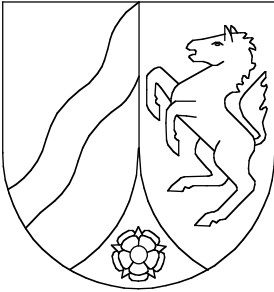


# Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



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

Erläuterungen

5110 Ruppichteroth





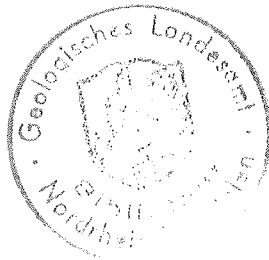
Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

# Erläuterungen zu Blatt 5110 Ruppichteroth

Von

HELLMUT GRABERT

Mit Beiträgen von HEINRICH VON KAMP, MANFRED REINHARDT,  
GERHARD STADLER, HERMANN VOGLER, WERNER WIRTH und MONIKA WOLF



Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1979

79. 1399

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	<b>5110</b> Ruppichteroth	120 S.	12 Abb.	8 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1979
-------------------------------------------	------	------------------------------	--------	---------	--------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

Herausgabe  
und Vertrieb:

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen,  
De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld

Bearbeiter:

Prof. Dr. H. GRABERT  
Dipl.-Geol. Dr. H. VON KAMP  
Dipl.-Geol. Dr. M. REINHARDT  
Dr. G. STADLER  
Dipl.-Geol. Dr. H. VOGLER  
Dipl.-Geol. Dr. W. WIRTH  
Dipl.-Geol. Dr. M. WOLF

Geologisches Landesamt  
Nordrhein-Westfalen  
De-Greiff-Straße 195  
4150 Krefeld

Druck:

Joh. van Acken, Krefeld

# Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Vorbemerkungen . . . . .	9
2. Geographischer Überblick . . . . .	10
3. Schichtenfolge . . . . .	13
3.1. Devon . . . . .	14
Unterdevon . . . . .	14
3.1.1. Siegen-Stufe . . . . .	14
3.1.1.1. Obere Siegener Schichten . . . . .	14
3.1.1.1.1. Wahnbach-Schichten (dsW) . . . . .	14
3.1.1.1.2. Odenspieler Schichten (dsO) . . . . .	18
3.1.2. Ems-Stufe . . . . .	22
3.1.2.1. Bensberger Schichten (Külbacher Schichten) (demB) . . . . .	22
3.1.2.2. Hauptkeratophyr . . . . .	25
3.1.2.3. Hohenhöfer Schichten einschließlich Remscheider Schichten (dem-de) . . . . .	26
3.1.2.3.1. Remscheider Schichten . . . . .	26
3.1.2.3.2. Hohenhöfer Schichten . . . . .	27
3.1.2.3.2.1. Untere Hohenhöfer Schichten . . . . .	29
3.1.2.3.2.2. Obere Hohenhöfer Schichten . . . . .	30
Mitteldevon . . . . .	32
3.1.3. Eifel-Stufe . . . . .	32
3.1.3.1. Hobräcker Schichten (deH) . . . . .	32
3.1.4. Sedimentation und Fazies im Devon . . . . .	36
3.2. Tertiär . . . . .	39
3.2.1. Verwitterungsdecke . . . . .	39
3.3. Quartär . . . . .	40
3.3.1. Pleistozän . . . . .	41
3.3.1.1. Verwitterungsdecke . . . . .	41
3.3.1.2. Terrassen . . . . .	42
3.3.1.2.1. Mittelterrasse (M) . . . . .	42
3.3.1.2.2. Niederterrasse . . . . .	42
3.3.1.3. Hang- und Hochflächenlehm („hg) . . . . .	44
3.3.1.4. Löß und Lößlehm („Lö) . . . . .	44
3.3.2. Holozän . . . . .	45
3.3.2.1. Ablagerungen in den Tälern (qh) . . . . .	45
3.3.2.2. Schwemmkegel . . . . .	46
3.3.2.3. Künstliche Aufschüttungen („y) . . . . .	46

	Seite
4. Gebirgsbau . . . . .	47
4.1 Bauelemente . . . . .	47
4.1.1. Schichtung und Faltung . . . . .	47
4.1.2. Klüftung und Schieferung . . . . .	49
4.1.3. Störungen . . . . .	49
4.1.3.1. Streichende Störungen . . . . .	50
4.1.3.2. Querstörungen . . . . .	50
4.1.3.3. Nord—Süd-Störungen . . . . .	50
4.2. Baueinheiten . . . . .	51
4.3. Inkohlungsverhältnisse (M. WOLF) . . . . .	54
5. Landschaftsgeschichte . . . . .	57
6. Nutzbare Lagerstätten . . . . .	59
6.1. Erze (H. GRABERT & G. STADLER) . . . . .	59
6.1.1. Eiseherz . . . . .	59
6.1.2. Buntmetallerz . . . . .	61
6.2. Steine und Erden (H. VÖGLER) . . . . .	64
6.2.1. Kalkstein . . . . .	64
6.2.2. Sandstein . . . . .	65
6.2.3. Sand und Kies . . . . .	66
6.2.4. Lehm . . . . .	67
7. Hydrogeologie (H. VON KAMP) . . . . .	69
7.1. Oberirdische Gewässer . . . . .	69
7.2. Unterirdische Gewässer (Grundwasser) . . . . .	69
7.2.1. Kluftgrundwasserleiter (Festgesteine) . . . . .	70
7.2.1.1. Grundwasser in Kalkgesteinen . . . . .	71
7.2.1.2. Grundwasser in klastischen Festgesteinen . . . . .	71
7.2.2. Porengrundwasserleiter (Lockergesteine) . . . . .	71
7.2.3. Quellen . . . . .	72
7.3. Faktoren der Grundwasserneubildung . . . . .	72
7.3.1. Morphologie, Böden, Bodennutzung . . . . .	73
7.3.2. Niederschläge . . . . .	73
7.3.3. Trockenwetterabfluß . . . . .	75
7.4. Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung . . . . .	75
7.5. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers . . . . .	76
7.6. Wassergewinnung und Wasserreserven . . . . .	77
7.7. Schutz des Grundwassers . . . . .	77

	Seite
8. Ingenieurgeologie (M. REINHARDT)	81
8.1. Unterdevonischer Felsuntergrund	81
8.2. Mitteldevonischer Felsuntergrund	84
8.3. Quartärzeitliche Lockergesteinsdecke	85
8.4. Allgemeine Hinweise	87
9. Böden (W. WIRTH)	89
9.1. Bodeneinheiten	89
9.1.1. Terrestrische (grundwasserfreie) Böden	89
9.1.1.1. Braunerde	89
9.1.1.1.1. Braunerde geringer Entwicklungstiefe	94
9.1.1.1.2. Braunerde mittlerer bis großer Entwicklungstiefe	95
9.1.1.1.3. Braunerde großer bis sehr großer Entwicklungstiefe	97
9.1.1.2. Parabraunerde	97
9.1.1.3. Pseudogley	98
9.1.1.4. Braunerde-Pseudogley	99
9.1.2. Semiterrestrische Böden (Grundwasserböden)	99
9.1.2.1. Brauner Auenboden	99
9.1.2.2. Gley und Naßgley	102
9.1.3. Organogene Böden (Moore)	103
9.2. Fossile Boden- und Verwitterungsbildungen	103
9.2.1. Tertiärzeitliche Relikte	104
9.2.2. Pleistozäne Bildungen	105
9.3. Nutzung der Böden	106
10. Verzeichnis der Schriften und Karten	111

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 1 Lage des Blattgebietes . . . . .	13
Abb. 2 <i>Prototaxites</i> sp. aus den Wahnbach-Schichten . . . . .	16
Abb. 3 Kompakte Sandsteinbänke der Odenspieler Schichten . . . . .	19
Abb. 4 Richtprofil im südlichen Bergischen Land für den unter-/mitteldevonischen Grenzbereich . . . . .	28
Abb. 5 Muldenschluß im Schönenberger Sandstein . . . . .	35
Abb. 6 Mittelterrassen-Schotter an der Mänderschleife des Bröltales bei Schloß Herrenstein . . . . .	43
Abb. 7 Tektonische Baueinheiten . . . . .	48
Abb. 8 Tektonik und Gangbildung der Grube Nikolaus- Phönix . . . . .	62
Abb. 9 Kalkofen bei Herrenbröl . . . . .	66
Abb. 10 Bodenkundliche Übersicht . . . . .	90/91
Abb. 11. Typische Bodenprofile . . . . .	92
Abb. 12 Durchschnittliche Bodenwertzahlen . . . . .	109

Verzeichnis der Tabellen	
Tab. 1 Klimaelemente . . . . .	11
Tab. 2 Ergebnisse der Reflexionsmessungen . . . . .	55
Tab. 3 Abflußverhältnisse des Brölbaches am Pegel Bröl . . . . .	70
Tab. 4 Monatliche Niederschlagssummen der Station Bröleck im Wasserwirtschaftsjahr . . . . .	74
Tab. 5 Grundwasseranalysen . . . . .	78/79
Tab. 6. Chemische und physikalische Daten von charakteristischen Bodenprofilen . . . . .	100/101
Tab. 7 Nutzung der Böden . . . . .	107
Tab. 8 Landwirtschaftliche Nutzung . . . . .	107

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage
Tafel 1 Karte der Steine und Erden 1 : 50 000
Tafel 2 Hydrogeologische Karte 1 : 50 000

## 1. Vorbemerkungen

Die geologische Aufnahme des Blattgebietes 5110 Ruppichteroth war im wesentlichen im Jahr 1967 durch E. SCHRÖDER abgeschlossen worden. Sie fand in enger Zusammenarbeit mit Mitarbeitern des Geologischen Institutes der Universität Bonn statt, die ungefähr zur gleichen Zeit — angeregt durch E. SCHRÖDER — eine Gliederung der mitteldevonischen Schichten innerhalb der Ruppichterother Mulde betrieben (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965). E. SCHRÖDER verstarb im Jahr 1968, bevor er den entsprechenden Erläuterungstext verfassen konnte. Seit dieser Zeit liegt das geologische Blatt Ruppichteroth als Manuskript im Archiv des Geologischen Landesamtes. Das Fehlen eines Erläuterungstextes machte eine Bearbeitung notwendig und so konnte die Herausgabe der GK 25 Ruppichteroth nicht im Anschluß an das von SCHRÖDER (1969 a) bearbeitete Blatt 5210 Eitorf, wie der Autor es damals plante, erfolgen.

Während die Stratigraphie der mitteldevonischen Schichten innerhalb der Ruppichterother Mulde weitgehend geklärt werden konnte, kann die Gliederung des Unterdevons nur unter Vorbehalt als einigermaßen sicher angesehen werden; das gilt insbesondere für die Siegen/Ems-Grenze und damit auch für die Stellung der Odenspieler Schichten. Zwar haben in neuerer Zeit Mitarbeiter des Geologischen Institutes der Universität Köln wesentliche Beiträge zur Stratigraphie des Mittel- und Unterdevons im Bergischen Land geliefert (JUX 1971, ZYGOJANNIS 1971, TILLMANN 1978, EDALAT 1974, HAMID 1974), mit denen auf den nördlich anschließenden Blättern Overath und Engelskirchen die Kenntnisse über das Unterdevon vorangetrieben werden konnten, die aber andererseits auch zeigten, daß eine befriedigende Zuordnung einzelner Schichten noch lange auf sich warten lassen wird. So erschien es vertretbar, an der Darstellung von E. SCHRÖDER festzuhalten, diese aufgrund der vorliegenden Kenntnisse zu modernisieren und ohne wesentliche Geländearbeit zum Druck vorzubereiten.

Die Kapitel Tertiär und Quartär dieser Erläuterungen (Kap. 3.2. u. 3.3.) wurden in Anlehnung an die von W. WIRTH für die Erläuterungen zu Blatt 5111 Waldbröl verfaßte Beschreibung dieser Formationen (WIRTH in GRABERT 1979) entworfen.

## 2. Geographischer Überblick

Das Blattgebiet liegt im südbergischen Bergland (BRINKMANN & MÜLLER-MINY 1965, FEY 1974). Der Oberbergische Kreis greift nur mit wenigen Quadratkilometern von Nordosten auf das Blattgebiet über, den weitaus größten Teil nimmt der Rhein—Sieg-Kreis ein. Bei der 1932 erfolgten Vereinigung der alten Landkreise Gummersbach und Waldbröl zum Oberbergischen Kreis wurden vom erstgenannten die südlich der Wasserscheide zwischen dem Bröltal und der Sieg gelegenen Gemeinden Rosbach und Dattenfeld (heute zur Gemeinde Windeck zusammengeschlossen) abgetrennt und dem ehemaligen Kreis Siegburg (heute Rhein—Sieg-Kreis) zugeschlagen. Der Rhein—Sieg- und der Oberbergische Kreis gehören zum Regierungsbezirk Köln.

Die **Geländegestaltung** ist von den vorherrschenden Festgesteinen und untergeordnet auch von den auflagernden geringen Lockersedimenten sowie von der geologischen und meteorologischen Entwicklung abhängig. So macht sich die Ruppichterother Mulde, welche aus weichen Gesteinen mit wasserlöslichen Kalksteineinschaltungen besteht, auch morphologisch als Senke gegenüber den härteren und daher der Verwitterung widerstandsfähigeren Gesteinen seiner Umrahmung bemerkbar. Allgemein jedoch ist eine weitergehende Differenzierung im Relief nicht vorhanden.

