagerungen vorhanden, und man findet dort am deutlichsten die Dreigliederung der Abfolge vor. Am Südflügel der Attendorner Mulde läßt sich schließlich der allmähliche Übergang der Selscheider Schichten in die Herzynische Fazies (Wissenbacher Schiefer) feststellen.

Wenn auch die Fassung von Abfolgen der Selscheider Schichten nach petrographischen Merkmalen einheitlich durchgeführt worden ist, so haben aus verschiedenen Gründen unterschiedliche, zum Teil auch verwirrende Bezeichnungen dafür Eingang ins Schrifttum gefunden. Für „Ohler Schiefer“ (RICHTER 1922) liest man wiederholt den „unverbindlichen“ Namen „Wiehler Schiefer“ (RICHTER 1921, HOLZ 1960, GRABERT 1970), weil die genaue Übereinstimmung der Wiehler und Ohler Schiefer in den Grenzbereichen in Frage stand. Da aber Gesteinseinheiten mit sich entsprechender Biofazies verglichen werden, und es dabei überhaupt nicht um genaue Zeitskalen für den Sedimentationsablauf gehen kann, liegt hier kein echtes stratigraphisches Problem vor.

Dasselbe gilt für die wechselhafte Benennung des Unnenberg-Sandsteins, der in der Wiehler und der Gummersbacher Mulde zunächst mit den Mühlenberg-Schichten (bzw. Lindlarer Schichten) verwechselt (WINTERFELD 1898, 1909; RICHTER 1921, 1922), später richtig parallelisiert (RICHTER 1927, THIENHAUS 1940, J. SPRIESTERSBACH 1942, GRABERT 1970), aber auch als Siefener Schichten (HOLZ 1960) angesprochen wurde. Letztere Bezeichnung könnte immerhin für den paläontologisch ergiebigen und petrographisch vermittelnden Horizont zwischen Ohler Schiefer und Unnenberg-Sandstein Verwendung finden (GRABERT 1970).

3.1.3.4.1. Ohler Schiefer (deO)

Über den Mühlenberg-Schichten folgen die Ohler Schiefer, die vom Unnenberg-Sandstein überlagert werden. Fällt dieser Sandstein aus, verbinden sich Ohler und Selscheider Schiefer zu einer lithologisch sehr einheitlichen Gesteinsfolge – den Selscheider Schichten. Diese Gesteine sind zwar sehr fossilreich, doch können deren Versteinerungen beide Schiefer-Einheiten nicht sicher genug trennen, sie entsprechen nämlich einer ziemlich einheitlichen Fazies.

In der Ränderother Mulde hat HOLZ (1960) die Selscheider und Mühlenberg-Schichten nicht auseinandergehalten, wengleich für die Ohler Schiefer und den Unnenberg-Sandstein der angrenzenden Mulden (RICHTER 1921, 1922; DIETZ & FUCHS 1935) die unterscheidenden Merkmale bereits herausgearbeitet worden waren.

Nur im äußersten Nordosten des Blattgebietes reichen bei Osberghausen untere und mittlere Selscheider Schichten von der Gummersbacher Mulde her ins Aggertal hinein. Der Fluß hat sein Bett vor allem in die leicht abtragbaren Ohler Schiefer geschnitten, so daß aus den Sandsteinen der Unnenberg- und Mühlenberg-Schichten allmählich flankierende Höhen wurden. Die Ausstriche der Ohler Schiefer liegen daher meistens unter jungen Aufschüttungen; über den Profilaufbau besteht deshalb lückenhafte Kenntnis.

Gesteine: Der Übergang von den bankigen Feinsandsteinen der Mühlenberg-Schichten zu den Ohler Schiefen vollzieht sich im Profil ziemlich unvermittelt. Zwar kommen in einzelnen Stößen auch weiterhin Sandsteine vor, aber das graugrüne Gestein hat tonige Bindung und löst plattig und ebenflächig ab. Die Schichtflächen sind von hellen Glimmern

und pflanzlichem Detritus übersät. Viel verbreiteter sind Schluffsteine mit gebänderten oder flaserigen Schichtungsgefügen, zwischen die sich grüngraue Tonsteine mit unterschiedlichen Schluffanteilen einschalten. Im untersten Abschnitt der Ohler Schiefer kommen auch grüngraue, mergelige Gesteine vor, in denen die Fossilien, meist Brachiopoden, teilweise noch in Kalkschalenerhaltung auftreten. Riffkalksteine und Rotschiefer, wie sie in den tieferen Abschnitten der Selscheider Schichten, in der Lennefe-Mulde nördlich Hohkeppel (GK 25: 5009 Overath), festgestellt worden sind, scheinen bei Osberghausen zu fehlen.

Fossilien: In der Wiehler Mulde gelten die den Ohler Schiefen entsprechenden Ablagerungen als besonders fossilreich, auch in der Lennefe-Mulde ist trotz der schon bestehenden Anklänge an die Fazies der Brandenburg-Schichten die paläontologische Ausbeute noch gut. Demgegenüber sind aus der westlichen Gummersbacher Mulde nur wenige Fossilfundpunkte bekannt. An den Talflanken bei Wiehlmünden streichen die Ohler Schiefer in stark sandiger Ausbildung aus; sie führen dort Fenestelliden, Stropheodontiden, *Chonetes* sp., *Xystostrophia umbracula* (SCHLOTHEIM), *Acrospirifer supraspeciosus fuchsianus* (SPRIESTERSBACH), *Sphinocyrtia* sp. und andere.

Verglichen mit den Artenlisten aus dem Bereich der Wiehler Mulde (GRABERT 1970) ist das recht wenig, was einerseits mit den schlechten Aufschlußbedingungen, andererseits aber auch aus der paläogeographischen Situation erklärt werden kann.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die 150 – 250 m mächtigen Ohler Schiefer sind viel zu lückenhaft erschlossen, um genaue Angaben der Abgrenzung zu machen. Bei der Kartierung gelten als Liegendes die unverkennbaren bankigen Feinsandsteine mit ihren dicken Crinoidenschillagen und *Subrensselandia-amygdala*-Pflastern der Mühlenberg-Schichten – als Hangendes die dünnbankigen bis plattigen Schluff- und Feinsandsteine des Unnenberg-Sandsteins. Die Kartiergrenzen bezeichnen also den Wechsel von der ausgeprägt sandigen zur überwiegend schluffig-tonigen Gesteinsfazies.

Vergleiche: Die Schichten weisen mehr Übereinstimmung mit der südöstlichen als mit der nordöstlichen Faziesentwicklung auf. Das Stromatoporenbiostrom von Angfurten (GK 25: 5011 Wiehl) bezeichnet die Oberkante der Ohler Schiefer (GRABERT 1970). Es könnte sich hier um eine zeitgleiche Bildung handeln wie die Riffkalksteine von Schönenborn bei Hohkeppel (GK 25: 5009 Overath; FISCHER 1970). In diesem Fall würde das für die sonst bis 300 m umfassenden Ohler Schiefer eine Mächtigkeitsabnahme um 250 m auf nur 10 km Erstreckung in westlicher Richtung bedeuten. Auf dieser Strecke wandelt die Fazies ab, denn in der Lennefe-Mulde sind große Abschnitte der Selscheider Schichten nicht mehr marin ausgebildet.

Im übrigen besteht große Ähnlichkeit mit den durch zahlreiche Sandsteineinschaltungen ausgewiesenen, sonst aber an Brachiopoden ziemlich fossilreichen, dunkelgrauen bis meist schluffigen Tonsteinen am Nordflügel des Ebbe-Sattels (*locus typicus*: Lennetal bei Ohle), die in ungefähr 200 m Mächtigkeit die Mühlenberg- und Unnenberg-Sandsteine voneinander trennen.

Für die Vergleiche mit dem Mitteldevon der Eifel sind einige Brachiopodenbestimmungen (GRABERT 1970, FISCHER 1970) aus der Wiehler und der Lennefe-Mulde bedeutsam, nämlich *Gypidula montana* SPRIESTERSBACH, *Desquamatia montana* (SPRIESTERSBACH), *Cyrtinopsis* cf. *brachyptera* (MAILLEUX) und *Stropheodonta palma* (KAYSER). Diese Arten treten hauptsächlich in den Ahrdorfer Schichten der Eifel auf, wobei *Stropheodonta palma* auch in den oberen Nohner Schichten und *Cyrtinopsis brachyptera* auch in den Junkerberg-Schichten

vorkommen; sie sind wegen ihrer stratigraphischen Indikation von GRABERT (1970) eingehender erörtert worden.

3.1.3.4.2. Unnenberg-Sandstein (deU)

Der südöstlich von Wallefeld (GK: 25: 4910 Lindlar) über den Ohler Schiefern ausstreichende Unnenberg-Sandstein (DIETZ & FUCHS 1935) läßt sich über Osberghausen an der Nordflanke des Bielsteiner Sattels entlang in die Wiehler Mulde hinein verfolgen (GRABERT 1970). Die Abfolge ist in einer ziemlich gleichförmigen und dem Mühlenberg-Sandstein ähnlichen Fazies auf beiden Flügeln des Ebbe-Sattels und der Attendorner Mulde bis zur Lenne hin nachgewiesen, löst sich aber im Ostsauerländer Hauptsattel in Schluffsteine, die den Selscheider Schichten entsprechen und am Südflügel des Remscheider Sattels in den Brandenburg-Schichten auf (J. SPIESTERSBACH 1942). Auch in der nahegelegenen Lennefe-Mulde (GK: 25: 5009 Overath) ist der Unnenberg-Sandstein, dessen Mächtigkeit im Hauptverbreitungsgebiet (GK 25: 4910 Lindlar und 4911 Gummersbach) auf 250–600 m veranschlagt wird (DIETZ & FUCHS 1935), nicht mehr festgestellt worden.

Mit dem Unnenberg-Sandstein schließt das Devon-Profil in der westlichen Gummersbacher und in der ganzen Wiehler Mulde nach oben ab. Da sich die Sandsteine, genauso wie die aus den Mühlenberg-Schichten, für den Haus- und Straßenbau eignen, gab es früher in ihren Ausstrichgebieten allenthalben Steinbrüche. Die Steinbruchindustrie ist mittlerweile fast ganz zum Erliegen gekommen. Die aufgelassenen Steinbrüche bieten aber immer noch die besten Einblicke in den Schichtenaufbau.

Gesteine: Die blau- bis grüngrauen, braun verwitterten Feinsandsteine sind petrographisch von denen der Mühlenberg-Schichten kaum zu unterscheiden. Allerdings ist die Ablagerungsform durchweg plattig und höchstens dünnbankig, was die stärkere Beimengung schluffiger Bestandteile anzeigen mag. Dunkelgraue, schluffige Tonsteine kommen als dünne, 0,1–0,5 m mächtige Zwischenlagen vor und glimmerreiche, dünnplattige, von „Pflanzenhäcksel“ übersäte Schluffsteine bilden manchmal meterdicke Schichten aus. Nordöstlich von Dörrenberg treten innerhalb des Unnenberg-Sandsteins auch mächtigere Ton- und Schluffsteine auf, so daß die Schichtenfolge dort den Selscheider Schichten auf der Südostflanke der Lennefe-Mulde ähnelt.

In den dünnbankigen Sandsteinen wird auch zuweilen eine schwache Schrägschichtung sichtbar; bemerkenswerterweise ist sie häufig nach Norden gerichtet. Ansonsten lösen die Schichten fast immer ebenflächig ab, nur im Bereich toniger Einschaltungen treten auch gerippte Sedimentationsflächen zutage. Kalkige oder mergelige Horizonte fehlen im Blattgebiet. Die Bindung der gut sortierten eckigen Quarzkörner (um 80 %) ist karbonatisch oder kieselig; Quarzite liegen aber ebensowenig wie Grauwacken vor. In keinem Aufschluß fand sich ein an Umfang auch nur annähernd entsprechender Brachiopodenschill wie in den Mühlenberg-Schichten; aber Streupflaster und schichtige Anreicherungen in Zentimeterdicke aus Crinoidenresten gibt es beinahe überall.

Fossilien: In dem bei Osberghausen ausstreichenden Unnenberg-Sandstein sind außer den verbreiteten Crinoidenresten nur die Abdrücke einiger Brachiopodenklappen wie *Subrensselandia abbreviata* (FUCHS), *Chonetes* sp. und *Athyris* sp. gefunden worden. Auf jeden Fall kommen „Einzelfossilien“ viel seltener vor als in den Mühlenberg-Schichten (GRABERT 1970). Vermutlich eignen sich Sporomorphen aus den tonigen Einschaltungen

dazu, um die beiden, einander so ähnlichen Schichtenfolgen unmittelbar zu kennzeichnen und über Faziesgrenzen hinweg zu parallelisieren.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Unnenberg-Sandstein ist in der westlichen Gummersbacher Mulde nur teilweise überliefert. Das Liegende bilden die paläontologisch gut charakterisierten Ohler Schiefer, die allerdings mit ihrem oberen Abschnitt ohne scharfe Grenze in den Unnenberg-Sandstein übergehen.

Vergleiche: Der Unnenberg-Sandstein keilt nach Westen aus und ist schon in der Lennefe-Mulde (GK 25: 5009 Overath) nicht mehr aus dem Komplex der Selscheider Schichten zu lösen. Das ist in der westlichen Umrahmung der Gummersbacher Mulde anders; denn dort werden die zu beachtlicher Mächtigkeit angeschwollenen Unnenberg-Sandsteine von sandig-tonigen Gesteinen der Selscheider Schiefer (um 100 m) überlagert. Die Fauna daraus hat noch durchaus untermitteldevonische Züge (J. SPRIESTERSBACH 1942).

Für die Parallelisierung der Selscheider Schichten kommen in der Eifel die Junkerberg- und Ahrdorfer Schichten in Betracht (SCHMIDT & TRUNKO 1965, FISCHER 1970), wobei bemerkenswerterweise die Junkerberg-Schichten der Hillesheimer Mulde mit sandigen Gesteinen (Klausbach-Horizont: olivgraue, schluffige und feinsandige Mergelsteine; Kalksandsteine mit Glimmerbelag) einsetzen. Letztere könnten zeitlich und paläogeographisch eine den Unnenberg-Schichten vergleichbare Position einnehmen.

Mit dem Unnenberg-Sandstein endet im Blattgebiet die paläozoische Schichtenfolge. Es ist anzunehmen, daß hier ursprünglich noch mittel- bis oberdevonische, möglicherweise sogar noch unterkarbonische Meeresablagerungen verbreitet waren; denn man kennt sie ja im Westen aus der Bergisch Gladbach – Paffrather Mulde (bis zur Nehden-Stufe) und im Osten aus der Attendorner Mulde (bis in das tiefe Oberkarbon). Vermutlich ist aber das Oberbergische schon zu Beginn der variscischen Orogenese, also mit der bretonischen Faltung an der Wende Devon/Karbon, landfest geworden und seitdem haben die Abtragungskräfte, dem wechselhaften Klimagang gemäß, auf dem Landschaftsbild ihre mehr oder weniger deutlichen Spuren hinterlassen.

3.1.4. Sedimentation und Fazies im Devon

Die im Blattgebiet ausstreichende paläozoische Schichtenfolge dokumentiert nur einen kleinen, wenngleich bezeichnenden Abschnitt der geosynklinalen Vorgeschichte der variscischen Gebirge Mitteleuropas. Die unterdevonischen Schichten sind Ablagerungen eines lange Zeit gleichmäßig beschickten Sedimentationsraumes im Bereich eines Flußdeltas (U. JUX 1971: Abb. 2). Dieses von marinen, brackischen und fluviatilen Ablagerungen geprägte Gebiet bot für die Entwicklung von Pflanzen bei einem feuchtwarmen Klima optimale Bedingungen zur Entwicklung neuer Arten und zur Besiedlung unterschiedlicher Lebensräume; vom überfluteten Litoral über trockenfallende Wattflächen bis zu niederen, höchstens fluviatil beeinflussten Festlandsgebieten mit echten Landpflanzen (KAYSER & MEYER & SCHWEITZER 1977).

Im Blattgebiet spiegelt sich das in den Bensberger Schichten einerseits in den schlecht entmischten, sandigen und schluffig-tonigen, rotschieferführenden Ablagerungen mit ihren charakteristischen Merkmalen (Priele, Schrägschichtungen) wider, andererseits in den brackisch-marinen Fossilien (Pflanzen, Muscheln, Ostracoden, Eurypteriden, Fische). Diese Gesteine tragen die Merkmale der Niederrheinischen Intrafazies; denn mit ihren unver-

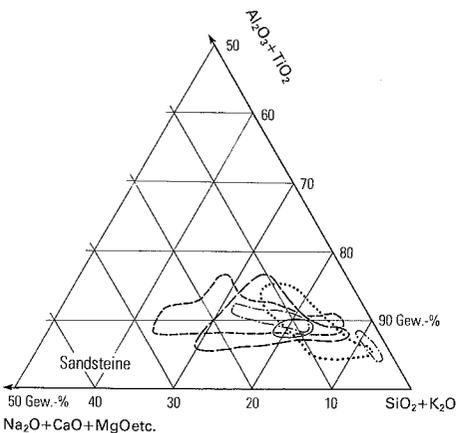
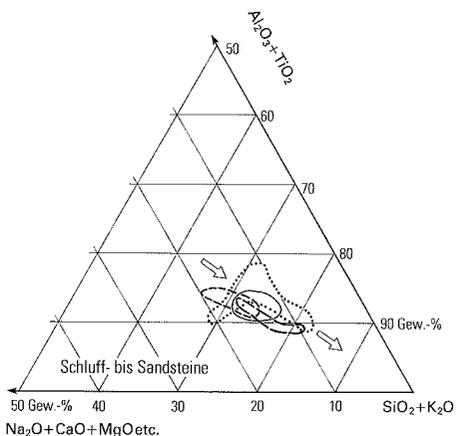
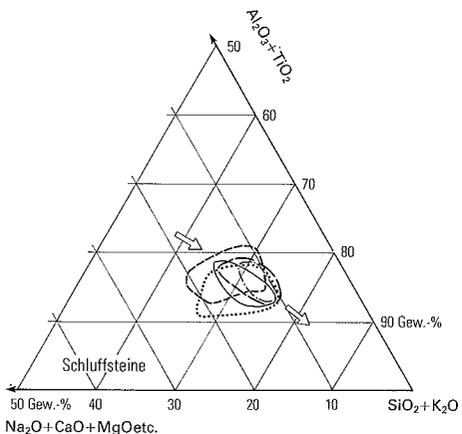
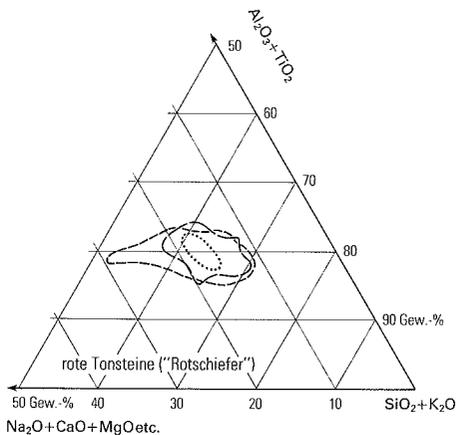
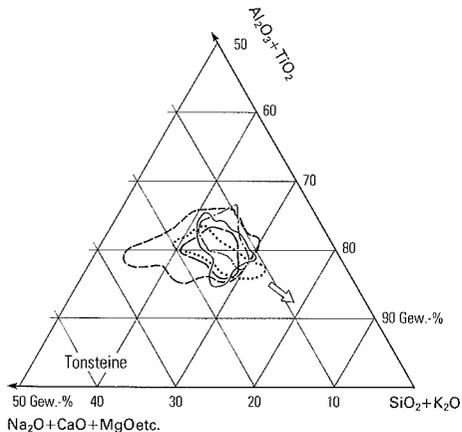
kennbaren Anzeichen lagunärer, wattenartiger Sedimentationsräume (U. JUX 1964) bilden sie den äußeren, landwärtigen Gürtel der Rheinischen Magnafazies (H. SCHMIDT 1926, 1962; U. JUX 1971). Erst am Ende des Unterdevons setzt sich im Bergischen Land, im Gegensatz zur Eifel und dem Siegerland, die Rheinische Magnafazies in ihrer bezeichnenden Ausprägung mit überwiegend sandigen Litoralablagerungen und artenreichen Fauneneinschlüssen (Korallen, Brachiopoden, Muscheln, Crinoiden und andere) durch, wobei die paläogeographischen Veränderungen von Bodenunruhen und vulkanischen Eruptionen (Hauptkeratophyr) begleitet waren. Zur Ablagerungszeit der Remscheider Schichten waren die verschiedenen Biofaziesbereiche noch unmittelbar nach dem submarinen Relief eines alten Deltas (Bensberger Schichten) oder einer daraus abgeleiteten, seichten und nach Südosten geöffneten Meeresbucht orientiert (ZYGOJANNIS 1971). Mit dem Aufkommen biostromaler Riffkalksteine aus Stromatoporen und Korallen im unteren Mitteldevon, hier besonders in den Hobräcker Schichten, ging es aber mit der festländischen Sedimentzufuhr allmählich zu Ende – zumindest verlagerten sich die Akkumulationsschwerpunkte zunächst in den sogenannten Lennetrog (J. SPRIESTERSBACH 1942) nach Norden (U. JUX 1971).

Die Rückverlagerung der Strommündungsgebiete nach Nordwesten vollzog sich in Etappen und ungleichmäßig. Zeitweilig kam es auch zu erneuten Vorstößen der Niederrheinischen Intrafazies, wie es sich in den Brandenburg-Schichten und dem damit zu verknüpfenden Unnenberg-Prodelta manifestiert. Im unteren Mitteldevon rückt entsprechend auch die Herzynische Magnafazies mit ihren vornehmlich küstenfern abgelagerten tonigen Gesteinen und pelagischen Faunenresten nach Nordwesten vor, erreicht aber erst im Oberdevon dauerhaft unseren Raum. Während des oberen Mitteldevons (im Blattgebiet nicht, unmittelbar nordwestlich aber weitverbreitet) ließ die Zufuhr klastischer, terrigener Sedimente merklich nach, und auf dem breiten, flachen Schelf konnten nun, ungestört durch festländische Beeinflussungen, im klaren Bewegtwasser ausgedehnte Korallen-Stromatoporenriffe aufkommen.

3.1.4.1. Geochemische Kennzeichnung unterdevonischer Gesteine (E. JUX)

Das Blattgebiet wird im devonischen Gebirgssockel von klastischen Abfolgen aus Peliten und Areniten beherrscht. Es ist daher zweckmäßig, bei einer Regionaldarstellung auf die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine einzugehen. Dabei werden Daten mit einbezogen, die Untersuchungen auf dem Nachbarblatt 5009 Overath entstammen. Die allgemeine petrographische Kennzeichnung kann den Kapiteln 3.1.1. und 3.1.2. entnommen werden. Es ist bei einer geochemischen Darstellung aus praktischen Gründen schwierig, Einzelmerkmale einer petrographischen Darstellung zu berücksichtigen, und es werden deshalb hier lediglich die Hauptgruppen Tonstein, Schluffstein und Sandstein unterschieden. Die Gesteine wurden diesen Hauptgruppen nach den Molquotientenverhältnissen der für Pelite und Arenite bestimmenden Komponenten SiO_2 und Al_2O_3 zugeordnet. Mit diesen Verfahren konnten fast alle Gesteine auf die genannten drei petrographischen Grundtypen bezogen werden. Die Untergruppen der petrographischen Klassifikation füllen jeweils die Übergangsbereiche aus. Es muß natürlich betont werden, daß dieses Einteilungsschema nicht auf Sondertypen wie Brandschiefer oder konkretionäre Bildungen anwendbar ist, in denen CaCO_3 , FeCO_3 , MnO oder C zu bestimmenden Hauptkomponenten werden.

Die Elementkonzentrationen entsprechen bei einem Vergleich weitgehend den Richtwerten paläozoischer Sedimente (TUREKIAN & WEDEPOHL 1961; WEDEPOHL 1969, 1978; SCHULZ-



- Obere Buntschiefer-Folge (demB,12)
- Sandstein-Folge (demB,s)
- Untere Buntschiefer-Folge (demB,t1)
- Odenspieler Schichten (ds0)
- Wahnbach-Schichten (dsW)

Abb. 9
Chemische Zusammensetzung unterdevonischer Gesteine (Hauptelemente) im Bensberger Erzbezirk

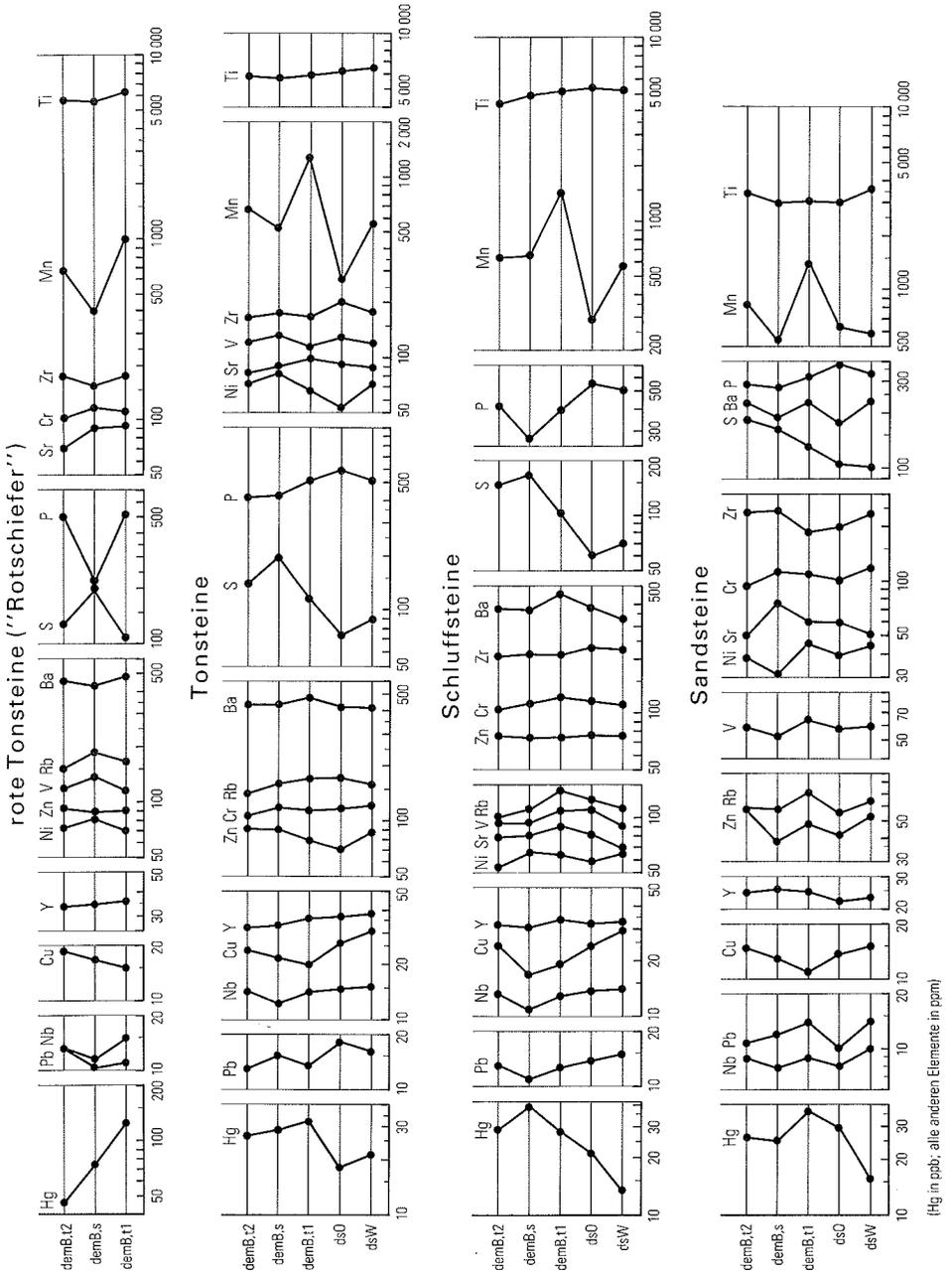


Abb. 10 Durchschnittsgehalt der Spurenelemente unterdevonischer Gesteine im Bensberger Erzbezirk (Erklärung der geologischen Symbole s. Abb. 9)

DOBRICK 1975; SCHULZ-DOBRICK & HEINRICHS & WEDEPOHL 1980). Das schließt allerdings regionale oder fazielle Besonderheiten nicht aus. Der Vergleich der Durchschnittsgehalte von Keratophyrtuffen und Rotschiefern aus den Remscheider Schichten ergibt für diese Gesteine Ähnlichkeiten, die genetische Zusammenhänge vermuten lassen (s. S. 45) und von Rotschiefern der Bensberger Schichten abheben. Aus den Abfolgen des Schichtenverbandes sind aus linsenartigen oder streifigen Einschaltungen Massierungen von pflanzlichem Detritus bekannt. Es handelt sich oft um tonreiche Brandschiefer, die aber innerhalb des gleichen stratigraphischen Stockwerks bereits erhebliche Schwankungen in ihrer chemischen Zusammensetzung aufweisen.

Einen guten Überblick geochemischer Zusammenhänge bietet die Darstellung der Hauptgesteine im Konzentrationsdreieck (Abb. 9). Die Zusammenfassung der Oxidgruppen richtet sich dabei nach der relativen Mobilität der Elemente im Verwitterungskreislauf. Bei der Abgrenzung der Streufelder der unterschiedenen Gesteine wurde auch die jeweilige stratigraphische Position berücksichtigt. Läßt man diese Untergliederung außer acht, dann ergibt sich ein Trend zu höheren SiO_2 -Gehalten hin (Pfeile). Dieser lückenlose Verlauf bringt texturelle Merkmale zum Ausdruck: zunehmende Korngröße (Sand) und dabei Abnahme des Matrixanteils (Ton).

Wie die stratigraphisch differenzierten Streufelder der Gesteinstypen erkennen lassen, bleibt die chemische Zusammensetzung der Ton- und Schluffsteine jeweils in engen Grenzen. Bei den Sandsteinen stellt sich indessen eine stratigraphische Verlagerung der Konzentrationsfelder dar (Abb. 9). Diese Verschiebung beruht nur teilweise auf schwankenden Al_2O_3 -Gehalten (der Einfluß von TiO_2 kann vernachlässigt werden). Vielmehr drückt sich hier auch die Variation der „leicht beweglichen“ Elemente (Na, Ca, Mg, Mn, Fe) aus. In der Tat haben die Sandsteinproben aus der Unteren und der Oberen Buntschiefer-Folge auch erhöhte Fe- und Mn-Gehalte; sie lassen sich teilweise über zementäre Carbonate ableiten. Eine ähnliche Deutung bietet sich für die Abgrenzung der Tonsteine an. Auch hier ergibt sich in der Unteren Buntschiefer-Folge ein deutlicher Trend, der wesentlich von den mobilen Elementen bestimmt wird. Wenngleich während der Diagenese erhebliche Umlagerungen im chemischen Bestand erfolgten, zeigt der Pauschalchemismus auch heute noch die für marine Tone bezeichnenden Merkmale. Solche Rückschlüsse können für Schluff- oder Sandsteine nicht gezogen werden. Die Alkalien, aber auch Fe und Mn haben in diesen durchlässigen Gesteinen mit Sicherheit Umverteilungen erfahren.

Die Darstellung der Spurenelemente (Abb. 10) bezieht sich einerseits auf jene, die petrographisch von Bedeutung sind (z. B. Nb, Rb, Sr), andererseits auf solche, die unter lagerstättenkundlichen oder umweltpolitischen Aspekten Aufmerksamkeit verdienen. Auch hier sind die Gesteinsgruppen gesondert und in stratigraphischer Gliederung einander gegenübergestellt worden. Die Verschiebung der Durchschnittswerte der einzelnen Spurenelemente weist in den miteinander verglichenen Lithofazies ähnliche Tendenzen auf.

Das Interesse zielt natürlich auch auf stratigraphisch faßbare Änderungen der Normalverteilung der Spurenelemente im Sedimentationsraum. Betrachtet man in dieser Hinsicht zunächst die Tonsteine, weil diese größere Mengen an Spurenelementen als die Sandsteine zu binden vermögen, so gleichen sich – ungeachtet der absoluten Gehalte – die Konzentrationsverläufe zum Beispiel von Rubidium, Kupfer und Blei sowohl in Sandsteinen als auch in Tonsteinen. Von den Wahnbach-Schichten bis zur Oberen Buntschiefer-Folge nehmen die entsprechenden Gehalte ab. Dem entspricht eine kontinuierliche Abnahme von Al_2O_3 und eine graduelle Schluffzunahme im aufsteigenden Schichtenverband. Man erwartet daher

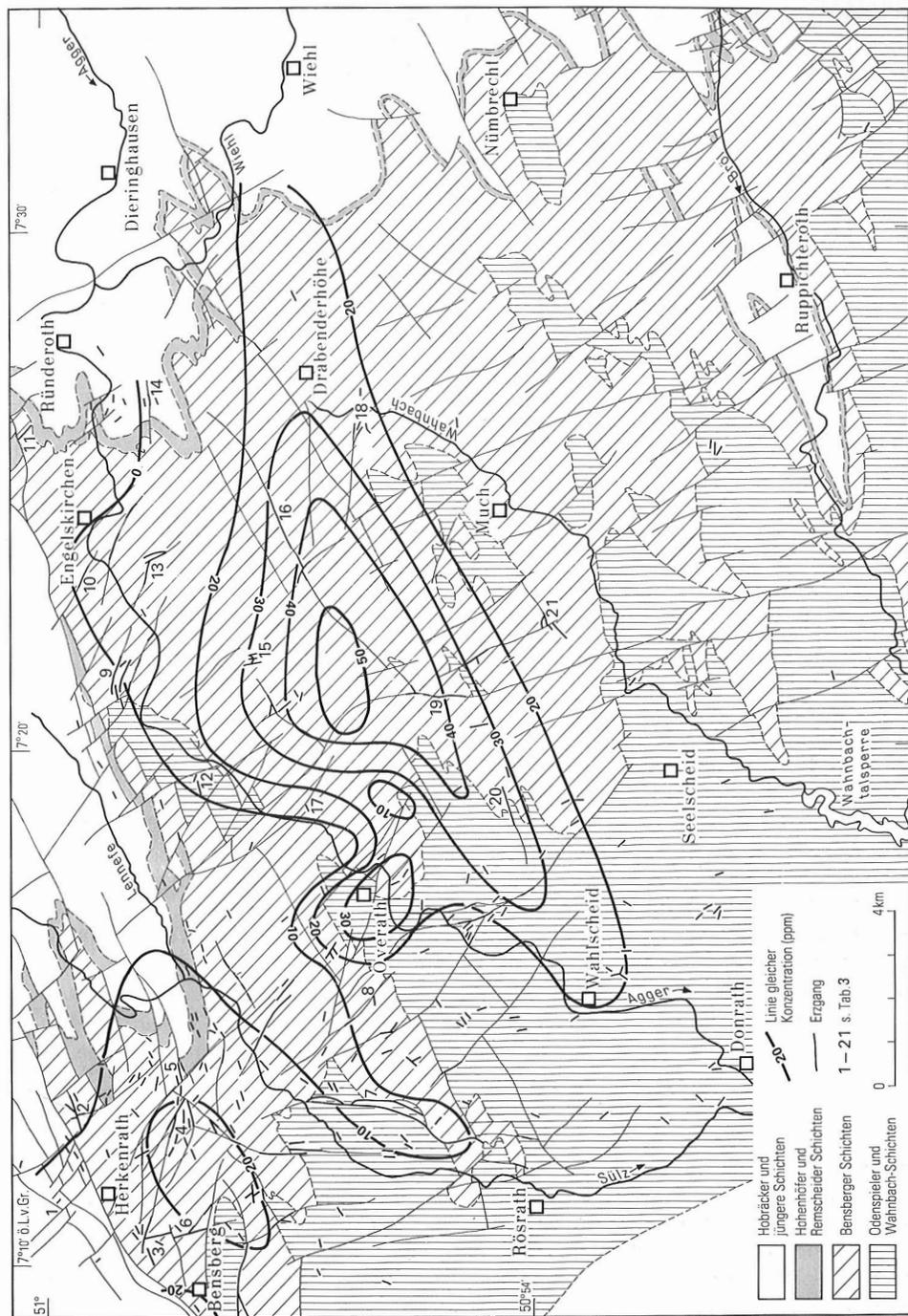


Abb. 11 Bleigehalte von Tongesteinen im Bensberger Erzbezirk

ähnliche Kurvenverläufe für alle Schwermetalle unter der Annahme, daß ihre Bindung vor allem an Tonmineralien erfolgte. Tatsächlich scheint nur die Nickelverteilung der Hypothese zu folgen. Während sich die Zinkkonzentration in Sandsteinen wenig ändert, nimmt der Gehalt in den Tonsteinen parallel zu Nickel im Profil nach oben zu (E. Jux 1982). Sowohl in den Peliten als auch den Areniten steigen die Quecksilbergehalte ebenfalls zu den Oberen Bensberger Schichten hin an. Die relativ erhöhten Konzentrationen einzelner Schwermetalle (Cu, Pb) in Wahnbach- und Odenspieler Schichten zeichnen Strukturzüge nach; denn das Probenmaterial stammt aus den ausstreichenden Sattelkernen, wohingegen die Sandsteinfolge und die Obere Buntschiefer-Folge deren Flanken oder die Mulden einnehmen.