Die Höhen des Südbergischen Berglandes liegen zwischen +160 m NN im Westen und +400 m NN im Osten. Die höchsten Erhebungen des Blattgebietes befinden sich im Bereich des Nutscheid-Kammes, der hier die lokale Wasserscheide zwischen dem Tal des Waldbrölbaches und dem Siegtal bildet; dort ist mit +318,8 m NN die höchste Erhebung des Blattgebietes zu verzeichnen. Knapp unter +100 m NN liegt der tiefste Punkt dort, wo der Brölbach im Südwesten das Blattgebiet verläßt.

Das **Gewässernetz** wird vom Brölbach beherrscht, der bei Bröleck den Waldbrölbach aufnimmt. Den Nordwesten des Gebietes entwässert der Wahnbach, der — außerhalb des Blattgebietes — ebenfalls in den Brölbach mündet. Das Bett des Wahnbaches liegt rund 50 m tiefer als das Bröltal.

Das Blattgebiet liegt vollständig im Einzugsbereich der Sieg. Der südöstliche Teil zwischen Niederrieferath und Plackenhohn entwässert über kleinere Nebenbäche direkt in die Sieg. Aus dem größten Teil des Blattgebietes fließt das Niederschlagswasser über den Bröl- und Waldbrölbach zur Sieg. Der Nordwesten wird vom Einzugsbereich des Wahnbaches eingenommen.

Im Blattgebiet beträgt das Einzugsgebiet des Wahnbaches rund 17,5 km<sup>2</sup>; das unmittelbar zur Sieg entwässernde Gebiet im Süden umfaßt rund 25,5 km<sup>2</sup>. Der weitaus größte Teil mit rund 67 km<sup>2</sup> entwässert zum Brölbach und zum Waldbrölbach.

Der Brölbach tritt von Norden kommend bei Friedenthal bei etwas mehr als +185 m NN in das Blattgebiet ein und verläßt es im äußersten Südwesten in der Nähe der Süßmosterei



bei rund +81 m NN. Bei einer Höhenlage von rund +170 m NN erreicht der Waldbrölbach östlich von Ruppichter Roth das Blattgebiet. Er mündet bei Bröleck bei +119 m NN in den Brölbach. Der Wahnbach tritt bei Loßkittel von Norden in das Blattgebiet bei einer Höhe von +190 m NN über und verläßt es an der Häusermühle bei rund +145 m NN.

Der Waldbrölbach folgt von Osten kommend bis Ahe dem Grenzbereich zwischen Unter- und Mitteldevon, um dann in Mäandern bei Schönenberg die Ruppichterother Mulde zu queren. Der Brölbach fließt bis Bröleck querschläggig zum Gebirge und folgt dann ungefähr dem Schichtenstreichen bis westlich Schreckenberges. Danach durchbricht der Brölbach das Gebirge in südlicher Richtung. Bei Herrenstein und in der südwestlichsten Ecke des Blattbereiches (an der Süßmosterei) westlich des Rennenberges hat der Brölbach Umlaufberge erzeugt.

Die größeren Nebenbäche im Blattgebiet fließen im allgemeinen im Schichtenstreichen des Gebirges (z.B. Dehren-, Wend- und Wahnbach). Sie folgen damit auch der allgemeinen Abdachung des Gebirges nach Westen. Hauptsächlich kleine Nebenbäche, wie zum Beispiel Horbacher, Wersch- und Dreisbach haben sich bevorzugt in Nord—Süd- und Nordwest—Südost-Richtung in das Gebirge eingegraben. Sie haben ihr Bett den quer-

Tabelle 1  
Klimaelemente

	Werte	Beobachtungs- periode
mittlere Niederschlagsmenge (mm)	980	1891 — 1930
maximale Niederschlagsmenge (mm)	1730	1891 — 1930
minimale Niederschlagsmenge (mm)	780	1891 — 1930
mittlere Niederschlagsmenge in der Vegetationsperiode (Mai — Juli) (mm)	255	1891 — 1930
mittlere Zahl der Tage mit mindestens 0,1 mm Niederschläge pro Jahr sowie in der Vegetationsperiode von Mai — Juli	204 46	1891 — 1930
mittlere Zahl der Tage mit mindestens 10 mm Niederschläge pro Jahr sowie in der Vegetationsperiode von Mai — Juli	26 7	1891 — 1930
mittlere Zahl der Tage mit Schneefall	70	1891 — 1930
mittlere Zahl der täglichen Sonnenscheinstunden	3,7	1891 — 1930
mittlere Zahl der sonnenscheinlosen Tage	100	1891 — 1930
mittlere Zahl der Sommertage (Maximum über 25° C)	17	1891 — 1930
mittlere Dauer der frostfreien Zeit (Tage)	170	1891 — 1930
Maximum der Lufttemperatur (° C)	35	1891 — 1930
Minimum der Lufttemperatur (° C)	- 20	1891 — 1930
mittlere Zahl der Frosttage (Minimum unter 0° C)	95	1896 — 1911
mittlere Zahl der Eistage (Maximum unter 0° C)	25	1896 — 1911
maximale relative Luftfeuchtigkeit im Dezember (%)	85	1896 — 1911
minimale relative Luftfeuchtigkeit im April (%)	30	1896 — 1911

schlägig oder diagonal zu den Faltenachsen verlaufenden Störungs- und Kluftrichtungen angepaßt. Die Quellbäche weisen im allgemeinen eine dendritische Verästelung auf.

Das Klima des Blattgebietes entspricht dem eines flachwelligen, zentral gelegenen Hügellandes, das durch den Wechsel von rasch durchziehenden Tief- und Hochdruckgebieten gekennzeichnet ist. Bei diesen Bewegungen werden Luftmassen von der See aus westlichen Richtungen herbeigeführt, die im Sommer relativ kühl und im Winter relativ mild sind. Die beständige Wetter bringende Ostwetterlage ist selten, sie umfaßt nur rund 50—60 Tage pro Jahr. Die feuchtigkeitsreiche Seeluft verliert beim Vordringen nach Osten ihre Sättigung und regnet sich an den höher gelegenen rechtsrheinischen Mittelgebirgskämmen ab, so daß eine Zunahme der Niederschlagsmengen von Westen nach Osten zu verzeichnen ist. Besonders markante Höhenzüge verwischen diesen Trend und bilden lokale Niederschlagsmaxima; dies gilt auch besonders für den Kamm des Nutscheids. Darüber hinaus haben sich im jahreszeitlichen Rhythmus ein Hauptmaximum im Dezember/Januar und ein Nebenmaximum im Juli herausgebildet.

Ungefähr parallel mit der Zunahme der Niederschläge nach Osten läuft eine Abnahme der Lufttemperatur, wobei auch hier wieder örtliche Faktoren eine Rolle spielen. Die mittlere Jahrestemperatur schwankt zwischen 8,5° C in den Tälern und 7,5° C auf den Höhen.

Eine Schneedecke kann im Blattgebiet an 60—180 Tagen des Jahres angetroffen werden; sie bildet sich schon Ende November/Anfang Dezember aus und verschwindet Ende März (BRINKMANN & MÜLLER-MINY 1965). Weitere Klimawerte sind Tabelle 1 zu entnehmen.

Die Verkehrswege folgen meist den Tälern. Die wichtigste Straße, die Bundesstraße, verbindet Köln mit Olpe und Siegen und verläuft durch das Waldbröltal. Auf dem Kamm des Nutscheids ist eine Schnellstraße geplant.

Bahnstrecken werden im Blattgebiet nicht mehr betrieben. Die private Bröltalbahn von Hennef nach Waldbröl mit einem Anschluß von dort über Homburg/Bröl nach Bielstein im Wiehltal hat den Schienenverkehr eingestellt; die Strecken werden nur noch durch Busse bedient.

### 3. Schichtenfolge

Das Gebiet des Blattes Ruppichterorth schließt sich nördlich an das von SCHRÖDER (1969 a) bearbeitete Blatt 5210 Eitorf an. Auch dort stehen — von neozoischen Bildungen abgesehen — nur devonische, ausschließlich unterdevonische Schichten an. Vergleichbare Schichten streichen im Nordteil des Blattes Ruppichterorth zutage, wo sie, besonders im Bereich des anschließenden Blattes 5010 Engelskirchen, den Flankenbereich des Overather Sattels bilden. Zwischen diesen beiden Unterdevon-Gebieten erstreckt sich das Mitteldevon der Ruppichterother Mulde, von dem der untere Teil, die Eifel-Stufe, in dem breiten, wenig gestörten Synklinorium eingemuldet und daher erhalten geblieben ist (Abb. 1). Eine direkte Verbindung zur Waldbröler Mulde, die sich im Streichen nach Nordosten anschließt, besteht nicht; zwischen beiden Mulden streichen im Bereich der Benrother Querzone unterdevonische Schichten zutage aus.

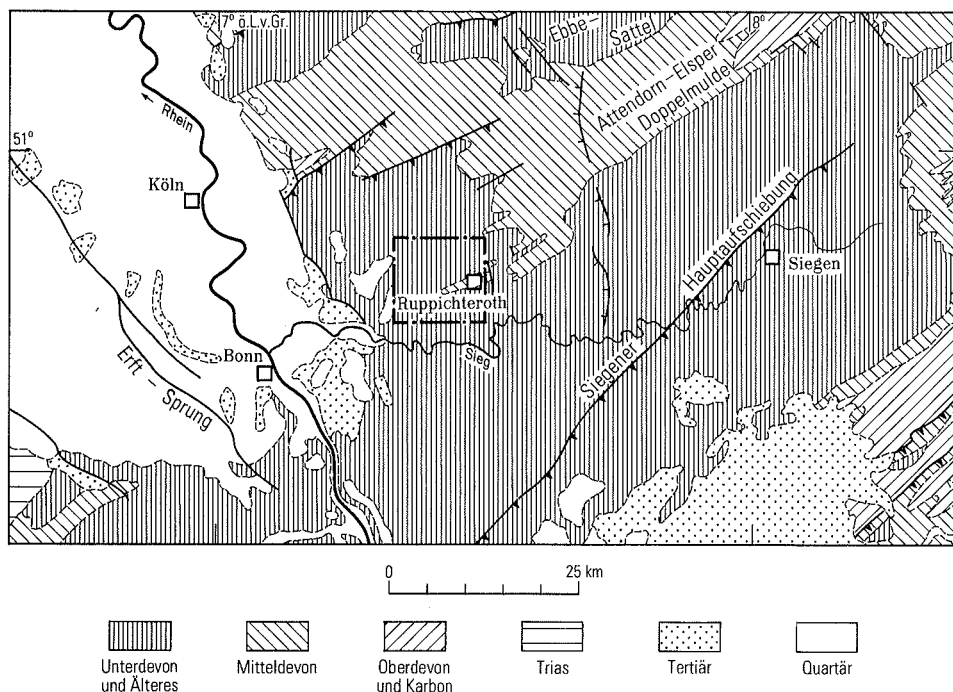


Abb. 1. Lage des Blattgebietes

## **3.1 Devon**

### **Unterdevon**

Unterdevon-Alter ist im Blattgebiet nur für die Grenzsichten zum Mitteldevon belegt. Am Sportplatz von Schönenberg ist eines der durchgehenden Profile aufgeschlossen, wo ein kontinuierlicher Übergang aus den unter- in die mitteldevonischen Schichten mit Fossilien nachgewiesen ist (ZYGOJANNIS 1971). Die unterlagernden älteren Schichten können anhand ihrer Sporenführung (EDALAT 1974) als Ems eingestuft werden und die noch älteren aufgrund der Fauna von Unkelmühle an der Sieg (TK 25: 5211 Weyerbusch; vgl. DAHMER 1936, SCHRÖDER 1969 a, JUX 1971, TILLMANN'S 1978) nicht älter als Obere Siegener Schichten sein. Das Siegen-Alter dieser Ablagerungen ist im Blattgebiet nicht eindeutig nachzuweisen (SPRIESTERSBACH 1929, SCHRIEL 1936, auch SCHRIEL 1954). Die Gliederung der unterdevonischen Schichten muß daher weitgehend nach lithologischen Kennzeichen erfolgen (RICHTER 1927). Das auf dem südlich anschließenden Blatt 5210 Eitorf ausgeschiedene Mittelsiegen (SCHRÖDER 1969 a) taucht vor der Blattgrenze unter jüngere Schichten unter und erscheint nicht mehr im Blattgebiet.

#### **3.1.1. Siegen-Stufe**

##### **3.1.1.1. Obere Siegener Schichten**

Die Oberen Siegener Schichten werden in zwei Schichtenfolgen unterteilt, wobei die Hauptmasse von den Wahnbach-Schichten eingenommen wird und nur eine meist geringmächtige, gelegentlich und örtlich mächtiger werdende sandsteinreiche Folge zuoberst der Oberen Siegener Schichten als Odenspieler Schichten ausgeschieden werden kann.