Es scheint eine Wechselbeziehung zwischen relativ zinkarmen und bleireichen Tonsteinen und bleiarmeren und zinkreicheren Erzgängen zu bestehen. Dies gilt jedenfalls im Bereich des Blattes 5009 Overath etwa für den Lüderich-Gangzug, während sich im Blattgebiet Engelskirchen umgekehrte Verhältnisse abzeichnen (z. B. Silberkaule).

Aus lithofaziellen Abwandlungen lassen sich die Spurenelementverteilungen nicht eindeutig erklären. Offensichtlich spielen hier die strukturellen Positionen der Probeentnahmepunkte eine bedeutende Rolle. Die Übertragung punktueller Analyseergebnisse aus einem heterogenen Schichtenverband in ein regionales Verteilungsbild ist problematisch, wenn es um die Wichtung der geochemischen Daten geht. Zur Erörterung regionaler Verteilungsbilder wurden deshalb nur die Tonsteine ausgewertet, die nach Möglichkeit auf Schnitte bezogen sind. Pelite sind deshalb den Sandsteinen vorzuziehen, weil sie als wichtige und dauerhafte primäre Spurenelementträger anzusehen sind.

Trägt man die Bleigehalte der Tonsteine in einer Regionalkarte ein (Abb. 11), so steckt der Verlauf der Isoanomalien zwei Areale voneinander ab, nämlich den Bensberger Sattelkomplex und das Overath – Bielsteiner Sattelsystem. Dazwischen schiebt sich keilförmig ein Areal niedriger Bleigehalte ein, das strukturell von der Heiligenhäuser und Lennefe-Mulde eingenommen wird. Die höchsten Konzentrationen zeichnen sich zwischen Vilkerath und Much ab. Beide positiven Bleianomalien folgen dem variscischen Gebirgsstreichen, worin der lithologische Aspekt der Bleiverteilung betont wird. Dennoch sind Details des regionalen Verteilungsbildes hervorzuheben. Man kann nämlich außer den axialen Ausrichtungen auch quer dazu Nordwest – Südost verlaufende Konzentrationsschwerpunkte, so auf der Linie Bensberg – Overath, feststellen. Diese reihen sich auf einer Linie, an der die Sattelachsen nach Osten abtauchen. Sie haben ihre Position auf einer der Achsenrampen, die die Wiehl – Waldbröler Querstruktur begleiten. Das gilt auch, wenngleich weniger scharf, für die Bleiverteilungen zwischen Vilkerath und Much.

Für die Deutung der Lagerstätten ist zu beachten, daß sich die Konzentrationsmaxima nicht mit der Position der bekanntesten Lagerstätten (Weiss, Berzelius, Lüderich, Bliesenbach, Castor u. a.) decken. Sie liegen deutlich randlich davon und unterstreichen, daß die Zufuhr geothermisch aktivierter Lösungen nicht in die tonigen Nebengesteine erfolgt, sondern daß man dort eher den Eindruck von Bleiverlusten gewinnt.

Für die Zinkverteilung (Abb. 12) stellt sich ein ähnliches, jedoch ausgedehnteres Isoanomalienfeld dar. Daher lassen die Linien gleicher Zinkgehalte nicht so deutlich wie die Bleiverteilung eine Ausrichtung nach der Gebirgsfaser erkennen. Die Verknüpfung mit Sattelstrukturen ist dennoch unverkennbar. Über den Bensberger, Overather und Bielsteiner Sattelkomplexen gibt es jeweils positive Anomalien. Bemerkenswerterweise sind auch diese an Rampenbereiche gebunden und vergrößern sich von Nordwesten nach Südosten. Übrigens sind die Verhältnisse bei der Quecksilberverteilung umgekehrt.

3.2. Tertiär

Mesozoische Sedimente sind im Blattgebiet und seiner weiteren Umgebung nicht bekannt. Lediglich in den Kalksteingebieten könnten in Schloten, Dolinen und Höhlen kreidezeitliche Überreste abgelagert und bewahrt worden sein, wofür es Belege außerhalb des Blattgebietes gibt (WIRTH 1964, 1970; MÜHLHAUS 1965).

Während der Tertiär-Zeit war das Blattgebiet Festland. Obwohl im Westerwald limnische, brackische und vulkanische Gesteine aus der Tertiär-Zeit weitverbreitet und sowohl am Bergischen Höhenrand als auch in der Niederrheinischen Bucht über dem Devon tertiärzeitliche Schichtenfolgen mit Braunkohlen allgemein bekannt sind, haben sich im Oberbergischen keine derartigen Zeugnisse für die wechselhafte Erdgeschichte erhalten. Ein Schotterest auf dem Mühlenberg bei Runderoth wird – mit Vorbehalten – dem Jungtertiär zugeordnet.

Charakteristische Verwitterungsformen und damit zusammenhängende Residualgesteine aus dem Tertiär sind an vielen Stellen des Blattgebietes überliefert worden und im Landschaftsbild unverkennbar. Während des Känozoikums herrschten im Paläogen zunächst feuchtwarme tropoide Klimabedingungen, im Neogen dann wechselfeuchte und teils trockene Warmzeiten und schließlich im Pleistozän gemäßigte bis periglaziale Klimaverhältnisse. Damit wandelte sich die zunächst vorherrschende, tiefgreifende chemische allmählich zu einer überwiegend physikalischen Gesteinsverwitterung. Im Alttertiär (Paläogen) wurde der Gebirgsumpf tiefgründig zersetzt, wovon die mächtigen Verwitterungszonen Zeugnis ablegen, während im Jungtertiär (Neogen) und im Pleistozän die nunmehr überall nachweisbaren Flußläufe eine entwässerungsbedingte Aufgliederung der Landschaft in Talungen und Höhenzügen hervorbrachten.

Auf das feuchtwarme Klima im Alttertiär geht auch die Bildung und Massierung von Brauneisensteinvorkommen zurück. Das Erz wurde früher in vielen kleinen Grubenfeldern zwischen Engelskirchen und Runderoth bei Kaltenbach, Forst und Weiershagen abgebaut (A. JUX 1956); allein in den Kaltenbacher und Forster Gruben sind im vorigen Jahrhundert über 100 000 t Erz gefördert worden (KINNE 1884; vgl. Kap. 5.1.1.).

Bei diesen Lagerstätten muß man zwei verschiedene Bildungsweisen unterscheiden, nämlich einerseits die Fe-Anreicherungen im devonischen Schichtenverband (Flöztyp) und andererseits die in ausgelösten Höhlungen oder Eintiefungen der Kalksteine (Dolinentyp). Die ziemlich ausgedehnten Brauneisensteinvorkommen zwischen der Wiehl und der Agger gehen teilweise auf die Umwandlung konkretionärer Toneisensteinmassierungen zurück, die in tonigen Schichten im Liegenden des Basiskalks der Hobracker Schichten vorkommen können. Die Bauwürdigkeit der Erze beschränkte sich auf die oberflächennahen Bereiche, denn nach unten gehen die Brauneisensteinhorizonte in Tonsteine mit Sideritknollen über. Diese Sideritknollen (Toneisensteine) weisen mit 0,2 – 0,3 ähnliche Mangan-Eisen-Verhältnisse auf wie die daraus entstandenen Brauneisensteine.

Die immerhin bis 100 m unter Tage nachgewiesene Umwandlung der Eisencarbonate und Eisensulfide zu Brauneisenstein (KINNE 1884) geht auf deszendente saure Lösungen zurück, wie sie sich ohne weiteres aus der im Regenwasser enthaltenen atmosphärischen Kohlensäure, den organischen Abbauprodukten im Boden und der Oxidation von eingelagerten Sulfiden herleiten lassen. Wegen des Umfangs der meistens durch quartäre Gesteine versiegelten Brauneisensteinlager wird bei ihrer Bildung an warm-humide Klimaverhältnisse in

der Tertiär-Zeit gedacht. Das steht jedenfalls in der Übereinstimmung mit der Datierung der Verkarstung (s. Kap. 3.2.3.).

3.2.1. Verwitterungsdecke (F. K. SCHNEIDER)

Die alttertiäre Landoberfläche erfuhr eine langanhaltende und durch das damalige warm-feuchte Klima bedingte tiefgründige chemische Verwitterung, deren Relikte auf den meist abgeflachten Höhen noch häufig anzutreffen sind. GOEBEL (1926) und später SCHRÖDER (1969 b) haben mit Hilfe dieser Verwitterungsbildungen die ehemalige Landoberfläche zu konstruieren versucht und epirogenetische Überprägungen daraus abgeleitet. Die seither erfolgte Talbildung hat diese „Rumpffläche“ weitgehend zerstört. Doch sind ihre Reste noch deutlich auf den oft tafelbergartig geformten Höhen zu erkennen, deren Verebnungsflächen untereinander etwa die gleiche Höhenlage haben, über welche das Gebiet des Heckberges jedoch deutlich hinausragt. FEY (1974) stellte detaillierte Untersuchungen über das Alter von verschiedenen Niveaus der Rumpffläche an und gibt eine Übersicht über weitere Arbeiten zu diesem Thema.

Die alttertiäre Verwitterung hat das Gestein mehrere Meter tief zersetzt, gebleicht und stark tonigen Schluff oder lehmigen Ton von meist grauer, oft olivgrauer Farbe hinterlassen. Aus sandigem Ausgangsgestein kann dabei hellgrauer Sand hervorgegangen sein, unter dem mürbes, stark gebleichtes Gestein folgt. Der Gesteinszersatz ist in der Grube der ehemaligen Ziegelei Eisenroth, welche etwa 1,5 km außerhalb des Blattgebietes im benachbarten Blattbereich 5011 Wiehl liegt, von GRABERT & REHAGEN & STADLER (1969) untersucht worden.

Der Verwitterungslehm liegt als lückenhafte Decke mit stark wechselnder Mächtigkeit auf den Resten der alten Rumpffläche. Im Raum westlich von Much ist das Verwitterungsmaterial durch den Wegebau bei der Flurbereinigung im Jahre 1972 an vielen Stellen gut abgeschlossen worden. Dabei zeigte sich, daß häufig einzelne Bänke oder Schichten des devonischen Gesteins stärker verwittert sind, und daß daher besonders bei steilem Schichteinfallen die Verwitterung örtlich begrenzt mehrere Meter tiefer hinabreicht als in der Umgebung.

Eine ähnliche, jedoch ins Altpleistozän zu stellende tiefgründige Verwitterung wird ebenfalls von SCHRÖDER (1969 b) beschrieben. Das Verwitterungsmaterial ist etwa von der gleichen Zusammensetzung wie das schon beschriebene, jedoch meist von gelber Farbe. Es von dem alttertiären Verwitterungsmaterial zu unterscheiden, bereitet Schwierigkeiten; darum wurden auf dem Kartenblatt beide zusammengefaßt.

3.2.2. Ältere Terrasse („t)

Die ältesten känozoischen Sedimente des Blattgebietes wurden auf dem Mühlenberg bei Ränderoth bei + 225 m NN festgestellt. Bei Straßenbaumaßnahmen (R 02 060, H 51 885) fand man über gebleichten, weißgrauen Schluffsteinen und plattigen Sandsteinen der Hobracker Schichten (Schichtlagerung: 70/55° SE) einen 1 – 2 m mächtigen grauen Schotterkörper mit stark verwitterten, gut gerundeten Geröllen (Sandstein, Gangquarz, Quarzit, Lydit) in einer grauweißen, tonigen Matrix. Bei der Mächtigkeitsangabe (1 – 2 m) ist zu berücksichtigen, daß die Auflagerungsfläche rinnenartig eingetieft ist. Es liegen zweifelsfrei fluviatile Ablagerungen in situ vor.

Über diesem Kieslager wurde in 0,5 m Mächtigkeit ein weißgrauer, plastischer Ton, der sich mit weißgelblichen, schluffigen Tönen verzahnt, angetroffen. Diese Tone sind ge-

schichtet und möglicherweise bei der Verlandung der ehemaligen Flußrinne abgelagert worden; sie können von tertiärzeitlichen Verwitterungszonen, wie sie beispielsweise bei Bergisch Gladbach oder Siegburg vorkommen, nicht unterschieden werden. Die Tonmineralanalyse ergab: Illit, Chlorit und Quarz.

Mit unverkennbarer Grenze liegt auf diesen fluviatilen Ablagerungen ein 1 m mächtiger, braun gefärbter Bodenhorizont aus braunem, steinigem Lehm, darauf schließlich eine humose Krume von 0,2 m.

Trotz Abdeckung durch den Tonhorizont sind die Gerölle im Schotterkörper, sieht man von den Quarzen ab, so verwittert, daß sie bei einer Umlagerung weitgehend aufgearbeitet worden wären. Das Material läßt sich überwiegend auf die nahebei austreichenden Devon-Schichten beziehen.

Nach der Aufschlußlage darf man auf den Schotter eines Agger-Vorläufers schließen; mit Vorbehalt wird er mit den jungtertiären, ebenfalls durch Bleichungen ausgewiesenen Flußablagerungen am Bergischen Höhenrand parallelisiert. Nach Höhenlage und Geröllzusammensetzung könnte es sich jedoch bei diesem Schotterkörper auch um den Rest einer Höhenterrasse altquartären Alters handeln; jedenfalls handelt es sich um einen Talboden über den Hauptterrassen (NN + 220 - 230 m-System: NICKE 1981).

3.2.3. Verkarstung

Überall dort, wo im Blattgebiet sowie in den angrenzenden Mulden Riffkalksteine austreichen, sind diese von den Spuren einer intensiven chemischen Verwitterung gezeichnet. So gibt es im Basiskalk zahlreiche Höhlen (z. B. bei Forst, Daxborn, im Kaltenbachtal und in Ränderoth) sowie im ganzen Ausstrichgebiet der Kalksteine Schlotten und Dolinen. Am bekanntesten ist die Aggertalhöhle im Walbachtal (Höhleneingang: R 01 725, H 51 980; + 155 m NN), ein über 0,35 ha ausgedehnter Komplex miteinander verbundener und nur wenig mit Kalksinter verkleideter Kluft-, Schichtgrenz- und Schichtfugenhöhlen. Die ca. 250 m nördlich davon gelegene Neue Höhle nimmt viel weniger Raum ein (0,16 ha), entspricht aber sonst ganz der größeren.

Beide Höhlen sind gründlich bearbeitet worden (HOLZ 1960). Anlage und Ausbildung der Höhlengänge waren einerseits gebunden an die Lithogefüge, mineralischen Zusammensetzungen und Porositäten der Riffkalksteine, andererseits an deren vertikale und horizontale Ausdehnung sowie an den tektonischen Deformationsplan (Lagerungen, Klüftungen usw.). Da es sich um kleine Bioherme oder geringmächtige Biostrome handelt, konnten die Höhlen also auch nie das Ausmaß erreichen wie etwa solche in den mitteldevonischen Massenkalken. Während die Neue Höhle ihren Sohlpunkt 16 m über dem Walbachtal hat, reichen die tiefsten Stellen der Aggertalhöhle noch unter das Bachbett; es besteht somit nicht durchweg ein genetischer Zusammenhang zwischen der Karsthydrogeologie und dem Entwässerungsnetz an der Oberfläche.

Im Verbreitungsgebiet der Kalksteine, vor allem des mächtigen Basiskalks, sind Schlotten und Dolinen mit Füllungen aus gelben, braunen und grauen Tönen, Quarzsanden und vor allem oxidischen Eisenerzen bekannt. Auf diese zwar nicht besonders ausgedehnten und naturgemäß unregelmäßig verteilten Limonitlagerstätten wurde noch im vorigen Jahrhundert im oberen Walbachtal (Grubenfelder Altenberg I, II) sowie im Kaltenbachtal (Grubenfelder Kiffhau, Litz, Fünfzehn Löwenpfähle, Grimmenthal u. a.) Bergbau betrieben (vgl. Kap. 5.1.1.). Im Gegensatz zu den aus Toneisensteingeoden entstandenen Verwitterungsproduk-

ten liegen die Mangan-Eisen-Verhältnisse bei den Dolinenerzen mit 0,02–0,04 erheblich niedriger. In der Nachbarschaft solcher Lagerstätten ist der Kalkstein durchweg dolomitiert, oft auch zu Ankerit umgewandelt worden. Stellenweise sind auch in der Aggertalhöhle enge Beziehungen zwischen der Dolomitisierung und der Fe-Vererzung („Höhlenerze“ festzustellen; die Mangan-Eisen-Verhältnisse betragen bei diesen Vorkommen 0,09 (HOLZ 1960). Man darf davon ausgehen, daß die Erzlösungen aus der Verwitterung der unterdevonischen, zum Teil durch beachtliche Fe-Gehalte (Sideritsandsteine, Rotschieferhorizonte u. a.) ausgewiesenen Schichten aber auch der nahebei austreichenden variscischen Gänge abzuleiten sind. Auf letzteres verweisen die beigemengten karbonatischen und sulfidischen Bleiverbindungen (KINNE 1884, ZELENY 1912).

3.3. Quartär (F. K. SCHNEIDER)

Die den paläozoischen Festgesteinen in unterschiedlicher Mächtigkeit auflagernden Lockergesteine entstanden überwiegend während des Quartärs. Auf das warme Klima des Tertiärs folgt nach einem radikalen Wechsel das Pleistozän (Eiszeitalter) mit mindestens sechs Kaltzeiten und zwischengeschalteten Warmzeiten. Die bis dahin vorwiegend chemischen Verwitterungsprozesse werden durch physikalische Vorgänge ersetzt. Die gesteigerte Reliefenergie infolge der Hebung des Rheinischen Schiefergebirges bedingt eine verstärkte Abtragung der alten Verwitterungsdecken. Es bildet sich das Netz der tief in die tertiäre Verwitterungsbasis eingeschnittenen Täler und damit die heutige Landschaft. Der nach der letzten Kaltzeit folgende Zeitabschnitt des Holozäns (Nacheiszeit), der heute noch andauert, war und ist durch ein gemäßigtes Klima gekennzeichnet. Im Vergleich zum Pleistozän war das Holozän nur noch in geringem Maße an der Bildung von Lockergesteinen und an der Ausprägung der Landschaftsformen beteiligt.

3.3.1. Pleistozän

Durch die intensive physikalische Verwitterung im Kaltzeitklima des Pleistozäns wurde das paläozoische Gestein gelockert, aus dem Verband gerissen und zerkleinert. Die so entstandenen Schuttmassen flossen während der sommerlichen Tauperioden hangabwärts. Die großen Mengen von Gesteinsschutt konnten nur teilweise von den Flüssen abtransportiert werden. Die Aufschotterung überwog; es bildeten sich die Ablagerungen der Flußterrassen. In den Warmzeiten wurden die Täler weitgehend wieder durch die Flüsse ausgeräumt, an den Talhängen verblieben jedoch Reste des Schotter in Form von Terrassenstufen. Das Einschneiden der Flüsse wurde verstärkt durch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges.

Die im Blattgebiet erhaltenen Reste der Lößbedeckung sind Windablagerungen überwiegend der letzten, der Weichsel-Kaltzeit.

3.3.1.1. Terrassen

An den Hängen des Agger-, des Wiehl- und des Wahnbachtals haben sich Reste alter Flußablagerungen in morphologisch mehr oder weniger deutlich ausgebildeten Terrassen erhalten. Während der pleistozänen Kaltzeiten wurden Schotter und Kies in Mächtigkeiten von mehreren Metern aufgeschüttet. Nach der Höhenlage über der heutigen Talsohle lassen sich die Terrassenkörper in Haupt-, Mittel- und Niederterrassen untergliedern.

3.3.1.1.1. Hauptterrasse (H)

Die Hauptterrasse tritt im Blattgebiet nur im Aggertal auf; sie liegt etwa 40–75 m über der Talsohle. Die Gerölle des Hauptterrassen-Schotter sind meist wohlgerundet. Ihr Durchmesser beträgt im Durchschnitt etwa 3 cm. Sie bestehen fast ausschließlich aus lokalem unter- und mitteldevonischem Material, während der Gehalt an Quarz im Vergleich zur Rhein-Hauptterrasse gering ist. In einer Probe aus dem obersten der drei bei Grünscheid ausgeschiedenen Terrassenkörper wurden 3,8 Gew.-% Quarz festgestellt. Hinzu tritt immer ein Gehalt an sandig-schluffigem Material.

Der Hauptterrassen-Schotter liegt meist unmittelbar und mit scharfer Schnittfläche dem festen paläozoischen Gestein auf, stellenweise kann aber auch eine zwischengeschaltete, bis zu einem halben Meter mächtige Schicht von tonigem Verwitterungsmaterial beobachtet werden.

Meist ist der Terrassenschotter von Lößlehm oder Fließerde überdeckt, wodurch die Formen verwischt werden. Auf dem Kartenblatt sind daher Terrassenablagerungen nur dort eingetragen, wo Kies oder Schotter nachgewiesen wurde.

Auf die Abtrennung einer „tieferen Stufe der Aggerhauptterrasse“, wie sie HOOS (1936) durchführte, wird hier verzichtet. Die von HOOS dieser Stufe zugerechneten Flächen werden hier zur Mittelterrassen-Gruppe gestellt. Die bei Dieringhausen im Blattgebiet Wiehl gelegenen Schotterkörper stellte GRABERT (1970: 58) zur Mittelterrassen-Gruppe. Nach ihrer Lage von mehr als 40 m über der heutigen Talsohle müßte zumindest ein Teil dieser Terrassenflächen der Hauptterrasse zugerechnet werden, wie es HOOS (1936) schon tat.

3.3.1.1.2. Mittelterrasse (M)

Die Mittelterrassen-Schotter liegen im Aggertal bis etwa 40 m über der heutigen Talsohle. Außerdem treten sie im Wiehl- und im Wahnbachtal auf. Die Auflage des Schotter auf devonischem Gestein ist an den folgenden Punkten gut aufgeschlossen: unterhalb der Burgstraße in Bielstein (R 05 200, H 48 480), in einem Siefen gegenüber von Albertstal (R 97 960, H 51 040), am Campingplatz unterhalb der Aggerbrücke in Loope (R 95 960, H 49 860) und im Holzer Siefen (R 95 420, H 49 950). Der Durchmesser der gut gerundeten Steine beträgt stellenweise mehr als 15 cm, im Durchschnitt etwa 3 cm. Der Quarzgehalt ist noch geringer als im Hauptterrassen-Schotter: Eine Probe aus dem unteren Teil des Holzer Siefens (10 m über der Aggertalsole) enthielt nur 0,9 Gew.-% Quarz in der Kiesfraktion (> 2 mm). Die Ablagerungen der Mittelterrasse sind weniger verlehmt als die der Hauptterrasse. An den Einmündungen von Nebentälchen ist stellenweise zu beobachten, daß sich Schotter mit weniger gut gerundeten Geröllen aus dem Nebental mit dem aus gut gerundeten Geröllen bestehenden Schotter des Haupttals verzahnt, zum Beispiel im Holzer Siefen bei Lüdenbach.

Auch der Schotter der Mittelterrassen-Gruppe ist meist von Lößlehm und Fließerde überdeckt. So lassen sich die beiden Mittelterrassen-Körper bei Grünscheid, deren Untergrenzen bei etwa + 129 und + 145 m NN im Jahr 1972 in Baugruben aufgeschlossen waren, morphologisch kaum voneinander und von der bei 156 m aufgeschlossenen Hauptterrasse trennen. Die vermutete Verbreitung des Schotter unter mächtigerer Bedeckung und von Erosionsterrassen ist durch eine besondere Linie dargestellt.

Eine die Talsohle bei Kastor nur um wenige Meter überragende Terrasse wird auf dem Kartenblatt zur Mittelterrasse gestellt. HOOS (1936: 138) rechnete sie zur „Tiefsten Aggerterrasse“, die sie mit KNUTH (1923: 90) der Unteren Mittelterrasse des Rheins gleichsetzte.

Auf den Schotterkörpern der Haupt- und Mittelterrassen sind stellenweise fossile Auenablagerungen erhalten, in denen eine pleistozäne Bodenbildung stattfand und die später von Löß oder Fließerde überdeckt wurden.

3.3.1.1.3. Niederterrasse (nicht gesondert ausgeschieden)

Ablagerungen der Niederterrasse füllen in wechselnder Mächtigkeit die im Jungpleistozän in den Gebirgskörper eingetieften Rinnen im Bereich der heutigen Talauen größerer Wasserläufe. Solcher Niederterrassen-Schotter kommt vor allem im Agger-, Leppe-, Wiehl-, Bröl- und Lennefetal vor. Die unebene Schotteroberfläche wird von holozänen Hochflutablagerungen überlagert (s. Kap. 3.3.2.1.). Der Schotter besteht hauptsächlich aus devonischen Sandsteinen. Im Raum Ränderoth kommt Kalkstein des Mitteldevons hinzu (PIERINI 1967). Die Gerölle sind gut gerundet, meist faustgroß oder länglich gestreckt und abgerundet. Toniger Schluff und Sand sind in wechselndem Verhältnis beigemischt. Die Mächtigkeit des Schotters schwankt stark; sie beträgt häufig wenige Dezimeter und dürfte stellenweise 8–10 m erreichen. Auch die kleineren Seitentäler führen vielfach Kies im Untergrund, der zwar überwiegend jungpleistozänes, im oberen Teil aber auch frühholozänes Alter haben kann. Je weiter man sich von den großen Tälern entfernt, desto schlechter wird der Abrollgrad der einzelnen Gerölle, bis die Sedimente in ein sandig-schluffiges, nur noch mit kantengerundeten Steinen vermengtes Schuttmaterial und schließlich in Fließerde übergehen.

3.3.1.2. Löß, Lößlehm und Lößfließerde (Löß)

Der Löß hat nach der äolischen Ablagerung während der pleistozänen Kaltzeiten weite Teile des Blattgebietes bedeckt. Er ist überall zu Lößlehm verwittert. Unverwitterter, kalkhaltiger Löß wurde nirgends beobachtet. Heute ist der Löß hauptsächlich in ebenen Lagen oder an schwach geneigten Hängen, wie auf den Flächen der Mittel- und Hauptterrasse sowie in Hangnischen und Talanfängsmulden verbreitet. Wegen seiner leichten Erodierbarkeit wurde er vielerorts abgetragen oder infolge des bewegten Reliefs durch Solifluktion verfrachtet, so daß er heute meist als Lößfließerde vorliegt. Eine Trennung von autochthonem und allochthonem Löß kann auf der Karte nicht durchgeführt werden. Im Gegensatz zur weiter verbreiteten steinigen Fließerde ist die Lößfließerde weitgehend frei von Sand- und Steingehalt; sie enthält allenfalls geringmächtige sandige oder steinige Einlagerungen. Autochthone Löß ist in geringer Mächtigkeit eindeutig nur an wenigen Stellen nachweisbar, wo er in ebenem Relief liegt und deutlich eine Tondurchschlämmung (Lessivierung) erkennen läßt; so bei Krampenhöhe, bei Engelskirchen-Hardt und bei Hillerscheidt. Bei Untermiebach am westlichen Rand des Blattgebietes und an der Autobahnbaustelle bei Unterkaltenbach wurde steinfreier, ungeschichteter Lößlehm in einer Mächtigkeit von 3,5 m festgestellt. Eine Bohrung bei Engelskirchen-Hardt erschloß im Jahre 1961 4,5 m Lößlehm, der in einigen Schichten eingelagerte steinige Fließerde enthielt. Lößmächtigkeiten von über 10 m, die beim Autobahnbau im benachbarten Blattgebiet 5009 Overath aufgeschlossen wurden, lassen erwarten, daß auch im Blattgebiet Engelskirchen größere Mächtigkeiten vorkommen können. Auf dem Kartenblatt wurde Löß nur dargestellt, wo seine Mächtigkeit mehr als 1,5 m beträgt.

Eine Erscheinung, die besonders im Löß zu beobachten ist und im Bergischen Land nicht selten vorkommt, ist die unterirdische Erosion (Subrosion). In Talanfangsmulden und Hangnischen fließt Hangwasser häufig auf weniger durchlässigem Untergrund und erzeugt tunnelartige Hohlräume in dem leicht erodierbaren Lößlehm. Durch natürliche Erweiterung oder bei Belastung brechen dann Erdfälle ein, die hier meist einen Durchmesser von weniger als 2 m haben. Sie sind oft in einer Reihe angeordnet, die dem Verlauf des Tunnels folgt, und bilden häufig den Beginn eines Siefens. J. KALTERHERBERG (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) hat solche Erosionstunnel und Erdfälle bei Engelskirchen-Hardt, SCHLECHTER (1961) bei Ehreshoven untersucht.

3.3.1.3. Fließerde („fl)

Durch Bodenfließen (Solifluktion), besonders während der kaltzeitlichen Tauperioden, ist das Verwitterungsmaterial der devonischen Gesteine zusammen mit dem darüber lagernden Löß hangabwärts bewegt worden. Dabei fand eine Durchmischung des unterschiedlichen Ausgangsmaterials statt. Auch Beimengungen von tertiärem Verwitterungston sind nicht selten nachweisbar. Entsprechend ist die Fließerde unterschiedlich zusammengesetzt. Im allgemeinen liegt sie als sandig-toniger Schluff mit wechselndem Stein- und unterschiedlichem Sand- und Tongehalt vor. Die Steine sind kantengerundet und meist mürbe.

Bevorzugt findet sich Fließerde in Talanfangsmulden und Hangnischen. Ihr Vorkommen beginnt dicht unterhalb der vorquartären Verebnungsfläche und erstreckt sich bis hinab in die Täler; ihre Ausdehnung ist abhängig vom Gefälle. Häufig haben sich kleine Bäche bis in den paläozoischen Untergrund tief in die Fließerde eingeschnitten.

In der Regel läßt sich die Fließerde in einen steinreicheren unteren und einen steinärmeren oberen Teil gliedern. Wahrscheinlich ist diese Schichtung durch die Bildung vor und nach Beginn der Lößanwehung verursacht worden. Es liegt also eine jüngere Fließerde über einer älteren. Bei hohem Schmelzwassergehalt konnte das am Hang lagernde Lockermaterial zu jeder Zeit abwärts gleiten. Auch heute noch ist bisweilen Bodenfließen an steilen Hängen zu beobachten, obgleich die Fließerde durch die Vegetation befestigt ist. Als Hauptbildungszeit der Fließerde sind jedoch die pleistozänen Kaltzeiten anzunehmen, in denen die Formungsprozesse besonders energisch verliefen.

Eine Mächtigkeit der Fließerde von mehr als 4 m ist mehrfach beobachtet worden; noch größere Mächtigkeiten sind durchaus möglich. Auf dem Kartenblatt ist Fließerde nur dort dargestellt worden, wo sie mächtiger als 1,5 m angetroffen wurde.

3.3.1.4. Verwitterungsschutt

Die Bergkuppen im mittleren und nördlichen Blattbereich sind häufig von Verwitterungs- oder Solifluktionsschutt bedeckt, der aus kantigen Blöcken besteht. Die Zwischenräume sind locker mit sandig-lehmigem Material gefüllt, sehr häufig liegen aber auch Hohlräume vor. Am Nordhang der Huhhardt wurden bei den Aufschlußbohrungen für den Autobahnbau mehr als 8 m Verwitterungsschutt festgestellt.

3.3.2. Holozän

Das Holozän stellt die Nacheiszeit dar und umfaßt einen Zeitabschnitt von etwa 12 000 Jahren. Die Veränderungen der Landschaftsformen beschränken sich in dieser Zeit haupt-

sächlich auf oberflächennahe Bereiche. Neben rückschreitender Erosion, die zur Erweiterung der Siefen führte, erfolgt flächenhafte Erosion, besonders seitdem eine landwirtschaftliche Bodennutzung stattfindet. Das abtransportierte Material wird in den Tälern abgelagert, wo es als Bach- und Auensedimente sowie als Schwemmkegel vor den Mündungen kleinerer Seitentäler in größere Täler abgelagert wird. Stellenweise kommen torfige Bildungen aus dem Holozän vor.

3.3.2.1. Ablagerungen in den Tälern (qh)

Die holozänen Ablagerungen in den kleinen Tälern sind aus umgelagertem Lößlehm und Verwitterungsmaterial entstanden und bestehen daher im allgemeinen aus schwach steinigem Schluff und tonig-schluffigem Feinsand. Sand- und Tongehalt sind sehr unterschiedlich. Stellenweise sind diese Sedimente stark humos; im Loopetal und im Wahnbachtal bei Much treten auch bis etwa 50 cm mächtige Bruchwaldtorfe auf (SCHULTZ 1960).

Die bei den periodischen Überschwemmungen in den breiten Tälern der Agger, der Wiehl und der Bröl abgelagerten Auensedimente können eine Mächtigkeit von mehr als 1,5 m erreichen. Sie haben im allgemeinen einen höheren Sandgehalt als die Ablagerungen in den kleinen Tälern. In einem in die lehmigen Auensedimente eingetieften Streifen ist in Flußnähe jüngerer Material abgelagert worden, das meist aus lehmigem Sand besteht. Als Folge von Flußregulierungen ist die Sedimentation heute praktisch beendet. Durch die Verlandung von toten Flußarmen ist es stellenweise zur Bildung von Niedermoortorf gekommen. Ein Altlauf der Agger bei Haus Alsbach, den PIERINI (1967) erwähnt, ist heute mit Bauschutt verfüllt.

Die Auensedimente werden von Schottern unterlagert, die überwiegend der Niederterrasse zuzurechnen sind (s. Kap. 3.3.1.1.3.).

3.3.2.2. Schwemmkegel

An der Einmündung steilerer Nebentäler in ein Haupttal nimmt die Transportkraft des Wassers plötzlich ab. Dadurch werden sandig-toniger Schluff und kantengerundeter Schotter in Form von Kegelsektoren aufgeschüttet. Die Schwemmkegel haben teilweise eine Höhe von mehreren Metern und ragen in das Haupttal hinein, wo sie sich mit den Auenablagerungen verzahnen und nicht selten den Bach abdrängen. In jüngster Zeit hat sich der Nebenbach vielfach wieder in den Schwemmkegel eingeschnitten. Während im Aggertal zahlreiche kleine Schwemmkegel vorkommen, liegen im Bröltal bei Riechenbach drei große Kegel.

3.3.2.3. Künstliche Aufschüttung („y)

Die im Blattgebiet zahlreich vorkommenden künstlichen Aufschüttungen entstammen fast ausschließlich Steinbrüchen und dem Bergbau. Nur wo sie größeren Umfang haben, sind sie auf dem Kartenblatt dargestellt worden.

4. Gebirgsbau

Die paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges sind während des Jungpaläozoikums aus ihrem ursprünglichen, mehr oder weniger söhligem Ablagerungszustand verlagert worden. Ursache dafür war die variscische Orogenese, in deren Verlauf die Schichten in Sättel und Mulden eingeeignet und an Längs- und Querbrüchen gegeneinander verschoben wurden. Spätere Krustenbewegungen haben weiterhin auf den Gebirgskörper eingewirkt, so daß der Bau recht kompliziert geworden ist.

Aus der Kenntnis der in den Nachbargebieten noch vorhandenen mittel- und oberdevonischen Schichten kann auf den abgetragenen variscischen Oberbau geschlossen werden. Wenngleich auf diese Weise einige 1000 m anzusetzen sind, sprechen die tektonischen Befunde für ein verhältnismäßig hohes Deformationsstockwerk. Es fehlt nämlich weitgehend eine faltengebundene Schieferung; Kalksteine enthalten Bitumen und die pflanzlichen Fossilien sind nur verhältnismäßig niedrig inkohlt worden (PAPROTH & WOLF 1973).

Über die Tiefenlage der Schichten während der Faltung vermitteln die sulfidischen Erzgänge einige Anhaltspunkte, da sie meistens im unterdevonischen Schichtenverband, bevorzugt in den Sandsteinen der Bensberger Schichten, zu finden sind und nur in geringem Maß in den mitteldevonischen Hobracker und Mühlenberg-Schichten vorkommen.

Im Bensberger Erzbezirk nimmt die Vererzung mit der Teufe ab; unterhalb 300 – 600 m sind die Gänge unbauwürdig. In der Vererzung kommt eine mehrfache Krustenunruhe zum Ausdruck. Deshalb wurde früher auf das Nacheinander altbretonischer (marsische Phase) und asturischer Deformationsakte geschlossen (SCHRIEL 1954). Im Hinblick auf die Profilausbildungen in den nahegelegenen Großmulden dürften erst an der Wende Unter-/Oberkarbon die Faltungskräfte verstärkt eingesetzt haben. Dabei wurden die Hauptstrukturen und die Wanderwege für hydrothermale Lösungen karbonatischer, sulfidischer und silikatischer Minerale festgelegt.

4.1. Bauelemente

Die paläozoischen Gesteine sind von tangentialen Krustenbewegungen erfaßt, gefaltet und erheblich versetzt worden. Man kann den Faltenbau an Sätteln und Mulden im großen (Kilometerbereiche) und im kleinen (Aufschlußbereiche) überall im Blattgebiet erkennen (vgl. Taf. 1 u. 2 in der Anl.). Oft sind die Nordwestflügel der Sättel und die Südostflügel der Mulden steiler als ihre Gegenflügel aufgerichtet worden, woraus sich aus Südosten wirkende Deformationskräfte ableiten lassen.

Bei dem häufigen Wechsel toniger und sandiger oder plattig und bankig ausgebildeter Schichten sind die Primärgefüge unverkennbar überliefert worden. Weil es aber höchstens unter Tage oder bei Straßenbauarbeiten über längere Strecken aufgeschlossene Profilschnitte im Paläozoikum gibt, mußte die Struktur des Untergrundes aus den Befunden zahlreicher und meistens sehr kleiner Aufschlüsse konstruiert werden.

Die geosynklinale Absenkung setzte die litoralen Lockergesteine zunehmenden Belastungen aus, was zunächst eine Einengung der Porenräume sowie intrasedimentäre Ausgleichsbewegungen mit entsprechenden Materialverlagerungen, schließlich stoffliche Umwandlungen mit sich brachte. Mit der Faltung kamen zu den vertikalen dann auch noch horizontale Kompressionskräfte hinzu. Das Ausmaß der inneren Gesteinsdeformation erreichte dabei sein Höchstmaß; die Schichten wurden zusammengepreßt, verbogen, geklüftet und entlang streichender und querschlägiger Verwerfungen verschoben.

Die stratigraphischen Fehleinschätzungen im unterdevonischen Schichtenverband mußten zu komplizierten Lagerungsdeutungen führen. Erst wenn man die Profilgliederungen und die tektonischen Vorstellungen DENCKMANNs (1907 a, b) in die Betrachtung des oberbergischen Raumes einbezieht, verstehen sich einige der Bemerkungen ZELENYs (1912: 28), wonach der Bensberger Erzbezirk „im großen betrachtet einen Graben zwischen den Horsten von Waldbröl und Bergisch Gladbach darstellt“. DENCKMANN (1907 b), hatte nämlich eine bedeutende, zwischen Siegburg und Bilstein (bei Olpe) zu suchende und 35 km nach Norden reichende Überschiebung unterdevonischer („Gedinne-Siegen“) auf mittel- bis hochunterdevonische Schichten (Ems-Stufe) angenommen. Solche Ansichten sind freilich längst widerlegt (RICHTER 1921, 1922), denn tatsächlich gibt es weder die zu fordernden stratigraphischen Lücken noch echte Diskordanzen, sondern es verzahnen sich, wo DENCKMANN (1907 a, b) Bruchlinien vermutete, Sättel und Mulden eines an sich unkomplizierten Gebirgsbaus. Nachdem sich dann im Bensberger Erzbezirk die für Gedinne gehaltenen Schichten als erheblich jünger herausgestellt hatten (SCHRIEL 1933), war der DENCKMANNschen Hypothese jegliche Grundlage entzogen.

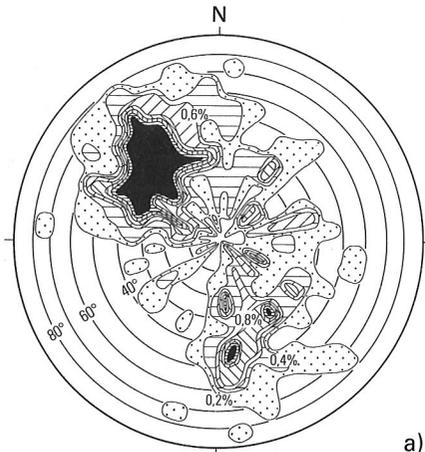
4.1.1. Schichtung und Faltung

Die Ausstriche von Leitschichten und deren Lagerung im Verband ergeben für das oberbergische Devon einen weitgeschwungenen, relativ flachen Faltenbau mit Nordost-Südwest verlaufenden, leicht nordvergenten Sätteln und Mulden (s. Abb. 13). An der Oberfläche ist wegen der Gebirgseinrumpfung von den Strukturen im paläozoischen Untergrund morphologisch kaum etwas zu erkennen. Die Mulden- und Sattelachsen heben sich im allgemeinen nach Südwesten heraus und tauchen nach Nordosten ab. Dieses Strukturgefälle markiert den tektonischen Rahmen zwischen dem Bensberger Erzbezirk und dem Muldengebiet von Wiehl und Waldbröl im Osten.

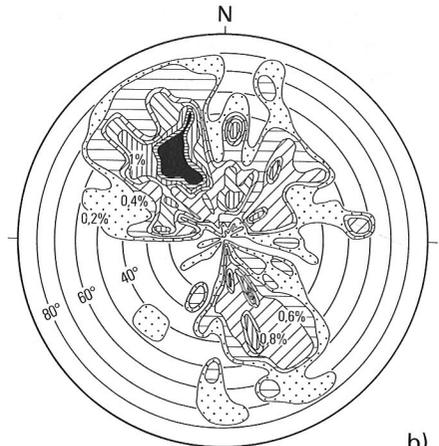
Die geologische Übersichtskarte des Bensberger Blei-Zinkerzbezirks von ZELENY (1912) zeigt bereits diese im Gebiet um Engelskirchen nach Nordosten abtauchenden Unterdevon-Sättel und die dadurch geschaffene Verbindung der mitteldevonischen Schichten zwischen der Lennefe-, der Gummersbacher und der Wiehler Mulde.

SCHRIEL (1954: Beil. 5) machte einen hochliegenden, erzspendenden Batholithen für Besonderheiten im Faltenbau verantwortlich. Dieser „unterirdische Block“ soll sich einerseits in großen Verwerfungen und besonders ergiebigen Erzgängen (Castor, Max, Bliesenbach, Silberkaule, Aurora u. a.) abzeichnen, andererseits wird ihm die Ablenkung der Faltenzüge in herzynische Richtungen zugeschrieben.

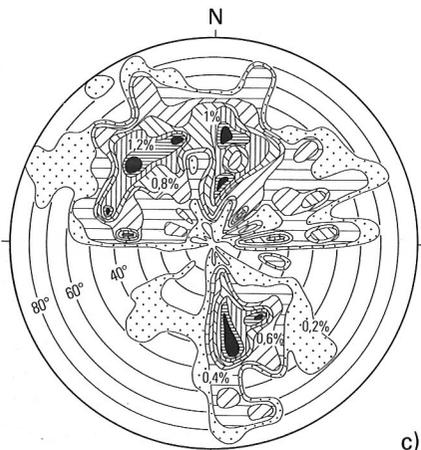
Von einem oberflächennahen, variscischen Pluton kann aber keine Rede sein (HESEMANN 1978) und die gelegentlich festgestellten Abweichungen von der Generalstreichrichtung des bergischen Devons hängen mit den abtauchenden Sätteln am Westrand der Wiehl-Waldbröler Muldenregion (RICHTER 1922) zusammen.



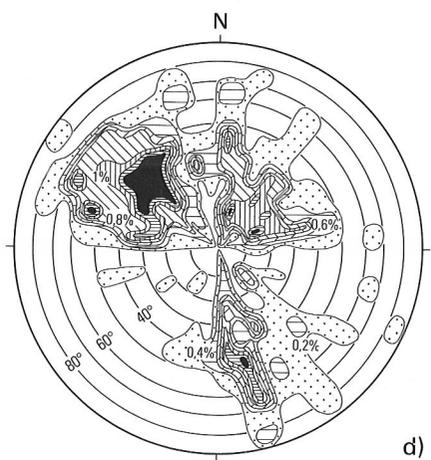
a)



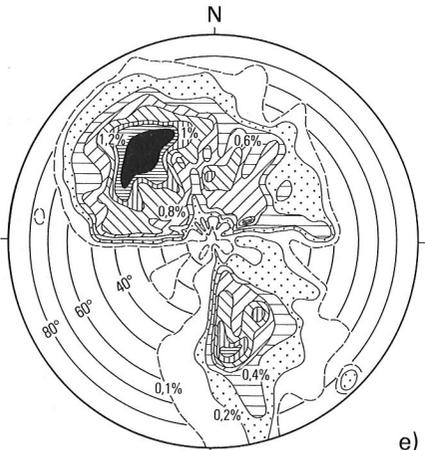
b)



c)



d)



e)

- a) NW-Quadrant (389 Messungen)
- b) NE-Quadrant (430 Messungen)
- c) SW-Quadrant (462 Messungen)
- d) SE-Quadrant (374 Messungen)
- e) Blattgebiet (1655 Messungen)

Abb. 13.
Sammeldiagramme der Schicht-
flächenlagerung
Die Diagramme zeigen die Besetzungs-
dichte von Polpunkten der Schicht-
flächen im SCHMIDT'schen Netz
(untere Halbkugel)

4.1.2. Klüftung und Schieferung

Die primären Schichtungsgefüge wurden bei der Faltung bis in kleine Bereiche hinein verformt und zerbrochen. Am deutlichsten findet das seinen Ausdruck in der tektonischen Schieferung und Klüftung des Gesteins.

Die Schieferung setzt Einwirkungen tangentialer Kompressionskräfte in der Kruste unter hohen Belastungen voraus, wodurch, je nach Plastizität und Festigkeit des Gesteins, Zerschörungen bis in Millimeterbereiche erfolgen konnten. Im Bensberger Erzbezirk ist jedoch ein derartig hohes Faltenstockwerk erschlossen, daß Schieferung nur ansatzweise sichtbar ist.

Neben den Schichtfugen kommt den Klüften große Bedeutung als Trennflächen des Gesteins zu. Die bankigen Sandsteine, plattigen Schluffsteine oder Kalksteine lösen sich aus ihrem Verband an mehr oder weniger regelmäßigen Klüften in Form parallelepipedischer Blöcke, während die feingeschichteten, schluffigen Tonsteine in kleine, weniger regelmäßige Polyeder zerfallen (Bröckelschiefer). Kompetente Gesteine, zum Beispiel bankige Sandsteine, sind oft weitständiger und regelmäßiger zerlegt als inkompetente, zum Beispiel Tonsteine.

Die das Gebirge durchziehenden Klufscharen hängen mit dem Beanspruchungsplan des regionalen Krustenfeldes eng zusammen, ebenso wie die Ausrichtung von Sätteln und Mulden und vieler Verwerfungen. Allerdings ist das Klufnetz bei den verschiedenen Deformationsakten, die das Gebirge seit dem Jungpaläozoikum bis in das Känozoikum (Einbruch der Niederrheinischen Bucht) erfaßten, erheblich überprägt worden. Bestimmte Klüfte wurden von Gebirgsbewegungen benutzt und weisen Spiegel oder Harnische auf.

Für die regionale Beurteilung der Klufsysteme sollten nur petrographisch ähnliche Gesteine (z. B. feste Sandsteine) miteinander verglichen werden. Bezogen auf den Faltenbau verlaufen die Klufscharen häufig quer (ac-Klüfte), längs (bc-Klüfte) oder diagonal zu den Sattel- und Muldenachsen. Die im Blattgebiet festgestellten Kluftrichtungen zeigen deutliche Maxima in Westnordwest-Ostsüdost- und Nordnordost-Südsüdwest-Richtungen. Demgegenüber untergeordnet sind Häufungen in Nordwest-Südost-, Nord-Süd- und Ost-West-Richtungen. Bemerkenswerterweise gibt es wenig Längsklüfte, was ja schon in der fehlenden Schieferung seinen Ausdruck findet.

Die meisten Klüfte erscheinen im Aufschluß als offene Trennflächen, die oft äquidistant Gesteinsbänke durchsetzen. Kluf- und Schichtflächen bestimmen in der Regel die Zerfallsform eines Gesteins. Viele Klüfte sind gangartig mit Carbonaten, Quarzen und Sulfiden gefüllt; derartig verheilte Brüche verdeutlichen, daß der Gebirgskörper zu verschiedenen Zeiten und womöglich aus unterschiedlichen Richtungen Spannungsfeldern ausgesetzt war.

Somit verdient das Klufnetz für die tektonische Analyse ebensogut wie für die Erörterung lagerstättenkundlicher und hydrogeologischer Aspekte grundsätzliche Beachtung.

Weil sich bekanntlich Deformationskräfte an verschiedenartigen Materialien unterschiedlich auswirken – so etwa die Kluffabstände in festen Sandsteinen anders sind als in leichter verformbaren Tonsteinen – muß bei der quantitativen Erörterung der Klufverteilungen nach Möglichkeit die gleiche Gesteinsfazies zugrunde gelegt werden. Bei bankigen Feinsandsteinen stehen im allgemeinen richtungsgleiche Kluffflächen 0,5 – 1,0 m weit auseinander; plattige, schluffige Feinsandsteine sind dagegen schon auf 0,1 – 0,3 m geklüftet. Tonig-

schluffige Gesteine zerfallen als kleinstückige, nur wenige Zentimeter messende, polygonale Kluffkörper. Diese Ausbildungsweise hat zu der lokalen Bezeichnung der „Bröckelschiefer“ geführt.

Statistisch ergibt auch der Vergleich von Poldiagrammen der Schichtflächenlagen (Abb. 13) und Kluffhäufigkeiten, daß es sich im Blattgebiet hauptsächlich um Querklüfte (ac) und Diagonalklüfte handelt, und daß Längsklüfte (bc) keine besondere Rolle spielen. Interessanterweise beschränken sich die kieseligen und sulfidischen Kluffverheilungen (Breite der Gänge < 1 cm) weitgehend auf Nordwest – Südost-Richtungen; nur untergeordnet wurden solche Klufffüllungen in Nord – Süd- oder Ost – West-Richtungen festgestellt.

Um einen Eindruck von den unterschiedlichen Raumlagen der Kluffflächen zu gewinnen, sind die zugehörigen Flächennormalen ins SCHMIDTSche Netz (untere Halbkugel) projiziert worden. Aus der Notierung aller Meßwerte in nur einem Diagramm ergibt sich indessen für die Strukturanalyse des Gebietes wenig Neues. Die meisten Klüfte fallen nämlich ziemlich steil ein; außerdem werden die strukturellen Besonderheiten einzelner Bereiche durch die kumulative Darstellung verwischt. Man würde aus solch einer synoptischen Erfassung keinen Eindruck über die Kluffflächenanordnungen eines heterogen zusammengesetzten Krustenfeldes gewinnen können. Deshalb ist das Kartenblatt in 36 Quadranten unterteilt und für jeden dieser Teilbereiche die Besetzungsdichte der Polpunkte von Kluffflächennormalen auf dem SCHMIDTSchen Netz vermerkt worden (Abb. 14). Für die Messungen sind jeweils repräsentative Aufschlüsse ausgewählt worden, die einerseits das Gebirgsgefüge in den Quadranten reflektieren und in denen andererseits untereinander vergleichbare Gesteine erschlossen waren²⁾.

Aus der Quadrantendarstellung (Abb. 14) ist ersichtlich, daß die meisten Klüfte ziemlich steil nach Südwesten oder Nordosten ($70^\circ - 90^\circ$) einfallen. Die maximalen Häufungen der Flächenpole liegen durchweg tautozonal; in solchen Fällen ist die Anlage der Klüfte auf denselben Deformationsakt zurückzuführen. Allerdings kann man in einigen Diagrammen mehrere Gürtelzonen auf diese Weise unterscheiden, manchmal sind es zwei, die sich fast senkrecht oder spitzwinkelig schneiden, manchmal sind aber auch drei Großkreise aus der Anordnung der Maxima abzuleiten. Diagramme, bei denen die Flächenpole nicht in Gürtelzonen konzentriert sind, weisen auf komplexe Strukturbezirke hin.

Gefügediagramme mit vier Pollagenmaxima in den Nordost-, Südost-, Südwest- und Nordwest-Sektoren (tautozonale Anordnungen) bringen regelmäßig angeordnete Quer- und Diagonalklüfte zum Ausdruck. Es handelt sich dann um Bereiche, die von tektonischen Kräften verhältnismäßig gleichförmig beansprucht worden sind.

Lagebeziehungen zwischen Klüften und Erzgängen deuten sich in den ehemaligen Grubenbezirken Castor und Bliesenbach an; jedenfalls streichen dort die Gänge parallel zu steil nach Nordnordost und Südsüdwest einfallenden Kluffsystemen (bc) und nehmen so auf dem Overather Sattel eine ähnliche Rampenposition ein, wie die Aurora-Gänge beispielsweise auf dem Bielsteiner Doppelsattel.

In den Sandsteinen kommen neben offenen Klüften auch durch Quarz oder Carbonate verheilte Klüfte vor. Offenbar gibt es aber für diese Mineralisation keine spezifischen Ausrichtungen. Auch die Harnische sind derartig verteilt, daß anscheinend alle Kluffsysteme als

²⁾ Dem lag ein von Prof. Dr. R. ADLER (Geol. Inst. Clausthal-Zellerfeld) freundlich verfügbar gemachtes Computerprogramm zugrunde.

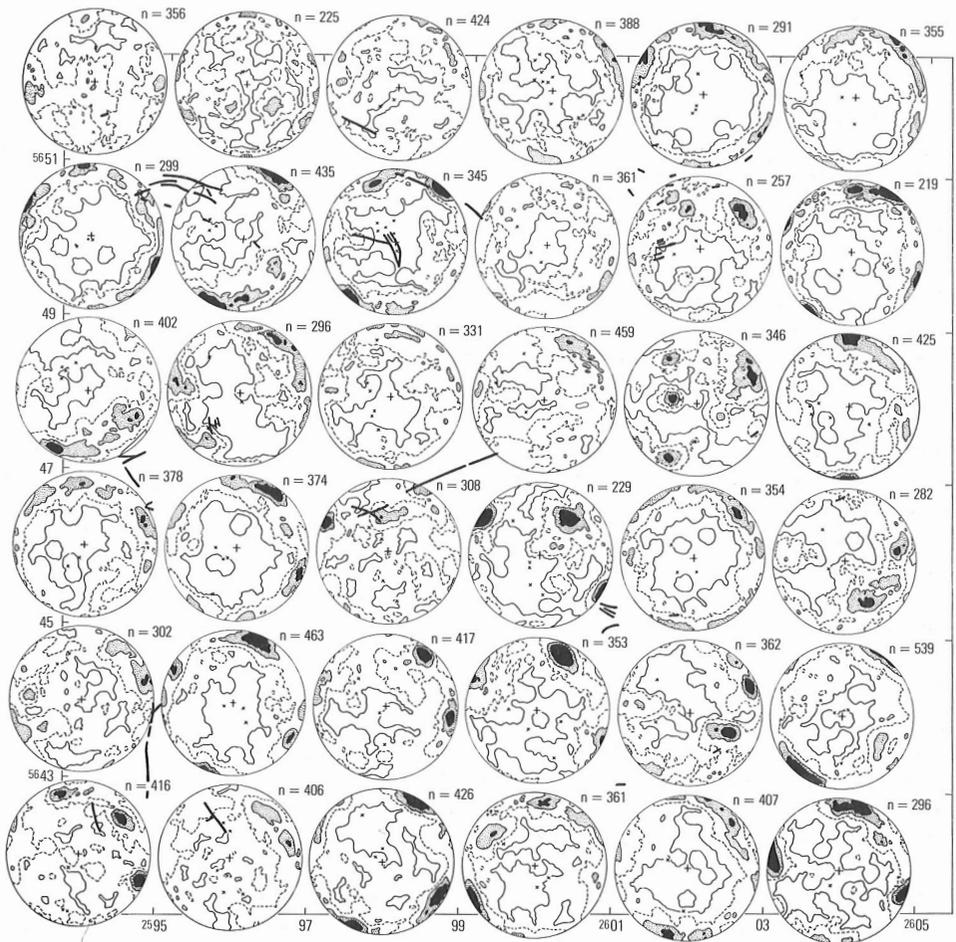


Abb. 14 Besetzungsdichte der Polpunkte von Klufflächnormalen (repräsentativ für 36 Blattquadranten)

Bewegungsflächen in Frage kommen konnten. Meistens fallen die Klüfte steil ($70 - 90^\circ$) ein, wobei die Richtungen jedoch erheblich variieren.

Setzt man diese Beobachtung mit dem geologischen Kartenbild in Beziehung, so ergeben sich für die Zentralbereiche des Overather, des Buschhofener und des Stockheimer Sattels ebensogut wie für die Gummersbacher und die Wiehler Mulde ziemlich ausgeglichene klufftektonische Strukturen, mit steilen bc- und ac-Systemen.

Das davon abweichende Kluffverteilungsbild im Nordwesten des Blattgebietes hängt vermutlich mit den Auswirkungen der großen Randverwerfungen entlang der Lennefe-Mulde zusammen, wobei ältere Gefüge offenbar überprägt wurden.

4.1.3. Störungen

Bei der Orogenese ist nicht nur der Faltenbau mit seinen zugehörigen Gefügen (Klüftung, Schieferung) entstanden, sondern auch dessen Zerstückelung eingeleitet worden. An Störungen sind vormals zusammenhängende Strukturelemente zerrissen, voneinander fort beziehungsweise aufeinander zu bewegt worden, so daß einengende und ausweitende Wirkungen erzielt wurden. Dabei stimmen die Richtungen der Störungen meistens mit dominierenden Klufsystemen überein.

4.1.3.1. Streichende Störungen

Aus den geologischen Schnitten durch das Blattgebiet (Taf. 1 in der Anl.) lassen sich neben der schwachen Nordwestvergenz im Faltenbau vor allem kilometerlange streichende Verwerfungen mit teils beträchtlichen Verschiebungsbeträgen ableiten. Es handelt sich dabei vor allem um Störungen, die zunächst an Überschiebungen denken lassen und in diesem Sinne schon bei alten Kartierungen vermerkt worden sind. Das gilt in besonderem Maße für den Südrand der Lennefe-Mulde, wo unterdevonische Gesteine (Bensberger und Remscheider Schichten) des Overather Sattels mit mitteldevonischen (Hobracker und Mühlenberg-Schichten) aneinanderstoßen. Erinnert sei hier an die Deutungen SCHRIELS (1933, 1954), wonach die Randverwerfung der Bergisch Gladbach – Paffrather Mulde, an der sogenannten Berzelius-Immekeppeler Störung, um 2 – 3 km nach Süden versetzt, südlich der Lennefe-Mulde von Obersteeg über Hohkeppel und Bickenbach hinaus nach Nordosten zu verfolgen ist. Diese „Bergische Überschiebung“ wurde im übrigen als kennzeichnendes Strukturelement einer jungvariscischen (asturischen) Einengung des schon altvariscisch (bretonisch) gefalteten Raumes angesehen.

Die Kartierungen im Blattgebiet 5009 Overath haben diese Deutungen erheblich modifiziert. Alle Faltenzüge werden nämlich von streichenden Verwerfungen begleitet, wobei diese im Grenzbereich Mitteldevon/Unterdevon wegen der starken Fazieswechsel besonders augenfällig sind. Derartige wie Aufschiebungen, Aufschuppungen oder Abschiebungen wirkende Störungen fallen steil nach Südosten oder Nordwesten ein.

Südöstlich von den Ausläufern der „Paffrather Großmulde“ sind solche Verwerfungen offenbar ein bestimmendes Bauelement; darauf gehen vermutlich die eigenartigen „Halbmulden“ im Lindlarer Raum zurück (BREDDIN 1966). Störungen scheinen dort die fehlenden Muldenflügel zu ersetzen. Darin drückt sich offensichtlich ein anderer Baustil aus, als er sich beispielsweise aus den Schnittdarstellungen des die Lennefe-Mulde überschiebenden Overather Sattels nach SCHRIEL (1933) ergibt. Die tektonische Deutung BREDDINS (1966) geht davon aus, daß die bei Faltungsbeginn in kompetenten Gesteinen, zum Beispiel den Mühlenberg- oder Odenspieler Schichten, aufgetretenen Brüche bei fortgeschrittener Einengung zu Gleitbahnen für Drehbewegungen von Schollen wurden. Die damit verknüpften schichtparallelen Gleitbewegungen könnten jene Kleinfalten hervorgebracht haben, die zuweilen ganz unvermittelt vorkommen und mit Schleppungen und Verwerfungen häufig nichts zu tun haben.

Eliminiert man die Verwerfungsbeträge, die sich aus dem stratigraphischen Befund der Aufschlüsse ergeben, dann führt das bei einem Schnitt vom Lennetal bis ins Bröltal zu einer ausgeglichenen, wengleich durchaus nordvergenten Wellung der Siegen/Ems-Grenze. Dominierende „Hochs“ – so der Overather und der Stockheimer Sattel – bilden den Außenrahmen, während die Bielsteiner und Buschhofener Sattelkomplexe nur unscharf die Wiehler und Gummersbacher Mulde begrenzen.

Die Lagerungsverhältnisse können somit aus rotierten Schuppenschollen im Sinne BREDINS (1966) abgeleitet werden, so daß Überschiebungen gemäß SCHRIEL (1933, 1954) in Frage gestellt werden müssen. Solche Deformationsvorgänge dürften allerdings auf oberflächennahe Krustenstockwerke beschränkt gewesen sein, was schließlich die niedrigen Inkohlungswerte, die fehlende Schieferung und die geringfügige Druckbeanspruchung der Gesteine unterstreichen. Möglicherweise paust sich so eine Bruchschollentektonik in konsolidierten Bereichen des tieferen Untergrundes (Gedinne-Trog?) in die höheren Stockwerke durch.

Damit ergibt sich für die tektonische Verformung eine graduelle Entwicklung. Bei einer ersten schwachen Faltung entwickelten sich die strukturellen Leitlinien der Großsättel. Dazu gehören auch streichende Verwerfungen. Diese wurden bei weitergehenden Beanspruchungen zu Bewegungsflächen, an denen Schollen verschoben wurden, was einerseits zu synthetischen Schuppenstörungen an den flachen Muldenflügeln und andererseits zu antithetischen Schuppenstörungen an den steilen Sattelflanken führte.

Im einzelnen sind wegen ungenügender Aufschlüsse streichende Verwerfungen nur dem allgemeinen Verlauf nach ermittelt worden. Sie sind unverkennbar an der Nordwestflanke des Overather Sattels, im Bereich des Buschhofener und Bielsteiner Sattelkomplexes und nordwestlich vom Stockheimer Sattel. Dazu gehören aber wahrscheinlich auch Störungen, die den Daxborner oder Weiershagener Sattel reduzierten, so daß diese schuppenartig der nördlichen Randverwerfung des Bielsteiner Sattels vorgelagert sind. Man kann diese „Bielsteiner Schuppen“ auf das östlich anschließende Blattgebiet (GK 25: 5011 Wiehl; GRABERT 1970) verfolgen.

4.1.3.2. Querstörungen

Den Faltenbau durchsetzen in erheblichem Maße querschlägige Verwerfungen mit oft beträchtlichen horizontalen und vertikalen Verschiebungen. Oft handelt es sich um Westnordwest – Ost Südost gerichtete Blattverschiebungen, die übrigens schon bei alten Kartierungen vermerkt wurden (ZELENY 1912, SCHRIEL 1954). In einigen Fällen läßt sich das Einschwenken von Blattverschiebungen aus nordwestlich – südöstlichen in westnordwestlich – ost südöstliche Richtungen vermuten. Solche Störungen prägen in besonderem Maße das Vorfeld des Bielsteiner Doppelsattels.

Über Tage sind Querstörungen meist nur mittelbar auszumachen, wobei vor allem Unregelmäßigkeiten der Lagerung (Schleppungen) oder stratigraphische Lücken entsprechende Hinweise geben. Die Ausrichtung der kleinen Nebentäler, der Siefen, läßt ebenfalls manchmal auf Querstörungen schließen.

Die meisten Erzgänge verlaufen quer oder diagonal zum Gebirgsstreichen (z. B. Castor, Bliesenbach, Aurora, Nicolaus und Phönix).

Offenbar beeinflußten die abtauchenden Sattelachsen maßgeblich Richtungen und Ausprägungen der Querstörungen. Letztere begleiten nämlich die Achsenrampen – wie die Erzgänge – und versetzen Faltelemente wie etwa die Nordostausläufer des Stockheimer, des Bielsteiner und des Buschhofener Sattels oder die Südwestenden der Wiehler und Gummersbacher Mulde.

Eine bedeutende Querstörungszone durchschneidet die Rittberger Mulde und den Buschhofener Sattel westlich der Naaf. Es handelt sich offenbar um eine früh angelegte

Bruchzone; denn die Nicolaus-Phönix-Gänge sind ihr zugeordnet. Zum Aggertal hin, also in nordwestlicher Verlängerung über Krampenhöhe und Siefen ins westlich angrenzende Blattgebiet 5009 Overath hinein, wird auf diesem Zuge der Overather Sattel gekappt. Allgemein gilt, daß östlich der Störungszone alle angrenzenden Struktureinheiten (Overather Sattel, Rittberger Mulde, Bielsteiner Sattelkomplex) in bezug auf ihre Achsengefälle antithetische Verstellungen erfahren haben.

4.2. Baueinheiten

Der im Blattgebiet erfaßte Strukturplan des paläozoischen Gebirges wird von relativ einfach gebauten, weitgespannten Satteltgewölben und breiten flachen Mulden bestimmt, die in ihrer Anlage im größeren regionalen Zusammenhang betrachtet werden müssen. Innerhalb der Großsattelstrukturen weisen aber bestimmte Abschnitte Besonderheiten auf, die mit der Lithofazies, etwa der Gegensatz kompetenter mitteldevonischer Sandsteine und inkompetenter unterdevonischer Tonsteine, zu tun haben oder auf Faltenachsengefälle zurückgehen.

Die mitteldevonischen Gesteine des Oberbergischen Muldenvorlandes (J. SPRIESTERS-BACH 1942) umrahmen den nördlichen und östlichen Bensberger Erzbezirk. Auch die Südgrenze des unterdevonischen, dem Siegerland vorgebauten Antiklinorium wird durch Mitteldevon, nämlich die Füllungen der Waldbröler und der Ruppichterother Mulde, bestimmt. Zwischen Runderoth und Wiehl greifen Ausläufer der Gummersbacher (WINTERFELD 1898) und der Wiehler Mulde am Bielsteiner Doppelsattel entlang in das Verbreitungsgebiet unterdevonischer Gesteine hinein (RICHTER 1922). Letzterer bildet mit dem Buschhofener Sattel eine Doppelstruktur, die sich weiter nach Westen in das Overather Gebiet verfolgen läßt. Nordwestlich der Gummersbacher Mulde schließt sich als breites Unterdevon-Gewölbe der Overather Sattel an. Diese Struktur reicht weit nach Südwesten; ihre nordöstliche Fortsetzung ist der Bickenbach-Wallefelder Sattel (DIETZ & FUCHS 1935). Nordwestlich vom Overather Sattel wird dann schließlich noch ein Teil der Lennefe-Mulde, die schon zum nördlichen Rahmen des Bensberger Erzbezirks gehört (ZELENY 1912), im Blattschnitt erfaßt. Auch der Stockheimer Sattel (HOLZ 1960, GRABERT 1979 a) im Süden der Wiehler Mulde wird nur noch gerade im Bröltal berührt.

Die Hauptmulden in der Bergischen Muldenzone sind in sich verfalltet. So reicht beispielsweise das Unterdevon über den Stockheimer Sattel tief in die Wiehler Mulde hinein, und mehrere Spezialsättel sowie Spezialmulden komplizieren den südwestlichen Abschluß der Gummersbacher Mulde. Diese setzt sich über die Rittberger Mulde strukturell ins Overather Gebiet fort.

Entsprechend den beiden Hauptmulden sind auch die großen Sättel im Blattgebiet komplexe Strukturen, ganz abgesehen von ihrer Zerstückelung an streichenden und querschlägigen Verwerfungen. Die Sattelachsen tauchen meist flach nach Nordosten ab.

4.2.1. Overather Sattel

Im Aggertal bei Ehreshoven steigt die allgemein nach Nordosten geneigte Achse des Overather Sattels auf kurze Erstreckung noch einmal an. Deshalb streichen zwischen Vilkerath (GK 25: 5009 Overath) und Westen (nördlich von Ehreshoven) die bankigen Sandsteine

der Odenspieler Schichten aus; sie stoßen im Norden an die „Bergische Überschiebung“. Der Nordflügel des Overather Sattels ist daher im Blattgebiet nur noch andeutungsweise nachweisbar.

Er wurde an einem System streichender Störungen, die insgesamt Bergische Überschiebung genannt werden, unterdrückt, indem der Overather Sattel dem Südflügel der Lennefe-Mulde aufgeschoben worden ist (SCHRIEL 1933, 1954). Die tektonische Grenze wird aus schmalen, im einzelnen allerdings unzulänglich erschlossenen Bruchschollen aus Remscheider und Hobracker Schichten ersichtlich.

Der Südflügel der Antiklinale hingegen ist noch relativ ungestört erhalten und wird von Bensberger Schichten eingenommen; ihre südliche Begrenzung bildet das Mitteldevon der Ründerother Mulde.

4.2.2. Bielsteiner Sattel

Daß es sich bei dem Bielsteiner Sattel um ein stark gestörtes Faltenbündel, einen Doppelsattel, handelt, ist keine neue Erkenntnis (RICHTER 1921, HOLZ 1960, SCHULTZ 1960, SCHLECHTER 1961, HILDEN 1964, GRABERT 1970). Hauptelemente sind der nördlich gelegene Buschhofener und der zentrale Bielsteiner Sattel. In den Kernen dieser Antiklinalen streichen in meist sehr gestörten Lagerungen die Sandsteine der Odenspieler Schichten und die bunten Gesteine der Unteren Bensberger Schichten, insbesondere die der Unteren Buntschiefer-Folge, aus.