Als Äquivalent der Odenspieler Schichten (einschließlich liegender und hangender Schichtenabschnitte) sind von SCHRÖDER (1969 a) die Winterscheider Schichten aufgestellt worden. Sie sind durch eine reiche Tonsteinführung ausgezeichnet und ähneln den unterlagernden Wahnbach-Schichten. Ihrer ungenauen Definition wegen werden diese Winterscheider Schichten nicht mehr ausgeschieden. Die nachfolgenden Bensberger oder auch Külbacher Schichten (vgl. hierzu GRABERT & HILDEN 1969) gehören hingegen zur Ems-Stufe; ihr charakteristisches Leitgestein sind rot gefärbte Sedimente.

##### **3.1.1.1.1. Wahnbach-Schichten (dsW)**

Der Name Wahnbach-Schichten geht auf STEINMANN & ELBERSKIRCH (1929) zurück, die im unteren Wahnbachtal des Blattgebietes 5109 Lohmar (alter Blattname Wahlscheid) eine reichhaltige Unterdevon-Flora gefunden haben. Zwar wurde damals zuerst ein höheres Alter (Untere Siegen-Stufe/Gedinne-Stufe) angenommen, doch ist das Obersiegen-Alter der Wahnbach-Schichten seit SCHRIEL (1931) nicht mehr umstritten.

Die Wahnbach-Schichten entsprechen ungefähr den Eitorfer Schichten (RICHTER 1921) und der Klafelder Folge (LUSZNAT 1968) des Siegerlandes.

**Gesteine:** Die Wahnbach-Schichten setzen sich vorwiegend aus dunkelgrauen Tonsteinen zusammen, in denen in wechselnder Stärke und Häufigkeit blaugraue Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Ton- und Sandsteine haben einen hohen Anteil an schluffigem Korn, verwittern bräunlich, nehmen gelegentlich auch eine olivgrüne Farbe an und zeigen als typische Sedimentationsmerkmale langgestreckte, spitzwinklig aufeinanderzulaufende Schichtflächen; eine stärkere Kreuzschichtung ist selten, doch gelegentlich — besonders in den sandigen Sedimenten — vorhanden.

Die Sonderung des Korns ist im allgemeinen schlecht, tonig-schluffige Feinsandsteine überwiegen daher. Eine Bankung im Dezimeterbereich, selten über 1 m hinausreichend, ist die Regel. Die in den Steinbrüchen abgebauten "Grauwacken" bestehen meist aus schluffigen Feinsandsteinen bis feinsandigen Schluffsteinen; das Mittelkorn ist selten, Konglomerate fehlen ganz. Diese Gesteine dokumentieren bewegte und abwechslungsreiche Sedimentationsbedingungen, wie sie in einem Mündungsbereich großer, in das Meer sich ergießender Ströme vorherrschen. Der Fluß baut dabei einen großen Deltakörper auf, in dem die Sedimente ständig umgelagert werden (vgl. hierzu Kap. 3.1.4.).

**Flora und Fauna:** Die von der Typlokalität der Wahnbach-Schichten bekanntgewordene reiche Flora und Fauna (STEINMANN & ELBERSKIRCH 1929) ist in dieser Fülle im Blattgebiet nicht wieder bekannt geworden. Neben dem stratigraphisch nichts aussprechenden Pflanzenhäcksel, der sich gern bei unruhiger Sedimentation, insbesondere in den Wellentälern von Rippelmarken, anreichern kann, sind vereinzelt gut erhaltene Pflanzen gefunden worden. So war an dem stehengebliebenen Felsen des ehemaligen Steinbruchs an der Brölbach-Schleife im äußersten Südwesten des Blattgebietes (R 94 110, H 30 330) ein gut 70 cm langer Stamm der Alge *Prototaxites* (Abb. 2) aufgeschlossen; das Vorkommen ist leider nicht mehr vorhanden.

Die wenigen anderen Pflanzen, die aus Oberen Siegener Schichten mitgeteilt worden sind, stammen aus den jüngeren Odenspieler Schichten (vgl. Kap. 3.1.1.2.). Diese Floren sind jedoch der aus den Wahnbach-Schichten des unteren Wahnbachs sehr ähnlich, so daß die Frage diskutiert wird, "ob die Odenspieler Grauwacke lediglich als stark klastische Fazies der Wahnbach-Schichten aufzufassen sind" (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965: 452). Auch der oben erwähnte *Prototaxites*-Fund stammt aus sehr hohen Partien der Wahnbach-Schichten.

Eine Fauna, wie sie im unteren Wahnbachtal gefunden worden ist (STEINMANN & ELBERSKIRCH 1929, SCHRIEL 1933), konnte in den Wahnbach-Schichten des Blattgebietes nicht nachgewiesen werden. Es scheint, daß hier der Einfluß des unterdevonischen Deltakörpers (JUX 1971) einer Sedimentation fossiler Organismen nicht förderlich war. Auf die ökologische Bedeutung der südlich des Blattgebietes bei Unkelmühle an der Sieg nachgewiesenen sehr reichen Fauna (DAHMER 1936, JUX & STRAUCH 1965, SCHRÖDER 1969 a) sei hier nur verwiesen.

**Abgrenzung, Verbreitung und Mächtigkeit:** Das Liegende der Wahnbach-Schichten ist im Blattgebiet nicht aufgeschlossen. Im südlich anschließenden Blattgebiet 5210 Eitorf wird die Folge von feinstreifigem, bänderigem und flaserigem Tonstein mit hellen Feinsandeinschaltungen unterlagert, die von SCHRÖDER (1969 a) als Mittelsiegen bezeichnet werden. Eine beweiskräftige Fauna ist dort nicht gefunden worden,

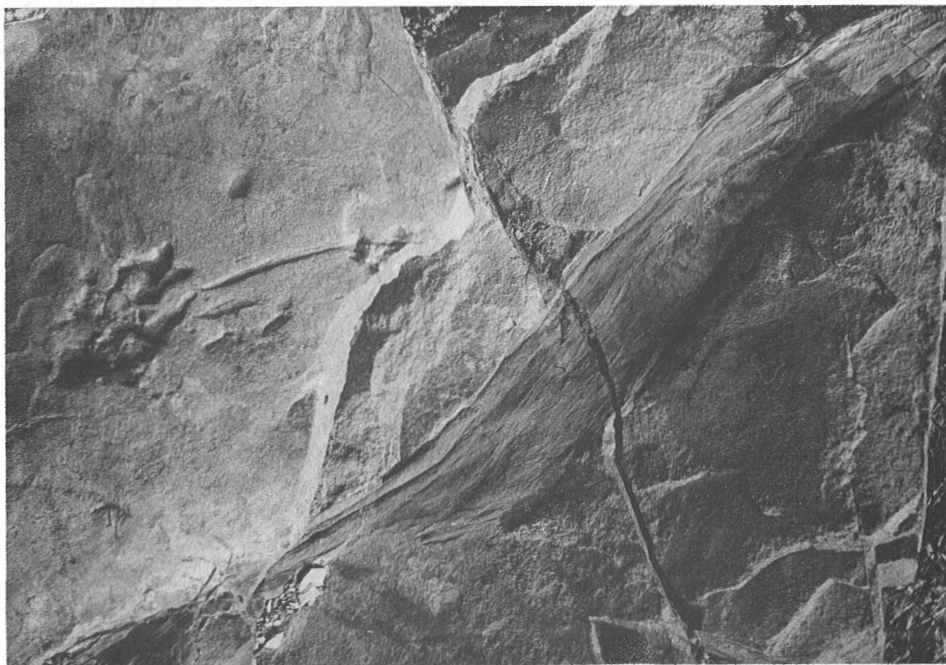


Abb. 2. *Prototaxites* sp. aus den Wahnbach-Schichten (Felsnase im ehemaligen Steinbruch an der Brölbachschleife im äußersten Südwesten des Blattgebietes, R 94 110, H 30 330)

jedoch in ähnlichen Schichten des Blattgebietes 5310 Asbach, so daß ein Mittelsiegen-Alter dieser Schichten bei Eitorf wahrscheinlich ist; das Mittelsiegen von Eitorf tritt dort im Aueler Sattel auf.

Über den Wahnbach-Schichten liegen örtlich mächtige Sandsteinpakete, die den Odenspieler Schichten zugerechnet werden, vielfach liegen aber auf den Wahnbach-Schichten direkt die Bensberger (Külbacher) Schichten auf. So ist die Hangendgrenze der Wahnbach-Schichten entweder gegeben durch die erste größere Sandsteinbank der Odenspieler Schichten oder durch rotschieferführende Tonsteine der Bensberger (Külbacher) Schichten. Andererseits muß aber auch angenommen werden, daß den Bensberger (Külbacher) Schichten (oder Teilen von ihnen) primär die sie charakterisierenden Rotschiefereneinschaltungen fehlen können. Eine erste Andeutung auf rotschieferfreie Sedimente unteremsischen Alters machte SCHRÖDER (1969 a) bei der Aufstellung seiner Winterscheider Schichten. SCHRÖDER schied im Blattgebiet 5210 Eitorf über den Wahnbach-Schichten noch die Winterscheider Schichten aus, die er zwar in ihrer Hauptmasse als Äquivalente der Odenspieler Schichten auffaßte, für die er aber offenließ, ob nicht Teile von ihnen schon der Ems-Stufe zuzurechnen wären. Er stützte sich bei der Annahme des Siegen-Alters auf die Fauna von Unkelmühle in dem Blattgebiet 5211 Weyerbusch, die nach DAHMER (1936) ein Siegen-Alter besitzt, doch kommen für diese Fundstelle nach dem

Faltenbild kaum Winterscheider Schichten infrage, wie es SCHRÖDER (1969 a) angenommen hat. Der Fundpunkt Unkelmühle gehört in die Wahnbach-Schichten, die zweifellos ein Obersiegen-Alter besitzen (JUX & STRAUCH 1965, TILLMANN 1978).

Aus diesen und anderen Gründen muß auf den weiteren Gebrauch des Begriffes der Winterscheider Schichten verzichtet werden (vgl. hierzu auch Kap. 3.1.1.1.2.).

Die Fazies der Wahnbach-Schichten beschränkt sich nicht allein auf das Blattgebiet, sondern erstreckt sich über die gleichaltrigen Schichten benachbarter Gebiete. Im östlichen Teil des Oberbergischen Landes gehen die Wahnbach-Schichten in die Fazies der Klafelder Folge (LUSZNAT 1978, VÖGLER 1968) beziehungsweise die der Nosbacher Bänderschiefer und der Frohnenberger Tonschiefer über (GRABERT & HILDEN 1969, 1972).

Die Wahnbach-Schichten besitzen weitgehend einen lagunären Charakter; die vielen und oft gut erhaltenen Pflanzen deuten das an (u.a. STEINMANN & ELBERSKIRCH 1929). Die ihnen entsprechenden Frohnenberger Tonschiefer und Nosbacher Bänderschiefer sind zwar ebenfalls noch als küstennahe, jedoch nicht mehr lagunäre Sedimente anzusprechen. Die Klafelder Folge liegt noch küstenferner und ist im Bereich eines großen Deltafächers sedimentiert worden. Erst in den Herdorfer Schichten erreicht der zwar noch küstennahe, jedoch dem offenen Meer stärker zugewandte Obersiegen-Sedimentationsraum einen vollen marinen Einfluß, der sich in einer vielgestaltigen Fauna aus Brachiopoden, Trilobiten, Muscheln und Seesternen dokumentiert. Ob der Ablagerungsraum der lagunären Wahnbach-Schichten und der noch küstennahen Frohnenberger Ton- beziehungsweise Nosbacher Bänderschiefer vom "offenen" Meer durch eine Untiefenzone, welche möglicherweise den späteren Morsbach—Müsener-Schollensattel (BOSUM et al. 1971: Abb. 2) vorzeichnete, muß offengelassen werden.

Die Mächtigkeit der Wahnbach-Schichten im Blattgebiet ist wegen der unbekannten Liegendgrenze nicht anzugeben. Für das südlich anschließende Blattgebiet 5210 Eitorf gibt SCHRÖDER (1969 a: 24) einen Betrag von 2500—3000 m an. Es spricht nichts dagegen, auch für das Blattgebiet Ruppichterath eine ähnlich große Mächtigkeit für die Wahnbach-Schichten anzunehmen.

**Aufschlüsse:** Obwohl die Gesteine der Wahnbach-Schichten weit verbreitet sind, finden sich gute Aufschlüsse selten. Einblick in den Gesteinsaufbau bieten daher meist nur die Steinbrüche, Wegböschungen und Klippen in den vorwiegend zur Sieg hin entwässernden Tälern südlich des Nutscheid-Kammes, insbesondere im Rieferather Bachtal

— R 05 240, H 32 170: Sandsteineinschaltung

— R 05 230, H 31 740: vorwiegend Tonstein

— R 05 300, H 31 200: stärkere Verfaltung

— R 04 620, H 32 250: Sandsteinbank in Sattelstellung

und im Rottersbacher Tal bei Kreisfeld

— R 03 750, H 30 900: Sandsteinklippen in der Böschung

— R 04 150, H 31 050: Steinbruch in einer sandsteinreichen Zone

### 3.1.1.1.2. Odenspieler Schichten (dsO)

Der namensgebende Ort Odenspiel liegt im Blattgebiet 5012 Reichshof (alter Blattname Eckenhagen); die Schichten wurden von DENCKMANN (1909) als Odenspieler Grauwacke erstmals ausgeschieden. DENCKMANN glaubte jedoch, daß diese sandsteinreiche Folge älteren Schichten angehöre ("Grauwacke von Odenspiel" als Horizont 1 seiner Gliederung der Siegen-Schichten). Erst viel später erkannte W.E. SCHMIDT (1926: 88—89), daß diese Sandsteine das jüngste Glied der Siegener Schichten darstellten und eher dem Horizont 6 der Gliederung DENCKMANNs zuzuweisen sind.

Die Gesteine entsprechen keineswegs der neueren Definition einer Grauwacke (vgl. hierzu SCHERP 1963) und sind vielmehr als Sandsteine zu bezeichnen. Der Name Odenspieler Grauwacke ist daher besser in Odenspieler Schichten umzuwandeln, wie es auch schon UDLUFT (1939) für das westlich anschließende Blattgebiet 5109 Lohmar (alter Blattname Wahlscheid) vorgenommen hat.

**Gesteine:** Fein-, selten mittelkörnige, jedoch nie grobkörnige Sandsteine von meist blaugrauer, im angewitterten Zustand braungrauer Farbe beherrschen diesen Schichtenkomplex. Die Sandsteine sind fein- bis mittelbankig und selten plattig entwickelt (Abb. 3). Ihre Schichtflächen sind häufig mit Glimmer belegt. Der durchschnittliche Mineralgehalt besteht zu zwei Drittel aus Quarz, Feldspat und Schwermineralen, wobei der Feldspatanteil gelegentlich so hoch (über 10%) werden kann, daß der Sandstein eher einer Arkose entspricht. Ungefähr ein Viertel der Gesteinsminerale setzt sich aus Tonbestandteilen zusammen, die diagenetisch zu Illit-Sericit und Chlorit umgewandelt sind. Das Bindemittel besteht überwiegend aus kieseligen, teilweise auch ankeritischen Mineralen. Der Tonanteil liegt meist fein verteilt in der Grundmasse.

Zwischen den Sandsteinen sind dunkelgraue Schluff- und Sandsteinlagen unterschiedlicher Mächtigkeit eingeschaltet. Sie werden im Gebiet der geschlossenen Sandsteinverbreitung im allgemeinen nicht viel mächtiger als 1 m, nehmen aber zum Beispiel südlich des Waldbrölbaches immer mehr zu und gehen dann in Gesteine über, die SCHRODER (1969 a: 17,25) als Winterscheider Schichten benannt hat.

**Fauna und Flora:** Die Odenspieler Schichten lieferten bisher nur Fischreste und eine Flora, die sich von der der Wahnbach-Schichten nicht wesentlich abhebt und somit keine verbindlichen Rückschlüsse auf ihr stratigraphisches Alter gestattet. Immerhin haben aber neue Arthrodiren-Funde aus den Sandsteinen am Locus typicus von Odenspiel, im Steinbruch Jäger (TK 25: 5012 Reichshof), die Vermutung aufkommen lassen, daß die höheren Teile der Odenspieler Schichten schon der unteren Ems-Stufe zugerechnet werden könnten (vgl. JUX & MANZE 1974). Östlich von Derscheid (R 00 450, H 35 770) hat WENDT (1960) Reste von Eurypteriden, von *Pteraspis* sp. und Euarthrodiren gefunden (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965).

Pflanzenreste sind etwas häufiger. So konnte südlich von Büschel im Bröltal (R 98 620, H 34 020) durch CLAUSEN & RISTEDT & WENDT (1965) eine interessante Flora geborgen werden. In Tonsteinlagen, die Sandsteinen eingeschaltet sind, sind neben nicht näher bestimmbaren Fischresten an Pflanzen *Taeniocrada decheniana* (GÖPPERT) KRAUSEL & WEYLAND und massenhaft *Sciadophyton steinmanni* (KRAUSEL & WEYLAND) nachgewiesen



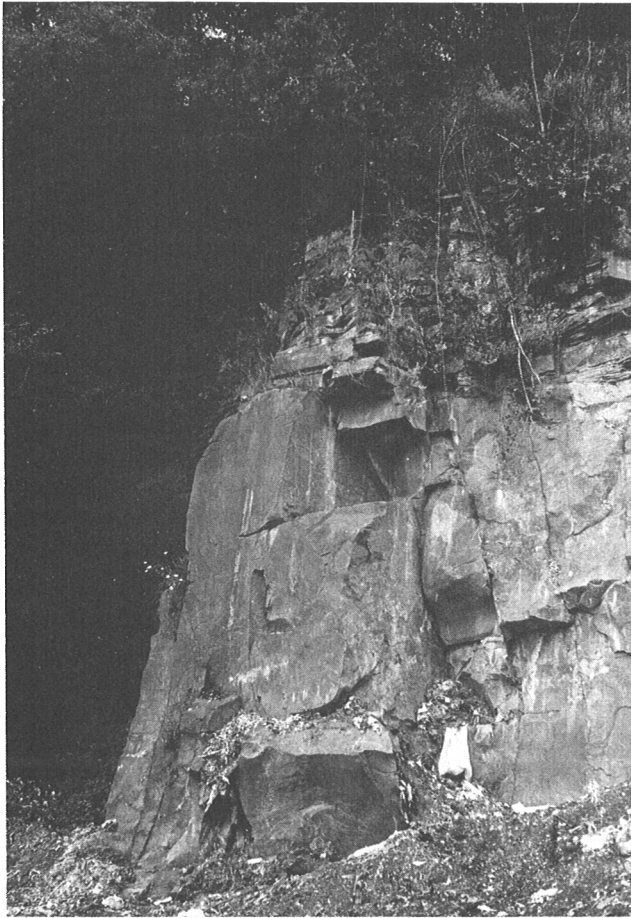


Abb. 3. Kompakte Sandsteinbänke der Odenspieler Schichten (Steinbruch nördlich Felderhoferbrücke, R 99 870, H 35 270)

worden; von besonderem Interesse sind schildförmige Blättchen, die als Sporangioophoren gedeutet werden.

Der relativ hohe Anteil an Pflanzen läßt auch ein reichhaltiges Sporenmaterial erwarten. In der Tat sind im westlichen Verbreitungsgebiet der Odenspieler Schichten durch EDALAT (1974: Abb. 4) 7 Gattungen mit 11 Arten nachgewiesen worden:

*Leiotriletes sphaerotriangulus* POTONIÉ & KREMP

*L. ornatus* ISHCHENKO

*Punctatisporites fissus* HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY

*Granulatisporites planiusculus* (LUBER) PLAYFORD

*G. parvus* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP

*Schopfites microverrucatus* JERSEY

*Acanthotriletes cf. hirtus* NAUMORA

*Emphanisporites robustus* McGREGOR  
*E. rotatus* McGREGOR  
*E. spinaeformis* SCHULTZ  
*Stenozonotriletes clarus* ISHCHENKO

In den Odenspieler Schichten sind Sporomorphe nur deswegen relativ selten, weil sie sich in den gröberklastischen Sedimenten nicht gut erhalten haben, so daß die Sporomorphen meistens aus den tonigen Einschaltungen stammen. Glatte und radialgestreifte Formen machen mit etwa 60% den Hauptbestand der Sporenassoziation aus. Die vereinzelt Acritarchen markieren in den Odenspieler Schichten auch dann marine Horizonte, wenn Makrofossilien dieses nicht mehr zu erkennen geben (EDALAT 1974: 49). Im übrigen ist Pflanzenhäcksel auf vielen Schichtflächen anzutreffen.

**Abgrenzung, Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Definition der Odenspieler Schichten ist an lithologische Kennzeichen gebunden. Sie stellen eine meist geschlossene, um 150 m mächtige Abfolge vorwiegend aus Sandsteinen und Arkosen dar, die mit kartierbarer Grenze über den Wahnbach-Schichten und unter den Bensberger (Külbacher) Schichten liegen. Dem unruhigen Sedimentationsmilieu entsprechend kommen in den häufig umgelagerten Sedimenten keine durchhaltenden Leitschichten vor. Einzelne Bänke können auf kurze Entfernung auseinander oder sich mit anderen zu mächtigen Zonen zusammenschließen.

Wegen der stärkeren Sandsteinführung im unteren Bröltal wurden im südwestlichen Blattgebiet Odenspieler Schichten ausgeschieden, die nach Süden jedoch rasch ihre Sandsteinführung verlieren und dann in die Gesteinsausbildung der Wahnbach-Schichten übergehen. So wurden auf dem südlichen Anschlußblatt (GK 25: 5210 Eitorf) in diesem Gebiet schon Wahnbach-Schichten dargestellt. Aufgrund der Strukturanalyse müssen jedoch nördlich des Winterscheider Baches Odenspieler Schichten angenommen werden.

Die Odenspieler Schichten sind besonders gut entwickelt im Bereich des unteren Bröltales (vom Gebiet der Blattmitte bis zum Gebiet der südwestlichen Blattecke), dann wieder im mittleren Wahnbachtal (Gebiet der nordwestlichen Blattecke) und schließlich noch einmal im nordöstlichen Blattgebiet beidseits des Brölbaches zwischen Friedenthal und Millerscheid. In den dazwischen liegenden Gebieten nimmt die Mächtigkeit der Odenspieler Schichten rasch ab. Häufig fehlen sie ganz. Die maximale Mächtigkeit der Odenspieler Schichten beträgt etwas mehr als 300 m.

Hier müssen einige Bemerkungen zu den Winterscheider Schichten folgen.

SCHRÖDER (1969 a) schied zwischen den Wahnbach-Schichten im Liegenden und den Bensberger (Külbacher) Schichten im Hangenden eine gegenüber den Odenspieler Schichten vergleichsweise sandsteinärmere Gesteinsfolge aus, die er nach den guten Aufschlüssen im Dehrenbachtal bei Winterscheid als Winterscheider Schichten bezeichnete. Damit entsprächen sie zeitlich den Odenspieler Schichten, doch ließ er offen, ob seine Winterscheider Schichten noch in die Ems-Stufe hineinreichen könnten.

Der Übergang von den liegenden Wahnbach-Schichten in die hangenden Winterscheider Schichten im Sinne SCHRÖDERs vollzieht sich aber so allmählich, daß eine Grenzziehung zwischen beiden Schichten nicht möglich ist. Auch die Hangendgrenze ist

keineswegs ausreichend definiert. Es ergibt sich somit das Bild von einem raschen Wechsel und einem unterschiedlichen An- und Abschwellen von Sandstein- und Tonsteinlagen, die das Ergebnis sedimentologischer Prozesse darstellen. Schließlich hängt ihr Erkennen sehr von den Aufschlußverhältnissen im Gelände und damit auch letztendlich von der subjektiven Deutung des kartierenden Geologen ab.

So treten zum Beispiel auch im Bereich der Grube "Lüderich" (TK 25: 5009 Overath) (vgl. LEHMANN & PIETZNER 1970) wie auch weiter im Westen im Bereich des Blattes 5109 Lohmar innerhalb der höheren Wahnbach-Schichten Sandsteinanreicherungen auf, ohne daß es erforderlich schien, diese als Äquivalente der Winterscheider Schichten auszuscheiden.

Der von SCHRÖDER (1969 a: 24) in diese Schichtenfolge gestellte Fossilfundort Unkelmühle (TK 25: 5211 Weyerbusch) gehört durch den Nachweis von *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEININGER) mit Sicherheit zu den Oberen Siegener Schichten (hierzu DAHMER 1936, JUX & STRAUCH 1965, TILLMANN 1978). Bei einer Analyse der geologischen Strukturen wird aber deutlich, daß die Fundstelle Unkelmühle nicht in die ein relativ hohes Obersiegen-Alter andeutenden "Winterscheider Schichten" zu stellen, sondern tiefer, wenn auch noch in das Obersiegen, einzuordnen ist.

Da als Winterscheider Schichten eine lithologisch kaum ausreichend definierte Gesteinsabfolge, die auch faunistisch nicht gestützt werden kann, ausgeschieden wurde, deren Abgrenzung nicht deutlich ist, sondern im Gegenteil durch einen raschen Fazieswechsel gekennzeichnet wird, sollte auf die vor Jahren aus der lokalen Situation der damaligen geologischen Aufnahme heraus noch zu vertretende Bezeichnung "Winterscheider Schichten" verzichtet werden. Der Begriff wird nicht mehr verwendet.