Die Achse des Buschhofener Sattels streicht N 75° E und taucht mit etwa 10° nach Ostnordost ab. Die Struktur ist allerdings nur noch der Anlage nach als einfach gebaute, mäßig gewölbte Antiklinale zu erkennen, da ihre Flügel an quer und parallel zum Streichen verlaufenden Verwerfungen versetzt sind. Dadurch kommt eine Repetition des Sattelschlusses zustande.

Weil der Südflügel der Gummersbacher Mulde wegen einer Aufschiebung des Bielsteiner Doppelsattels unvollständig und deformiert vorliegt, kann über die nordöstliche Fortsetzung des Buschhofener Sattels keine genaue Angabe gemacht werden. Möglicherweise ist sie in den Daxborner und Weiershagener Aufsattelungen zu suchen.

Eine schmale, an zahlreichen Querstörungen zerrissene und durch Aufschiebungen eingeebte Mulde, die sich von der Schwellenbacher Mühle im Naafbachtal bis östlich von Gerlinghausen verfolgen läßt (Streichen: N 75° E), trennt den Buschhofener vom eigentlichen Bielsteiner Sattel. Dessen nordwestliche Begrenzung wird weiter im Nordosten durch eine, den gesamten Südflügel der Gummersbacher Mulde kappende, streichende Störung bestimmt. Nach Südosten schließt sich – weniger tektonisch gestört – die Wiehler Mulde an.

Zwischen Niedermiebach und Drabenderhöhe hat die Sattelachse eine Tieflage, so daß dort ein Nordwestlobus der Wiehler Mulde in die Antiklinalstruktur eingreift. Weil der Faltenstrang zudem noch von Störungen zerschnitten ist, entsteht im Kartenbild der Eindruck einer nordöstlich anschließenden, selbständigen, jetzt im Ulpebachtal freigelegten Aufsattelung.

Spezialfaltung und Schleppung der Schichten an Querstörungen bedingen abweichende Schichtlagerungen, teilweise auch den welligen Verlauf der Sattelachsen. Die Faltenachsen fallen gelegentlich flach (7 – 10°) nach Westen, meistens jedoch mit 5 – 20° nach Nordosten ein.

4.2.3. Stockheimer Sattel

Der in das Blattgebiet hineinreichende Teil der Wiehler Mulde wird im Süden vom Stockheimer Sattel begrenzt. Diese Struktur reicht weit in das anschließende Blattgebiet 5011 Wiehl, dort liegt auch der namensgebende Ort. Im Blattgebiet 5110 Ruppichteroth ist der Stockheimer Sattel gleichfalls festgestellt worden (EDALAT 1974, GRABERT 1979 b).

Die Oberen Siegener Schichten des Sattelkerns treten im Bröltal südöstlich von Schöntal zutage. Auch weiter nach Nordosten bleibt der Faltenbau unkompliziert, wenngleich zwischen Herfterath und Marienberghausen die Grenze zur Wiehler Mulde durch eine Verwerfung modifiziert ist. Die Sattelachse senkt sich mit etwa 15° nach Nordosten (HILDEN 1964); deshalb streichen in dieser Richtung zunehmend jüngere Schichten aus, bei Stockheim sind es bereits die mitteldevonischen Hobräcker Schichten (HOLZ 1960, GRABERT 1970).

4.2.4. Wiehler Mulde

Nur unterdevonische Schichten sind im Blattgebiet zwischen Much, Lennecken und Marienberghausen in den Faltenwurf der Wiehler Mulde einbezogen worden. Der enge Muldenschluß liegt im nördlichen Teil des Blattgebietes 5110 Ruppichteroth. Im Blattgebiet 5011 Wiehl nimmt die Struktur jedoch als Synklinorium einen breiten Raum ein.

Der aus Unteren Bensberger Schichten zusammengesetzte Muldenrand zwischen Much und Oberbusch ist von einigen querschlägigen Störungen verstellt worden. Auch der Muldenlobus, der die Achsendepression des Bielsteiner Sattels bei Drabenderhöhe ausfüllt, ist durch Störungen stark in Mitleidenschaft gezogen worden, dennoch lassen sich beispielsweise die Tonsteine der Sandstein-Folge ohne weiteres bis in den Sattelschluß des Bielsteiner Sattels bei Niederhof verfolgen. Südöstlich von Much ist der Muldenschluß in der Sandstein-Folge wegen mehrerer Querverwerfungen unausgeglichen. Streichende Verwerfungen haben auch auf der Strecke Herfterath – Marienberghausen die Lagerungsverhältnisse des südöstlichen Muldenflügels abgewandelt. Auch die Muldenachse hat ihre Lageveränderungen erfahren. Sie hebt sich von Überdorf aus mit $10-15^\circ$ nach Südwesten heraus. Man kann ihren Verlauf leicht über den Muldenschluß der Oberen Buntschiefer-Folge in der Gegend von Niederstaffelbach bis nach Much festlegen – und das ergibt einen schwachen, nach Norden gerichteten Bogen.

4.2.5. Gummersbacher Mulde

Der nordöstliche Teil des Blattgebietes veranschaulicht den breiten, in sich verfalteten Schluß der Gummersbacher Mulde, die hier örtlich auch als Ränderother Mulde bezeichnet wird. Es handelt sich um ein Synklinorium mit nordöstlich tauchenden Achsen, das mit seinem breitflächig austreichenden, unterdevonischen Rahmen, insbesondere Bensberger Schichten, bis in das Gebiet von Overath hineinreicht (Rittberger Mulde).

Der Ausstrich der Tonsteineinschaltung innerhalb der Sandstein-Folge der Bensberger Schichten grenzt die Gummersbacher Mulde deutlich von dem Overather und dem Bielsteiner Sattelkomplex ab. Der Südrand der Mulde ist allerdings stark gestört. So sind an den großen Randverwerfungen des Bielsteiner Sattels nicht nur die den Sattelschluß nachvollziehenden Tonsteineinschaltungen der Sandstein-Folge abgeschnitten worden, sondern von dort nach Nordwesten wirkt der ganze Südflügel wie ein kompliziertes Schollenmosaik, in dem sich undeutlich zerrissene Elemente des Buschhofener Sattels kenntlich machen.

Der Muldenschluß aus mitteldevonischen Gesteinen ist nicht minder gestört. Hier kann man anhand der charakteristischen Gesteinswechsel, vor allem der niveaubeständigen Kalksteinbänke oder der Pyroklastika (Hauptkeratophyr) an der Basis der Remscheider Schichten sehr genau die Spezialfalten der Gummersbacher Mulde erkennen. Im Norden ist das zunächst die R ü n d e r o t h e r Mulde.

Südlich schließt dann ein kleinerer Sattel an, dessen Südflanke zwischen R ü n d e r o t h und Unterkaltenbach von der Agger angeschnitten wird (R ü n d e r o t h e r S a t t e l). Entlang seiner Sattelachse streichen die Obere Buntschiefer-Folge, die Quarzit-Sandstein-Folge und die Remscheider Schichten aus. In R ü n d e r o t h setzt der aus dem Basiskalk aufgebaute Sattelschluß an einer Querstörung ab. Zwischen Bellingroth und Kaltenbach reicht der aus mitteldevonischen Gesteinen bestehende Rand der Gummersbacher Mulde über das Kaltenbachtal hinweg nach Südwesten, um dann am D a x b o r n e r S a t t e l wieder nach Nordosten zurückzuweichen. Dieser Sattel ist in seinem Kern aus Bensberger Schichten mit der Oberen Buntschiefer- und der Quarzit-Sandstein-Folge aufgebaut; wahrscheinlich setzt er sich in einem Aufbruch aus Remscheider Schichten und flankierenden Kalksteinen der Hobräcker Schichten östlich von Forst fort. Die Ortschaft Forst liegt im Zentrum einer kleinen, von Hobräcker Schichten erfüllten, jedoch stark gestörten Mulde (F o r s t e r M u l d e). Noch stärker zerstückelt ist der südlich davon gelegene W e i e r s h a g e n e r S a t t e l. Er besteht aus Remscheider Schichten, die vom Basiskalk umsäumt sind; in seinem Kern streichen Bensberger Schichten aus.

Die inneren Bereiche der Gummersbacher Mulde weisen einfachere Lagerungsverhältnisse auf. Im Muldentiefsten streichen bei Osberghausen die Selscheider Schichten mit Ohler Schiefer und Unnenberg-Sandstein aus.

4.2.6. Lennefe-Mulde

Vom Blattgebiet Engelskirchen wird nur ein schmaler Streifen des zerbrochenen südlichen Randes der Lennefe-Mulde erfaßt. Den Nordflügel des Overather Sattels säumen zunächst schmale, von Verwerfungen begrenzte Schollen aus Remscheider und Hobräcker Schichten. Es schließt sich dann nach Norden eine breite Zone aus kompetenten Mühlenberg-Schichten an, auf die erst im Lennefetal die Selscheider Schichten folgen. Im oberen Alsbachtal, nördlich von Engelskirchen, liegen die Hobräcker Schichten der Lennefe-Mulde unmittelbar neben den Bensberger Schichten (Sandstein-Folge) des Overather Sattels.

4.3. Innere Deformation

Die Einengung des Schichtenverbandes hat die primären Sedimentärgefüge in den Gesteinen mitverändert. Am besten läßt sich das Ausmaß der inneren, bruchlosen Deformation an den Verzerrungen eingeschlossener Fossilien erkennen. Meßbare Anhaltspunkte bieten dafür insbesondere die scheibenförmigen, kreisrunden Columnalien der Crinoiden an, zumal sie häufig als Pflaster auf ebenen Schichtflächen der mitteldevonischen Sandsteine zu finden sind.

Auf verzerrte Seelilienstielglieder ist im Oberbergischen wiederholt hingewiesen worden, auch auf die gelegentliche Übereinstimmung der Deformationsachsen mit Strukturlinien des Faltenbaus. Interessanterweise sind die Mitteldevon-Bestimmungen für die Verhältnisse der langen und kurzen Durchmesser der elliptisch verzerrten Scheiben über das ganze

Muldenvorland hinweg einander ähnlich. Aus der Lindlarer Mulde werden sie mit (VP) 0,81 – 0,91 (HELLMERS 1955, KURTMANN 1960, BREDDIN 1966), aus der Lennefe-Mulde mit 0,86 (U. JUX 1982), aus der südlichen Bergisch Gladbach – Paffrather Mulde mit 0,87 (U. JUX 1982) und aus der nordöstlichen Gummersbacher Mulde bei Lantenbach mit 0,88 (U. JUX & MANZE 1978) angegeben (vgl. auch STEHN 1968).

5. Nutzbare Lagerstätten

Im Blattgebiet sind Buntmetallerz-, Eisenerz- und Gesteinsvorkommen vorhanden, die teilweise wirtschaftlich genutzt wurden. Eine größere überregionale Bedeutung erreichten einzelne Blei-Zink-Erzlagerstätten und der Eisenerzbergbau im Gebiet Kaltenbach – Forst. Dieser führte zur Errichtung des Bergreviers Runderoth sowie zum Bau der Eisenbahnstrecke im Aggertal, die lange Zeit in Runderoth endete. Der Bergbau auf Buntmetallerze kam schon im Jahre 1928 völlig zum Erliegen, der auf Eisenerz bereits im Jahre 1910.

Die Steinbruchindustrie war stets unbedeutend; eine Gesteinsgewinnung findet nicht mehr statt.

5.1. Erze (G. STADLER & U. HAMMLER)

Erze sind zu verschiedenen Zeiten und in unterschiedlicher Intensität im Blattgebiet abgebaut worden. Die im Unterdevon weit verbreiteten Blei-Zink-Erzgänge gehören dem Typus und der Lage nach (vgl. z. B. HESEMANN 1978) zum Bensberger Blei-Zink-Erzbezirk, dessen Vererzungsschwerpunkt allerdings im Bereich des Blattgebietes 5009 Overath liegt. Über die bergische Lagerstättenprovinz gibt es zahlreiche spezielle Publikationen. Diese sind – ebenso wie eine detaillierte lagerstättenkundliche Charakteristik des Bezirks – in den Erläuterungen zu Blatt 5009 Overath (U. JUX 1982) zusammengestellt. Die bergwirtschaftlich wichtigsten Blei-Zink-Erzlagerstätten im Blattgebiet Engelskirchen waren die Gruben Bliessenbach, Castor, Nicolaus und Phönix, Silberkaule sowie Aurora. Darüber hinaus sind zahlreiche kleine und kleinste Gangerzvorkommen bekannt (vgl. Taf. 2 in der Anl.).

Für den Eisenerzbergbau hatten lediglich die Erzlager des im östlichen Blattgebiet gelegenen Kaltenbach – Forster Reviers Bedeutung. Diese Vorkommen sind an die kalkhaltigen Schichten des Mitteldevons gebunden. Umfangreiche Halden zeugen heute noch von dem ehemaligen Bergbau. Der gewonnene Eisenstein diente der Bedarfsdeckung der früher in Ober- und Unterkaltenbach sowie in Ruppichterath heimischen Hüttenwerke; zum Teil wurden die Erze auch an die Eisenhütten an Rhein, Sieg und Ruhr geliefert.

Im folgenden werden lediglich die bedeutenderen Erzlagerstätten angeführt. Die Bergbauangaben stammen aus den Beschreibungen der Bergreviere Runderoth (KINNE 1884) und Deutz (BUFF 1882) sowie aus Archivunterlagen des Geologischen Landesamtes und des Landesoberbergamtes Nordrhein-Westfalen. Zusätzliche, zum Teil eingehende Hinweise über die Eisenerzvorkommen geben weiterhin EINECKE & KÖHLER (1910) und NEHLS (1974). Deskriptive Darstellungen über die Blei-Zink-Erzgänge publizierten ZELNY (1912), BORNHARDT (1910, 1912), SCHRIEL (1954), WERNICKE (1960) sowie WETTIG (1974).

5.1.1. Eisenerz

Der Schwerpunkt des Eisenbergbaus befand sich im Gebiet der Ortschaften Kaltenbach und Forst, südöstlich Runderoth. Es handelt sich um unregelmäßig begrenzte, lager- und linsenförmige Konzentrationen von mulmigen und festen Brauneisen sowie sphärosideriti-

schen Toneisensteinen, die in einer tonigen Grundmasse eingebettet sind. Die Erze sind an oberflächliche Erosionsformen in den mitteldevonischen Ablagerungen (Heisdorfer Kalk und Basiskalk der Hobräcker Schichten) der sich in diesem Bereich heraushebenden Gummersbacher Mulde gebunden. Gestalt und Größe der Erzlager sind von den Erosionsformen der Kalksteinunterlage abhängig und daher sehr uneinheitlich. Das Hangende der Lagermasse besteht häufig aus tonhaltigem Sandstein geringer Festigkeit, teilweise nur aus einer mehr oder weniger mächtigen Decke aus Lößlehm oder Fließerde. Die Erzanreicherungen sind, wie die stets damit verbundenen Tone, Verwitterungsbildungen, vermutlich hervorgegangen aus der intensiven, tertiärzeitlichen Zersetzung der kalkhaltigen devonischen Sedimente. Den Lagerstätten des Kaltenbacher Reviers analoge Vererzungen sind in diesem Teil des Rheinischen Schiefergebirges recht verbreitet, so beispielsweise auch bei Bergisch Gladbach, Wiehl und Ruppichteroth.

Infolge des hohen Tonanteils der Kaltenbacher Erzlager – meist doppelt so hoch wie der Eisensteingehalt – war es notwendig, das Fördergut durch einfaches Waschen anzureichern. Die erzeugten Konzentrate hatten Gehalte von ca. 30–45% Fe bei beträchtlichen Mangananteilen (5–12% Mn) sowie geringen Kalk- und Phosphorbeimengungen (meist $< 1\% \text{ CaCO}_3$ und $< 0,1\% \text{ P}$). Außer diesem Eisenerztyp sind gelegentlich auch stratiforme Fe-Anreicherungen im devonischen Schichtenverband nachgewiesen worden. Hierbei handelt es sich um konkretionäre Toneisensteinmassierungen, die in den tonigen Schichten im Liegenden des Basiskalks der Hobräcker Schichten verschiedentlich vorkommen. Diese Erzart war jedoch wirtschaftlich stets bedeutungslos.

Südwestlich der Ortschaft Forst liegt das Vorkommen Vereinigter Alter Stollnberg, dessen maximal 20 m mächtiges, muldenartig eingesenktes Erzlager bei Nordwest–Südost gerichtetem Generalstreichen eine Länge von ca. 400 m und eine Breite von ca. 250 m besitzt. Der Bergbau erreichte eine Tiefe von 73 m (KINNE 1884). Das Hangende bilden tonige, mürbe Sandsteine, das Liegende besteht aus Letten und Kalksteinen. Die Grube wurde als letzte des Reviers im Jahre 1910 endgültig stillgelegt. Sie förderte von 1827 bis 1882 insgesamt 35 820 t Erz.

Das Erzlager der nordwestlich Forst befindlichen Grube Braunfels besaß bei einer Länge von 200 m eine Mächtigkeit von 6–8 m. Es streicht mit 60° und fällt mit $40\text{--}45^\circ$ nordwestlich ein. Die starke Wasserführung zwang zur Anlage eines im Molbachtal angesetzten 800 m langen Stollens, der auch die Grube Vereinigter Alter Stollnberg entwässerte. Die bereits 1874 stillgelegte Grube förderte insgesamt 18 929 t eines qualitativ sehr guten Eisensteins.

Weitere, allerdings sehr unbedeutende Eisenerzvorkommen in der Umgebung der Ortschaft Forst waren die Gruben Kirchenfeld, Butterberg, Busch, Bescheertglück, Rauenkuhlen, Sieferberg, Friede und Lustgarten.

Die ergiebigste Lagerstätte im Bereich von Kaltenbach war die unmittelbar westlich der Ortschaft liegende Grube Fünfzehn Löwenpfähle. Das ca. 200 m lange, tief eingesenkte Erzlager streicht etwa Ost–West und besaß eine größte Mächtigkeit von 15 m. Bei 85 m Teufe wurde der tiefste Punkt der Erzmulde erreicht und der Tiefbau aufgegeben. Der bereits 1863 stillgelegte Betrieb erbrachte seit 1827 insgesamt 23 275 t eines manganreichen Eisensteins. Haldenproben zeigen, daß dieses Lager auch hämatitische Eisenerze enthielt.

Weitere, dem Typ nach gleichartige Eisenerzvorkommen im Bereich von Kaltenbach waren die Gruben Litz, Kiffhau, Wilhelm, deren Gesamtproduktion jeweils aber nur

wenige tausend Tonnen Erz betrug. Aus dem oberen Waldbachtal westlich von Ründeroth werden die Felder Altenberg I und II erwähnt (vgl. auch Kap. 3.2.).

Der Erzbergbau im Kaltenbach – Forster Revier ist sehr alt und reicht urkundlich belegt bis ins 14. Jahrhundert zurück. In der Zeit von 1827 – 1882 förderten die Forster Gruben insgesamt 72 323 t Eisenstein, während die Kaltenbacher Vorkommen insgesamt 40 280 t erbrachten (KINNE 1884). Um 1870 erwarben der Bochumer Verein, die Gutehoffnungshütte und die Firma Krupp (später im Alleinbesitz) die Grubenfelder. Aufgrund der unbedeutenden Erzreserven, der relativ geringen Erzqualität und der hohen Gewinnungskosten wird dem Lagerstättenbezirk mit Sicherheit künftig keine Bedeutung mehr zukommen.

5.1.2. Buntmetallerze

Bei den im Blattgebiet verbreiteten Buntmetallerzkonzentrationen handelt es sich um hydrothermal entstandene Vererzungen innerhalb tektonischer Störungszonen. Sie sind zumeist bereits frühorogen gebildet (HESEMANN 1978). Junge, postvariscische, durch silberarmen Bleiglanz, zum Teil auch Schwerspat gekennzeichnete Gangvererzungen kommen zwar vor, sind aber die Ausnahme und wirtschaftlich bedeutungslos.

Haupterzminerale aller wichtigen Gruben waren Zinkblende und Bleiglanz in allerdings sehr wechselhaften Mengenverhältnissen. Kupferkies und Siderit sind in den Gangausfüllungen verbreitet, jedoch selten so konzentriert, daß sie verwertet werden konnten. Außer Siderit ist Quarz die Hauptgangart. Ankeritischer Dolomit ist lediglich extensiv verbreitet und nur vereinzelt ist Calcit zu beobachten. Mineralogische Besonderheiten sind Fahl- und Nickelerze, die jedoch stellenweise angereichert auftraten. Infolge der starken, posttertiären Erosion besitzen nur diejenigen Erzgänge eine ausgeprägte, tieferreichende Oxidationszone, die im Bereich der alten Rumpfflächenreste liegen. An supergenen, das heißt durch Verwitterung neugebildeten Erzmineralien sind Cerussit, Pyromorphit, Malachit, Galmei und Limonit verbreitet. Die nördlich Kleinoderscheid gelegene, wirtschaftlich allerdings unwichtige Lagerstätte Weissbleiberg, erhielt zum Beispiel durch den hier stark zu Cerussit zersetzten Bleiglanz ihren Namen.

Insgesamt sind im Blattgebiet etwa 35 Buntmetallerzvorkommen nachgewiesen und verliehen, von denen aber nur fünf zu einem intensiven Bergbau führten. Im folgenden werden, von Norden nach Süden geordnet, die wichtigeren Lagerstätten besprochen.

Die Grube Castor nördlich Ehreshoven stand mit ihren Hauptgängen Castor und Max von 1853 – 1906 nahezu ununterbrochen im Abbau. Nach anschließenden umfangreichen, aber ergebnislosen Untersuchungsarbeiten im Niveau der tiefsten Sohle und in den oberen Lagerstättenteilen wurde die Grube erst 1929 endgültig aufgegeben. Die beiden Hauptgänge streichen 120 – 135° und fallen mit 65 – 75° nach Nordosten, in größerer Tiefe (40 – 120 m unterhalb der Stollensohle) jedoch nach Südwesten (E. SCHULZ 1910), ein. Beide Gangescharen im Westen und vertauben dann.

Der Bergbau erreichte eine Gesamttiefe von 236 m. Unterhalb der Stollensohle (ca. + 100 m NN) wurde die Grube durch drei Tiefbausohlen (Sohlenabstände 40 m) bis zum Niveau – 22 m NN aufgeschlossen. Auf der tiefsten Sohle waren die Gänge nur noch in kurzen Abschnitten bauwürdig. Der Castor-Gang ist über eine Länge von 550 m erschlossen worden; seine Mächtigkeit betrug bis zu 6 m. Er enthielt Adern aus derbem Bleiglanz und Zinkblende, die in linsenförmiger Verteilung eine Gesamtlänge von 250 m erreichten, jedoch nur bis ca. 200 m Teufe gut bauwürdig waren. Der bis zu 18 m mächtige Max-Gang ist bis zu

550 m Länge abgebaut worden und zeigte in ca. 200 m Tiefe nur noch geringe Erzreste. Seine Gangmasse enthielt Erztrümer aus derbem Bleiglanz in bis zu 2 m und derbe Zinkblende in bis zu 1 m Stärke. Hauptgangarten waren Quarz und Siderit, wobei letzterer jedoch nur in geringfügiger Menge (ca. 200 t), ebenso wie der verbreitete Kupferkies (ca. 20 t), verwertet werden konnten. Eine Besonderheit war das gelegentliche Vorhandensein von reicheren Nickelerzen. Aus einem im Hangenden des Max-Ganges angetroffenen kleinen Erztrum, das stark mit Gersdorffit verwachsenen Siderit enthielt, wurden 16 t Nickelerz gewonnen. Insgesamt erbrachte die Grube Fördererze mit einem Metallinhalt von 25 040 t Zink und 34 409 t Blei (Zn : Pb = 0,7 : 1). Castor gehörte damit zu den wirtschaftlich bedeutenden Blei-Zink-Erzlagerstätten des Bensberger Erzreviers.

In gut 2,5 km Verlängerung nach Südosten liegt das Erzvorkommen der Grube **Bliesenbach**. Nach Funden römischer Scherben und mittelalterlicher Bergwerkseinrichtungen handelt es sich um eine sehr alte Grube. Die wichtigsten Bergbauperioden waren die Zeitabschnitte von 1883 – 1909 und von 1912 – 1926. Die vertikale Aufschlußhöhe dieser Lagerstätte betrug 583 m (+ 201 m bis – 382 m NN). Sie war damit die tiefste Grube im Bergischen Land.

Die Lagerstätte ist gekennzeichnet durch sich schneidende Erzgänge, die einen Ganghaken bilden. Ein ungefähr 105° streichender Gang mit südlichem Einfallen, der sogenannte Hauptgang, wird im Osten von fast Nord-Süd verlaufenden, nach Westen einfallenden Gängen, dem Hangendtrum und dem Liegendtrum (auch Haupttrum genannt) begrenzt.

Der Hauptgang besitzt eine Länge von 300 m bei einer maximalen Mächtigkeit von 30 m; er war bei Stilllegung bis zur Gangwurzel abgebaut. Das hangende Trum war auf ca. 200 m Länge aufgeschlossen und führte in einer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu 6 m überwiegend Zinkblende. Der in manchen Partien besonders angereicherte Bleiglanz war in den oberen Teufen bereits in einer früheren Bergbauperiode abgebaut worden. Das Nord-Süd streichende und 70 – 80° einfallende liegende Trum weist ähnliche Verhältnisse auf. Der 0,6 – 8 m mächtige Gang hatte teilweise taube Einlagerungen, aber auch bis zu 2,5 m mächtige Derberzpartien. Die gebaute Länge wird für die oberen Teufen mit 150 m angegeben. Zwischen dem hangenden und dem liegenden Trum schaltete sich ein beide verbindendes Diagonaltrum ein.

Nach Südosten und im Nordwesten endet die Vererzung an Nordost – Südwest verlaufenden Störungen. Trotz intensiver Untersuchungen wurden im Raum der bisher bekannten Lagerstätte und ihrer Umgebung keine neuen bauwürdigen Erzmittel gefunden.

Von 1883 – 1909 lieferte die Grube Erze mit einem ausbringbaren Metallinhalt von 57 819 t Zink sowie 38 340 t Blei und von 1919 bis zur Stilllegung 5 090 t Zink und 4 290 t Blei; die Zn : Pb-Verhältnisse betragen demnach 1,5 : 1 beziehungsweise 1,2 : 1. Bliesenbach war das produktivste Erzvorkommen im Blattbereich Engelskirchen.

Im Grubenfeld Neu-Moresnet 16 wurde die Grube **Bruno 2** bei Niederdorf südlich von Loope von 1901 – 1917 und von 1924 – 1928 betrieben. Sie erschloß in einem Ost – West gerichteten, ca. 500 m langen und 320 m breiten Gebiet sechs unterschiedlich verlaufende Gangstörungen bis in eine maximale Tiefe von 95 m. Die sehr absätzigen Zink- und Bleivererzungen waren nur in kleinen, engbegrenzten Abschnitten der Gangstörungen bauwürdig. Während der beiden Betriebsperioden waren – den allerdings unvollständigen Angaben zufolge – lediglich Fördererze mit einem Inhalt von 718 t Zinkblende und 109 t Bleiglanz gewinnbar.

Am Nordhang des Heckberges ist die Lage des ehemaligen Erzganges der Grube Silberkaule auch heute noch durch einen 600 m langen, bis 30 m breiten Zug alter Abbaupingen deutlich markiert. Die Vererzung der Lagerstätte war an eine 75–90° streichende, mit 70–75° nach Nordwesten einfallende, bis maximal 12 m mächtige Störungszone gebunden, die mit Bleiglanz-Reicherzmitteln, Gangarten (Siderit, Quarz und Dolomit), partiell vererzten Nebengesteinsbreccien und Tonletten erfüllt war. Im Hangenden dieser Hauptstörung sind mehrere gleichgerichtete Begleitstörungen vorhanden und zum Teil abgebaut. An denjenigen Stellen, wo die Störung beidseitig in Tongesteinen verlief, setzte die Metallisation völlig aus, der Gang „verdrückte“ sich, das heißt verlor seine Mächtigkeit und bestand nur noch aus Letten. Im westlichen Teil des Grubengebäudes endete die Vererzung, nicht die Störung, in vorwiegend tonigen Nebengesteinen. Im Osten, wo man den Gang noch 400 m weit auf der Stollensohle verfolgte, behielt er zwar seine große Mächtigkeit (8 m), erwies sich aber als unbauwürdig. Die Grube besaß nur eine Aufschlußtiefe von 175 m.

Das Optimum der Vererzung lag zwischen dem Gangausbiß (+330 m NN) und der 27-m-Tiefbausohle (+273 m NN). Darunter verkürzten sich die bauwürdigen Ganglängen zuerst langsam, dann rasch. Auf der fünften Tiefbausohle (+154 m NN) betrug diese nur 40 m. Die hier meist nur noch 1 m mächtige Störung war an Stelle einer durch Erz verkitteten Nebengesteinsbreccie vorwiegend nur noch dicht von Tonletten erfüllt. Wie in den Jahren 1979 bis 1981 im Rahmen des Bundesbohrprogrammes durchgeführte Untersuchungen (STADLER 1981) der auf der gleichen Gangstörung gelegenen Gruben Silberkaule und Christiansfreude ergaben, wechselt der Gang der Silberkaule unterhalb des Vertaubungsbereiches auf der fünften Tiefbausohle seine Einfallsrichtung und fällt dann nach Süden ein. Ob die Störung unter dieser Gangdrehung wieder erzführend wird, wurde bislang nicht erkundet.

Bergbau wurde auf der Silberkaule nachweislich bereits vor dem Dreißigjährigen Krieg betrieben. Bis zum Jahre 1868 erfolgte jedoch nur ein periodischer, oberflächennaher Abbau, dann erst Tiefbau. Von 1864 bis zur Stilllegung 1896 produzierte die Grube reichhaltige Erze mit einem Gesamtmetallinhalt von 20 645 t Blei und nur 254 t Zink. Die Lagerstätte war somit ein fast reines Bleierzvorkommen. An weiteren, allerdings nicht genutzten Erzmineralien sind Kupferkies, Pyrit und in Spuren Fahlerz enthalten. Darüber, ob die Stilllegung der Grube gerechtfertigt war, wurde zwischen der Bergwerksgesellschaft und Anteilseignern ein langwieriger Rechtsstreit geführt.

Etwa 1 km westlich liegt die kleine Versuchsgrube Christiansfreude, die in den Jahren 1901 und 1906–1908 durch einen Schacht und zwei kurze Streckenauffahrungen (25-m- und 57-m-Sohle) unzureichend untersucht wurde. Es fanden sich gute Vererzungen, ein Abbau fand jedoch nicht statt, da der Verkauf an zu hohen Forderungen des Eigentümers scheiterte. Die mit Bleiglanz und Zinkblende vererzte Hauptstörung streicht Ostnordnordost, fällt mit 70° nach Norden ein und ist auf den Silberkaule-Gang gerichtet. Beide Erzvorkommen sind, wie die Arbeiten im Rahmen des Bundesbohrprogrammes (STADLER 1981) bewiesen, zweifellos Teile der gleichen Störungszone. Die neuen Untersuchungen ergaben weiterhin, daß der Haupterzgang der Christiansfreude von einer Nordwest–Südost streichenden Gangstruktur durchquert wird. Diese enthält an Mineralkomponenten Bleiglanz, Kupferkies und reichlich Schwespat. Ihre Bildung ist jünger als die typische Bensberger Blei-Zink-Vererzung und steht mit dieser genetisch nicht in Beziehung.

Die zwischen Oberdorf und Wellerscheid liegende Grube Aurora erschloß ein System von sieben Gangerzmitteln, die ein unterschiedliches Streichen (60–135°) und ein teils südliches, teils nördliches Einfallen (50–65°) besitzen. Die manchmal derbe, zum Teil

netzwerkartige oder auch imprägnationsförmige Erzführung war sehr unregelmäßig verteilt und stark absätzig. Nur die vereinzelt vorhandenen, größeren Erzbereiche mit maximal 200 m Länge und 0,4–0,5 m Mächtigkeit wurden selektiv in der durch zahlreiche Stilllegungsperioden unterbrochenen Hauptbetriebszeit von 1855–1911 bis zur Tiefe von 130 m abgebaut. Die Gesamtförderung betrug in diesem Zeitraum rund 12 000 t Bleierz- und nur 1 060 t Zinkerzkonzentrate. Weitere Untersuchungen erfolgten, bis die Arbeiten im Jahre 1924 wegen fehlender finanzieller Mittel aufgegeben wurden. Das Hauptziel dieser Prospektion, der in ca. 170 m Tiefe vermutete Scharungsbereich der beiden Hauptgangzonen, wurde dabei nicht erreicht.

800 m östlich der Grube Aurora liegt eine wahrscheinlich zum gleichen Störungssystem gehörende Gangvererzung (Grube Fortsetzung). Das durch einen 56 m tiefen Versuchsschacht Ende des vorigen Jahrhunderts untersuchte Vorkommen führte jedoch zu keinem Abbaubetrieb.

Die Gruben Nicolaus und Phönix im Naafbachtal, ca. 3,5 km nordwestlich von Much (nicht zu verwechseln mit der Blei-Zink-Erzgrube Nikolaus-Phönix bei Scheid im Blattgebiet 5110 Ruppichteroth), waren zunächst selbständige, dann im Jahre 1889 konsolidierte Betriebe. Einbezogen wurden auch die ca. 1 km südwestlich zwischen Niederheiden und Hevinghausen gelegenen, allerdings unbedeutenden Vorkommen Ajax und Lux. Die Gruben Nicolaus und Phönix bauten Teile einer Nord-Süd gerichteten Gangzone ab, die mit 70° und steiler nach Osten einfällt.

Die Erzführung des alten Vorkommens Phönix mit seinem Hauptgang und dem nördlich anschließenden, fast Ost-West gerichteten, kleinen Onyx-Quergang beschränkte sich im wesentlichen auf ein maximal 160 m langes Gangstück mit einer Vererzung aus vorwiegend Bleiglanz, teils in derber Form, und etwas Zinkblende sowie wenig Kupferkies. Gangarten waren Siderit und Quarz. Die sehr absätzigte Erzführung wurde in mehreren Betriebsperioden zwischen 1854 und 1895 bis in 125 m Teufe abgebaut, darunter erwiesen sich die Gangzonen als unbauwürdig. Die Förderung dieser Teilgrube betrug bis zum Jahre 1882 1 603 t Bleierz- und 392 t Zinkerzkonzentrate.

In der Verlängerung des Hauptganges wurden die Grubenbaue der Phönix mit dem Erzgang des ca. 600 m südlich gelegenen Vorkommens Nicolaus im Jahre 1876 durchschlägig. In dessen Bereich ging bis zum Jahre 1911 ein reger Bergbau um, wobei die Gangerzone über eine maximale Länge von 520 m mit neun Tiefbausohlen bis in 268 m Tiefe erschlossen wurde. Die Vererzungsart war die gleiche wie auf Phönix, das Einfallen des Ganges blieb nach der Teufe ziemlich konstant. Der Abstand von einer vererzten, hangenden Kluft wechselte von 10–20 m. Zwischen der fünften und siebten Tiefbausohle (= 180–220 m unter Geländeoberfläche) weitete sich die Mächtigkeit des Hauptganges bis auf maximal 35 m bei einer größten bauwürdigen Länge von 300 m. Der Gang schrumpft nach oben durch Zersplitterung in kleine Teilrümer. Auf den tieferen Sohlen verengte sich die Störung bei gleichzeitiger Abnahme der Vererzungsintensität bis fast zur Vertaubung.

Die beiden vereinigten Gruben lieferten in der Betriebszeit von 1891–1911 eine Förderung mit einem Metallinhalt von 6 993 t Zink und 19 846 t Blei ($Zn:Pb = 0,4:1$). Da es sich um ein reiches Vorkommen gehandelt hatte, wurden bis zum Jahre 1913 noch aufwenige, jedoch erfolglose bergmännische Prospektionsarbeiten durchgeführt.