**A u f s c h l ü s s e :** Die vielfach massigen Sandsteine der Odenspieler Schichten waren in früherer Zeit begehrte Rohstoffe, so daß sie in oft sehr großen Steinbrüchen abgebaut wurden. Noch heute werden gelegentlich die begehrten Verblendplatten gebrochen. Größere Steinbrüche sind zu nennen:

im Nordwest-Quadranten des Blattes

- Steinbruch bei Huven (R 95 410, H 39 510)
- Steinbruch an der Hangstraße von Roßbruch bis Stompen (R 98 970, H 40 360)

im Nordost-Quadranten

- Steinbruch südlich Ortsiefen (R 02 350, H 39 730)
- Steinbruch bei Röttgen (R 02 990, H 39 380)

im Südwest-Quadranten

- auflässige Steinbrüche im Waldbröltal (R 94 220, H 31 080 und R 94 320, H 31 350)

im Südost-Quadranten

- Steinbruch nördlich Felderhoferbrücke (R 99 870, H 35 270; Abb. 3; vgl. hierzu auch CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965: 452)

### 3.1.2. Ems-Stufe

#### 3.1.2.1. Bensberger Schichten (Külbacher Schichten) (demB)

Die Bezeichnung Bensberger Schichten geht auf FLIEGEL (1923) zurück, die der Külbacher Schichten auf GRABERT & HILDEN (1969). Beide Schichten sind Ausdruck einer faziell eigentümlichen, durch Rotschiefer charakterisierten Sedimentabfolge, die sich während des höheren Unterdevons im gesamten rheinischen Variscikum durchsetzte. Sie scheint besonders dort aufzutreten, wo paläogeographisch Depressionen an der Flanke eines großen, von Norden geschütteten Deltakörpers gelegen haben (vgl. hierzu JUX 1971). Diese Gesteinsfolge läßt sich vom Sauerland (HAAS & THIEDE 1968, ZIEGLER & HILDEN & LEUTERITZ 1968) über das Oberbergische Land (GRABERT & HILDEN 1969), das südwestliche Bergische Land (besonders JUX 1964, vgl. hierzu auch BÖGER 1978) bis in die Nordeifel (SOLLE 1965, JUX 1971, KNAPP 1978) verfolgen.

Dem Gliederungsprinzip liegt der mehrfache Wechsel vorwiegend toniger und vorwiegend sandiger Schichtenfolgen zugrunde, wobei zusätzlich noch eine Zunahme des größeren Korns vom Liegenden zum Hangenden hin zu beobachten ist. Diese Differenzierung kann soweit gehen, daß eine liegende Schichtenfolge mit vorwiegenden Tonsteinen und eine hangende mit vorwiegenden Sandsteinen und Quarziten ausgeschieden werden kann. Eine Zunahme der Sandsteinführung innerhalb der Tonschiefer-Folge erlaubt örtlich das Ausscheiden einer verfolgbaren Sandstein-Folge (Sandstein-Folge der Unteren Bensberger Schichten, insbesondere im Bereich der nördlich anschließenden Blattgebiete 5010 Engelskirchen und 5009 Overath).

Die Mächtigkeit der Külbacher Schichten nimmt in Richtung auf die Bensberger Schichten von rund 300 m auf rund 500 m zu (vgl. HILDEN 1970: Tab. 1). Die im Gebiet von Eckenhagen (GRABERT & HILDEN 1969) noch in drei Gesteinseinheiten gegliederten Külbacher Schichten sind im Gebiet von Waldbröl (GRABERT 1979) durch den Zusammenschluß der Sandstein- mit der Quarzit-Folge nur noch als eine zweigeteilte Schichtenfolge vorhanden, während sich dann im Blattgebiet von Ruppichterath durch das Einschalten von Sandsteinen in der Tonschiefer-Folge die weiter nördlich markante Gesteinsfolge der Sandstein-Folge der Unteren Bensberger Schichten andeutet.

Die Tonschiefer-Folge setzt sich aus feinsandig-schluffigen Tonsteinen, aus Schluffsteinen und tonig-schluffigen Feinsandsteinen zusammen. Verbreitet sind olivfarbene Schluffsteine und stark schluffige Tonsteine, die stückig bis scherbzig zerfallen. Daneben treten braungrüne, hell- bis dunkelgraue, tonige Schluffsteine mit einem stärkeren Feinsandgehalt auf, die muschelrig oder nach den Schichtflächen ablösen. Die dunkelgrauen Schluffsteine sind häufig durch dünne Feinsandsteinlagen gebändert. Auffallend sind Rotschiefer einschaltungen, die nach der Sedimentation der sandsteinreichen Odenpieler Schichten relativ plötzlich auftreten. Sie sind im Süden des Blattgebietes noch in geringer Zahl vorhanden und gehen dort seitlich in olivfarbene Schluffsteine über, während sie im Norden, also in Richtung auf das eigentliche Verbreitungsgebiet der Bensberger Schichten hin, an Mächtigkeit und Häufigkeit zunehmen.

Die Quarzit-Sandstein-Folge kann im Blattgebiet nicht von der unterlagernden Tonschiefer-Folge abgegrenzt werden, wie es noch im benachbarten Blattgebiet

5111 Waldbröl möglich ist (GRABERT 1979); wegen des häufigen Wechsels von Tonsteinen, Sandsteinen und Rotschiefern ist eine Gliederung nicht durchführbar. Die für den höheren Teil im Sinne der Quarzit-Folge von Külbach (TK 25: 5012 Reichshof; vgl. GRABERT & HILDEN 1969) sprechenden Quarzite treten stark zurück.

Vorherrschend sind glimmerreiche braungraue, sandige Ton- und Schluffsteine, denen feinkörnige, relativ reine, graue bis braune Sandsteine eingeschaltet sind; diese sind gelegentlich quarzitisch. Die Schichten zerfallen meist unregelmäßig bis schalig. Rotschiefer sind gelegentlich eingeschaltet.

Das auch im Blattgebiet Ruppichterorth auffällige, wenn auch nur vereinzelt auftretende Gestein der Quarzit-Sandstein-Folge sind grau- bis gelblichweiß angewitterte Quarzite. Sie entsprechen am ehesten dem Rimmert-Quarzit des Blattgebietes 4914 Kirchhundem (Rimmert-Berg) und haben dazu beigetragen, diese im Sauerland aufgestellte Schichtenfolge auch als solche im Bergischen wiederzufinden (zum Problem der Rimmert-Schichten vgl. ZIEGLER & HILDEN & LEUTERITZ 1968, HAAS & THIEDE 1968, GRABERT & HILDEN 1969, HILDEN 1970).

**Fauna und Flora:** Aus den Bensberger und Külbacher Schichten des Blattgebietes sind nur wenige Fossilien nachgewiesen worden. Von der wichtigen Muschel *Modiolopsis ekpempusa* FUCHS (vgl. HILDEN 1978) wurden bestimmbare Bruchstücke zwischen Mildsiefen und Röttgen (R 03 630, H 39 280) nachgewiesen (EDALAT 1971), außerdem sind vom Talhang bei Etzenbach (R 01 500, H 35 420) neben *M. ekpempusa* FUCHS Reste von Pteraspiden sowie Exemplare von *Rhenorenselaeria cf. demerathia* SIMPSON gefunden worden (EDALAT, Geol. Inst. Univ. Köln; briefl. Mitt.). Von einiger Bedeutung sind die vielfältigen und differenzierten Sporomorphen, die es gestatten, lithologische Einheiten gegeneinander abzugrenzen. So hat EDALAT (1974) aus den Bensberger Schichten zwischen Bensberg, Engelskirchen und Ruppichterorth Formen mitgeteilt, die für die untere Ems-Stufe charakteristisch zu sein scheinen. Einesteils lassen die Sporomorphen erkennen, in welcher raschen Entwicklungsphase diese in dieser Epoche das Land erobernden Pflanzen sich befinden, zum anderen zeigt aber auch die Abhängigkeit vom Gestein, wie stets die Lithofazies auf die Flora und deren Erhaltung einwirkte (EDALAT 1974: Abb. 6).

**Abgrenzung, Verbreitung und Mächtigkeit:** Eine Untergliederung der Bensberger und Külbacher Schichten ist im Blattgebiet nicht möglich. Der tiefere Teil der Bensberger Schichten und die Tonschiefer-Folge der Külbacher Schichten sind durch ihre Rotschieferführung und die Menge an tonig-schluffigen Einschaltungen gekennzeichnet. Wo über den Sandsteinen der liegenden Odenspieler Schichten die ersten Rotschiefer auftreten, läßt man die Bensberger beziehungsweise Külbacher Schichten beginnen. Mit dem Einsetzen einer stärkeren Sandsteinführung und besonders mit dem Auftreten von Quarziten geht die Tonschiefer-Folge der Külbacher Schichten in deren Quarzit-Sandstein-Folge über.

Das Vorkommen der Tonschiefer-Folge und der Quarzit-Sandstein-Folge der Külbacher Schichten beschränkt sich auf das östliche Blattgebiet, von wo aus diese Gesteine in die im Blattgebiet 5111 Waldbröl gut ausscheidbaren Äquivalente übergehen.

Nach Westen und besonders nach Norden nimmt die Tonschiefer-Folge verstärkt Sandsteinlagen auf. Im Ruppichterother Gebiet lassen die weit verbreiteten Sandsteinlagen den Faltenbau gut erkennen.

Die Bensberger und Külbacher Schichten überdecken infolge einer starken Spezialfaltung einen weiten Bereich des Blattgebietes, wobei sich diese Schichten bei vorwiegend nach Nordosten abtauchenden Strukturen im Nordosten des Blattgebietes zu einer größeren flächenhaften Verbreitung ausdehnen. Durch die Zunahme von Sandsteinen innerhalb der Tonschiefer-Folge lassen sich größere Bankfolgen ausscheiden, die sich auf dem nördlich anschließenden Blattgebiet 5010 Engelskirchen zu einer größeren Einheit, der Sandstein-Folge (PIERINI 1967) zusammenschließen, die dort eine Untergliederung der Bensberger Schichten in Untere und Obere Bensberger Schichten erlaubt. Durch die Zunahme von Sandsteineinschaltungen innerhalb der Bensberger Schichten des Blattgebietes lassen sich zwar größere Bankfolgen ausscheiden, verwischen aber dadurch die noch relativ strenge Gliederung der Külbacher Schichten des östlich anschließenden Blattgebietes 5111 Waldbröl, wo eine liegende Tonschiefer- gegen eine höhere Quarzit-Sandstein-Folge abgegrenzt werden kann. Diese Gliederung ist nur im östlichen Blattgebiet von Ruppichteroth noch einigermaßen zu erkennen, im Westen und besonders im Norden ist sie wegen der vielen eingeschalteten, oft nicht parallelisierbaren Sandsteinbankfolgen nicht anwendbar.

Der Übergang von den Külbacher Schichten im Osten zu den Bensberger Schichten im Westen und Norden ist fließend; eine Abgrenzung beider Schichten ist somit nur selten deutlich möglich. Bensberger beziehungsweise Külbacher Schichten gliedern sich im allgemeinen in einen unteren, mehr tonigen Komplex und einen höheren Teil, der durch eine stärkere Sandstein- und gelegentlich auch Quarzitführung gekennzeichnet ist, der dann als Quarzit-Sandstein-Folge bezeichnet wird. In beiden Komplexen, wenn auch im unteren meist mehr als im oberen, sind Rotschiefereinschaltungen vorhanden.

Die Grenze der Bensberger (Külbacher) Schichten zu den Oberen Siegener Schichten im Liegenden ist abhängig von den eingeschalteten Sandsteinbänken und kann daher vielfach unscharf sein. Die Grenze zum Hangenden wird mit dem ersten Auftreten von kalkigen, vielfach fossilführenden Gesteinen der Remscheider Schichten gezogen. Der sowohl westlich und nördlich (TK 25: 5009 Overath, 5010 Engelskirchen) wie auch weiter östlich (TK 25: 5012 Reichshof) die Grenze zwischen den Bensberger beziehungsweise Külbacher Schichten und den Remscheider Schichten bildende Hauptkeratophyr oder seine tuffitischen Äquivalente sind im Blattgebiet Ruppichteroth wie auch im südlichen Oberbergischen Land nicht nachgewiesen worden und dürften primär fehlen. Die Mächtigkeit der Tonschiefer-Folge beträgt im östlichen Blattgebiet 100—150 m; die Quarzit-Sandstein-Folge erreicht dort eine Mächtigkeit von 150—200 m. Insgesamt besitzen Bensberger und Külbacher Schichten eine Mächtigkeit von 350 m. Die Quarzit-Sandstein-Folge ist besonders im östlichen Blattgebiet an der Blattgrenze noch zu erkennen. Ihr Nachweis wird durch die lederbraune Krustenbildung an den hellgrauen bis weißlichen Sandsteinen und Quarziten im Bereich stärkerer, vermutlich tertiärzeitlicher Verwitterungszonen erleichtert, außerdem sind Rotschiefereinschaltungen häufig.

Wo Sandsteine oder Quarzite eine größere Mächtigkeit erlangen, wurden sie früher abgebaut.