Bei den zur Grube Nicolaus und Phönix gehörenden Blei-Zink-Erzvorkommen Ajax und Lux handelt es sich im wesentlichen um zwei, etwa parallel zueinander verlaufende, unge-

fähr Ost – West bis Nordost – Südwest gerichtete, maximal 1 m mächtige Störungszonen mit 50 – 80° nördlichem Einfallen. Diese sind partienweise geringfügig, nester- und imprägnationsartig durch Bleiglanz und Zinkblende sowie Quarz, Siderit und etwas Kupferkies mineralisiert. Trotz seit 1867 periodisch wiederholter, bis zum Jahre 1919 durchgeführter intensiver Untersuchungen durch Stollen und Schächte (41 m tiefer Ajax-Schacht) gelang es hier nicht, Erze in bauwürdigen Konzentrationen nachzuweisen.

Weitere, kleine Buntmetallervorkommen sind zwischen den wenigen größeren Lagerstätten verstreut und wurden teilweise, wenn auch ohne wirtschaftliche Bedeutung, abgebaut. Hier sind zu nennen die Blei-Zink-Erzgruben Tibertus, Zervas, Feste Hoffnung, Gertrud, Neu-Moresnet 2, Weissbleiberg, Silberbach, Adonis, Louis II und Gnade Gottes (s. Taf. 2 in der Anl.).

5.1.2.1. Erzlösungen und Nebengestein (A. SCHERP)

Am Beispiel der Grube Silberkaule (s. Kap. 5.1.2.) soll der Einfluß der Erzlösungen auf das Nebengestein aufgezeichnet werden. Die Angaben basieren auf Untersuchungen an Proben aus Bohrungen, die im Rahmen des Bundesbohrprogrammes durchgeführt worden sind. Sie gelten zwar streng genommen nur für die Vererzung im Bereich der Grube Silberkaule, haben jedoch auch allgemeine Gültigkeit.

An den Salbändern schmaler (1 mm – 1 cm) Zinkblendetrümer zeigt das direkte Nebengestein keinerlei Beeinflussung durch die Erzlösungen. Bei Bleiglanzabsätzen im gleichen Millimeterbereich – und auch darunter – sind die Quarzkörner am Salband dagegen teilweise rekristallisiert und ragen oft mit idiomorphen Endflächen in die Erzabsätze hinein. Dies ist auch dann der Fall, wenn Bleiglanz neben Zinkblende in den feinen Trümmern abgesetzt ist.

Da die Absatztemperatur für Zinkblende und Bleiglanz ungefähr gleich gewesen sein muß, ist eine Erklärung für dieses Phänomen nicht in unterschiedlichen Temperaturen, sondern im Kristallisationsverhalten zu suchen. Bei der Kristallisation aus blei- und zinksulfidischen Lösungen + Quarz ist stets Bleiglanz am längsten in Lösung. Das wird zum Beispiel im rekristallisierten Ramsbecker Bleiglanz-Zinkblende-Dichterz deutlich (SCHERP 1958). Wenn beim Eindringen der Pb-Zn-sulfidischen Lösungen in den Sandstein etwas SiO₂ gelöst und in die Erzlösung aufgenommen wurde, war die Ausscheidungsfolge Zinkblende-Quarz-Bleiglanz oder Quarz-Zinkblende-Bleiglanz. Bei Anwesenheit von Dickit kristallisierte dieses Mineral noch später. Wo mitgeführte Kieselsäure vorhanden war, konnte sich Quarzsubstanz orientiert an gelöste Quarzkörner ablagern und dort idiomorphe Endflächen bilden, wenn sich noch Bleiglanz in Lösungen befand und also Platz für die Gestaltung der Quarzkristallflächen vorlag. Erst dann kristallisierte der Bleiglanz aus. In stärker vererztem Gestein, dort, wo der Sandstein von zentimeterdicken Bleiglanz- und Zinkblendeadern durchtrümmert wird, ist der Quarz im benachbarten Millimeterbereich rekristallisiert, und zwar finden sich dort auch feinste Sericitschuppen auf den Kornflächen des mikroblastischen Quarzes. Die Tonsteinfragmente des Sandsteins sind hier verschwunden. Offensichtlich wurde der mikrokristalline Quarzanteil in ihnen rekristallisiert, wobei der Sericit an deren Korngrenzen fixiert worden ist.

Der Einfluß der Erzlösungen auf das sandige Nebengestein ist somit sehr gering gewesen und beschränkte sich im wesentlichen auf eine Lösung des Quarzanteils mit Wiederabsatz an benachbarter Stelle. Das Fehlen einer Sericitisierung, dafür aber das Vorhandensein

Tabelle 3

$\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für Kluffcarbonate, Carbonatgeoden und Carbonatgesteine
im Bensberger Erzbezirk

Nr. ¹⁾	Herkunft	Blatt	R H	Mineral, Gestein	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Erzgänge						
1	Carolinenzeeche	5009		Dolomit	- 3,66	- 7,43
2	Washington	5009		Dolomit/Ankerit	- 8,10	- 11,30
3	Blücher	5009		Calcit	+ 2,62	- 8,30
4	Berzelius	5009		Dolomit/Ankerit	- 9,60	- 11,49
4	Berzelius	5009		Dolomit/Ankerit	- 9,56	- 11,13
5	Columbus	5009		Siderit	- 9,68	- 13,70
6	Weiss	5009		Dolomit/Ankerit	- 9,90	- 13,33
7	Lüderich	5009		Siderit	- 10,58	- 14,04
7	Lüderich, Nordlager	5009		Ankerit	- 11,18	- 11,96
7	Lüderich, Hangender Sommer	5009		Ankerit	- 11,16	- 9,70
8 ²⁾	Schnepfenthal	5009		Siderit	- 11,4	- 14,0
9	Castor	5010		Siderit	- 10,13	- 13,65
10	Zervas	5010		Calcit	- 1,31	- 13,16
10	Zervas	5010		Dolomit/Ankerit	- 2,89	- 12,62
11	Madonna	4910		Dolomit/Ankerit	- 7,91	- 13,61
12	Uhländ	5009		Siderit	- 9,88	- 13,56
13	Bliesenbach	5010		Siderit	- 8,99	- 13,59
13	Bliesenbach	5010		Calcit	- 7,71	- 11,63
14	Neu-Moresnet 2	5011		Aragonit (sinter)	- 2,45	- 5,63
14	Neu-Moresnet 2	5011		Dolomit	- 6,48	- 11,35
15	Bruno 2	5011		Siderit	- 10,33	- 13,59
16	Silberkaule	5011		Siderit	- 9,98	- 12,32
17	Marienberg	5009		Siderit	- 9,98	- 13,98
18	Aurora	5010		Siderit	- 10,26	- 14,34
19	Nicolaus	5010		Siderit	- 10,74	- 14,66
20	Penny	5009		Siderit	- 10,45	- 14,22
21 ²⁾	Nikolaus-Phönix, Gertrudensegen-Emanuel	5110		Siderit	- 10,6	- 11,4
Vergleiche						
22	Viktoria bei Littfeld	4914		Siderit	- 7,63	- 13,50
23	Stahlberg bei Müsen	5014		Siderit	- 6,93	- 12,72
24	Steinbruch bei Schabernack	5211		Siderit	- 11,68	- 13,37
Carbonatgeoden aus Odenspieler- und Bensberger Schichten						
25	Vilkerath, Hanganschnitt Untere Buntschiefer-Folge	5009	93 120 48 040	Siderit	- 10,52	- 16,25
26	Bensberg-Hummelsbroich Bensberger Schichten	5008	80 560 47 040	Siderit Siderit Siderit Siderit Siderit	- 20,59 - 20,84 - 20,17 - 20,58 - 20,82	- 5,97 - 5,91 - 6,56 - 6,15 - 5,86
27	Ziegeleisteinbruch Auel Untere Buntschiefer-Folge	5009	85 500 47 140	Siderit	- 10,59	- 9,75

einer Dickitbildung, läßt auf die Armut der Erzlösungen an Alkalien sowie auf niedrige Bildungstemperaturen schließen. Die Quelle des Dickits ist zweifellos der primäre Feldspatanteil des Nebengesteins, da dieser Anteil jetzt nur noch anomal gering ist. Der Verbleib der Alkalien aus dem Feldspat geht aus dem Schlißbild nicht hervor. Die Kaolinisierung der

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Nr.	Herkunft	Blatt	R H	Mineral,Gestein	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
28	Lüderich, Hangender Sommer, Kernbohrung bei 137 m Teufe Untere Buntschiefer-Folge	5009	85 900 43 470	Siderit	- 15,47	- 11,44
29	Naafbachtal, Abzweig nach Falkemich Untere Buntschiefer-Folge	5009	93 420 43 050	Siderit	- 11,24	- 6,53
30	Engelskirchen-Neuhardt, Eisenbahneinschnitt Obere Buntschiefer-Folge, Quarzit-Sandstein-Folge	5010	00 480 51 330	Siderit	- 11,18	- 5,45
Vergleiche						
31	Steinbruch bei Schabernack Odenspieler Schichten	5211	02 690 27 160	Siderit	- 10,78	- 12,88
32	Grube Altenberg bei Müsen	4914	30 930 52 320	Siderit	- 5,24	- 8,27
Carbonatgesteine						
33 ¹⁾	Steinbruch Grubenfeld, Schladetal Bücheler Schichten	4908	80 760 52 550	dunkler,plattiger Kalkstein	+ 2,44	- 9,41
34 ¹⁾	Steinbruch Lerbach Hombacher Schichten	5008	80 880 50 380	dunkler,plattiger Kalkstein	+ 0,18	- 5,82
35	Hoffnungsthal-Volberg Odenspieler Schichten	5009	83 930 42 680	Sideritzement, Sandstein	- 10,04	- 4,70
36 ²⁾	Grube Lüderich, Hangender Sommer, 320-m-Sohle Odenspieler Schichten	5009		Sideritzement, Sandstein	- 9,3	- 8,84
37 ²⁾	Grube Lüderich, Hangender Sommer, 320-m-Sohle Bensberger Schichten	5009		Sideritzement, Sandstein	- 10,4	- 10,2
38	Feckelsberg Remscheider Schichten	5010	00 550 52 222	Schillkalkstein	- 8,29	- 11,52
39	Forst Hohenhöfer Schichten	5010	03 540 49 660	detritischer Kalkstein	- 2,55	- 8,25
40 ³⁾	Steinbruch Lückerrath Knoppenbießner Schichten	5008	80 650 49 550	plattiger, merge- liger Kalkstein	- 1,39	- 6,97

¹⁾ s. Abb. 11, 12 und 15 ²⁾ nach STAHL (1971) ³⁾ nach LANG-VILLMAIRE (1978) ⁴⁾ nach U. JUX & ZYGOJANNIS (1983)

Feldspate könnte relativ früh erfolgt sein, wobei die Alkalien in Lösung abwanderten, ähnlich wie es im höheren Oberkarbon des Ruhrgebietes der Fall war. Bei der Vererzung des Gesteins müßten dann die Kaolinminerale im Gestein durch hydrothermale Lösungen remobilisiert und als Dickit auf Klüften abgesetzt worden sein.

5.1.2.2. Isotopenphysikalische Untersuchungen (E. JUX)

Um weitere Anhalte über die Genese der Vererzungen im Bensberger Erzbezirk zu gewinnen, sind die Isotopenverhältnisse von Kohlenstoff und Sauerstoff aus frühdiagenetischen Geoden, Kluftcarbonaten und marinen Carbonatgesteinen ermittelt worden (Gewinnung des CO₂-Gases mit Orthophosphorsäure; Simultanmessung der O- und C-Massen im Massenspektrometer Varian MAT 250; δ -Werte sind auf PDB-Standard bezogen).

Aus dem Blattgebiet und seiner Umgebung sind wiederholt Bestimmungen der Massenverhältnisse stabiler C- und O-Isotopen aus Sideriten (STAHL 1971, LANG-VILLEMAIRE 1978), Geoden und Riffkalksteinen (U. JUX & MANZE 1974, 1976) durchgeführt worden. Während die Riffkalksteine sich durch Isotopenverhältnisse auszeichnen, wie sie für vollmarine devonische Ablagerungsbereiche typisch sind ($\delta^{13}\text{C}$: + 2,4 bis - 1,4 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: - 8,0 bis - 9,5 ‰), ergaben sich schon bei marginal marinen Schillkalksteinen der Remscheider Schichten auch für den Kohlenstoff stark negative δ -Werte. Allgemein gilt das für die untersuchten Geoden und nicht zuletzt für die Kluftcarbonate aus den Erzgruben des Reviers. Eine Zusammenstellung der Meßergebnisse findet sich in Tabelle 3.

Die ¹³C-Werte der Sideritgeoden und Sideritzemente sind isotopisch bemerkenswert „leicht“ ($\delta^{13}\text{C}$: - 9 bis - 20 ‰.) Eine Sideritgeode der Grube Altenberg bei Müsen ist demgegenüber schwerer ($\delta^{13}\text{C}$: - 5 ‰). Die Frage nach der primären Herkunft des Kohlenstoffs stellt vor einige Probleme. Bei der Reduktion von Sulfaten im Meerwasser ($2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow 2\text{HCO}_3 + \text{H}_2\text{S}$) entsteht nicht genügend Bicarbonat, so daß als Hauptquelle phytogener Kohlenstoff (Pflanzendetritus) über bakterielle Zersetzung in Rechnung gestellt werden muß. Somit gehen die Anreicherungen an ¹²C auf biogene Fraktionierung zurück. Interessanterweise sind auch viele Kluftsiderite „leicht“ ($\delta^{13}\text{C}$: - 9 bis - 11 ‰), so daß auch hier phytogener Kohlenstoff inkorporiert zu sein scheint. Demgegenüber ist ¹³C in Dolomit/Ankerit oder Calcitklüften relativ angereichert ($\delta^{13}\text{C}$: - 1 bis - 8 ‰). Ein Calcit aus der Grube Blücher wurde mit $\delta^{13}\text{C}$: + 2,6 ‰ gemessen. Die Fraktionierung der Kohlenstoffisotopen in den Kluftcarbonaten könnte mit der Ausscheidungsfolge der Carbonate (Siderit, Ankerit, Dolomit, Calcit) zusammenhängen.

Die ¹⁸O-Werte variieren zwischen - 5 und - 14 ‰. Dabei scheinen keine signifikanten Unterschiede zwischen Geoden, Kluftcarbonaten und Zementen zu bestehen. Selbst Riff- und Detrituskalksteine entsprechen weitgehend diesen Verhältnissen. Eine Anreicherung von ¹⁶O durch sekundären Isotopenaustausch mit Sauerstoff von Poren- oder Kluftwässern in den Carbonaten ist wahrscheinlich, wenngleich sich daraus keinerlei Rückschlüsse auf unterschiedliche Probenalter gewinnen lassen.

Die ¹⁸O-Werte in den Carbonaten stehen in Abhängigkeit von der Temperatur, der primären isotopischen und der sekundären Zusammensetzung der Lösungen. Die Kluftcarbonate kann man für Temperaturbestimmungen natürlich nicht auf SMOW (Standard Mean Ocean Water) beziehen, so daß diesbezüglich Angaben wegen der unbekannteren Zusammensetzung der Ausgangslösungen mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Die gegenüber den Kluftcarbonaten relativen höheren ¹⁸O-Gehalte in Zementen und Geoden - auch in marginal-marinen Schillkalksteinen - deuten auf beigemengte vadose oder meteorische Wässer hin. Dies entspricht den paläogeographischen Vorstellungen und Faziesbefunden, die das Bergische Land im Unterdevon als brackisch-marinen Ablagerungsraum umschreiben. Aus dem dabei im Porenraum der Sedimente eingefangenen Wasser könnten die hohen ¹⁸O-Gehalte resultieren. Das bedeutet jedoch, daß auch die Kluftcarbonate auf gleiche Kohlenstoff- und Sauerstoffquellen wie Geoden und Zemente zurückgehen.

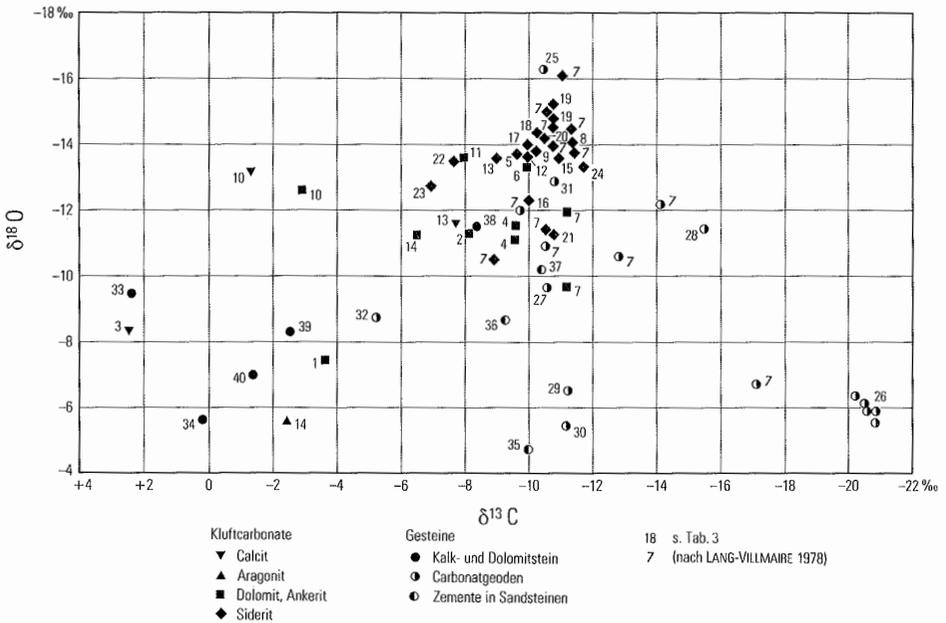


Abb. 15 $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse von Kluftcarbonaten, Carbonatgeoden und Carbonatgesteinen

Aus der Isotopenverteilung der Kluftcarbonate im Bensberger Erzbezirk läßt sich eine stratigraphische Verschiebung von leichten zu schweren Kohlenstoffisotopen ableiten; bei den Sauerstoffisotopen ist der Trend nicht deutlich. Dem zeitlichen Gang entspricht die Faziesentwicklung: leichte Carbonate in den unterdevonischen, brackisch-marinen Ablagerungen und relativ schwere Carbonate nahe der Grenze zu vollmarinen Abfolgen (Mitteldevon). Das wird dann auch in einem Diagramm sichtbar, in dem $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse aufeinander bezogen sind (Abb. 15). Drei sich überlappende Areale für Kluftcarbonate (viel ^{16}O), Geoden (viel ^{12}C) und marine Carbonatgesteine (relativ viel ^{18}O und ^{13}C) heben sich ab. Die Überlappung der Felder deutet auf wechselseitige Beziehungen und ähnliche isotopische Quellen hin. Die Massenbestimmungen bestätigen die Ansichten über niedrig-thermale Lagerstättenbildungsprozesse im Bensberger Erzbezirk (LEHMANN & PIETZNER 1970; E. JUX 1982). Unmittelbare plutonische Herleitungen sind wegen der leichten Carbonatmassen unwahrscheinlich. Deshalb wird an Remobilisationen der syngedimentär fixierten Schwermetalle im abgesenkten Muldentiefsten unterdevonischer Schichtenfolgen und damit verknüpfter konvektiver Lösungswanderung zu den Achsenrampen hin gedacht (HESEMANN 1978, E. JUX 1982).

5.2. Steine und Erden (U. JUX & H. VOGLER)

Im Blattgebiet findet derzeit kein nennenswerter Abbau von Steine-und-Erden-Rohstoffen statt. In der Vergangenheit sind allerdings bei Engelskirchen, Runderoth, Weiershagen und Much Steinbrüche betrieben worden, um Material für den Straßen- und Hausbau oder die Branntkalkherstellung zu gewinnen. Ziegelrohstoffe wurden nur außerhalb des Blattge-

bietes, und zwar bis in jüngere Zeit in Untereschbach (GK 25: 5009 Overath) in Form verwitterter Tonsteine aus den Bensberger Schichten abgebaut. Die Sand- und Kiesablagerungen in den Talalluvionen sowie die Erosionsreste fluviatiler Akkumulationsterrassen an den Talhängen wurden und werden gelegentlich für den Wegebau genutzt. Sie besitzen wegen ihrer geringen Mächtigkeit und unreinen Beschaffenheit jedoch keine wirtschaftliche Bedeutung.

5.2.1. Kalkstein

Kalksteine treten nur in der mitteldevonischen Umrandung der Gummersbacher Mulde auf. Zu nennen sind die Kalksteine der Hohenhöfer Schichten, die jedoch viel zu geringmächtig sind, um je für die Branntkalkherstellung genutzt worden zu sein, sowie der Basis-kalk der Hobräcker Schichten. Bei letzterem handelt es sich um einen von Mergeln durchsetzten, nur örtlich rein ausgebildeten Korallen-Stromatoporen-Kalkstein geringer Mächtigkeit (<50 m), der in dunkle Plattenkalksteine (<25 m) übergehen kann. Dolomitsteine kommen nicht vor. Im Ausstrich des Basiskalks gibt es überall kleine aufgelassene Gruben: Das beginnt im Walbachtal westlich Runderoth, führt über das Kaltenbachtal nach Daxborn und dann weiter über Forst nach Weiershagen. Früher ist der Kalkstein außer für die Herstellung von Branntkalk auch als Zuschlag bei der Verhüttung der Kaltenbacher Eisen-erze verwendet worden.

In der Tabelle 4 sind Analysenergebnisse von charakteristischen Kalksteinproben aus der Umrandung der Gummersbacher Mulde zusammengestellt. Für eine technische Nutzung scheiden die Vorkommen wegen zu geringer Vorräte und Qualität jedoch aus.

5.2.2. Sandstein

An vielen Stellen sind im Blattgebiet früher feste Sandsteine für den Straßen- und Hausbau gebrochen worden. Ging es zunächst nur um den örtlichen Bedarf, so kamen mit der Erschließung des Aggertales durch die Eisenbahn um die Jahrhundertwende auch große Abbaubetriebe hinzu, die zum Teil noch bis in die vierziger Jahre hinein bestanden und vor allem die Sandsteine der Mühlenberg-Schichten gewannen (HABERMAS 1926). Letztere stehen nur im Nordosten des Blattgebietes bei Runderoth, Osberghausen und Weiershagen wegen der tiefen Taleinschnitte abbaugünstig an. Die Sandsteine der Mühlenberg-Schichten sind oft bankig ausgebildet. Sie sind feinkörnig und über weite Strecken gleichförmig entwickelt. Wegen der kieseligen, teils karbonatischen Bindung ist das Gestein ziemlich verwitterungsbeständig. Der hellgraue bis braune Stein ergibt ein schönes und tragfestes Baumaterial, das sich auch für dekorative Zwecke eignet. Viele Kirchen (z. B. Runderoth), Grabsteine, Brücken oder Hausverkleidungen entstanden aus Sandsteinen der Mühlenberg-Schichten. Große Steinbrüche darin gab es bei Osberghausen und bei Runderoth.

Sandsteinführende Partien in den Hobräcker Schichten sind gleichfalls bei Runderoth in kleinen Steinbrüchen abgebaut worden. Quarzitisches Sandsteine aus den Odenspieler Schichten hat man im Gemeindesteinbruch Much noch vor wenigen Jahren gewonnen. Daraus sind in Much zahlreiche Gebäude – unter anderem die Kirche – errichtet worden. Zwischen Drabenderhöhe und Much sowie zwischen Much und Ruppichterath findet man eine ganze Reihe kleiner, aufgelassener Steinbrüche in den Odenspieler Schichten.

Die wenig mächtigen, meist unreinen und nicht verwitterungsbeständigen Sandsteine innerhalb der Bensberger Schichten kamen dagegen nur bankweise für den Haus- oder

Tabelle 4
Chemische Zusammensetzung von Kalksteinen*)

Schichten	Gesteinsart	Ort	Lage	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	FeO ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Bemerkungen
Hohenhöfer-Schichten	roter, späterer Crinoidenkalkstein, gebankt	Aggertal nördl. Hs. Ley (Bahnstrecke)	R 01 440 H 51 330	8,0	2,6	1,6	46,5	1,67	Kalkstein mit Eisenoolith-Linsen; Gestein im Anschliff sehr dekorativ; Ausstrich nur in 1 m Mächtigkeit
Hobracker Schichten (Basiskalk)	dunkler, faseriger bis dickplattiger und gebankter Kalkstein	Waldbachtal (aufgel. Steinbruch)	R 02 000 H 51 430	3,4	0,67	0,45	51,84	0,62	Kalkstein mit Lagen aus Stromatoporen und Tabulaten; von Karstspalten und Höhlen durchsetzt; (Naturschutzgebiet!)
Hobracker Schichten (Basiskalk)	blaugrauer, detritischer Kalkstein, dickplattig bis dünnbankig	Aggertal nördl. Hs. Ley (Bahnstrecke aufgel. Steinbruch)	R 01 490 H 51 285	2,6	0,62	1,3	51,21	1,13	Profil über 10 m mächtig, in gleichförmiger Fazies erschlossen; nach NE Übergang in Stromatoporen-Bankkalksteine; Steinbruchbetrieb in geringem Umfange bis Anfang des Jahrhunderts
Hobracker Schichten (Basiskalk)	blaugrauer, detritischer Kalkstein, dünnbankig bis plattig; klüftig	Kaltenbachtal, Straße westl. vom Hüttenberg (aufgel. Steinbruch)	R 00 800 H 50 380	4,8	0,87	1,7	49,4	0,97	ca. 10 m erschlossen; Spezialfaltung und Störung; Abbau früher nur kurzfristig für lokale Belange
Hobracker Schichten (Basiskalk)	dunkler, dünnbankiger Kalkstein, z.T. bituminös	Daxborn (aufgel. Steinbruch)	R 02 440 H 49 785	3,8	0,81	0,43	51,12	0,93	ca. 20 m erschlossen; untere Partie bankiger ausgebildet als obere; disharmonische Spezialfaltung; Kalkstein geklüftet (z.T. verheit mit Kalkspat) und verkarstet; jahrzehntelang Abbau für Brantkalkherstellung
Hobracker Schichten (Basiskalk)	späterer Crinoidenkalkstein, (dünnbankig bis faserig) und graublauer Korallen-Stromatoporen-Kalkstein	Straßenanschnitt bei Weiershagen (nördl. aufgel. Steinbruch)	R 04 395 H 49 375	6,0	1,9	1,3	48,9	1,09	Abbau für Brantkalkherstellung in größerem Maße bis in die dreißiger Jahre; Vorkommen wegen Bebauung und Straßenführungen nicht mehr nutzbar

*) Analysendaten: Dr. G. DRAGER, Vereinigte Glaswerke GmbH., Köln-Porz

Wegebau in Frage. Deshalb gab es darin nur kleine Steinbrüche, die immer nur dem zeitweiligen örtlichen Bedarf dienlich waren. Auf solche Abbautätigkeiten beziehen sich die meist verwachsenen „Steinkuhlen“ in der Nähe alter Höfe (z. B. Rieserhof, Herfterath) oder kleiner Dörfer (Marienberghausen, Groboderscheid).

Die Gesteinsausbildung der Sandsteine in den einzelnen stratigraphischen Einheiten ist in Kapitel 3. näher beschrieben. Im Blattgebiet gibt es durchaus noch potentielle Lagerstätten für feste Sandsteine, wobei die Mühlenberg-Schichten insgesamt an erster Stelle rangieren; ausgezeichnete Qualitäten liegen aber auch bei den quarzitischen Partien der Odenpieler Schichten östlich Tellinghausen vor.

5.2.3. Sand und Kies

Ein größerer Abbau von Sand und Kies ist zwar nicht bekannt, doch ist wahrscheinlich aus den Schottern der jungen Talfüllungen derartiges Material entnommen worden. Nur sind die Talschotter allgemein recht geringmächtig, sie sind meist grundwassererfüllt und vielfach

auch schluffig, so daß es bei dem früher sicher nur geringen Bedarf zu keinem größeren Abbau gekommen ist. Heute wird der benötigte Kies und Sand aus dem Rheingebiet bezogen.

5.2.4. Lehm

Auch ein größerer Abbau von Lehm ist nicht bekannt, doch wurde früher wahrscheinlich Lehm örtlich zum Ziegelbrennen gewonnen. Dazu eignet sich der Auenlehm der Talfüllungen wie auch der Lößlehm der Hochflächen. In geringem Maße kann auch das Verwitterungsmaterial devonischer Tonsteine verwendet worden sein.

6. Hydrogeologie (H. VON KAMP)

Die große Bedeutung des Trink- und Brauchwassers und die engen Beziehungen zwischen dem geologischen Aufbau und den Wasservorkommen erfordern eine Darstellung im Rahmen der geologischen Erläuterungen. Damit können aber Spezialuntersuchungen nicht ersetzt werden, die bei der Planung wasserwirtschaftlicher Projekte notwendig sind.

6.1. Oberirdische Gewässer

Über den Verlauf und die Einzugsgebiete der oberirdischen Gewässer wurde bereits in Kapitel 2. berichtet.

Tabelle 5

Abflußverhältnisse der Agger am Pegel Engelskirchen

(nach: Landesanstalt für Gewässerkunde und Gewässerschutz Nordrhein-Westfalen 1977)

Lage	R 25 940, H 56 420			
Pegel-Nullpunkt	+116,8 m NN			
Einzugsgebiet	399 km ²			
Beobachtungszeitraum	1965 - 1975			
Abflüsse (m ³ /s)		MNQ	MQ	MHQ
	Winter	1,94	14,2	155
	Sommer	1,62	6,54	59
	Jahr	1,57	10,3	162
Abflußspenden (l/s · km ²)		MNq	Mq	MHq
	Winter	4,86	35,6	388
	Sommer	4,06	16,4	148
	Jahr	3,93	25,8	406
überhaupt bekannter höchster Abfluß (HHQ)		22.2.1970 282 m ³ /s 300 cm Wasserstand		
überhaupt bekannter niedrigster Abfluß (NNQ)		2.6.1968 1,12 m ³ /s		

Die Agger weist im Blattgebiet zwischen dem Auslauf des Ausgleichsweihers Osberghausen und dem Stausee Ehreshoven II ein Gefälle von 2,3 ‰ auf. Das Gefälle des Wahnbaches zwischen Drabenderhöhe und Much sowie des Naafbaches zwischen Adelsnaaf und Schwellenbacher Mühle liegt bei 11,5 ‰ beziehungsweise 14 ‰. Bedeutend steiler ist der Verlauf des Loopebaches mit 28 ‰, der sich in den sandsteinreicheren Partien der Bensberger Schichten sein Bett gegraben hat.

Die Abflußverhältnisse der Agger am Pegel Engelskirchen (Tab.5) werden durch die Genkel- und Aggertalsperre bei Gummersbach ausgleichend beeinflußt. Trotzdem zeigt die Abflußspende des mittleren Hochwassers (MHq, Jahr) einen ca. einhundertmal höheren Wert als die des mittleren Niedrigwassers (MNq, Jahr). Die Extremwerte des höchsten Hochwassers und des niedrigsten Niedrigwassers klaffen wesentlich stärker auseinander.

6.2. Unterirdische Gewässer (Grundwasser)

Die Grundwasserleiter im Blattgebiet werden in der hydrogeologischen Karte (Taf. 3 in der Anl.) dargestellt. Es ist zunächst zwischen Grundwasserleitern in geklüfteten Gesteinen und in porösen Lockergesteinen zu unterscheiden. Geklüftete Gesteine besitzen eine Trennfugendurchlässigkeit, während die Durchlässigkeit der porösen Gesteine als Porendurchlässigkeit bezeichnet wird.

6.2.1. Kluffgrundwasserleiter (Festgesteine)

Die festen, geklüfteten Gesteine im Blattgebiet weisen kein nutzbares Porenvolumen auf. Grundwasser wird in Spalten, Klüften, Schicht- und Schieferungsfugen gespeichert und fortgeleitet. In Kalkgesteinen tritt zu der normalen Klüftigkeit eine Verkarstung, die eine erhöhte Trennfugendurchlässigkeit bewirkt.

Die Trennfugendurchlässigkeit und damit auch die Grundwasserhöflichkeit wird besonders von der petrographischen Ausbildung der Gesteine und der damit zusammenhängenden tektonischen Trennfugenausbildung geprägt. Zu den tektonisch aufgelockerten Bereichen gehören zunächst die Sattel- und Muldenzonen des Gebirges. Mit zunehmender Tiefe (ab etwa 60 – 80 m) nehmen Dichte und Anzahl der wasserführenden Klüfte ab (HEITFELD 1965), wobei sich die Trennfugendurchlässigkeit verringert. Die Störungszonen des Gebirges besitzen auch noch in größerer Tiefe eine besonders gute Trennfugendurchlässigkeit; sie können stellenweise auf das umliegende Gebirge wie eine Drainage wirken.

6.2.1.1. Grundwasser in klastischen festen Gesteinen

Die zahlreichen, mächtigen Sandsteinpakete der Mühlenberg-Schichten mit ihrer Klüftigkeit weisen eine nennenswerte Trennfugendurchlässigkeit auf. In den Hobräcker Schichten (mit Ausnahme des Grenz- und Basiskalks), die vorwiegend aus kalkführenden, sandig-schluffigen Tonsteinen aufgebaut werden, ist eine erhöhte Durchlässigkeit auf die Verkarstung der kalkigen Schichten zurückzuführen. Ebenfalls ist mit einer ähnlichen Trennfugendurchlässigkeit in den kalkführenden Selscheider Schichten im Nordwesten des Blattbereiches zu rechnen. Die genannten Schichtenglieder besitzen eine mäßige, zum Teil geringe Trennfugendurchlässigkeit (s. Taf. 3). Der Trockenwetterabfluß betrug in diesen Bereichen in der Zeit vom 12. – 14. 6. 1973 3–6 l/s · km².

Der weitaus größte Teil des Blattgebietes wird von Gesteinen eingenommen, die eine mäßige bis sehr geringe Trennfugendurchlässigkeit aufweisen (s. Taf. 3). Zu diesem Bereich

gehören die Schichten der Siegen- und Ems-Stufe bis zum Basiskalk der Hobräcker Schichten. Sie zeichnen sich durch die weite Verbreitung sandig-schluffiger Tonsteine aus, in die Sandsteine unterschiedlicher Mächtigkeit eingelagert sind. Im allgemeinen erreichen diese Sandsteinefolgen keine ausreichend kompakte Geschlossenheit, die für eine erhöhte Trennfugendurchlässigkeit notwendig ist. Stellenweise kommen geschlossene Sandsteinefolgen vor, die eine etwas höhere Trennfugendurchlässigkeit aufweisen. Sie lassen sich aber gegen die umliegenden Gesteine nicht ausreichend sicher abgrenzen, so daß auf eine Darstellung ihrer besseren Durchlässigkeit verzichtet werden mußte. Der Trockenwetterabfluß aus dem Bereich der Siegen- und Ems-Stufe betrug zur Meßzeit $1,5 - 4 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$.

Die relativ geringste Trennfugendurchlässigkeit im Blattgebiet ist für den Unnenberg-Sandstein und die Ohler Schiefer im Nordosten des Blattgebietes anzunehmen. Sie bestehen aus Tonsteinen, Schluffsteinen und schluffigen, plattigen Sandsteinen. Im Blattgebiet konnten keine repräsentativen Trockenwetterabflußmessungen durchgeführt werden. Im Blattbereich 5011 Wiehl wurde aber in diesen Schichten nur eine geringe bis sehr geringe Trennfugendurchlässigkeit festgestellt (VON KAMP in GRABERT 1970).

6.2.1.2. Grundwasser in Kalkgesteinen

Eine besondere Stellung im Hinblick auf Durchlässigkeit und Wasserhöffigkeit nehmen Kalkgesteine ein. Gesteinsserien, die vorwiegend oder ausschließlich aus Kalkstein aufgebaut sind, neigen zur Verkarstung. Unter Verkarstung versteht man die Auflösung von Kalk unter dem Einfluß von kohlensäurehaltigem Regen- und Grundwasser. Dadurch entstehen in bevorzugten Kluftrichtungen und auf Schichtfugen mehr oder weniger große Hohlräume in dem Kalkgestein, deren auffälligste die Höhlen sind. Der Basiskalk der Hobräcker Schichten verläuft als schmales Band zwischen Bielstein und Runderoth. Er ist mehrfach gefaltet und an Störungen versetzt. Im nördlichen Teil befindet sich die Aggertalhöhle, die sich auffälligerweise vorwiegend in Nord-Süd und Ost-West-Richtung entwickelt hat (HOLZ 1960). Die Nord-Süd-Erstreckung ist durch eine Hauptkluftrichtung vorgezeichnet. Die Ost-West-Erstreckung liegt in Richtung der Schichtung und einer Sattelachse. Die Verkarstung der Aggertalhöhle ist also durch tektonische Elemente vorgezeichnet worden. Mit ähnlichen Verkarstungserscheinungen, die die gute Durchlässigkeit des Basiskalks bewirken, ist auch im weiteren Verlauf des Kalksteins zu rechnen. Aus dem Gebiet der Wiehler Tropfsteinhöhle, die in den Mühlenberg-Schichten liegt, konnte ein weit über dem Durchschnitt liegender Grundwasserabfluß gemessen werden (VON KAMP in GRABERT 1970). Daraus kann geschlossen werden, daß durch die Karsthohlräume in den Kalkgesteinen die umliegenden Gesteine bei entsprechenden hydraulischen Voraussetzungen drainageartig entwässert werden.

Der Grenz- und der Basiskalk der Hobräcker Schichten sind Grundwasserleiter mit guter bis mäßiger, örtlich wechselnder Trennfugendurchlässigkeit (s. Taf. 3). Aufgrund der nur geringen Verbreitung von Basis- und Grenzkalk, ist ihr Einfluß auf den Wasserhaushalt im Blattgebiet aber unwesentlich.

6.2.1.2.1. Schwinden und Quellen im Basiskalk

Im Basiskalk kommen mehrere Schwinden und Quellen vor. BACKER (1932) und HOLZ (1960) haben die heutigen hydrogeologischen Verhältnisse in der Aggertalhöhle und ihrer Umgebung näher untersucht. In niederschlagsarmen Zeiten versinkt das Wasser des Wal-

baches vollständig in einem Ponor (Schwinde P1, Taf. 3), der auf der Grenze tonig-sandiger Schichten gegen den Kalkstein liegt. Weitere Ponore (P2–P6, Taf. 3) treten im Verlauf des Walbaches und in seinen Nebenbächen auf. HOLZ (1960) führte einige Färbeversuche durch. Das Wasser des Ponors P1 tritt in einer Karstquelle (R 02 460, H 51 550) an der Agger in der Nähe des Krankenhauses Ränderoth aus. Vom Ponor P2 fließt das Wasser zu einer Karstquelle (R 01 980, H 52 300) im Walbach. Nach anhaltenden Regenfällen konnte HOLZ (1960) eine Fließdauer von 145 Minuten feststellen. Versinkendes Wasser des Ponors P3, der nur wenig oberhalb der eben genannten Quelle liegt, tritt nicht in dieser aus. Offenbar gehört der Ponor P3 zu einem anderen Karstwassersystem als der Ponor P2. HOLZ (1960) stellte bei seinen Färbeversuchen keinen unmittelbaren Zusammenhang zwischen den Ponoren im Walbach und dem in der Aggertalhöhle austretenden Wasser fest.

Weitere Schwinden im Basiskalk treten westlich Bielstein auf. In dem nach Nordosten fließenden Bach versickert das Wasser allmählich auf einer Strecke von 150 m, während in dem weiter nördlich liegenden Siepen eine Versinkung im Bereich von nur 40 m erfolgt. Die Austrittsstelle des versinkenden Wassers ist nicht bekannt. Es besteht die Möglichkeit, daß Grundquellen, das heißt unsichtbare Wasseraustritte vom Kalkstein in gut durchlässige Lockergesteine vorhanden sind. Im Kreuzungsbereich des Basiskalks mit dem Aggertal bei Haus Ley und im Wiehltal bei Weiershagen ist mit Grundquellen zu rechnen.

Der Grenzkalk hat nur eine sehr geringe Ausdehnung. Schwinden und Karstquellen in seinem Bereich sind nicht bekannt.

6.2.2. Porengrundwasserleiter (Lockergesteine)

Die Lockergesteine im Blattgebiet besitzen im Vergleich zu den geklüfteten Festgesteinen einen hydrogeologisch wirksamen Porenraum, in dem Grundwasser gespeichert und fortgeleitet wird. Die Porendurchlässigkeit wird unter anderem von der Korngrößenzusammensetzung der Packungsdichte und dem nutzbaren Porenvolumen bestimmt. Die Menge des gewinnbaren Grundwassers aus den Lockergesteinen hängt wesentlich von der Größe des Einzugsgebietes der Mächtigkeit und der Porendurchlässigkeit des Grundwasserleiters ab. Dazu kommt noch die Möglichkeit der Einspeisung von Grundwasser aus dem unterlagerndem Festgestein. Bei starker Absenkung des Wasserspiegels in Brunnen ist mit zusätzlichem Uferfiltrat zu rechnen.

Grundwasserführende Lockergesteine treten hauptsächlich in den Fluß- und Bachtälern auf (s. Taf. 3). Im Aggertal beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit der Lockergesteine 6–8 m. Stellenweise ist auch mit geringerer Mächtigkeit zu rechnen, vor allem dort, wo widerstandsfähige Sandsteinbänke das Flußtal queren. Die Lockergesteine setzen sich aus groben bis feinen Kiesen, Sand und Schluff zusammen. An den Talrändern greifen häufig nur gering wasserdurchlässige Hanglehmmassen zungenförmig in den Schotterkörper des Tales hinein. Nach oben schließt die grundwasserführende Schicht mit einer 1–2 m mächtigen, meist grundwasserfreien Auenlehmschicht ab, die dem Grundwasser einen gewissen Schutz gegen Verunreinigungen bietet. Die Grundwassersohle wird von devonischen Festgesteinen gebildet. Die Porendurchlässigkeit der Lockergesteine im Aggertal kann als sehr gut bis gut charakterisiert werden (s. Taf. 3).

In den Tälern von Wiehl und Leppe sowie in den größeren Tälern der Nebenbäche zeigen die Talausfüllungen eine stärkere Verlehmung. Die Mächtigkeit der Lockergesteine – soweit

sie in der hydrogeologischen Karte als Porengrundwasserleiter ausgewiesen sind – kann auf 3 – 5 m geschätzt werden. Die Porendurchlässigkeit ist hier gut bis mäßig (s. Taf. 3).

Auch in den Boden- und Verwitterungsbildungen der devonischen Gesteine, die durchweg stark lehmig ausgebildet sind, reichert sich Grundwasser an. Der größte Teil des Blattgebietes wird von diesen stark wechselnd durchlässigen Lockergesteinen überdeckt, deren Mächtigkeit meistens 2 m nicht übersteigt. Das in diese Schicht einsinkende Niederschlagswasser wird an die unterlagernden Kluftwasserleiter abgegeben oder tritt in Hangschuttquellen zutage. Für die Gewinnung von Grundwasser ist diese Schicht von geringer Bedeutung.

6.3. Quellen

Aus den Lockergesteinen, die über dem festen Felsen liegen, treten die meisten Quellen (Hangschuttquellen) im Blattbereich aus. Sie befinden sich gewöhnlich am oberen Ende der sich verengenden Täler und speisen kleine Bäche oft aus mehreren Quellaustritten. Stellenweise sind einzelne Quellen nicht festzustellen; es ist nur eine versumpfte Quellmulde vorhanden, an deren unterem Ende der Bachlauf beginnt. Die Hangschuttquellen zeigen durchweg nur eine geringe Schüttung, die im Durchschnitt 1 – 2 l/s betragen dürfte. In Trockenzeiten geht die Schüttung dieser Quellen stark, teilweise bis zum Versiegen zurück.

Die Quelldichte im Bereich der unterdevonischen Schichten sowie der Mühlenberg- und Hobracker Schichten des Mitteldevons beträgt 3,4 Quellen pro Quadratkilometer.

6.4. Faktoren der Grundwasserneubildung

Ein wichtiger Faktor des Wasserhaushalts ist die Grundwasserneubildung, deren Größe wesentlich vom Klima (Niederschlag, Wind, Sonneneinstrahlung, Temperatur usw.) bestimmt wird. Außerdem beeinflussen die Morphologie des Geländes, Böden, Pflanzendecke, Bodennutzung und hydrogeologische Eigenschaften der Grundwasserleiter die Grundwasserneubildung.

Die Grundwasserneubildung ist für die Grundwassernutzung von ausschlaggebender Bedeutung; denn ohne Störung des Wasserhaushalts kann nur der Teil des Grundwassers entnommen werden, der durch Versickerung von Niederschlägen und Zuführung aus anderen Herkunftsbereichen sich ständig erneuert.

6.4.1. Morphologie, Böden, Bodennutzung

Die Agger fließt in einem gewundenen, steilhängigen Kastental mit einem wechselnd breiten Boden. Im Blattgebiet liegt die engste Stelle mit ca. 100 m bei Osberghausen. Unterhalb von Loope erfährt das Aggertal eine Verbreiterung, die bei Ehreshoven 500 m erreicht. Der zentrale Blattbereich wird vom Heckberger Wald geprägt. Die regelmäßig angeordneten Rücken und Kuppen bestehen aus widerstandsfähigeren Sandsteinen. Auffallend ist das starke Gefälle des Loopebaches. Im übrigen Bereich herrscht eine flachwellige Faltenrumpfhochfläche. Die Hänge der Täler sind vorwiegend mit Wald bestanden, während Hochflächen und Talgründe – soweit sie nicht bebaut sind – landwirtschaftlich genutzt werden. Insgesamt liegt ein Bodenrelief vor, das den oberflächlichen Niederschlagsabfluß begünstigt.

Der größte Teil des Blattgebietes wird von Braunerden verschiedener Entwicklungstiefe bedeckt. Sie setzen sich aus mehr oder weniger steinigen und schluffigen Lehmen zusammen. Im Bereich der zertalten Höhenzüge mit vorwiegender Hanglage ist die Wasserdurchlässigkeit in bezug auf die Grundwasserneubildung nur mäßig, obwohl sie in bodenkundlicher Hinsicht als mittel bis hoch gekennzeichnet wird. Hauptsächlich auf den Hochflächen treten daneben weniger durchlässige Böden mit einer Pseudovergleyung auf. In den Tälern der größeren Wasserläufe herrschen Auenböden vor, die eine Grundwasserneubildung begünstigen. Nach SCHNEIDER (1961) können durch Auenlehm bei flacher Lagerung bis zu 46,3% des Niederschlages versickern.

6.4.2. Niederschläge

Das Blattgebiet Engelskirchen liegt im Klimabereich der niederschlagsreichen Mittelgebirge, das durch die starke Zertalung eine weitere kleinklimatische Differenzierung erfährt. Die Tabelle 6 gibt die monatlichen Niederschlagssummen der Beobachtungsperiode 1931 bis 1960, eines sehr trockenen und eines nassen Wasserwirtschaftsjahres sowie des Jahres 1972/73, in dem Trockenwetterabflußmessungen durchgeführt wurden, an. Im langjährigen Mittel weisen die Wintermonate von November bis Februar, in denen der Niederschlag in stärkerem Maße der Grundwasserneubildung zugute kommt als im Sommer, einen höheren

Tabelle 6
 Monatliche Niederschlagssummen der Station Loope
 (1. November bis 31. Oktober)

Monat	Mittel des Beobachtungszeitraumes 1931 – 1960 (mm)	Wasserwirtschaftsjahr		
		1958/59 (mm)	1965/66 (mm)	1972/73 (mm)
November	97	40	82	85
Dezember	103	129	310	32
Januar	109	151	67	50
Februar	97	11	94	116
März	65	59	175	26
April	80	98	115	155
Mai	70	21	77	78
Juni	91	50	159	36
Juli	98	44	165	85
August	110	48	79	53
September	86	10	55	92
Oktober	91	71	120	120
Jahr	1097	732	1498	928

mittleren Niederschlag auf. Im sehr trockenen Wasserwirtschaftsjahr 1958/59 lagen die Niederschläge im Dezember und Januar zwar erheblich über dem Durchschnitt, aber die übrigen Monate mit Ausnahme des Aprils wiesen sehr starke Defizite auf. Im nassen Jahr 1965/66 fielen vor allem im Dezember, März, April, Juni und Juli weit überdurchschnittliche Regenmengen. Die räumliche Verteilung der langjährigen mittleren Niederschläge im Blattgebiet zeigt nach SCHNELL (1955) im Nordosten und Norden eine Regenmenge von 1100 mm. Nach Süden nehmen die Niederschläge allmählich bis auf 950 mm ab.

Der mittlere Trockenheitsindex (Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1960) liegt im Blattgebiet zwischen 20 und 80. Nur im Heckberger Wald steigt er auf 80. Ein Trockenheitsindex zwischen 70 und 80 ist für ein feuchtes Mittelgebirgsklima charakteristisch. In trockeneren Bereichen wie etwa in der Niederrheinischen Bucht liegt er um 40, während er am Kahlen Asten bei Winterberg im Sauerland 100 erreicht.

6.4.3. Trockenwetterabfluß

Die Beziehungen zwischen der Grundwasserspense ($l/s \cdot km^2$) und dem petrographischen Aufbau der Schichten geben wertvolle Hinweise auf die Grundwasserhöflichkeit und die Grundwasserneubildung. Die Grundwasserspense wird – neben klimatischen Faktoren – von der Durchlässigkeit beziehungsweise dem Speichervermögen der Gesteine geprägt. Die momentane Grundwasserspense wird durch Trockenwetterabflußmessungen ermittelt. Als Trockenwetterabfluß wird jene Wasserführung im Vorfluter bezeichnet, die nur aus dem Grundwasser gespeist wird (NATERMANN 1951). Diese Voraussetzung gilt dann als erfüllt, wenn nach Niederschlägen das Oberflächenwasser und der Zwischenabfluß (MENDEL & UBELL 1973) abgeflossen sind.

Im Blattgebiet wurden vom 12. – 14. Juni 1973 an 39 Stellen Trockenwetterabflußmessungen ausgeführt. Die Abflußspenden ($l/s \cdot km^2$) wurden entsprechend der Gesteinsausbildung im jeweiligen Einzugsgebiet eingeteilt und bewertet (HILDEN & VON KAMP & SUCHAN 1974). Aus dem Bereich der Mühlenberg- und Hobracker Schichten betrug die Grundwasserspense zur Meßzeit $5,4 l/s \cdot km^2$ (7 Meßstellen, $7,94 km^2$). Aus den tonsteinreicheren und kalkfreien Schichten des Unterdevons, die den größten Teil des Blattgebietes bedecken, floß zur Meßzeit eine Grundwasserspense von $2,68 l/s \cdot km^2$ ab (18 Meßstellen, $16,59 km^2$). Eine erhöhte Abflußspende von $7,8 l/s \cdot km^2$ (2 Meßstellen, $0,62 km^2$) wurde östlich Engelskirchen und westlich Loope festgestellt. In diesen Bereichen trägt eine mächtigere Bedeckung mit Löß und Fließerde sowie Resten der Mittelterrasse zu einer erhöhten Speicherkapazität für Grundwasser bei.

Abflußmessungen am oberen Heckbach unterhalb der ehemaligen Grube Silberkaule ergaben eine unverhältnismäßig hohe Abflußspende von $8,45 l/s \cdot km^2$. Diese hohe Abflußspende beruht auf dem dort umgegangenen Bergbau, der nicht nur Hohlräume hinterlassen hat, sondern auch eine Auflockerung des Nebengesteins verursacht hat. Die Speichermöglichkeit für Grundwasser ist dort deutlich erhöht worden. Messungen unterhalb der ehemaligen Gruben Castor sowie Nicolaus und Phönix haben allerdings relativ niedrige Abflußspenden ergeben. Es ist zu vermuten, daß hier die Grubenbauten direkt in die Lockergesteine des Agger- und Naafbachtals entwässern.

Die Wasserverluste im Basiskalk westlich Bielstein machten sich durch auffallend niedrige Abflußspenden in diesem Raum bemerkbar.

6.5. Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung

Über den Wasserhaushalt im Blattgebiet gibt SCHNELL (1955) eine Übersicht, die auf meteorologischen und hydrologischen Daten beruht. Die räumliche Verteilung und Höhe der Niederschläge sind bereits im Abschnitt Niederschlagsverhältnisse dargestellt worden. Nach Klimadaten errechnete SCHNELL (1955) die mittlere jährliche Verdunstungshöhe, die im Westen 525 mm beträgt und im Osten unter 500 mm absinkt. Die mittlere jährliche Abflußspende hat den niedrigsten Wert von $13 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (410 mm) im Wahnbachtal bei Much. Nach Nordwesten und Osten steigt sie schnell an und erreicht im Aggertal $20 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (630 mm).

Die Höhe der Grundwasserneubildung ist im Blattbereich bisher nicht untersucht worden. Rückschlüsse auf die Grundwasserneubildung sind nur mit Untersuchungen an anderen Orten zu begründen. An Lysimetern im mittleren Ruhrtal und bei Bonn, deren obere Bodenschicht aus Lehm besteht, haben LIEBSCHER (1970) und SCHNEIDER (1961) eine Versickerungsrate zwischen 20 und 46,7 % festgestellt. Bei einer mittleren Niederschlagshöhe von 1 000 mm würde die Grundwasserneubildung im Bereich flacher Talböden $200 - 467 \text{ mm}$ ($6,4 - 14,7 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) erreichen.

Nach dem Verfahren von WUNDT (1958) kann aus der Niedrigwasserführung (MNQ) der Flüsse der durchschnittliche Grundwasserabfluß errechnet werden. Für den Pegel Engelskirchen an der Agger, dessen Einzugsgebiet allerdings nur einen kleinen Teil des Blattgebietes umfaßt, beträgt die mittlere Grundwasserspense $8,5 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$. Der Mindestwert der Grundwasserspense entspricht nach WUNDT (1958) dem sommerlichen MNQ und erreicht $3,56 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$. Nach dem Verfahren von KILLE (1970), das auf den monatlichen niedrigsten Abflüssen beruht, konnte aus den Pegeldaten von 1965 - 1973 eine mittlere Grundwasserspense von $5,3 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ bestimmt werden.

Die schon erwähnten Trockenwetterabflüsse geben die Grundwasserspense Mitte Juni 1973 wieder. Die ermittelten Werte zwischen $1,5$ und $6 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ stellen nur eine Momentaufnahme dar. Sie liegen im allgemeinen etwas niedriger als die am Pegel Engelskirchen ermittelte mittlere Grundwasserspense.

6.6. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Grundwasser enthält stets einen Anteil gelöster Stoffe, deren Menge von verschiedenen Faktoren bestimmt wird. Aus der Luft nimmt der Niederschlag Sauerstoff, Kohlendioxid und andere Gase auf. Im Grundwasser verstärken diese Stoffe die Lösungskraft. Landwirtschaftliche Düngung, Ionenaustausch an Tonmineralien, Adsorption, Hydrolyse, Sulfatreduktion, Mischung mit Wässern aus anderen Herkunftsbereichen und andere Faktoren verändern die Zusammensetzung der im Grundwasser gelösten Stoffe, das heißt Konzentration und Zusammensetzung sind variabel. Die Verweildauer im Boden und im Grundwasserleiter beeinflußt darüber hinaus die Menge der chemischen Beimengungen. Zur hydrochemischen Charakterisierung der Grundwässer werden Vollanalysen herangezogen.

Im Sommer 1972 wurden an 31 Stellen Wasserproben aus Quellen, Brunnen, Stollen und der Aggertalhöhle entnommen. Die Analysenergebnisse (Tab. 7) lassen nur teilweise einen Zusammenhang zwischen dem Chemismus des Wassers und der Gesteinszusammensetzung im Einzugsgebiet erkennen. Die Wasserproben 1 - 19 aus dem Verbreitungsgebiet der Bensberger Schichten und Odenspieler Schichten, die den größten Teil des Blattgebietes

einnehmen, zeigen nur einen sehr geringen Lösungsinhalt bis maximal 144 mg/l. Ihre Gesamthärte liegt im allgemeinen zwischen 1,3 und 4,5° d (240 und 800 mmol/m³ Erdalkalien), das heißt, es sind durchweg sehr weiche Wässer. Es sind untypische Mischwässer geringer Mineralisation, die nur eine kurze Verweildauer im Grundwasserleiter vermuten lassen. Aus dem Verbreitungsgebiet mitteldevonischer Schichten (Analysen 20 – 25) überwiegen Hydrogen-Carbonat-Wässer mit einer Gesamthärte zwischen 4,3 und 8,5° d (770 und 1 500 mmol/m³ Erdalkalien) und einem Lösungsinhalt von 121,3 – 278,4 mg/l. Darin kommt die stärkere Kalkführung in diesen Schichten zum Ausdruck. Das Grundwasser des Aggertales (Analysen 26 u. 27) kann ebenfalls als Hydrogen-Carbonat-Wasser bezeichnet werden. Die erhöhten Na⁺-Gehalte deuten auf eine antropogene Beeinflussung des Wassers hin. Die Wasserproben 28 – 31 stammen aus Stollenmundlöchern. Die Analysen zeigen eine etwas erhöhte Mineralisation bis maximal 434,4 mg/l. Es handelt sich um Hydrogen-Magnesium-Carbonat-Wässer mit etwas erhöhtem Eisengehalt. Obwohl die Wässer aus dem Bereich sulfidischer Erzlagerstätten stammen, enthalten sie keinen höheren Sulfatgehalt.

6.7. Wassergewinnung und Wasserreserven

Bevölkerung, Gewerbe und Industrie im Blattbereich Engelskirchen werden größtenteils vom Aggerverband mit Trink- und Brauchwasser versorgt. Der Aggerverband liefert aus seinen beiden Trinkwassertalsperren, der Genkel- und der Wiehltalsperre, das benötigte Wasser an die Gemeindewasserwerke, die es an die Verbraucher weitergeben. Die außerhalb der größeren Orte liegenden Wohnplätze und Einzelanwesen versorgen sich teilweise aus privaten Quelfassungen oder Brunnen.

Daneben bestehen noch kleine Wasserleitungsgenossenschaften, die Drabenderhöhe (Loopeperle, Wasserrecht 56 000 m³/a), Forst (Wasserrecht 1 200 m³/a) und Weiershagen (Wasserrecht 55 000 m³/a) mit Trinkwasser versorgen. Alle drei Verbände fördern Trinkwasser aus mehreren Quelfassungen oder Sickeranlagen. Die Leistung der Quelfassungen beträgt zwischen 2,7 und 0,3 m³/h.

Außerdem versorgen sich einige Industriebetriebe aus der fließenden Welle der Agger und kleineren Nebenbächen oder aus Brunnen.

GRAHMANN (1958) unterteilte die täglich gewinnbaren Wassermengen in Stufen von sehr groß (I, > 10 000 m³/d) bis zeitweise oder dauernd (VI, nur für Hausversorgung). Danach kann die Wasserhöffigkeit im Aggertal der Stufe III (500 – 1 000 m³/d) zugeordnet werden (Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500 000, Blatt Köln 1956). Außerhalb des Aggertales ist in den Talauen der Wiehl und sonstiger größerer Nebenbäche bei guter Porendurchlässigkeit der Lockergesteine eine Wasserhöffigkeit von 100 – 500 m³/d zu erwarten. Im übrigen Bereich – mit Ausnahme des Verbreitungsgebietes des Grenzkalks – liegen die täglich gewinnbaren Grundwassermengen meistens unter 100 m³/d. Im Bereich des Grenzkalks ist mit einer stark wechselnden Wasserhöffigkeit zu rechnen, die durchaus auch 500 m³/d überschreiten kann.

Die Grundwassergewinnung aus festem Gestein ist, – abgesehen von Stollenlagen – nur durch tiefere (50 – 80 m) Brunnenbohrungen möglich. Wie schon erörtert, eignen sich als Ansatzpunkte von Brunnen besonders Störungen und stark zerklüftete Zonen (HILDEN & VON KAMP 1974). Aussichtsreichere Bohrpunkte sind im Kreuzungsbereich des Basiskalks mit dem Agger- und Wiehltal sowie mit querschlägig verlaufenden Tälern zu finden. Eben-

Tabelle 7

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Entnahmestelle	Rausberg	Holz	Rafelsberg	Silberkaule	Gerlinghausen	Eckhausen	Eckhausen	Oberwahn	Hetzenholz
entnommen aus	Quelle	Brunnen	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Brunnen	Quelle
Lage	R H								
Tiefe (m)	97 440 52 200	95 700 51 280	99 960 47 080	98 480 47 060	97 400 45 060	97 400 44 440	96 640 43 840	00 440 43 820	95 180 41 620
Geologie*)	demB	dsO	demB						
Entnahmedatum	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72
Temperatur (°C)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Leitfähigkeit (µS/cm)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
pH	8,0	6,9	5,3	6,5	7,0	8,2	9,5	9,6	9,1
Σ Erdalkalien (mmol/m ³)	556	481	323	398	539	456	696	630	621
Gesamthärte (°d)	3,1	2,7	1,8	2,2	3,0	2,6	3,9	3,5	3,5
Härtebereich n. Waschmittelges.	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Säurekap. bis pH 4,3 (mmol/m ³)	295	295	295	393	508	508	803	901	803
Carbonathärte (°d)	0,8	0,8	0,8	1,1	1,4	1,4	2,3	2,5	2,3
Na ⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	131 3	131 3	87 2	87 2	174 4	131 3	392 9	131 3	218 5
K ⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	— <1								
Mg ²⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	82 2	206 5	123 3	123 3	165 4	82 2	247 6	206 5	247 6
Ca ²⁺ (mmol/m ³) (mg/l)	474 19	275 11	200 8	275 11	374 15	374 15	449 18	424 17	374 15
Mn, gesamt (mmol/m ³) (mg/l)	— <0,2								
Fe, gesamt (mmol/m ³) (mg/l)	— <0,05	— <0,05	— <0,05	36 2	14 0,8	5,4 0,3	18 1	11 0,6	36 2
Cl ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	395 14	310 11	395 14	395 14	395 14	310 11	395 14	395 14	395 14
NO ₃ ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	32 2	161 10	48 3	145 9	48 3	32 2	65 4	65 4	113 7
HCO ₃ ⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	295 18	295 18	295 18	393 24	508 31	508 31	803 49	901 55	803 49
SO ₄ ²⁻ (mmol/m ³) (mg/l)	187 18	166 16	83 8	52 5	250 24	177 17	448 43	104 10	146 14
gelöste, feste Bestandteile (mg/l)	76	74	56	70	95,8	81,3	144	108,6	112

*) Erl. der Symbole s. geologische Karte

Grundwasseranalysen

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Silberkaule	Oberbech	Hünde- kausen	Herfte- rath	Berg- hausen	Alten- hahn	Leusche- rath	Miebach	Miebach	Hippe- rich	Kalten- bach	Aggertal- höhle	Belling- roth
Quelle	Höhle	Quelle										
99 020 47 400	03 800 45 040	02 020 44 180	02 920 42 280	00 420 42 140	99 980 49 040	02 620 43 840	00 520 49 980	00 200 49 960	02 640 48 440	01 940 49 580	01 720 51 920	02 400 50 700
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
demB	dem-eH	deH	deH									
20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,1	7,0	6,4	7,0	9,9	6,9	6,6	7,2	7,1	5,8	7,4	7,7	7,5
744 4,2 1	316 1,8 1	531 3,0 1	241 1,3 1	514 2,9 1	340 1,9 1	497 2,8 1	298 1,7 1	365 2,0 1	141 0,8 1	771 4,3 1	1163 6,5 1	814 4,6 1
1393 3,9	393 1,1	705 2,0	393 1,1	803 2,3	393 1,1	393 1,1	295 0,8	197 0,6	98 0,3	1098 3,1	1606 4,5	606 1,7
87 2	131 3	87 2	131 3	131 3	131 3	174 4	87 2	131 3	87 2	131 3	174 4	174 4
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
370 9	41 1	82 2	41 1	165 4	165 4	123 3	123 3	165 4	41 1	247 6	165 4	165 4
374 15	275 11	449 18	200 8	349 14	175 7	374 15	175 7	200 8	100 4	524 21	998 40	649 26
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	—	—
<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	1	<0,2	<0,2
72 4	7,2 0,4	18 1	5,4 0,3	11 0,6	— <0,05	3,6 0,2	3,6 0,2	3,6 0,2	11 0,6	107 6	3,2 0,2	5,4 0,3
310 11	395 14	310 11	197 7	395 14	310 11	592 21	197 7	395 14	197 7	395 14	395 14	310 11
10 0,6	16 1	81 5	16 1	81 5	65 4	32 2	16 1	16 1	16 1	16 1	32 2	16 1
1393 85	393 24	705 43	393 24	803 49	393 24	393 24	295 18	197 12	98 6	1098 67	1606 98	606 37
63 6	104 10	52 5	125 12	10 1	115 11	177 17	177 17	125 12	146 14	125 12	302 29	396 38
132,6	64,4	87	56,3	90,6	64	86,2	55,2	54,2	35,6	131	191,2	121,3

Tabelle 7 (Fortsetzung)

Nr.	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Entnahmestelle	Bellingroth	Daxborn	Wiehlsiefen	Ehreshoven	Hardt	Alsbach	Bliesenbach	Schalken	Breitenstein
entnommen aus	Quelle	Quelle	Quelle	Brunnen	Brunnen	Stollen	Stollen	Stollen	Stollen
R	02 040	02 560	05 040	94 280	00 340	97 660	97 740	97 660	95 040
H	50 360	49 940	50 680	49 640	51 220	51 440	49 780	46 860	43 740
Tiefe (m)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Geologie ^{*)}	deH	deH	deM	qh	qh	demB	demB	demB	demB
Entnahmedatum	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72	20.10.72
Temperatur (°C)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Leitfähigkeit (µS/cm)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
pH	7,7	8,0	8,0	6,8	7,1	—	7,7	7,3	7,2
Σ Erdalkalien (mmol/m ³)	1229	1728	1503	1130	1769	1649	2123	678	1094
Gesamthärte (°d)	6,9	9,7	8,4	6,3	9,9	9,2	11,9	3,8	6,1
Härtebereich n. Waschmittelges.	1	2	2	1	2	2	2	1	1
Säurekap. bis pH 4,3 (mmol/m ³)	1803	2704	2294	1803	3294	2704	4998	1000	2294
Carbonathärte (°d)	5,1	7,6	6,4	5,1	9,2	7,5	14	2,8	6,4
Na ⁺ (mmol/m ³)	131	131	174	784	610	131	1001	87	174
(mg/l)	3	3	4	18	14	3	23	2	4
K ⁺ (mmol/m ³)	—	—	—	77	256	—	102	—	—
(mg/l)	<1	<1	<1	3	10	<1	4	<1	<1
Mg ²⁺ (mmol/m ³)	206	206	206	82	247	576	1275	329	370
(mg/l)	5	5	5	2	6	14	31	8	9
Ca ²⁺ (mmol/m ³)	1023	1522	1297	1048	1522	1073	848	349	724
(mg/l)	41	61	52	42	61	43	34	14	29
Mn, gesamt (mmol/m ³)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(mg/l)	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Fe, gesamt (mmol/m ³)	18	7,2	3,6	72	36	72	54	18	215
(mg/l)	1	0,4	0,2	4	2	4	3	1	12
Cl ⁻ (mmol/m ³)	310	310	310	508	1015	113	310	395	395
(mg/l)	11	11	11	18	36	4	11	14	14
NO ₃ ⁻ (mmol/m ³)	32	32	16	48	16	16	5	16	5
(mg/l)	2	2	1	3	1	1	0,3	1	0,3
HCO ₃ ⁻ (mmol/m ³)	1803	2704	2294	1803	3294	2704	4998	1000	2294
(mg/l)	110	165	140	110	201	165	305	61	140
SO ₄ ²⁻ (mmol/m ³)	323	323	323	323	31	292	198	94	52
(mg/l)	31	31	31	31	3	28	19	9	5
gelöste, feste Bestandteile (mg/l)	204	278,4	244,2	231	334	262	430,3	110	213,3

*) Erl. der Symbole s. geologische Karte

falls bieten sich relativ günstige Bohrpunkte im Bereich von Tälern an, in denen größere Querstörungen verlaufen.

Außer Brunnenbohrungen bieten sich in dem bergigen Gelände Quellen zur Nutzung an. Die Bedeutung von Quelfassungen ist aber allgemein wegen erhöhter Anforderungen in mengenmäßiger und hygienischer Hinsicht zugunsten zentraler Wasserversorgungsanlagen (Talsperren) zurückgegangen. Zahlreiche Quelfassungen sind aus diesen Gründen bereits aufgegeben worden. Vor der Fassung von Quellen sollten jeweils mehrjährige Schüttungsmessungen vorgenommen werden, um die Leistungsfähigkeit abschätzen zu können.

6.8. Schutz des Grundwassers

Der Standort einer Wassergewinnungsanlage wird nicht nur von der Höflichkeit des Grundwasserleiters oder ganz allgemein von der hydrogeologischen Situation bestimmt. Der Schutz vor Verunreinigungen ist für die Standortfrage von entscheidender Bedeutung. Für ein Wassergewinnungsgelände der öffentlichen Versorgung müssen Trinkwasserschutzgebiete nach den Richtlinien des Deutschen Vereins von Gas- und Wasserfachmännern (DVGW, Arbeitsblatt W 101, 1975) oder der Verwaltungsvorschrift über die Festsetzung von Wasserschutzgebieten und Quellschutzgebieten (Runderlaß des Ministers für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten vom 25. 4. 1975) ausgewiesen werden.

Gesetzliche Grundlage ist § 19 des Wasserhaushaltsgesetzes. Durch entsprechende Verwaltungsvorschriften ist die Beteiligung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen bei der Ausweisung von Schutzgebieten geregelt.

Eine bakterielle Gefährdung geht in erster Linie von bewohnten Gebieten, landwirtschaftlichen Betrieben, Plätzen mit Menschenansammlungen (Sportplätze, Badeanstalten, Campingplätze), Schutthalde und Mülldeponien aus. Eine chemische Beeinträchtigung kann durch Fabrikationsanlagen, die auslaugbare Stoffe herstellen oder verarbeiten, Mineralöltanklager und Mineralölfabriken, durch Tankstellen, Lagerung von Düngemitteln und Abfalldeponien hervorgerufen werden. In den Richtlinien sind weitere Gefahrenherde aufgeführt.

7. Ingenieurgeologie (H. GRÜNHAGE)

Die in diesem Kapitel gegebenen Hinweise auf geotechnische Eigenschaften des Untergrundes beruhen auf nur relativ wenigen Untersuchungen an Einzelobjekten sowie auf Rückschlüssen aus benachbarten Gebieten mit vergleichbarem Aufbau. Daher sind bei der Planung von Bauwerken gezielte ingenieurgeologische Spezialuntersuchungen erforderlich.

7.1. Festgesteine

Maßgebend für die geotechnischen Eigenschaften und das Verhalten der Felsgesteine als Baugrund sind die petrographische Zusammensetzung der Gesteine, das Trennflächengefüge des Gebirges, der Verwitterungszustand, die Verwitterungsbeständigkeit, die Festigkeit sowie die Wasserführung und Wasserdurchlässigkeit. Der Begriff Trennflächengefüge umfaßt Art, Ausbildung und geometrische Anordnung aller Trennflächen im Gebirge (Schicht-, Schiefer-, Kluft- und Störungsflächen).

Der Untergrund des Blattgebietes wird überwiegend aus unterdevonischen Gesteinen aufgebaut (Kap. 3.1.1.). Lediglich im Nordosten und im Nordwesten stehen mitteldevonische Gesteine an.