Aufschlüsse: Gute Aufschlüsse in Tonsteinen, zum Teil mit Rotschiefereinschaltungen, sind zu beobachten:

- auflässiger Steinbruch bei Strießhardt (R 02 410, H 41 010)
- Weg nach Röttgen (R 03 010, H 39 450)
- Höhe bei Hove (R 02 160, H 35 930; R 02 500, H 36 230; R 01 740, H 35 890)

Einschaltungen von Sandsteinen, die sich zu größeren Bankfolgen zusammenschließen können und möglicherweise in die Sandstein-Folge des Engelskirchener Gebietes übergehen, sind in nachstehenden Aufschlüssen angeschnitten:

- Wegböschung bei Scheid (R 97 140, H 40 930)
- Straßenanschnitt bei Sommerhausen (R 97 600, H 40 380)
- Wegböschung bei Engeld (R 00 570, H 38 690)

In den höheren Teilen sind Sandstein- und Quarziteinschaltungen besonders häufig:

- Schichtköpfe am Weg oberhalb Fußberg (R 02 030, H 34 040)
- Steinbruch südlich von Ahe (R 02 680, H 34 310)
- Steinbruch an der Straße Schönenberg—Wingenbacher Hof (R 01 350, H 34 160)

In diesen sandsteinreichen Schichten sind Rotschiefer eingeschaltet an der:

- Straßenböschung im Waldbröltal bei Harth (R 03 670, H 34 760)
- Wegböschung bei Hambuchen (R 03 170, H 36 580)

Sandstein und Quarzite größerer Mächtigkeit wurden früher abgebaut im:

- auflässigen Steinbruch an der Straße von Ruppichteroth nach Stranzenbach (R 04 610, H 37 150)
- alten Steinbruch an der Straße von Kammerich nach Heide, südlich von Ruppichteroth (R 03 850, H 34 340)

### 3.1.2.2. Hauptkeratophyr

Der Hauptkeratophyr wurde während der geosynklinalen Sedimentation durch untermeerischen Vulkanismus gefördert und in unterschiedlicher Stärke und Zusammensetzung zwischen die klastischen Sedimente des höheren Unterdevons eingeschoben. Entsprechend seiner Bildung kann der Hauptkeratophyr durch tuffitische Äquivalente vertreten werden, aber auch gänzlich fehlen; das letztere gilt für das Ruppichterother Gebiet. Seine nächsten Vorkommen treten aber in den benachbarten Blattgebieten auf, so daß eine kurze Behandlung des für die paläogeographische Rekonstruktion so wichtigen Vulkanites zu vertreten ist.

In der Umrahmung der Wiehler Mulde (TK 25: 5011 Wiehl) ist der Tuff des Hauptkeratophyrs am Bielsteiner Sattel und bei Mühlen an der Bech nachgewiesen (ZELENY 1912: 15, RICHTER 1922 b: 40, LORENZ 1941: 255), am Haus Ley (TK 25: 5010 Engelskirchen) kam beim Bau der Kläranlage (R 01 280, H 51 190) sogar ein dichter Keratophyr zutage. Beim Bau der Autobahn A 4 wurden an der Anschlußstelle Engelskirchen, westlich der Einmün-

dung des Kaltenbaches in die Agger, 12 m mächtige Quarzkeratophyrtuffe und -tuffite angetroffen (ZYGOJANNIS & PIERINI 1974). Weiterhin sind bei Weiershagen in der Nähe des großen Steinbruches Keratophyrtuffe nachgewiesen worden (LORENZ 1941: 255, SCHEIBE 1965: 473). Im Gebiet von Ruppichteroth fehlt der Hauptkeratophyr. Das von LORENZ (1941: 255) gemeldete 5 m mächtige Tufflager aus dem Kalksteinbruch bei Harth am westlichen Ortsausgang von Ruppichteroth konnte in dem heute fast ganz zugewachsenen Steinbruch nicht mehr aufgefunden werden.

### 3.1.2.3. Hohenhöfer Schichten einschließlich Remscheider Schichten (dem-de)

Die Remscheider und die Hohenhöfer Schichten sind wegen ihrer geringen Mächtigkeiten, der schlechten Aufschlußverhältnisse und ihrer lithologisch wenig differenzierten Ausbildung einzeln im Gelände schwierig festzustellen und kaum zu verfolgen und mußten daher zu einer Kartiereinheit zusammengefaßt werden. Die Hohenhöfer Schichten sind in einen unter- und in einen mitteldevonischen Anteil aufzuspalten; die früher verwendete Bezeichnung "*cultrijugatus*-Schichten" wird nicht mehr benutzt (s. auch CARLS et al. 1972, SOLLE 1972).

Die Grenzsichten vom Unter- zum Mitteldevon bestehen im Blattgebiet aus hell- bis grünlichgrauen, kalkhaltigen Ton- und Schluffsteinen, in denen Rotschiefer, einzelne Sandsteine und gelegentlich auch Quarzite eingeschaltet sind. Im höheren Teil treten auch Riffkalksteine auf.

Die Grenzsichten sind trotz ihrer geringen Mächtigkeit im ganzen Blattgebiet vorhanden. Sie setzen über den Sandsteinen und Quarziten der Bensberger beziehungsweise der Külbacher Schichten ein und finden mit den sandigen und schluffigen Tonsteinen der fossilreichen Hobracker Schichten ihre hangende Begrenzung.

Die Mächtigkeit dieser zu einer Kartiereinheit zusammengefaßten Gesteinsserie beträgt nur 35—40 m, davon entfallen auf die Remscheider Schichten ca. 11 m, auf den unterdevonischen Anteil der Hohenhöfer Schichten, den man auch Heisdorfer Gruppe nennt, ca. 17 m und auf den mitteldevonischen Anteil (= Laucher Gruppe) ca. 9 m.

#### 3.1.2.3.1. Remscheider Schichten

SPRIESTERSBACH & FUCHS (1909) definierten die Remscheider Schichten als eine Folge aus blaugrauen Sand- und Schluffsteinen mit gelegentlich eingeschalteten Quarziten und stellen sie aufgrund einer reichen Fauna zum Oberems.

**Gesteine und Fauna:** Die Remscheider Schichten des Blattgebietes beginnen mit tonigen, hell- bis grünlichgrauen Schluffsteinen; diese sind meist kalkhaltig und gelegentlich treten auch primär rot gefärbte Tonsteine (= Rotschiefer) auf.

Nach den nur wenige Fossilien enthaltenen Bensberger beziehungsweise Külbacher Schichten setzt eine verstärkte Fossilführung in den Remscheider Schichten ein, die deutlich macht, daß nunmehr wieder volle marine Verhältnisse vorherrschen. Diese beruhen auf den Sedimentationsverhältnissen im Bereich des großen unterdevonischen Delta-körpers (JUX 1971), an dessen Flanken einzelne, oft isolierte und daher unterschiedlich entwickelte lithologische und biofazielle Sedimentationsareale ausgebildet waren; diese



laufen dem Deltakörper ungefähr parallel (vgl. ZYGOJANNIS & PIERINI 1974). An diesen schließt sich örtlich eine artenarme Biofazies mit schwach sandigen Tonsteinen an (*Prothyris*-Biofazies nach ZYGOJANNIS 1971). Meerwärts schließt sich daran eine weitere Biofazies an, die durch starke Bioturbationen gekennzeichnet ist (*Laevicyclus*-Biofazies nach ZYGOJANNIS 1971); beide Faziesseinheiten sind, wenn auch in geringer Mächtigkeit, im Ruppichterother Gebiet nachzuweisen. Erst die einen stärkeren marinen Einfluß dokumentierende Sedimentation einer Brachiopoden und Muscheln führenden Fazies, der *Zoophycus*-Biofazies nach ZYGOJANNIS (1971), hat im Blattgebiet keine Absätze hinterlassen.

Wegen der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse in den geringmächtigen Remscheider Schichten sind Versteinerungen bisher nur selten gefunden worden. Es ist als Fossilfundstelle eigentlich nur der Steinbruch am Sportplatz von Schönenberg (R 01 520, H 35 100) zu nennen, der überhaupt für die Remscheider Schichten des südlichen Bergischen Landes eine Schlüsselposition innehat und in dem ZYGOJANNIS (1971) ein entsprechendes Standardprofil aufstellen konnte (vgl. Abb. 4). Die in diesem Steinbruch anstehende Gesteinsfolge zeigt an, daß die Remscheider Schichten zur Gänze vorhanden sind, wenn auch in einer außerordentlich geringen Mächtigkeit. Da darüber hinaus dort auch noch die hangenden Hohenhöfer Schichten mit ihren tiefsten Teilen fossilmäßig festgestellt werden konnten, sind die gesamten Remscheider Schichten in der geringmächtigen Ausbildung des südlichen Bergischen Landes in diesem Aufschluß einzusehen.

Neben Ostracoden und einigen Muscheln ist nur der Brachiopod *Petrocrania cassis* (ZEILLER) zu erwähnen, der aber, besonders in der von ZYGOJANNIS (1971) als Bank 5 bezeichneten Gesteinslage, sehr häufig ist.

**Abgrenzung, Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Remscheider Schichten liegen zwischen den Bensberger Schichten beziehungsweise dem Hauptkeratophyr im Liegenden und den Unteren Hohenhöfer Schichten, die man im südwestlichen Bergischen Land in Anlehnung an die Verhältnisse in der Eifel auch Heisdorfer Gruppe nennt, im Hangenden.

Das Liegende der Remscheider Schichten wird im Blattgebiet von den grauen bis braungrauen, gelegentlich weißgrau verwitternden, vielfach quarzitischen Sandsteinen der Quarzit-Sandstein-Folge der Külbacher Schichten oder von den Oberen Bensberger Schichten eingenommen.

Leider sind die Aufschlußverhältnisse im gesamten Blattgebiet nicht so gut wie am Sportplatz von Schönenberg, so daß die Remscheider Schichten bei der geringen Mächtigkeit von ca. 11 m nicht immer sicher nachzuweisen sind. Durch seine Untersuchungen macht jedoch ZYGOJANNIS (1971) deutlich, daß diese Schichten immer vorhanden seien und eine Schichtlücke, eine Transgression oder eine sonstige Sedimentationsunterbrechung in diesem Teil des höheren Unterdevon nicht besteht.

#### 3.1.2.3.2. Hohenhöfer Schichten

Über den Remscheider Schichten folgen die Hohenhöfer Schichten. Sie wurden von DENCKMANN (1970 a) aufgestellt und setzen sich aus roten und grüngrauen Tonsteinen zu-



Abb. 4. Richtprofil im südlichen Bergischen Land für den unter-/mitteldevonischen Grenzbereich am Sportplatz von Schönenberg (R 01 520, H 35 100)

sammen. SPRIESTERSBACH (1942) führte eine Trennung der Hohenhöfer Schichten in einen unterdevonischen (Oberems) und in einen mitteldevonischen Anteil (Eifel) durch. Diese Gliederung hatte übrigens schon LORENZ (1941) für das südliche Oberbergische Land vorgeschlagen, wobei er für den unterdevonischen Anteil in Anlehnung an die Verhältnisse aus der Eifel die Bezeichnung Heisdorfer Gruppe und für den mitteldevonischen Laucher Gruppe vorschlug.

Unter der Bezeichnung "Gruppe" verstand er einen lithologisch definierten Gesteinskomplex mit besonderen faziellen Charakteristiken. LORENZ (1941: 253) betonte, daß die von ihm im Oberbergischen angewandte Gliederung zwar weitgehende Übereinstimmung mit der von HAPPEL (1932: 334) in der Eifel aufgestellten aufweist, daß aber keine direkten Beziehungen zwischen beiden Vorkommen und im übrigen auch gewisse faunistische Abweichungen bestehen.

LORENZ (1941: 253) definierte die Heisdorfer Gruppe als "Schichten mit *Spirifer cultrijugatus* F. ROEMER und unterdevonischen Arten im Hangenden des Bilsteiner Tuffes oder der Remscheider Schichten" und die Laucher Gruppe als "Schichten mit *Spirifer cultrijugatus* F. ROEMER und Fossilien des Mitteldevons im Liegenden der Hobräcker Schichten". Doch kann diese Definition nicht aufrecht erhalten werden, weil in der Heisdorfer Gruppe des Oberbergischen *Paraspirifer cultrijugatus* (F. ROEMER) nicht nachzuweisen ist.

Darüber hinaus hält auch SOLLE (1971) — aus anderen Gründen — es nicht mehr für vertretbar, an dem "gewohnten Bild" einer wenn auch "nebelhaften *cultrijugatus*-Zone" festzuhalten.

Für das Bergische Land wird nunmehr folgende Gliederung der Grenzschichten an der Wende vom Unter- zum Mitteldevon angewandt:

	Hangendes: Hobräcker Schichten
Eifel-Stufe	Obere Hohenhöfer Schichten
Ems-Stufe	Untere Hohenhöfer Schichten
	Liegendes: Remscheider Schichten

#### 3.1.2.3.2.1. Untere Hohenhöfer Schichten

**Gesteine:** Die geringmächtige Schichtenfolge besteht aus hellbraunen bis -grauen, mürben Schluffsteinen und schluffigen Tonsteinen, die auf Schichtflächen häufig Glimmer führen und gelegentlich einen schwachen Carbonatgehalt besitzen. Die Hauptmasse der "Tonschieferfazies" der Heisdorfer Gruppe im Sinne von LORENZ (1941: 259) ist hier einzuordnen.

Die Schichtenfolge wird von einer wechselnd mächtigen Kalksteinlage abgeschlossen, die nach ZYGOJANNIS (1971: 56) 1,2—6,0 m mächtig wird und rugose Korallen sowie Crinoidenstielglieder enthält. Es kann angenommen werden, daß dieser Kalkstein dem in der Eifel und auch im weiteren Bergischen Lande auftretenden, rot gefärbten Crinoidenkalk, dem Heisdorfer Kalk, entspricht.