Die unterdevonischen Gesteine bestehen aus einer gleichförmigen Sand-, Schluff-, Tonsteinschichtenfolge. Nur in den jüngsten Schichten des Unterdevons treten pyroklastische Einlagerungen und geringmächtige Kalksteinbänke auf, die zu den mitteldevonischen Schichten überleiten. Kennzeichnend für unterdevonische Gesteine ist der häufige Wechsel zwischen tonig und sandig ausgebildeten Schichten, weiterhin die meist geringe schichtige Lagebeständigkeit der Sandsteine. Oft keilen sie schon nach wenigen Dekametern aus, und ihre Mächtigkeiten schwanken beträchtlich von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern.

Die Gesteine des Mitteldevons (Kap. 3.1.3.) nehmen flächenmäßig den geringeren Teil des Blattgebietes ein. Sie sind größtenteils kalkhaltig, und es treten auch zum Teil zusammenhängende mächtige Kalksteinbänke auf (Schillkalksteine der Hohenhöfer Schichten, Riffkalksteine der Hobracker Schichten). Daneben sind Sandsteinfolgen weiter verbreitet als in den Gesteinen des Unterdevons.

Die Schichtflächen sind oft eben und glatt. Sie haben während der Faltung als Bewegungsbahnen gedient und sind auch im Hinblick auf die Standfestigkeit von großer Bedeutung. Der Verlauf der Schichten ist entsprechend dem Faltenbau überwiegend Nordost-Südwest gerichtet mit Einfallen nach Nordwest und Südost, doch treten infolge Spezialfaltung auch abweichende Richtungen auf.

Kluftflächen als deutliches Trennelement kommen hauptsächlich in den Sandsteinbänken vor mit einem Abstand im Dezimeter- bis Meterbereich. Oberflächennah sind sie meist millimeter- bis zentimeterweit geöffnet und nur untergeordnet mit Quarz oder Calcit

verheilt. In den tonig-schluffigen Gesteinen sind die Klufflächen nur undeutlich ausgeprägt, sie sind latent vorhanden und deutlich sichtbar nur im Verwitterungsbereich. Die Maxima der Kluftrichtungen liegen Westnordwest – Ostsüdost und Nordnordost – Südsüdwest mit steilem Einfallen von 70 – 90° (s. Kap. 4.1.2.). Es überwiegen Klüfte, die etwa quer zum Streichen der Schichten verlaufen, nur untergeordnet treten Längs- und Diagonalklüfte auf.

Schieferflächen sind selten und ihre geotechnische Bedeutung ist hier gering.

Störungen mit deutlichem Versatz der Schichten sind aus der geologischen Karte und der Strukturkarte (Taf. 2 in der Anl.) zu entnehmen. Daneben kommen aber auch sehr häufig Störungen mit geringem Versatz und geringer Erstreckung vor, die aber das geotechnische Verhalten des Untergrundes wesentlich beeinflussen können. Weiterhin ist zu beachten, daß das Gebirge im Bereich von Störungen deutlich aufgelockert sein kann. Dies gilt ebenfalls für die Mulden- und Sattelzonen.

Die Gebirgsfestigkeit wird außer von der petrographischen Zusammensetzung der Gesteine und dem Trennflächengefüge des Gebirges noch von dem Grad der Verwitterung des Gebirges bestimmt. Anzeichen deutlicher Verwitterung, wie von Klüften ausgehende Zersetzung und Verfärbung sowie Auflockerung und Entfestigung des Schichtenverbandes reichen bei Sandsteinen bis etwa 3 m und bei Ton- und Schluffsteinen bis etwa 5 m Tiefe. In den Kalksteinen kann es örtlich zu einer Verkarstung kommen (s. Kap. 3.2.3.). Unterhalb dieser oberflächennahen Verwitterungszone folgt eine Zone mit Trennfugenverwitterung. Die Gesteine sind durchweg frisch, und die Verwitterung zeigt sich nur an offenen Trennfugen und Verfärbungssäumen an Trennflächen. Die Tiefe dieser Zone liegt durchweg zwischen 20 und 50 m, wobei diese Trennfugenverwitterung in den Sandsteinen eine größere Tiefe erreicht als in Ton- und Schluffsteinen. Oberflächennah sind diese Trennfugen meist verlehmt. Die Verwitterungszone reicht an Hängen oder Hochflächen generell tiefer als in Talsohlen. In Abhängigkeit von der Hangexposition und von der Stellung der Schichten und Klüfte sind die Verwitterungseinflüsse in solchen Hängen geringer, die durch entsprechenden Abtrag laufend zurückverlegt worden sind (z. B. Prallhänge).

Bedingt durch die abnehmende Verwitterung von oben nach unten können dementsprechend auch verschiedene Elastizitätsmoduln (E-Werte) zugeordnet werden. In der oberflächennahen Verwitterungszone mit Entfestigung und Auflockerung betragen sie etwa:

Ton- und Schluffsteine	100 – 500 MN/m ²
Sandsteine und Kalksteine	200 – 800 MN/m ²

In der darunter folgenden Zone mit Trennfugenverwitterung und ohne tektonische Auflockerung des Gebirges erreichen sie etwa:

Ton- und Schluffsteine	1 000 – 3 000 MN/m ²
Sandsteine und Kalksteine	2 000 – 5 000 MN/m ²

In quarzitischen Sandsteinen können die E-Werte beträchtlich höher liegen.

Die angegebenen E-Werte sollen nur als Anhaltspunkte gewertet werden. Sie können örtlich stark wechseln. Monolithische Proben können erheblich höhere Elastizitätsmoduln aufweisen. Für setzungsempfindliche Bauwerke sind genauere, auf ingenieurgeologischen Geländeaufnahmen basierende Schätzungen oder Messungen in situ erforderlich.

Für die Beurteilung der Standsicherheit von Felsböschungen an Straßen und Baugruben sind genaue Aufnahmen des Trennflächengefüges notwendig. Daneben ist

auch zu beachten, daß vor allem bindige Beläge in Verbindung mit Wasser die Standsicherheit erheblich herabsetzen können. Ungünstig für die Standsicherheit sind zur Böschung einfallende Schwächezonen. Bei deren Vorhandensein sind besondere Maßnahmen (z. B. Ankerung, Abflachung, Bau einer Stützmauer etc.) erforderlich. Wenn das Gefüge aufge-lockert ist, werden oft Schutzmaßnahmen wie zum Beispiel Anordnen von Maschendraht mit Haftankern notwendig sein.

Vor allem in den bankigen Sandsteinen der Mühlenberg-Schichten sind die länger aushaltenden Schichtflächen zu beachten. Sie können bei Unterschneidung, besonders wenn sie mit bindigem Material belegt sind, leicht als Rutschflächen wirksam werden. Weiterhin sind die tonig-schluffigen Gesteine der Hobracker Schichten verwitterungsanfällig.

Für Stollenbauten ist die tiefgründige Trennfugenverwitterung zu berücksichtigen, die oft bis in 50 m Tiefe reicht. Im Bereich von Störungen kann das Gebirge stark aufge-lockert sein. Bei ihnen und bei Wechsellagerungen von Schluff- und Tonsteinen mit gebankten Sandsteinen wird bei einem Stollenvortrieb meist eine unmittelbar folgende Ausbruchs-sicherung notwendig werden.

In Kalksteinen sind die Karsterscheinungen ebenfalls besonders zu beachten. Diese können durch Wasser- oder Schlamm einbrüche den Stollenbau stark behindern oder gefährden.

Bei der Planung von Stauanlagen ist die Beurteilung der Wasserdichtigkeit des Untergrundes sehr wichtig. Die unterdevonischen Gesteine sind relativ dicht. Ihre Porosität ist von untergeordneter Bedeutung. Undichtigkeiten sind hauptsächlich an Trennfugen gebunden. In oberflächennahen Bereichen (bis einige m Tiefe) ist die Wasserwegsamkeit meist durch bindige Beläge auf den Trennflächen oder eingeschwemmtes Feinmaterial in den Trennfugen deutlich herabgesetzt. Darunter ist im Bereich der Trennfugenverwitterung des Gebirges eine größere Durchlässigkeit zu erwarten. In bezug auf Durchlässigkeit an Trennfugen sind besonders zu beachten: Sandsteine, Kalksteine, Störungszonen und Faltenumbiegungen. Unter den Sandsteinen besitzen besonders die Bankfolgen der Mühlenberg-Schichten eine hohe Trennfugendurchlässigkeit (vgl. Kap. 6.2.1.1.). Das gleiche gilt auch für Sandsteine der Selscheider Schichten. Wichtig ist vor allem aber die Erkundung von Kalksteinhorizonten, besonders des Basiskalks und des Grenzalks der Hobracker Schichten. Durch Auslaugung kann es zu Karsthohlräumen wie etwa bei der Aggertalhöhle im Basiskalk der Hobracker Schichten kommen. Durch die Verkarstung der Kalkgesteine kann der Bau von Stauanlagen stark erschwert oder auch unmöglich gemacht werden. Auf die Gefahren durch bergmännische Hohlräume ist in Kapitel 7.3. hingewiesen. In jedem Fall sollten bei größeren Stauanlagen, die nicht durch Beckendichtungen aus Lehm gegen Unterläufigkeit gesichert werden können, Spezialuntersuchungen mit Kernbohrungen und Wasserdruckprüfungen erfolgen, um die Frage der Notwendigkeit von Untergrunddichtung durch Injektionen zu klären.

Als Schüttmaterial mit höheren Qualitätsanforderungen in bezug auf Druckfestigkeit, Verwitterungsbeständigkeit kommen nur ton- und schluffarme Sandsteine in Betracht, wobei die Gewinnung durch die Wechsellagerung mit Ton- und Schluffsteinen meist beeinträchtigt ist. Die Ton- und Schluffsteine sind nicht verwitterungsbeständig und daher frostempfindlich. Sie neigen beim Einbau und Verdichten als Schüttmaterial wegen der geringen Abriebfestigkeit zur Schmierfilmbildung.

7.2. Lockergesteine

Die Eigenschaften der Lockergesteine, deren Korn- und Materialzusammensetzung vom Ausgangsgestein und den Ablagerungsbedingungen abhängig ist, können recht unterschiedlich sein. Vorwiegend handelt es sich um bindige Böden oder Gemenge, in denen die Feinanteile die Bodeneigenschaften bestimmen. In Mulden und Hangfußbereichen können die Lockergesteine bis 6 m mächtig werden.

Die Elastizitätsmoduln (E-Werte) für diese Ablagerungen liegen je nach Anteil an bindigen Bestandteilen zwischen 8 und 15 MN/m². Im wassererfüllten Zustand sind die feinsandig-schluffigen Böden empfindlich gegen Erschütterung und Vibration.

Bei Gründungen an Hängen sollte durch tieferen Aushub ein einheitlicher Baugrund im Festgestein erreicht werden, um unterschiedliche Setzungen oder Schäden bei talwärtigen Bewegungen der Lockergesteine zu vermeiden.

Die Lößlehmüberlagerung auf flachen Hängen kann bis zu 6 m mächtig sein. Durch Subrosion ist es im Gebiet nordöstlich Engelskirchen-Hardt zu Bodensenkungen (Erdfälle) gekommen. Ausschwemmungen feiner und feinsten Bodenteile führen zu Bodensenkungen und Nachbrüchen. Vor einer Bebauung sollte in Gebieten, in denen an Hängen Quellen oder Vernässungen auftreten, der Untergrund genau erkundet werden.

Schotterlagen sind hauptsächlich im Agger- und Wahnbachtal zu finden und zwischen 2–5 m mächtig, ebenfalls noch örtlich, in kleineren Tälern oder als Relikte an Hängen, allerdings dort nur maximal 1 m mächtig. Die E-Werte liegen etwa zwischen 80 – 150 MN/m². Allerdings lagern auf diesen Schottern, besonders im Agger- und Wahnbachtal teilweise Auenlehme mit örtlich eingeschalteten moorigen Bildungen. Die letzteren sind setzungsempfindlich und als Baugrund ungeeignet.

Für die Gewinnung von hochwertigem Schüttmaterial reichen Eigenschaften und Mächtigkeiten der Lockergesteine nicht aus. Die Lehmablagerungen an Hängen und in Mulden können bei ausreichenden geotechnischen Eigenschaften für den Bau von Dichtungselementen an Staudämmen oder von Dichtungsteppichen in Staubecken verwendet werden.

7.3. Allgemeine Hinweise

Teile des Blattgebietes Engelskirchen gehören zum Bensberger Erzbezirk. In diesem Bereich sind Erze im Untertagebergbau abgebaut worden. Bei allen Bauvorhaben müssen hier genauere Untersuchungen über Lage und Ausdehnung von Hohlräumen und in Verbindung mit dem Bergbau entstandene Halden angestellt werden (vgl. hierzu Kap. 5.1.2.). Weiterhin hat es oberflächennahen Untertageabbau von Brauneisenvorkommen zwischen Ränderoth und Engelskirchen, bei Kaltenbach, Forst und Weiershagen gegeben. Diese Grubenfelder sind an die Verbreitung der Kalksteine gebunden, zum Teil auch an tonige Schichten im Liegenden des Basiskalks der Hobräcker Schichten (vgl. Kap. 5.1.1.).

Für die Frosteindringtiefe sind verschiedene Faktoren verantwortlich wie Froststärke und -dauer, morphologische Exposition und Bewuchs. Als Anhaltswert kann man bis zu 1,5 m annehmen.

Der Bereich des Blattes Engelskirchen liegt außerhalb der durch Erdbeben gefährdeten Gebiete (Zone 0 nach DIN 4149: Bauten in deutschen Erdbebengebieten, 1981).

8. Böden (F. K. SCHNEIDER)

Die Bodenverhältnisse des Blattgebietes sind ausführlich in der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 5110 Waldbröl (1978) dargestellt. In Abbildung 16 sind die Böden vereinfacht zu Bodeneinheiten zusammengefaßt.

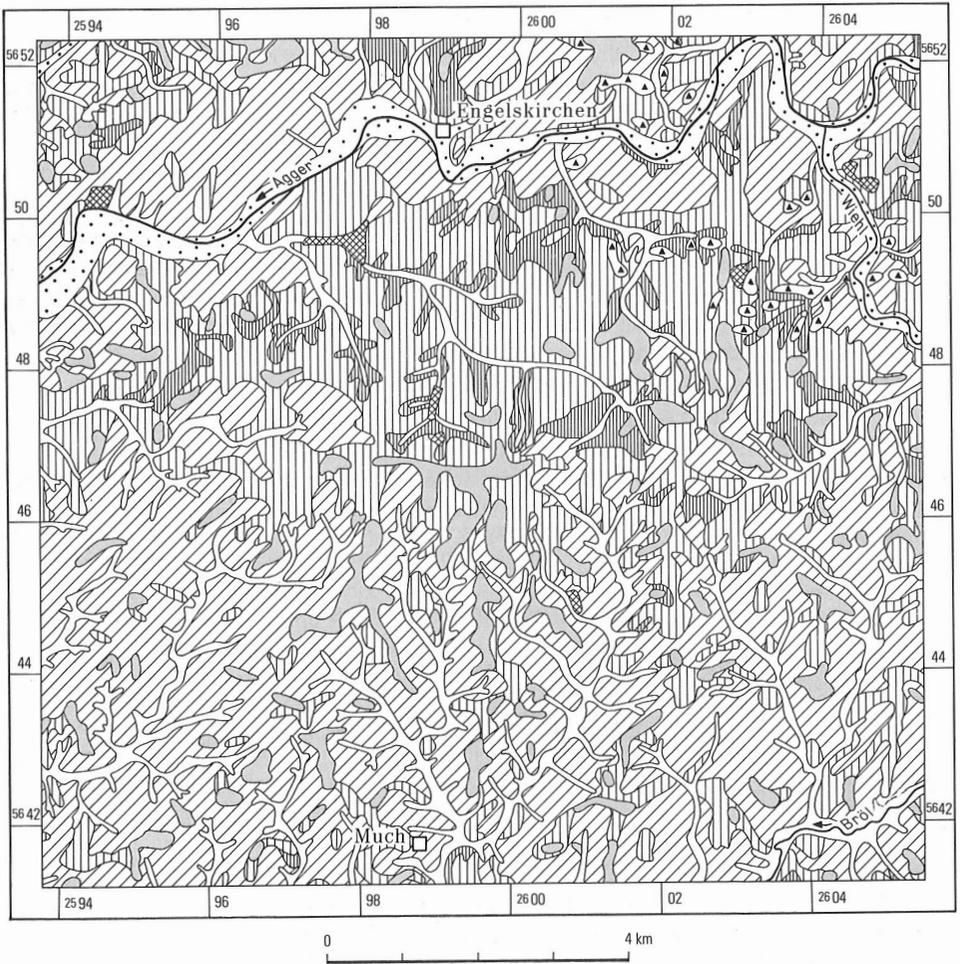


Abb. 16 Bodenkundliche Übersicht

Die Bodenbildung ist ein über große Zeiträume fortdauernder Prozeß, der durch verschiedene Faktoren beeinflußt wird, wie das Ausgangsgestein, die Wasserverhältnisse, das Relief, das Klima, die Zeit und die menschliche Tätigkeit.

8.1. Bodeneinheiten

Aus den paläozoischen Gesteinen und aus ihrem Verwitterungsmaterial sowie aus Fließerde hat sich hauptsächlich Braunerde, aus Löß auch Parabraunerde, gebildet. Nur stellenweise treten Ranker und Rendzina auf. Bei schwer durchlässigem Substrat entwickelte sich untergeordnet auch Pseudogley, besonders dort, wo die tertiäre Verwitterung die devoni-



steiniger schluffig-toniger Lehm 1 — 6 dm
Kalkstein, z.T. dolomitisiert

Rendzina-Braunerde, Braunerde und Rendzina
aus Kalkstein, z.T. dolomitisiert (Devon)



grusiger steiniger schluffiger Lehm 0 — > 20 dm
toniger Lehm 0 — > 15 dm
Ton-, Schluff- und Sandstein

Braunerde, stellenweise Pseudogley-Braunerde oder Ranker
aus Fließerde (Pleistozän, Holozän) z.T. über älteren Verwitterungsbildungen (Tertiär, Pleistozän) über Ton-, Schluff- und Sandstein (Devon)



grusiger schluffiger Lehm, z.T. steinig, 0 — 8 dm
Ton-, Schluff- und Sandstein

Braunerde und Pseudogley-Braunerde
aus Ton-, Schluff- und Sandstein (Devon), z.T. aus Fließerde (Pleistozän)



schluffiger Lehm, z.T. schwach steinig, 4 — > 20 dm
Ton-, Schluff- und Sandstein, z.T. Kalkstein, z.T. dolomitisiert

Parabraunerde und Braunerde, stellenweise pseudovergleyt
aus Löß (Pleistozän), z.T. umgelagert, über Ton-, Schluff- und Sandstein, z.T. Kalkstein, z.T. dolomitisiert (Devon)



schluffig-toniger Lehm bis lehmiger Ton, z.T. steinig, 4 — > 10 dm
Ton-, Schluff- und Sandstein

Pseudogley, z.T. Braunerde-Pseudogley
aus älteren Verwitterungsbildungen (Tertiär, Pleistozän) über Ton-, Schluff- und Sandstein (Devon)



schluffiger Lehm bis lehmiger Sand 6 — > 20 dm
Sand und Kies

Brauner Auenboden, stellenweise Auengley
aus Auenablagerungen (Holozän) über sandig-kiesigen Flußablagerungen (Pleistozän)



schluffiger Lehm bis lehmiger Sand 3 — 15 dm
Ton-, Schluff- und Sandstein

Gley, z.T. Braunerde-Gley, stellenweise Naß- oder Anmoorgley
aus Bachablagerungen (Holozän) über Ton-, Schluff- und Sandstein (Devon)



Bergbauhalden

schen Gesteine stark zersetzt hat. Als Übergangsformen zwischen der Braunerde und dem Pseudogley kommen Pseudogley-Braunerde und Braunerde-Pseudogley vor. Diesen terrestrischen Bodentypen stehen die semiterrestrischen gegenüber, die unter dem Einfluß von Grundwasser entstanden sind. Hierher gehören Auenböden und Gleye, die im Blattgebiet ausschließlich in den Tälern auftreten.

8.1.1. Böden aus devonischen Gesteinen und Fließerden.

Das Verwitterungsprodukt von Kalksteinen ist ein rotbrauner, schluffig-toniger Lehm. Je nach seiner Mächtigkeit haben sich hier Rendzina-Braunerden oder Braunerden entwickelt, bei Fehlen des schluffig-tonigen Lehms auch Rendzinen. Diese Bodeneinheit kommt nur dort vor, wo Kalkstein als Härtling auf Kuppen und an Hängen aus Lücken in der jüngeren Bedeckung hervortritt.

In exponierter Lage – auf Kuppen, Graten und an Steilhängen – wo klastische devonische Gesteine unter einer geringmächtigen Verwitterungsdecke liegen, haben sich flachgründige Braunerden und Ranker gebildet. Während die Braunerden deutlich einen verbräunten Verwitterungshorizont (Bv-Horizont) aufweisen, fehlt dieser bei den Rankern, bei denen unter dem humosen Oberboden (Ah-Horizont) direkt das angewitterte Gestein (Cv-Horizont) folgt. Der Boden ist locker und neigt zur Austrocknung. Da die devonischen Gesteine meist eine starke Zerklüftung aufweisen, können die Wurzeln tiefer eindringen als der Flachgründigkeit entspricht. Diese flachgründigen Braunerden liegen meist unter Wald, kommen nur kleinflächig vor und sind häufig an den Ausstrich härterer Gesteinsschichten gebunden.

Das Verwitterungsmaterial der devonischen Gesteine ist durch Fließvorgänge während der pleistozänen Kaltzeiten meist umgelagert worden; es entstanden Fließerden aus steinigem, feinsandigem bis tonigem Schluff. Bei den aus diesem Substrat hervorgegangenen Braunerden reicht die Verwitterung im allgemeinen noch in das anstehende, im oberen Teil stark zerklüftete Gestein hinein.

Braunerden mittlerer bis großer Entwicklungstiefe aus Fließerde nehmen einen großen Teil des Blattgebietes ein. Sie treten großflächig auf Höhen und an mäßig steilen Hängen auf. Große bis sehr große Entwicklungstiefen kommen dagegen vor allem in Hohlformen wie in Talanfängsmulden und am Hangfuß vor. In Tabelle 8 sind die Analyseergebnisse einer Braunerde großer Entwicklungstiefe östlich von Unterkaltenbach (Prof. 1) wiedergegeben.

Die Braunerden aus Fließerde werden zumeist als Grünland oder forstlich genutzt. Da das unterlagernde Gestein zahlreiche verlehnte Klüfte aufweist, können die Wurzeln tief eindringen. Daher besteht für die Pflanze im allgemeinen kein Mangel an Wasser und Nährstoffen, und auch bei Ackernutzung sind mittlere Erträge zu erwarten.

Stellenweise, besonders wo toniges Material der Fließerde beigemischt ist, haben sich als Folge des Staus von Sickerwasser Pseudogley-Braunerden gebildet, die kleinflächig und mit den Braunerden vergesellschaftet auftreten.

Wo der Untergrund in Kuppen- oder Hanglage überwiegend aus devonischem Sandstein besteht, ist das Gestein häufig zu steinigem, stark sandigem, tonigem Schluff verwittert, aus dem sich flach- bis mittelgründige Braunerden entwickelt haben. Diese Braunerden kommen kleinflächig im ganzen Blattgebiet vor. Infolge des hohen Stein- und Grusgehalts sind sie locker, bei flachgründiger Ausbildung neigen sie zur Austrocknung und sind dürr empfindlich.

Die aus umgelagertem Verwitterungsmaterial und Lößlehm hervorgegangenen Fließerden weisen häufig einen schwachen Stau des Sickerwassers auf. Die Nutzung dieser als Pseudogley-Braunerden ausgebildeten Böden wird durch die schwache Vernässung nur wenig beeinträchtigt. Im übrigen ähneln ihre Eigenschaften denen der erwähnten Braunerden aus Fließerden; sie treten auch in der gleichen Geländelage auf. Nur stellenweise ist die Vernässung in Talanfängsmulden so stark, daß es zur Bildung von Pseudogleyen kam. Die Analyseergebnisse eines Pseudogleys aus Fließerde südlich von Unterkaltenbach sind in Tabelle 8 (Prof. 7) aufgeführt.

8.1.2. Böden aus tertiärem Verwitterungsmaterial

Auf Hochflächen und in Kuppenlagen haben sich Reste der tertiärzeitlichen Verwitterungsdecke gehalten, die meist aus schluffigem Ton und steinigem, tonigem Schluff bestehen. Ihre Farbe ist meist grau, kann aber auch weiß, hellgelb oder oliv sein. Hinzu kommt oft eine rostbraune oder rostgelbe Fleckung. Es handelt sich um die Überbleibsel einer fossilen Bodenbildung. Das Klima während des Tertiärs hat zur Entwicklung von Plastosolen geführt. Dieser in unserem Klimabereich nur noch fossil vorkommende Bodentyp zeichnet sich durch einen hohen Feinbodenanteil und einen hohen Kaolinitgehalt aus, die eine Dichtlagerung hervorgerufen haben. Plastosole sind von ARENS (1963) und von MÜCKENHAUSEN (1975) näher beschrieben worden. Dieses Bodenmaterial liegt lückenhaft und in stark wechselnder Mächtigkeit auf der in Resten noch vorhandenen „Rumpffläche“. Sehr häufig ist es durch Fließvorgänge umgelagert worden und findet sich dann als Beimengung in Fließerden.

Wo das tonige, tertiäre Verwitterungsmaterial unbedeckt an der Oberfläche liegt, haben sich aus dem als fossile Bodenbildung vorliegenden Plastosol rezente Pseudogleye und Braunerde-Pseudogleye entwickelt, die auch als Graulehm-Pseudogleye bezeichnet werden können. Sie kommen im Blattgebiet meist nur kleinflächig vor und werden vorwiegend als Grünland oder Wald genutzt. Die schwere Bodenart und die sehr dichte Lagerung verursachen einen Stau des Sickerwassers und damit einen ausgeprägten Wechsel von Vernässungs- und Austrocknungsphasen. Ertragsfähigkeit und Bearbeitbarkeit werden dadurch empfindlich beeinträchtigt. Aus einem Profil nördlich von Schommelsnaaf stammen die Analyseergebnisse eines Pseudogleys aus tertiärem Verwitterungsmaterial, die in Tabelle 8 (Prof. 6) wiedergegeben sind.

Die fossilen Bodenbildungen sind meist von einer geringmächtigen Deckschicht aus Fließerde oder Lößlehm überlagert. Durch den Tongehalt des Verwitterungsmaterials und seine dichte Lagerung wird das Sickerwasser in unterschiedlichem Maße gestaut, so daß es je nach Mächtigkeit der Deckschicht zur Bildung von Braunerden, Pseudogleyen oder deren Übergangsformen kam, die meist eng miteinander verzahnt sind. Weil die Eigenschaften dieser Böden kleinflächig rasch wechseln, können über die Nutzungseignung keine allgemeingültigen Angaben gemacht werden. Die Böden werden meist als Wald oder Grünland genutzt. Der Grad der Vernässung ist sehr unterschiedlich und örtlich rasch wechselnd.

8.1.3. Böden aus LÖß

Aus Löß haben sich Parabraunerden entwickelt, für die eine Tondurchschlammung (Lesivierung) kennzeichnend ist. Dabei entsteht durch mechanische Verlagerung von Tonteilchen aus dem Ober- in den Unterboden das typische Ah-A1-Bt-Bv-Profil. Unter dem an

Tabelle 8
Chemische und physikalische Daten typischer Bodenprofile

Profil-Nr. Ort Bodentyp Ausgangsgestein	Lage Nutzung	Horizont	Tiefe (cm)	Bodenart (*)	analytische Angaben					org. Substanz (%)	Korngrößen in mm in % des Feinbodens <2 mm										
					pH (in KCl)	V (%)	T (mval)	H (mval)	S (mval)		Ca (Mg)	K	Na	% von S	<0,002	0,002- 0,006	0,006- 0,02	0,02- 0,06	0,06- 0,2	0,2- 0,6	0,6- 2
1 Unterkaltenbach Braunerde, Fließerde über Sandstein	R 00/550 H 51/045 Wald	Ah	0-6	x'sIU	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		Bv	6-30	x'sIU	3,6	<10	24,5	23,2	1,3	85	15	0	0	12	12	19	27	16	14	14	
		IIbV	30-50	x'IS	3,8	<10	7,0	6,0	1,0	90	0	10	—	16	7	8	11	30	28	13	13
		IIbC	50-100+	x'sL	3,9	<10	8,6	8,0	0,6	83	0	17	0	18	10	10	15	34	13	—	—
2 nordöstlich Schwellenbach Parabraunerde, Loß über Schluffstein	R 94/250 H 42/210 Wald	Ah	0-4	UL	3,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Al	4-55	UL	3,7	12	7,7	6,8	0,9	78	0	22	0	25	14	22	27	6	1	5	2
		Bt	55-120	IU	3,9	35	2,3	1,5	0,8	88	0	12	0	22	8	21	43	3	1	2	—
		IIbV	120+	X	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3 nordöstlich Engelskirchen-Hardt Parabraunerde, Loß	R 00/670 H 51/475 Wald	Ah	0-8	IU	3,3	<10	23,4	22,5	0,9	78	0	22	0	17	7	23	52	1	0	0	0
		Al	8-40	IU	4,1	—	—	—	—	—	—	—	—	17	6	14	60	3	0	0	0
		Bt	40-70	IU	4,0	<10	9,3	9,2	0,1	—	—	—	—	18	5	22	53	2	0	0	0
		Bv	70-140+	IU	3,8	32	11,7	8,0	3,7	81	16	3	0	22	4	21	51	2	0	0	0
4 Fockelsberg Parabraunerde, Loß	R 01/030 H 52/325 Acker	Ap	0-25	IU	4,2	36	16,7	10,7	6,0	100	0	0	0	16	9	21	52	1	1	0	0
		Al	25-75	IU	4,6	39	10,7	6,5	4,2	100	0	0	0	17	9	29	44	1	0	0	0
		Bt	75-115	IU	4,3	59	12,7	5,2	7,5	89	9	1	1	24	7	24	45	0	0	0	0
		Bv	115-200+	U	4,2	55	13,3	6,0	7,3	85	12	1	1	1	8	27	51	13	0	0	0
5 südöstlich Krampenhöhe Pseudogley-Parabraunerde, Loß	R 95/040 H 45/140 Grünland	Ap	0-21	IU	4,8	—	—	—	—	—	—	—	—	11	13	23	49	3	1	0	0
		Al	21-48	IU	4,8	55	13,5	6,1	7,4	84	8	8	0	18	9	20	53	0	0	0	0
		SBt	48-69	IU	5,0	54	16,2	7,4	6,8	90	5	5	0	22	8	19	49	1	1	0	0
		SBt	69-96	IU	4,8	65	13,9	4,9	9,0	92	4	2	2	28	5	26	40	1	0	0	0
SBv	96-160+	IU	4,5	75	10,4	2,6	7,8	92	6	2	0	19	4	32	43	1	1	0	0	0	

Feinsubstanz verarmten A1-Horizont folgt ab etwa 50 cm Tiefe der Bt-Horizont, in dem die durch das Sickerwasser transportierten Teilchen wieder angereichert worden sind. Im Vergleich zu den Parabraunerden aus Löß, die sich im Flachland der Niederrheinischen Bucht gebildet haben, ist diese Horizontfolge bei den im Bergischen Land auftretenden Parabraunerden weniger deutlich ausgeprägt. Die Ursache für die unterschiedliche Entwicklung dürfte vor allem darin liegen, daß der Löß des Berglandes meist umgelagert worden ist, möglicherweise auch in klimatischen Unterschieden. Kalkhaltiger Löß (C-Horizont) wurde im Blattgebiet nirgends beobachtet. Wie bei den Braunerden aus Fließerde kommen bei mittlerer bis großer Entwicklungstiefe auch schwache Pseudovergleyungen vor.

Parabraunerden mittlerer bis großer Entwicklungstiefe treten häufiger an schwach bis mäßig geneigten Leehängen auf. Im Bereich der stärker herausragenden Höhen zwischen dem Heckberg und der Agger fehlen sie völlig. Die Parabraunerden aus Löß werden als Grünland, Acker oder Wald genutzt. Bei sehr großer Entwicklungstiefe stellen sie die besten Böden im Blattgebiet dar und werden dann meist beackert. Tabelle 8 gibt die Analysenergebnisse dreier Parabraunerden und einer Pseudogley-Parabraunerde aus Löß wieder (Prof. 2 bis 5).

8.1.4. Böden der Auen

In den breiten Flußtälern wurden bei periodischen Überflutungen die Auensedimente abgelagert, die aus dem Verwitterungsmaterial der im Einzugsgebiet der Flüsse vorkommenden Gesteine hervorgegangen sind. Da dieses Material meist schon vor der Umlagerung einer Bodenbildung unterworfen war, weisen die typischen Auenböden Merkmale der im Abtragungsgebiet auftretenden Böden, im besonderen die braunen Bodenfarben, auf. Die Verlehmung und Verbraunung der Böden hat also nicht an Ort und Stelle stattgefunden (allochthoner Brauner Auenboden). Ein weiteres Kennzeichen ist das stark schwankende Grundwasser, das im allgemeinen mit dem Flußwasserspiegel in Verbindung steht. Durch die Regulierung der Flüsse und den Bau von Stauanlagen in den Tälern der Agger und der Wiehl sind die jährlichen Überflutungen unterbunden worden. Der Grundwasserspiegel ist dadurch zum Teil stark verändert worden und zeigt nicht mehr die charakteristischen großen Schwankungen.

Als Bodenart herrscht schluffiger Lehm vor, der häufig sandige oder tonige Einlagerungen enthält. Die Braunen Auenböden gehören zu den besten Böden im Blattgebiet. In Tabelle 8 (Prof. 8) werden die Analysenergebnisse eines Braunen Auenbodens westlich von Engelskirchen mitgeteilt. Stellenweise treten in flachen Rinnen, besonders an den Rändern der Talsohle, unter der Einwirkung von Hangdruckwasser auch Auengleye auf.

In den meist etwas niedriger gelegenen, flußnahen Bereichen der Auen und in Altwasserrinnen des Agger- und des Sülztales liegen leichtere Bodenarten vor. Die dort entstandenen Braunen Auenböden aus lehmigem bis stark lehmigem Sand werden zumeist als Grünland genutzt. Weil aber Überflutungen infolge der Flußregulierungen nur noch selten vorkommen, werden sie auch beackert.

8.1.5. Böden der Bachtäler

Unter dem Einfluß hochstehenden Grundwassers (4–8 dm unter Flur) haben sich Gleye entwickelt, deren Profilaufbau durch den im Grundwasserschwankungsbereich liegenden

Oxidationshorizont (Go) und den dauernd vom Grundwasser erfüllten Reduktionshorizont (Gr) gekennzeichnet ist. Bei tieferliegendem Grundwasser (8–13 dm unter Flur) hat sich über dem Go-Horizont noch ein brauner Bv-Horizont ausgebildet; in diesem Falle liegen Braunerde-Gleye und Gley-Braunerden vor. In Schwemmkegeln ist der Bach häufig tief eingeschnitten, so daß sich bei entsprechend tiefem Grundwasserstand Braunerden bilden. Schwerere Bodenart führte durch den Stau des Sickerwassers stellenweise zur Entwicklung von Pseudogleye-Gleyen. Bei besonders hohem Grundwasserstand (0–4 dm unter Flur) kam es schließlich zur Bildung von Naß- und Anmoorgleyen.

Entsprechend der Herkunft der Bachsedimente aus Lößlehm und Verwitterungsmaterial der devonischen Gesteine liegt bodenartig hauptsächlich schluffiger Lehm vor, der örtlich einen stark wechselnden Anteil von Sand oder Ton aufweisen kann. Auch der Steingehalt ist sehr unterschiedlich (vgl. Tab. 8, Prof. 9).