**F a u n a :** Fossilien sind, wie es die Schichten am Sportplatz von Schönenberg erkennen lassen, zwar oft in großer Zahl, jedoch selten in guter Erhaltung und in bestimm-  
baren Resten vorhanden. Neben Ostracoden (u.a. *Koslowskiella* sp.) und Brachiopoden  
(u.a. *Petrocrania cassis* (ZEILLER), *Chonetes* sp., *Trigonirhynchia* sp., *Athyris* sp.) sind  
Platten- und Stachelfragmente von agnathen Fischen, sowie Gastropoden, Tentaculiten,  
Muscheln und Bryozoen nachgewiesen. Eine zusammenfassende Tabelle der am Sport-  
platz gefundenen Fossilien bringt ZYGOJANNIS (1971: Tab. 4).

**Abgrenzung, Verbreitung und Mächtigkeit:** Als leitend für die "Heis-  
dorfer Gruppe" wird der Trilobit *Acastoides henni postumus* (R. & E. RICHTER) angesehen,  
welchen ZYGOJANNIS (1971: 59) in dem Aufschluß am Sportplatz Schönenberg (Abb. 4)  
nachweisen konnte und zwar erstmals für das rechtsrheinische Gebiet.

Die Grenze zu den unterlagernden Remscheider Schichten kann im Blattgebiet nur nach  
der Fauna aus diesem Aufschluß ermittelt werden, da die Gesteinsausbildung beider  
Schichten sehr ähnlich ist.

Die Hangendgrenze wird durch einen meist rötlich gefärbten und daher gut erkennbaren  
Crinoidenkalkstein gebildet. Dieser Kalkstein ist im Aufschluß am Sportplatz Schönenberg  
zwar nur 1,2 m mächtig, kann aber in den von LORENZ (1941) erwähnten Steinbrüchen  
westlich von Schönenberg bis auf 6 m anschwellen. Dieser Kalkstein entspricht dem Heis-  
dorfer Kalk der Eifel (LORENZ 1941).

Trotz ihrer geringen Mächtigkeit dürften die Unteren Hohenhöfer Schichten im ganzen  
südlichen Bergischen Land vorhanden sein. Eine Nümbrechter Schwelle, auf der sie nicht  
abgelagert wurden (s. LORENZ 1941), hat nicht bestanden.

Im Aufschluß am Sportplatz Schönenberg besitzen die Unteren Hohenhöfer Schichten  
eine Mächtigkeit von ca. 16,80 m (ZYGOJANNIS 1971); sie dürften, da ungefähr im Blatt-  
mittegebiet gelegen, für das gesamte Blattgebiet repräsentativ sein.

Wichtigster Aufschluß ist der Steinbruch am Sportplatz Schönenberg (R 01 520,  
H 35 100; vgl. Abb. 4).

### 3.1.2.3.2.2. Obere Hohenhöfer Schichten

Die Oberen Hohenhöfer Schichten gehören zwar der Fauna nach schon zum Mitteldevon,  
können aber wegen ihrer geringen Mächtigkeit und der wenig auffälligen Gesteinsausbil-  
dung von den Unteren Hohenhöfer Schichten nicht abgetrennt werden.

**G e s t e i n e :** Die Oberen Hohenhöfer Schichten bestehen — wie die unterlagernden  
Unteren Hohenhöfer Schichten — vorwiegend aus hellbraunen bis -grauen, schluffigen  
Tonsteinen, die einen geringen Carbonatgehalt aufweisen.

LORENZ (1941) unterscheidet für die "Laucher Gruppe" des Oberbergischen eine  
"Kalkige Fazies" und eine "Fazies der Mildten Crinoiden-Schiefer". Ähnlich äußern sich  
auch CLAUSEN & RISTEDT & WENDT (1965), die in der westlich gelegenen "Normalfazies"  
blaugraue, gebankte und spätkalkige Kalksteine und in der "Schwellenfazies" — im Grenzbe-  
reich zum östlich benachbarten Blattgebiet 5111 Waldbröl gelegen — Tonsteine und

Sandsteine nachwiesen (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965: Abb. 3). Andererseits ordnen sich aber auch diese lithologischen Einheiten übereinander an: so folgt am Sportplatz von Schönenberg über tonigen, Crinoiden führenden Schluffsteinen ein fossilreicher Kalkstein, den ZYGOJANNIS (1971) schon zum nachfolgenden Basiskalk der Hobräcker Schichten stellt. Aber nicht jeder Kalkstein im Bereich der Grenzschichten kann als Basiskalk im Sinne des Erstbeschreibers RICHTER (1921, 1922 a, b) angesehen werden, wie aus den Untersuchungen von SCHEIBE (1965: 478) in der Ründerother Mulde hervorgeht. Da auch mit Hilfe von Conodontenuntersuchungen bisher eine genaue Grenzziehung zwischen den Hohenhöfer Schichten und den Hobräcker Schichten im Oberbergischen nicht möglich wurde, muß offen bleiben, ob die Kalksteine im Grenzbereich wirklich alle horizontbeständig und demnach lithostratigraphisch verwendbar sind. Es spricht einiges dafür, daß alle Kalksteine nur eine geringe Seitenerstreckung aufweisen, wenn auch andererseits eine Massierung von Kalksteinlagen im Grenzbereich zu beobachten ist. Wenn man noch ferner gelegene Kalksteinvorkommen im fraglichen Grenzbereich mit in die Betrachtung einbeziehen will, dann entspräche auch der "Meinerzhagener Korallenkalk" der Massierung von Kalksteinlagen im Grenzbereich der Oberen Hohenhöfer Schichten zu den Hobräcker Schichten (LORENZ 1941: 264).

**F a u n a :** Eine örtliche Bedeutung erlangt die Häufung von Crinoidenstielgliedern in Tonsteinen der Oberen Hohenhöfer Schichten, so daß diese zur Erkennung der Schichten herangezogen werden kann (Crinoidenschiefer). Ansonsten ist in den Kalksteinen eine gut erhaltene Fauna nachgewiesen worden. LORENZ (1941: 265) nennt nachstehende Fossilien aus "Kalkbrüchen bei Schönenberg" und stellt diese Vorkommen in die "Kalkige Fazies der Laucher Gruppe":

*Phacops schlotheimi* (BRONN)  
*Scutellum alutaceum* (GOLDFUSS)  
*Schelwienella umbraculum* (VON SCHLOTHEIM)  
*Spirifer geesensis* R. RICHTER  
*Pachypora reticulata* (BLAINVILLE)

Es muß offen bleiben, ob alle "Kalkbrüche bei Schönenberg" in einem stratigraphischen Niveau stehen, mithin alle genannten Fossilien den Oberen Hohenhöfer Schichten zuzurechnen sind. Es kann ohne weiteres möglich sein, daß in den Kalkbrüchen auch Kalksteine des nächstjüngeren Hobräcker Kalkes abgebaut worden sind.

Die kalkige Ausbildung der "Kalkigen Fazies" LORENZ (1941) verliert sich relativ rasch im Fortstreichen nach Osten und geht schon im Grenzgebiet zum östlich benachbarten Blatt 5111 Waldbröl in die "Fazies der Mildten Crinoiden-Schiefer" (LORENZ 1941: 266) über. Auch in diesen Tonsteinen sind gelegentlich noch gut gebankte Kalksteine mit einer reichhaltigen Fauna aus Crinoiden, Einzel- und Stockkorallen eingeschaltet (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965: 454). Im Blattgebiet Ruppichterorth liegt die Laucher Gruppe in dieser Fazies an den Straßenböschungen bei Öleroth vor, wo bei einer Straßenverbreiterung gute Aufschlüsse entstanden sind. Schon LORENZ (1941: 266) meldete in seiner Tabelle (dort unter VII) folgende Fossilien:

*Phacops schlotheimi* (BRONN)  
*Cypricardina lima* (SCHNUR)  
*Uncinulus orbignyanus* (DE VERNEUIL)

*Productella subaculeata* (MURCHISON)  
*Spirifer dorsocavus* SPRIESTERSBACH  
*Paraspirifer cultrijugatus* (F. ROEMER)

**Abgrenzung, Verbreitung und Mächtigkeit:** Es kann angenommen werden, daß der "Heisdorfer Crinoidenkalk" das Liegende der Oberen Hohenhöfer Schichten darstellt, doch ist die Grenzziehung bei seinem Fehlen wegen der ähnlichen Gesteinsausbildung beider kalkhaltigen Tonsteine schwierig. Die Hangendgrenze ist durch den Basiskalk der Hobräcker Schichten gegeben.

Auch für die Oberen Hohenhöfer Schichten gilt hinsichtlich ihrer Verbreitung das für die Unteren Hohenhöfer Schichten Gesagte: Sie sind im ganzen südlichen Bergischen Land vorhanden, wenn auch in sehr geringer Mächtigkeit.

Die Oberen Hohenhöfer Schichten besitzen eine Mächtigkeit um 10 m; am Sportplatz Schönenberg konnte von ZYGOJANNIS (1971: 56) eine Mächtigkeit von 9,0 m festgestellt werden. Wenn sich linsenförmige Kalksteinlager einschalten, wird die Mächtigkeit im allgemeinen um diesen Betrag größer werden.

**Aufschlüsse:** Zusätzlich zum Aufschluß am Sportplatz Schönenberg (R 01 520, H 35 100) bieten noch die Böschungsanschnitte bei Öleroth am östlichen Ortsausgang von Ruppichteröth (R 04 820, H 35 630) Einblick in die Schichtenfolge.

## Mitteldevon

Das Mitteldevon gliedert sich in eine untere Abteilung, die als Eifel-Stufe bezeichnet wird, und in eine obere, die man die Givet-Stufe nennt. Im Blattgebiet sind nur Schichten der Eifel-Stufe vorhanden und von diesen auch nur der tiefere Teil.

Die Grenzschichten vom Unter- zum Mitteldevon sind im Gelände aus schon früher dargelegten Gründen selten gut zu erkennen und mußten zu einer Kartiereinheit (vgl. Kap. 3.1.2.3.), zusammengeschlossen werden.

### 3.1.3. Eifel-Stufe

Im Süden des Bergischen Landes, insbesondere in der Ruppichteröther Mulde, sind von der Eifel-Stufe nur die tieferen Schichten im Kern der Mulde erhalten geblieben.

Die Oberen Hohenhöfer Schichten wurden im Rahmen der Beschreibung des Unterdevons behandelt, so daß hier auf das Kapitel 3.1.2.3.2.2. verwiesen werden kann.

#### 3.1.3.1. Hobräcker Schichten (deH)

Die Hobräcker Schichten wurden von DENCKMANN (1907 a: 562) nach dem Hobräcker Rücken südlich von Hohenlimburg benannt. Diese Bezeichnung wurde von RICHTER (1921,

besonders 1922 a, b) auch für das Bergische Land übernommen und wie folgt gegliedert:

- Grenzkalk
- Oberer Schiefer
- Sandstein-Zone
- Unterer Schiefer
- Basiskalk

**Gesteine:** Der Basiskalk besteht aus meist gut gebankten, schwach tonigen und gelegentlich spätigen Kalksteinen von hellgrauer bis blaugrauer Farbe; dünne Tonsteinlagen sind unregelmäßig eingeschaltet. Die Kalksteine sind Ablagerungen eines Riffes und dessen Vorfeldes, in denen Stock- und Einzelkorallen vorkommen, gelegentlich aber auch Brachiopoden sowie Bryozoen und Crinoiden enthalten sind. Der fazielle Wechsel vom detritischen Korallenkalkstein zu gut gebankten Kalksteinen vollzieht sich oft sehr rasch, deutet aber auch an, daß der Übergang aus dem turbulenten Riffbereich in die ruhigeren Ablagerungsverhältnisse der Lagune klein ist. Seitlich wird der Basiskalk durch sandige Crinoidenschiefer vertreten, die ohne erkennbare Übergänge in die tonigen Hobracker Schichten überleiten. Der Basiskalk erscheint daher als eine große Kalksteinlinse an der Basis der Hobracker Schichten. Einzelne Kalksteinlagen, besonders die höheren, sind reich an Stromatoporen, und die Korallenstöcke können Durchmesser von 1 m bei einer Höhe von 30 cm erreichen. Die seitliche Vertretung des Basiskalkes ist durch "carbonat-reiche Schiefer" (RICHTER 1921: 198) gekennzeichnet, die nach oben unter Zunahme etwas gröberen Korns in die eigentlichen Hobracker Schichten, hier: in den Unteren Tonschiefer (= Unterer Schiefer, RICHTER 1922 a, b) übergehen.

Der Untere Tonschiefer setzt sich aus oliv- bis graubraunen, kalkhaltigen, meist sandigen Ton- und Schluffsteinen zusammen. Gelegentlich sind Kalksteinlagen und -linsen eingeschaltet, wie auch dünne Sandsteinbänke. Der Wechsel in der Gesteinszusammensetzung scheint insofern einer Tendenz zu unterliegen, indem vom Westen (aus dem Gebiet um Schönenberg) nach Osten (östlich von Ruppichterorth bis nach Waldbröl hin) der Kalkgehalt ab- und der Sandgehalt zunimmt. Je reicher die kalkigen Einschaltungen im Unteren Tonschiefer sind, desto fossilreicher werden sie. Das umfangreiche Faunenmaterial ist bei RICHTER (1921: 199), LORENZ (1941: 270) und CLAUSEN & RISTEDT & WENDT (1965: 465) mitgeteilt worden.