Die meist kleinflächigen Vorkommen von Gley werden als Grünland genutzt, wenn sie nicht bewaldet sind. Die Qualität der Böden ist sehr unterschiedlich; teilweise sind sie nicht trittfest.

8.1.6. Künstlich veränderte Böden

Künstlich veränderte Böden sind im Blattgebiet nicht selten. Die größeren Flächen, die von Bergbauhalden eingenommen werden, bestehen aus schwermetallhaltigem Material, das zwar eine Begrünung, ohne eine aufwendige Herrichtung aber keine land- oder forstwirtschaftliche Nutzung zuläßt. In Abbildung 16 (S. 130) sind diese Flächen mit einer Kreuzschraffur dargestellt. Bodenartig bestehen sie zumeist aus stark steinigem, schluffigen Lehm. Kleinere Flächen, die wegen ihrer geringen Ausdehnung nicht dargestellt werden konnten, sind zum großen Teil rekultiviert worden, so daß sie intensiv genutzt werden können und sich harmonisch in das Landschaftsbild einfügen.

8.2. Bodennutzung

Die für die landwirtschaftliche Nutzung besten Böden des Blattgebietes sind Parabraunerden aus mächtigem Lößlehm; ihre Bodenzahlen nach der Bodenschätzung erreichen Werte um 70. Ebenso gute Ackerstandorte stellen die Auenböden dar. Die übrigen Böden sind schon weniger gute Standorte, weil sie flachgründig oder steinig sind oder weil sie in höherer Lage durch stärkere Niederschläge und niedrigere Temperaturen benachteiligt sind. Infolge eines Strukturwandels in der Landwirtschaft nutzt man zahlreiche früher beackerte Flächen jetzt nur noch als Grünland, das heute den größten Teil der landwirtschaftlichen Nutzfläche im Blattgebiet einnimmt. Böden in steileren Lagen sowie flachgründige und steinige Böden werden durchweg forstlich genutzt.

9. Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ALTMeyer, H. (1969): Reicher Fundort für Prototaxiten in Uckerath. – Aufschluß, **20**: 135 – 136, 2 Abb.; Heidelberg.
- (1971): Die Prototaxiten von Uckerath unter dem Mikroskop. – Aufschluß, **22**: 304 – 308, 9 Abb.; Heidelberg.
- ARENS, H. (1963): Entstehung, Zusammensetzung und Eigenschaften von Graulehm, erläutert an Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge, sowie Braunplastosolen und Terra-Fusca-Relikten in Nordrhein-Westfalen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **1**: 63 – 68, 1 Taf.; Göttingen.
- BÄCKER, O. (1932): Die Muschelhöhle von Runderoth. – Bergischer Kalender 1933, **3**: 17 – 19; Bergisch Gladbach.
- BÖGER, H. (1978): Methoden und Konsequenzen einer Tephrostratigraphie im Unter-Devon des Sauerlandes und des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **129**: 171 – 180, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1983): Eine Lithostratigraphie des Unterdevons im Sauerlande und im östlichen Bergischen Lande (Rheinisches Schiefergebirge). I. Das Gebiet entlang dem Nordsaum des Siegerländer Sattels. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **165** (2): 185 – 227, 2 Tab.; Stuttgart.
- BORNHARDT, W. (1910): Über die Gangverhältnisse im Siegerland und seine Umgebung. Tl. 1. – Arch. Lagerst.-Forsch., **2**: 415 S., 81 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1912): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seine Umgebung. Tl. 2. – Arch. Lagerst.-Forsch., **2**: 483 S., 57 Abb., 14 farb. Gangbilder; Berlin.
- BREDDIN, H. (1922): Beiträge zur Geologie des östlichen Oberbergischen zwischen Gummersbach und Olpe. – Diss. Univ. Bonn: 16 S., 2 Abb.; Bonn – [Unveröff.]
- (1966): Der Schuppenbau der mitteldevonischen Gesteinsfolgen im Gebiet von Lindlar bei Köln (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Mitt., **7**: 1 – 44, 10 Abb., 3 Taf.; Aachen.
- BREDDIN, H., & RICHTER, M. (1925): Exkursionsführer durch das Oberbergische. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **78/79**: 1 – 21, 1 Kt.; Bonn.
- BUFF, E. (1882): Beschreibung des Bergreviers Deutz. – 100 S., 10 Tab.; Bonn.
- CLAUSEN, C.-D., & RISTEDT, H., & WENDT, A. (1965): Geologie der Ruppichterother und der Waldbröler Mulde (Oberbergisches Land). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 449 – 468, 7 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DECHEN, H. VON (1883): Notiz über die zweite Ausgabe der geologischen Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **40**: 312 – 373; Bonn.

- DENCKMANN, A. (1907 a): Zur Geologie des Siegerlandes und des Sauerlandes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **25**: 566–574; Berlin.
- (1907 b): Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bilstein im Kreise Olpe. – In: VON KOENEN-Festschr.: 263–276, 1 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
 - (1909): Mitteilung über eine Gliederung in den Siegener Schichten. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **27**: 1–19; Berlin.
- Deutscher Verein von Gas- und Wasserfachmännern (DVGW) (1975): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete, Arb.-Bl. W 101. – 12 S.; Frankfurt/M. (DVGW).
- DIETZ, C., & FLIEGEL, G., & FUCHS, A. (1935): Blatt Kürten. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1: 25 000, m. Erl.: 44 S., 1 Abb.; Berlin.
- DIETZ, C., & FUCHS, A. (1935): Blatt Lindlar. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1: 25 000, m. Erl.: 51 S., 1 Abb.; Berlin.
- DIN 4149, Tl. 1, Bauten in deutschen Erdbebengebieten (1981). – 14 S., 6 Abb., 3 Tab., 1 Beibl.; Berlin (Beuth-Verl.).
- EDALAT, B. (1971): Zur Geologie des Raumes Ruppichterath (Rheinisches Schiefergebirge, Bergisches Land). – Dipl.-Arb. Univ. Köln, Tl. 1: Kartierung auf Blatt 5110 Ruppichterath, östl. Hälfte: 50 S., 21 Abb., 4 Beil.; Tl. 2: Sporenverteilung in dem Unteren Buntschiefer: 45 S., 17 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Köln. – [Unveröff.]
- (1974): Sporenvergesellschaftungen und Acritarchen aus dem Unterdevon (Ems) des südlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **24**: 75 S., 10 Abb., 3 Taf.; Köln.
- EINECKE, G., & KÖHLER, W. (1910): Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. – Arch. Lagerst.-Forsch., **1**: 766 S., 112 Abb., 16 Taf.; Berlin.
- EVANGELOU, E. (1967 a): Geologische Kartierung MTB 5009 Overath (westlicher Teil) mit Erläuterungen. – Dipl.-Kartierung Univ. Köln: 72 S., 29 Abb., 3 Kt.; Köln. – [Unveröff.]
- (1967 b): Gigantotraken aus den unterdevonischen Schichten des Bergischen Landes. – Dipl.-Arb. Univ. Köln: 47 S., 12 Abb., 12 Taf., 1 Kt.; Köln. – [Unveröff.]
- FEY, M. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge). – Düsseldorfer geogr. Schr., **1**: 181 S., 44 Abb., 7 Tab.; Düsseldorf.
- FISCHER, J. (1970): Zur Geologie des Raumes Overath und Hohkeppel im Bergischen Land. – Dipl.-Arb. Univ. Köln, Tl. 1: Geologische Kartierung auf MTV 5009 Overath, E-Teil: 40 S., 7 Abb.; Tl. 2: Die Ohler Schiefer im Bereich des Untersuchungsgebietes: 28 S., 3 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Köln. – [Unveröff.]
- FLIEGEL, G. (1923 a): Die Kalkmulde von Paffrath. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **43**: 364–410, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1923 b): Erläuterungen zu Blatt Mülheim am Rhein. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1: 25 000: 44 S., 1 Abb.; Berlin.
- FUCHS, A. (1912): Die Stratigraphie des Lenneschiefers im nördlichen und mittleren Sauerland. – Z. dt. geol. Ges., **63**: 111–134, 1 Abb.; Berlin.
- (1922): Erläuterungen zu Blatt Herscheid. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1: 25 000: 54 S.; Berlin.

- (1923): Über die Beziehungen des sauerländischen Faciesgebietes zur belgischen Nord- und Südfacies und ihre Bedeutung für das Alter der Verseschichten. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**: 839–859, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
 - (1928): Erläuterungen zu Blatt Wipperfürth. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1: 25 000: 64 S.; Berlin.
- FUCHS, G. (1965): Geologie des Westteils der Hillesheimer Mulde (Mitteldevon, Eifel). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 323–448, 2 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- GOEBEL, F. (1926): Die Überreste der alttertiären Rumpffläche zwischen Ruhr und Sieg. – Glückauf, **62** (21): 665–668, 1 Abb.; Essen.
- GRABERT, H. (1969), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & KAMP, H. VON, & WEYER, K. U.: Erläuterungen zu Blatt 4912 Drolshagen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4912** Drolshagen: 103 S., 9 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- (1970), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 5011 Wiehl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **5011** Wiehl: 102 S., 8 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
 - (1971): Der Steinbruch von Unnenberg bei Gummersbach. – Sauerländ. Gebirgsbote, **73**: 5–7; Hagen.
 - (1975): Über einen Fund von *Phacops (Pedinopariops) richterianus* STRUVE 1970. – Dortmunder Beitr. Landeskde., Naturwiss. Mitt., **9**: 31–32; Dortmund.
 - (1979 a), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & REINHARDT, M., & STADLER, G., & VOGLER, H., & WIRTH, W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5111 Waldbröl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **5111** Waldbröl: 141 S., 15 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
 - (1979 b), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & REINHARDT, M., & STADLER, G., & VOGLER, H., & WIRTH, W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5110 Ruppichteroth. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **5110** Ruppichteroth: 120 S., 12 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
 - (1983): Beispiele der Sedimentation im Unter- und Mitteldevon im Bergischen Land. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Erl., **C 5110** Gummersbach: 36–40, Abb. 9–11; Krefeld.
- GRABERT, H., & HILDEN, H. D. (1969): Stratigraphische Neugliederung des höheren Unterdevons bei Ufersmühle (Blatt 5012 Eckenhagen, Oberbergischer Kreis, rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 9–18, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- , & - (1972), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & REINHARDT, M., & WEYER, K. U., & WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 5012 Eckenhagen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **5012** Eckenhagen: 143 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- GRABERT, H., & REHAGEN, H. W., & STADLER, G. (1969): Tertiär und Quartär im südlichen Oberbergischen (rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 279–292, 4 Abb.; Krefeld.
- GRAHMANN, R. (1958): Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – Forsch. dt. Landeskde., **104** (2): 198 S., 48 Abb., 3 Taf., 2 Kt.; Remagen.
- GROOS, H. (1969): Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg (Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **1**: 110 S., 48 Abb., 3 Tab., 20 Taf., 8 Beil.; Göttingen.

- HAASS, G., & THIEDE, J. (1968): Gliederung unterdevonischer Schichten im Bereich des Rimmerts (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. Kirchhundem und Olpe). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**: 393–406, 4 Abb.; Stuttgart.
- HABERMAS, E. (1926): Die Entwicklung der oberbergischen Steinbruchindustrie unter besonderer Berücksichtigung der Grauwacke. – Diss. Univ. Köln: 57 S.; Köln. – [Unveröff.]
- HAMID, M.E.P. (1974): Sporenvergesellschaftungen aus dem unteren Mitteldevon (Eifel-Stufe) des südlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **147**: 163–217, 10 Abb.; Stuttgart.
- HEITFELD, H. (1965): Hydro- und baugelogeologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. – Geol. Mitt., **5**: 210 S., 71 Abb., 18 Tab., 4 Taf.; Aachen.
- HELLMERS, J.-H. (1955): Krinoidenstielglieder als Indikatoren der Gesteinsdeformation. – Geol. Rdsch., **44**: 87–92, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1978): Der Blei-Zink-Erzbezirk des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge) als Prototyp einer frühorogenen und palingenen Vererzung. – Decheniana, **131**: 292–299, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- HILDEN, H. D. (1964): Erläuterungen zur Kartierung auf Maßstabsblatt Engelskirchen 5010 (östlicher Teil). – 77 S., 18 Abb., 5 Kt., 1 Prof.-Taf.; *Modiolopsis ekpempusa* FUCHS im rheinischen Unterdevon. – Dipl.-Arb. Univ. Köln: 89 S., 8 Abb., 15 Taf.; Köln. – [Unveröff.]
- (1970): Fazielle Verhältnisse und Neugliederung der Schichten an der Wende Siegenium/Emsium im Bergischen Land und Sauerland. – Z. dt. geol. Ges., **120**: 310–312, 1 Tab.; Hannover.
 - (1978): *Modiolopsis ekpempusa* FUCHS, eine charakteristische Muschel des rheinischen Unterdevons. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **33**: 51–79, 4 Abb.; Köln.
 - (1983): Erzvorkommen und vulkanische Gesteine am Bickenbacher Sattel. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Erl., **C 5110** Gummersbach: 40–43, Abb. 12; Krefeld.
- HILDEN, H. D., & KAMP, H. VON (1974): Erschließung von Grundwasser durch Bohrbrunnen im rechtsrheinischen Schiefergebirge des Landes Nordrhein-Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 237–258, 8 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- HILDEN, H. D., & KAMP, H. VON, & SUCHAN, K. H. (1974): Die Hydrogeologische Karte 1: 50 000 als Beilage zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1: 25 000. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 389–404, 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- HOLZ, H.-W. (1960): Geologie der Höhlen von Ründeroth und Wiehl und ihre Umgebung (Rheinisches Schiefergebirge). – Decheniana, **113**: 1–38, 12 Abb., 3 Taf.; Bonn.
- HOOS, L. (1936): Die Oberflächenformen zwischen Agger und Sieg. Ein Beitrag zur Morphologie des Oberbergischen Landes. – Decheniana, **93**: 113–176, 1 Kt.; Bonn.
- HOWELLS, M. F., & LEVERIDGE, B. E., & EVANS, C. D. R. (1973): Ordovician ash-flow tuffs in eastern Snowdonia. – Nat. Environment Research Council, **73** (3): 1–35; London (Inst. Geol. Sci.).

- JUX, A. (1956): „Des Peter Kauerts fünfzehn Löwenphäl“ – ein früher Wirtschaftspionier in der Gemeinde Engelskirchen. – Bergischer Kalender 1957, **27**: 48–53; Bergisch Gladbach.
- JUX E. (1982): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen des Bensberg–Engelskirchener Erzreviers. – Diss. Univ. Köln: 232 S., 50 Abb., 18 Tab.; Köln.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge, 1. u. 2. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **110**: 185–258 u. 259–391, 25 Abb., 23 Taf.; Stuttgart.
- (1964): Erosionsformen durch Gezeitenströmungen in den unterdevonischen Bensberger Schichten des Bergischen Landes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1964**: 515–530, 2 Abb.; Stuttgart.
 - (1971): Rheinische Magnafazies im devonischen Weltbild. – Kölner geogr. Arb., Festschr. K. KAISER: 141–157, 3 Kt.; Wiesbaden (Steiner).
 - (1974): Der geologische Bau. – Die Landkreise in Nordrhein-Westfalen, (A) **8**: 13–28, 2 Tab., 1 Taf., 2 Kt.; Bonn.
 - (1981): Zur stratigraphischen Verbreitung Bergischer Globithyridinen. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **41**: 93–107, 3 Abb.; Köln.
 - (1982), mit Beitr. von BASTIN, H. A., & HILDEN, H. D., & JUX, E., & KAMP, H. VON, & LEHMANN, H., & SCHERP, A., & SCHNEIDER, F. K., & STADLER, G., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5009 Overath. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **5009** Overath: 198 S., 11 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- JUX, U., & MANZE, U. (1974): Milieu-Indikationen im Devon des Bergischen Landes mittels Kohlenstoff-Isotopen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1974** (6): 353–373, 6 Abb.; Stuttgart.
- , & – (1976): Milieu-Indikationen aus einem mitteldevischen biostromalen Riff des Bergischen Landes mittels Kohlenstoff-Isotopen. – Decheniana, **129**: 245–262, 7 Abb., 2 Taf.; Bonn.
- , & – (1978): Milieu-Indikationen aus einem mitteldevischen biohermalen Riff des Bergischen Landes mittels C- und O-Isotopen. – Decheniana, **131**: 300–324, 9 Abb., 4 Tab.; Bonn.
- JUX, U., & STRAUCH, F. (1965): Angebohrte Spiriferen-Klappen; ein Hinweis auf palökologische Zusammenhänge. – Senck. leth., **46**: 89–125, 5 Abb., 5 Taf.; Frankfurt/M.
- JUX, U., & ZYGOJANNIS, N. (1982): Kohlenwasserstoffe in unterdevonischen Sedimenten des Bergischen Landes und ihre ökostratigraphische Interpretation (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1982** (2): 73–90, 5 Abb.; Stuttgart.
- , & – (1983): Kohlenwasserstoffgehalte und isotopische Zusammensetzung oberdevonischer Karbonatgesteine (Oberer Plattenkalk) der Bergisch Gladbach–Paffrather Mulde (Bergisches Land). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh.: 12 Abb.; Stuttgart. – [Im Druck]
- KAISER, H., & MEYER, W., & SCHWEITZER, H.-J. (1977): Das pflanzenführende Unterdevon des Rheinlandes. – Bonner paläobot. Mitt., **2**: 25 S., 3 Tab.; Bonn.
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildungen mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh., Hydrogeol. Hydrochem.: 89–95, 6 Abb.; Hannover.

- KINNE, F. L. (1884): Beschreibung des Bergreviers Runderoth. – 102 S., 9 Tab.; Bonn (Marcus).
- KNUTH, H. (1923): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. – Beitr. Landeskd. Rheinprov., **4**: 112 S., 1 Abb., 3 Taf.; Leipzig.
- KRÄUSEL, R., & WEYLAND, H. (1930): Die Flora des deutschen Unterdevons. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **131**: 92 S., 52 Abb., 14 Taf.; Berlin.
- KURTMANN, F. (1960): Fossildeformation und Tektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **49**: 439–459, 12 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- Landesanstalt für Gewässerkunde und Gewässerschutz (1977): Ergänzungsheft zu den Deutschen gewässerkundlichen Jahrbüchern, Rheingebiet sowie Weser- und Emsgebiet, Pegel II Ordnung in Nordrhein-Westfalen, Abflußjahr 1975. – 68 S., 1 Kt.; Düsseldorf (L.-Anst. Gewässerkde. u. Gewässerschutz Nordrh.-Westf.).
- LANG-VILLEMAIRE, C. (1978): Etude des Mineralisations Plombo Zinciferes du devonien inferieur du massif schisteux Rhenan. – Diss. Univ. Pierre et Marie Curie Paris: 264 S., 81 Abb., 4 Kt., 4 Taf.; Paris.
- LANNINGER, E. (1968): Sporen-Gesellschaften aus dem Ems der SW-Eifel. – Palaeontographica, (B) **122**: 95–170, 7 Abb., 1 Tab., Taf. 20–26; Stuttgart.
- LEHMANN, H., & PIETZNER, H. (1970): Der Lüderich-Gangzug und das Gangvorkommen Nikolaus-Phönix im Bergischen Land – Ein Beitrag zur Geologie und Geochemie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 589–664, 15 Abb., 21 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- LIEBSCHER, H.-J. (1970): Grundwasserneubildung und Verdunstung unter verschiedenen Niederschlags-, Boden- und Bewuchsverhältnissen. – Wasserwirtsch., **60**: 168–173, 8 Abb., 4 Tab.; Essen.
- LIPPERT, H. (1937): Unterkoblenz-Fundpunkte im Norden und Westen der Sötenicher Mulde. – Senckenbergiana, **19**: 282–288, 3 Abb.; Frankfurt/M.
- LORENZ, A. (1941): Die Grenzschichten zwischen Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., **60**: 248–310, 8 Abb.; Berlin.
- LUSZNAT, M. (1968), mit Beitr. von WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 5113 Freudenberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25000, Erl., **5113** Freudenberg: 196 S., 5 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- (1978), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & REINHARDT, M., & SCHERP, A., & WIRTH, W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5015 Erndtebrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25000, Erl., **5015** Erndtebrück: 149 S., 12 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- MENDEL, H. G., & UBELL, K. (1973): Die Abflußvorgang. – Dt. gewässerkdl. Mitt., **17**: 33–39 u. 85–91, 5 Abb.; Koblenz.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1975): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. – 579 S., 185 Abb., 24 Taf.; Frankfurt/M. (DLG-Verl.).
- MÜHLHAUS, J. (1965): Limnische Oberkreide in einer Massenkalk-Doline im Steinbruch Hermannstein (Blatt 5538 Wetzlar). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 176–186; Wiesbaden.
- MÜLLER-MINY, H. (1974): Naturräumliche Gliederung. – Die Landkreise in Nordrhein-Westfalen, (A) **8**: 55–64, 1 Kt.; Bonn.

- Munsell Soil Colors Charts (1954): Baltimore/Maryland (Munsell Color Comp.).
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (AUL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). – Wasserwirtsch., **41** (Sonderh. Vortr. Tag. gewässerkd. Anst. am 13./14. 9. 1950 in München): 12–14; Bielefeld.
- NEHLS, A. (1974): Der Bergbau in der Geschichte der Gemeinde Runderoth. – Festschr. 800 Jahre Runderoth: 11–27; Runderoth.
- NICKE, H. (1981): Reliefgenerationen im südlichen Bergischen Land zwischen Wupper und Sieg. – Decheniana, **134**: 302–310, 7 Abb.; Bonn.
- PAECKELMANN, W. (1926): Über eine geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **48**: 8–15; Berlin.
- PAPROTH, E., & WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973**: 469–493, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- PHILIPPSON, A. (1899): Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. – Sitz.-Ber. niederrh. Ges. Natur- u. Heilkde., **1899**: 48–50; Bonn.
- PIERINI, K. U. (1967): Zur Geologie des Raumes Engelskirchen (Rhein. Schiefergebirge, Bergisches Land) unter Berücksichtigung der Bensberger Arkose. – Dipl.-Arb. Univ. Köln, Tl. 1: Kartierung des Bl. 5010 Engelskirchen (nördliche Hälfte) M 1 : 25 000: 72 S., 17 Abb., 8 Taf.; Tl. 2: Die Bensberger Arkose zwischen Bensberg und Runderoth: 49 S., 11 Abb., 7 Taf.; Köln. – [Unveröff.]
- REINECK, H.-E. (1974): Schlickkämme. – Senck. marit., **6** (2): 145–177, 1 Taf.; Frankfurt/M.
- REINECK, H.-E., & BIRSINGH, I., & WUNDERLICH, F. (1971): Einteilung der Rippeln und anderer mariner Sandkörper. – Senck. marit., **3**: 93–101, 2 Tab.; Frankfurt/M.
- RICHTER, M. (1921): Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen zwischen Agger und Sieg. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1921**: 196–204; Stuttgart.
- (1922): Die Wiehler Mulde im Gebiete zwischen Agger und Bröl im Oberbergischen. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1922**: 38–49, 4 Abb., 1 Kt.; Stuttgart.
- (1927): Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen. – Z. dt. geol. Ges., **78**: 75–87; Berlin.
- RIPPEL, G. (1953): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. – Geol. Jb., **68**: 401–456; Hannover.
- ROEMER, C. F. (1844): Das Rheinische Übergangsgebirge – Eine palaeontologisch-geognostische Darstellung. – 96 S., 6 Taf.; Hannover (Hahn'sche Buchhandlung).
- ROSS, CL. S., & SMITH, R. L. (1961): Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. – Geol. Survey, Prof. Pap., **366**: 1–81; Washington.
- SCHIBE, H.-J. (1965): Untersuchungen im Unter- und Mitteldevon der westlichen Gummersbacher Mulde (Bergisches Land, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 469–484, 2 Abb.; Krefeld.
- SCHERP, A. (1958): Die Dichterze der Blei-Zink-Erzlagerstätte Ramsbeck im Sauerland. – Erzmetall, **11** (12): 600–607; Stuttgart.
- (1983), mit Beitr. von GRABERT, H.: Unterdevonische Schmelztuffe im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1983** (1): 47–58, 6 Abb.; Stuttgart.

- SCHLECHTER, R. (1961): Erläuterungen zur Kartierung auf den Meßtischblättern Overath und Engelskirchen (Raum zwischen Loope – Overath – Schachenauel – Mohlscheid – Falke-
mich – Lorkenhöhe – Loope). – Dipl.-Arb. Univ. Köln: 55 S., 12 Abb., 1 Kt.; Köln. –
[Unveröff.]
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. – Z. dt.
geol. Ges., **77**: 226–234, 3 Abb.; Berlin.
- (1962): Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands. – Symp.-Bd. 2. internat.
Arb.-Tag. Silur/Devon-Grenze u. Stratigraphie Silur u. Devon, Bonn, Bruxelles 1960:
224–230, 4 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHMIDT, H., & TRUNKO, L. (1965): Die Basis des Givet im Bereich der Lenneschiefer. –
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 807–876, 8 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHMIDT, W.E. (1912): Die Beziehungen des alten Unterdevons zum Lenneschiefer im
südlichen Sauerlande und nördlichen Siegerlande. – Z. dt. geol. Ges., **63**: 135–138;
Berlin.
- (1926): Zur Stratigraphie der Siegener Schichten des Siegerlandes und des Sauerlan-
des. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**: 85–107, 1 Kt.; Berlin.
- SCHNEIDER, H. (1961): Die Grundwasserneubildung. – Bohrtechn. u. Brunnenb., **12**: 285–
292, 321–328, 358–368, 14 Abb.; Berlin.
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Kt., viele Tab.;
Düsseldorf (Min. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten, Land Nordrh.-Westf.).
- SCHRIEL, W. (1932): Vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Stellung der Wahnbach-
Schichten und der Bensberger Schichten des Bergischen Landes., – Jb. preuß. geol.
L.-Anst., **52**: 470–471; Berlin.
- (1933): Die Schichtenfolge und die Lagerungsverhältnisse im Gebiet der unteren
Agger und Sülz. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **145**: 4–40, 9 Abb.; Berlin.
 - (1936 a): Geologische Kartierung 1 : 25 000 Blatt 5010 Engelskirchen. 1 Kt., 1 Erl.-Ber.,
Aufnahmeber.; Krefeld. – (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
 - (1936 b): Das Unterdevon im südlichen Sauerlande und Oberbergischen. – Festschr.
60. Geburtst. H. STILLE: 1–21, 3 Abb.; Stuttgart (Enke).
 - (1949): Siegener Schichten und alte Tektonik im Bergischen Lande. – Z. dt. geol. Ges.,
101: 220–221; Hannover.
 - (1954): Erzführung und Tektonik im engeren Bensberger Erzbezirk. – N. Jb. Mineral.,
Abh., **86**: 275–307, 14 Abb., 2 Tab., 5 Beil.; Stuttgart.
- SCHRIEL, W., & GROSS, W. (1933): Zur Stratigraphie, Tektonik und Paläontologie des alten
Unterdevons im südlichen Bergischen Land. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **145**:
77 S., 25 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- SCHRÖDER, E. (1969 a), mit Beitr. von HERBERHOLD, H., & KAMP, H. VON, & SCHERP, A.:
Erläuterungen zu Blatt 5210 Eitorf. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **5210** Eitorf:
92 S., 12 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- (1969 b): Alter und Entstehung der rechtsrheinischen Troglflächen zwischen Agger
und Sieg. – Decheniana, **122**: 21–29, 3 Abb.; Bonn.
- SCHULZ, E. (1910): Das Verhältnis der Bleierzführung zur Zinkerzführung in den Gängen des
Bergreviers Deutz – Runderoth. – Glückauf, **46**: 269–278; Essen.

- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklijalablagerungen im Rhenoharzynikum. – Diss. Univ. Göttingen: 78 S., 15 Abb., 33 Tab.; Göttingen.
- SCHULZ-DOBRICK, B., & HEINRICHS, H., & WEDEPOHL, H. K. (1980): Terrestrial geochemistry of Cd, Bi, Tl, Pb, Zn and Rb. – *Geochim. cosmochim. Acta*, **44**: 1515–1533; Oxford, London, New York, Paris (Pergamon Press).
- SCHULTZ, G. (1960): Erläuterungen zur Kartierung des Meßtischblattes Engelskirchen 5010 (Raum zwischen Loope – Engelskirchen – Drabenderhöhe – Much – Lorkenhöhe – Loope). – Dipl.-Arb. Univ. Köln: 26 S., 2 Kt.; Köln. – [Unveröff.]
- SOLLE, G. (1956): Die Wattfauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **17**: 47 S., 7 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- SPRIESTERSBACH, J. (1925): Die Oberkoblenzer Schichten des Bergischen Landes und Sauerlandes. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **45**: 367–450, 1 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies und Fauna). – *Abh. Reichsamt Bodenforsch., N. F.*, **203**: 219 S., 19 Abb., 11 Taf.; Berlin.
- SPRIESTERSBACH, J., & FUCHS, A. (1909): Die Fauna der Remscheider Schichten. – *Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F.*, **58**: 81 S., 11 Taf.; Berlin.
- SPRIESTERSBACH, K. (1929): Vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Gliederung des engeren Bensberger Erzdistriktes. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.*, **1929**: 49–56; Stuttgart.
- STADLER, G. (1981): Teilprojekt Bensberger Blei-Zinkerzbezirk. – *Forsch.-Ber. R 210, Bundesbohrprogramm*: 102 S., 22 Abb., 8 Tab., 9 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Krefeld). – [Unveröff.]
- STAHL, W. (1971): Isotopen-Analysen an Carbonaten und Kohlendioxidproben aus dem Einflußbereich und der weiteren Umgebung des Bramscher Intrusivs und an hydrothermalen Carbonaten aus dem Siegerland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **18**: 429–438, 1 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- STEINMANN, G., & ELBERSKIRCH, W. (1929): Neue bemerkenswerte Funde im ältesten Unterdevon des Wahnbachtals bei Siegburg. – *Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf.*, **1928** (Sitz-Ber.): C1–74, 22 Abb., 2 Taf.; Bonn.
- STEHN, O. (1968): Zur Fossilformation im Rheinischen Schiefergebirge. – *Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf.*, **1928**: 31 S., 19 Abb.; Opladen (Westdt. Verl.).
- STOLTIDIS, I. (1968): Zur Geologie des Oberbergischen (Rheinisches Schiefergebirge, Bergisches Land). – *Dipl.-Arb. Univ. Köln, Tl. 1: Kartierung auf Blatt 5010 Engelskirchen (Südliche Hälfte, 1: 25 000)*: 51 S., 13 Abb., 1 Taf., 5 Kt.; *Tl. 2: Ostrakoden aus dem Unteren Ems des Oberbergischen*: 29 S., 9 Abb., 2 Taf.; Köln. – [Unveröff.]
- (1971): Ostrakoden aus dem Unterdevon des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Decheniana*, **124** (1): 1–38, 11 Abb., 5 Taf.; Bonn.
- THIENHAUS, R. (1940): Die Faziesverhältnisse im Südwestteil der Attendorner Mulde und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des bergisch-sauerländischen Mitteldevons. – *Abh. Reichsst. Bodenforsch., N. F.*, **199**: 77 S., 11 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- TUREKIAN, K. K., & WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **72**: 175–192, 2 Tab.; Boulder.

- WEDEPOHL, K. H. (1969 – 1978) [Hrsg.]: Handbook of Geochemistry. – 1: 442 S.; 2 (1–5); Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WERNICKE, F. A. (1957): Untersuchung und Bewertung von Zink-Blei-Erzlagerstätten im Bensberger Revier. – 309 S., 64 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1960): Beitrag zur Kenntnis des Bensberger Zink-Bleierz-Reviers. – N. Jb. Mineral., Abh., **93**: 257–323, 10 Abb., 8 Tab., 4 Beil.; Stuttgart.
- WINTERFELD, F. (1898): Der Lenneschiefer, geologische Studien des Bergischen Landes, I. – Z. dt. geol. Ges., **50**: 1–53, 3 Abb.; Berlin.
- (1909): Der Lenneschiefer, geologische Studien des Bergischen Landes, II. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **66**: 29–98, 1 Abb., 6 Taf.; Bonn.
 - (1912): Zur Lenneschieferfrage. – Z. dt. geol. Ges., **63**: 362–377; Berlin.
- WIRTH, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 403–420, 5 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- (1970): Eine tertiärzeitliche Karstfüllung bei Eisborn im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 577–588, 4 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – Forsch. dt. Landeskd., **104** (2): 47–54, 2 Abb.; Remagen/Rh. (B.-Anst. Landeskd.).
- ZELENY, V. (1912): Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt und seine Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgängen. – Arch. Lagerstättenforsch., **7**: 102 S., 8 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- ZIEGLER, W., & HILDEN, H. D., & LEUTERITZ, K. (1968): Die Neugliederung der ehemaligen Rimmert-Schichten im Ebbe-Sattel (Meßtischblatt Plettenberg). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 133–142, 1 Abb.; Krefeld.
- ZYGOJANNIS, N. (1967): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Strunde und Lennefe (Rheinisches Schiefergebirge, Bergisches Land) unter besonderer Berücksichtigung der Remscheider Schichten. – Dipl.-Arb. Univ. Köln, Tl. 1: Kartierung auf MTV 5009 Overath (Nördlicher Teil, M. 1:25 000 u. 1:10 000): 85 S., 21 Abb., 7 Taf., 1 Kt.; Tl. 2: Die Remscheider Schichten im Gebiet der oberen Sülz: 46 S., 24 Abb., 7 Taf., 2 Prof., 1 Kt.; Köln. – [Unveröff.]
- (1977): Die Remscheider Schichten im südlichen Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge). – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **21**: 164 S., 33 Abb., 5 Tab., 8 Taf.; Köln.
- ZYGOJANNIS, N., & PIERINI, K. U. (1974): Brackisch-marine Ablagerungen im Oberems (Remscheider Schichten) des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1974** (12): 724–746, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000. – Hersg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
- Blatt L 5110 Waldbröl (1978), Bearb. WIRTH, W.

- Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000; im Auftrage des Königl. Min. f. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb.; Berlin.
Section Siegen (1860), Bearb. DECHEN, H. VON [2. Aufl.]
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 5009 Overath (1982), Bearb. JUX, U., & SCHNEIDER, F. K.
Blatt 5011 Wiehl (1970), Bearb. GRABERT, H.
Blatt 5012 Eckenhagen (1972), Bearb. GRABERT, H., & HILDEN, H. D.
Blatt 5110 Ruppichterath (1979), Bearb. GRABERT, H.
Blatt 5210 Eitorf (1969), Bearb. SCHRÖDER, G.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, m. Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt Lindlar (1934), Bearb. DIETZ, C., & FUCHS, A.
Blatt Wahlscheid (1935), Bearb. SCHRIEL, W., & UDLUFT, H. [2. Aufl. (1977): Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Blatt 5109 Lohmar.]
- Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges (1926), 2 Blätter 1 : 200 000. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst., Bearb. PAECKELMANN, W.; Berlin.
- Hydrogeologie (1978). – Deutscher Planungsatlas, **1** (18): 1 Kt. 1 : 500 000, m. Erl. u. Leg. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500 000, m. Erl. – Hrsg. B.-Minist. Wirtsch.; Remagen.
Blatt Köln (1955), Bearb. PFEIFFER, D., & QUITZOW, H. W., & SCHRÖDER, E.
- Karte der Lagerstätten nutzbarer Mineralien in der Umgegend von Bensberg und Runderoth, umfassend Theile der Bergreviere Deutz, Runderoth & Brühl-Unkel, 1 : 20 000. – Hrsg. Königl. Oberbergamt Bonn.
Section I–VII (1882), Bearb. SCHNEIDER, A.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – 77 Kt., 10 Taf. m. Erl.; Offenbach (Dt. Wetterdienst).