Als Schönenberger Sandstein bezeichnete SCHRÖDER (1968) eine unterschiedlich mächtige Sandsteineinlagerung innerhalb der Hobracker Schichten der Ruppichterother Mulde. Obwohl dieser Sandstein von seiner Gesteinsausbildung her als Mühlenberg-Sandstein anzusprechen ist, muß er wegen seiner Überlagerung durch weitere Tonschiefer vom Charakter der Hobracker Schichten als Einschaltung innerhalb dieser Folge angesehen werden. Infolge seiner Exposition innerhalb der isolierten Ruppichterother Mulde ist eine Parallelisierung mit anderen Sandsteineinschaltungen zum Beispiel der Waldbröler, der Wiehler oder der Runderother Mulde nicht möglich, so daß für das Ruppichterother Gebiet eine lokale Bezeichnung für diese sandige Einschaltung gewählt wurde. Da sich diese aber ungefähr im Niveau der zum Beispiel im Blattgebiet 5011 Wiehl auftretenden Sandstein-Zone (RICHTER 1922 a, b) einstellt, dürfte der Schönenberger Sandstein dieser Zone zugerechnet werden.

Dieser Schönenberger Sandstein setzt sich aus einem graublauen, gelblichbraun verwitternden feinkörnigen, selten mittelkörnigen, gut geschichteten und gut gebankten Sandstein zusammen, der in wechselnder Stärke schluffig-tonige Einschaltungen enthält. Sein Kalkgehalt ist unterschiedlich groß und kann sich gelegentlich in dünnen, dann fossilführenden Kalksteinlagen anreichern.

Der Schönenberger Sandstein hat seine größte Mächtigkeit in Westteil der Ruppichterother Mulde, wo er im derzeit einzigen, jedoch bedeutenden Steinbruch östlich von Schönenberg (R 01 800, H 34 950) mit einer Mindestmächtigkeit von 50 m aufgeschlossen ist. In diesem Steinbruch ist der Sandstein in Muldenstellung und deutet somit das Herausheben der Ruppichterother Mulde an; nach diesem Aufschluß hat der Sandstein seinen Namen (Abb. 5). Nach Osten zu verliert sich seine Mächtigkeit rasch und ist im östlichen Teil der Ruppichterother Mulde kaum noch auszumachen; sein Erkennen wird durch eine tiefgehende tertiärzeitliche Verwitterung erschwert.

Eine Verknüpfung mit anderen Sandsteineinschaltungen innerhalb der Hobracker Schichten ist wegen der isolierten Lage der Ruppichterother Mulde nicht möglich; von der Waldbröler Mulde ist diese durch die Benrother Querzone (GRABERT 1979) getrennt. In der Waldbröler und der Wiehler Mulde ist im Niveau des Schönenberger Sandsteins ein "sandiger Rauschiefer" (GRABERT 1970: 34) entwickelt, mit dem er parallelisiert werden könnte. In der Ründerother Mulde hat sich an dieser Stelle wieder eine beträchtliche Sandsteineinschaltung entwickelt, die zum Beispiel im Steinbruch oberhalb von Ründeroth eine Mächtigkeit von 80 m besitzt (TK 25: 5010 Engelskirchen, R 90 860, H 52 110, SCHEIBE 1965: 480).

Der Obere Tonschiefer besteht aus sandigen, kalkhaltigen Tonsteinen von dunkelgrauer bis olivgrauer, vielfach auch graubrauner Farbe. Fossilführende Kalksteine sind gelegentlich linsenförmig und dann von geringer Mächtigkeit eingeschaltet; Schluffsteine können in größeren Lagen auftreten.

Die Aufschlußverhältnisse in diesen tonigen Ablagerungen sind meist derart ungünstig, daß ein zusammenhängendes Profil nicht nachgewiesen werden kann und sich die Gesteinsbeschreibung weitgehend auf die etwas besseren Aufschlußverhältnisse im östlich benachbarten Waldbröler Gebiet beziehen muß. Darüber hinaus ist zu beachten, daß im Nordteil der Ruppichterother Mulde der Schönenberger Sandstein auszukeilen scheint, so daß sich dort der Obere mit dem Unteren Tonschiefer zu einer lithologisch einheitlichen Gesteinsfolge zusammenschließt.

Der Obere Tonschiefer ist das jüngste devonische Schichtenglied im Bereich der Ruppichterother Mulde. Er entspricht dem Oberen Schiefer (RICHTER 1922 a, b).

**Abgrenzung, Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Mächtigkeit der nicht vollständig erhaltenen Hobracker Schichten beträgt ca. 200 m (insg. 250 m). Der Grenz-kalk (s.S. 33) ist hier nicht mehr vorhanden.

Das Liegende wird durch die Hohenhöfer Schichten gebildet, das Hangende durch die Mühlenberg-Schichten. Für den Basiskalk wurde früher gelegentlich auch die Bezeichnung Hobracker Kalk verwandt. Da sich aber gezeigt hat, daß innerhalb der Hobracker Schichten



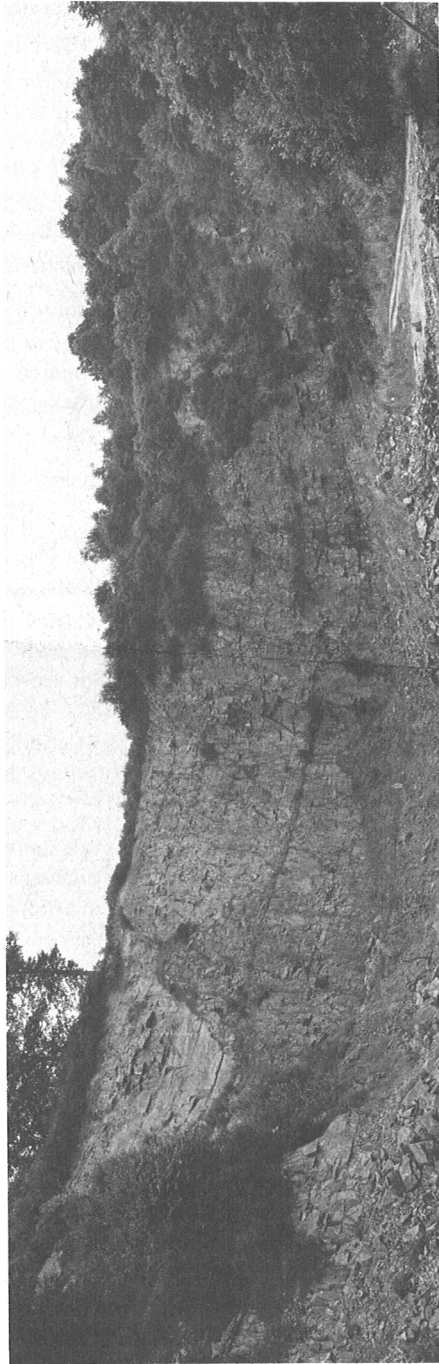


Abb. 5. Muldenschluß im Schönenberger Sandstein (Steinbruch im Bröltal östlich von Schönenberg, R 01 800, H 34 950)

an den verschiedensten Stellen Kalksteinlager auftreten können, also mehrere "Hobracker Kalke" vorhanden sind, sollte diese Bezeichnung nicht mehr verwendet werden.

Die oben aufgezeigte Gliederung ist mit einigen örtlich bedingten Veränderungen auch für das gesamte Gebiet der Ruppichterother Mulde gültig. Eine Besonderheit ergibt sich nur durch den relativ mächtigen Schönenberger Sandstein, der von Tonsteinen Hobracker Art unter- wie auch überlagert wird, außerdem scheint er — unter einer jungen Verwitterungsdecke verborgen — nach Osten auszukeilen. Damit erweist er sich aber als eine Einschaltung innerhalb der Hobracker Schichten und stellt somit ein Äquivalent der Sandstein-Zone dar, obwohl er gesteinsmäßig ganz den Mühlenberg-Schichten gleicht.

Derartige fazielle Änderungen sind im bergischen Mitteldevon recht häufig, doch beschränken sich diese nicht nur auf eine rasche seitliche Veränderung im Gesteinsaufbau, sondern auch auf einen zeitlich bedingten Wechsel: Im Profil ändern sich die lithologischen Gegebenheiten sehr rasch, wofür die Entwicklung der Hobracker Schichten als Ganzes zeugt.

#### **3.1.4. Sedimentation und Fazies im Devon**

Die unterdevonischen Sedimente haben den Charakter von Flachwasserablagerungen, denen durch ständige Umlagerungsprozesse längs der im Norden gelegenen Küste des Old-Red-Kontinentes infolge breiter Deltaschüttungen eines oder mehrerer Flußmündungen (Jux 1971) ihre lithologische Ausbildung aufgeprägt wurde. Dabei ist die Einschüttung des terrigenen Materials durch eine starke Absenkung wieder ausgeglichen worden, so daß auf der einen Seite eine enorme Mächtigkeit gleichförmiger, aber auch sich rasch ändernder Gesteine angehäuft werden konnte, während auf der anderen Seite die Sedimentation ständig im Flachwasserbereich erfolgt.

Diese Beobachtung wird durch Untersuchungen im rezenten Flachwasserbereich, zum Beispiel der heutigen Nordseeküste, bestätigt (REINECK & WUNDERLICH 1968, REINECK & BIR SINGH & WUNDERLICH 1971), wo Flaserschichtung zusammen mit Rippel- und Rieselmarken Ausdruck einer unruhigen und unregelmäßigen Sedimentation sein können. Wichtig ist, daß das Sedimentmaterial ständig umgelagert worden ist und dabei gut sortiert wurde. Die Sandsteinbänke und Bankfolgen sind Zeugen sich nach Art von (rezentem) Großrippeln ständig verlagernder Sandbänke.

Zwar ist es einerseits möglich, Sandsteinbankfolgen über größere Entfernung hinweg zu verfolgen, doch keilen sie andererseits rasch aus, was sogar innerhalb von wenigen Metern — im Bereich eines Aufschlusses — der Fall sein kann.

Diese rasch wechselnde, lithologisch jedoch sehr eintönige Sedimentation ist der Ausdruck der küstennahen und weitgehend marinen Rheinischen Magnafazies. Während die angrenzenden Festländer, insbesondere der im Norden gelegene Old-Red-Kontinent, unter warm-ariden Klimabedingungen lagen, wurden in der Rheinischen Geosynklinale mehrere tausend Meter rasch wechselnder, lithologisch eintöniger Ton-, Schluff- und Sandsteinfolgen abgesetzt. Als normale Rheinische Fazies wird von Jux (1971) die Oberstadtfelder Intrafazies mit ihrer reichen marinen Fauna angesehen, die sich mit einer kalk-

führenden Riff-Fazies ("biostromale Intrafazies", Jux 1971) verzahnt, die eine vermittelnde Rolle zur herzynischen Magnafazies einnimmt. Zu dieser tritt die Nieder-rheinische Intrafazies, die zur Old-Red-Fazies vermittelt und die aus den oben charakterisierten, rasch wechselnden Gesteinsfolgen mit einer artenarmen, in der Regel nicht mehr ausschließlichen marinen Fauna besteht und die für das Bergische Land typisch ist: Linguliden, Globithyridinen, Modiolopsiden, stark skulptierte Ostracoden, Eurypteriden, Agnathen und Arthrodiren sowie Pflanzenreste (Jux 1971) zeigen einen beträchtlichen Süßwassereinfluß an. Man gewinnt dadurch den Eindruck, daß sich hier ein brackisch-mariner deltaähnlicher Schuttkörper weit nach Süden in den Bereich der Oberstadtfelder Intrafazies hinausgeschoben hat (Jux 1971: 149). Mit der Ems-Stufe stellen sich dann im Bergischen Land noch rot gefärbte Sedimente, vorwiegend als Tonsteine, ein, die mit den Klerfer Schichten der Eifel gleichgestellt werden können. Ob jedoch alle Rotschiefer als Rotschlammabsätze eines warm-arid verwitterten Hinterlandes angesprochen werden können, ist im Hinblick auf gelegentliches Verknüpftsein mit vulkanogenem Material fraglich (vgl. hierzu HILDEN 1964).

Ungefähr an der Grenze vom Unter- zum Mitteldevon macht sich in der Schichtenfolge nicht nur ein lithofazieller, sondern auch ein biostratigraphischer Umschlag bemerkbar. Es wechseln die Gesteine von den unterdevonischen kalkfreien und fossilarmen, brackischen Deltasedimenten zu den mitteldevonischen kalk- und fossilreichen, marinen Ablagerungen.

Das Blattgebiet befindet sich nunmehr wieder im Bereich einer marinen Sedimentation. Die festländische Schüttung reichte nicht mehr so weit in das Meer hinein, so daß sich nunmehr die Oberstadtfelder Intrafazies auch im Bergischen Lande ausdehnen konnte.

Relativ schlagartig treten schillartige Absätze mariner Lebewesen auf, und an der Basis der Eifel-Stufe werden sogar eingedriftete Hochseebewohner zusammengeschwemmt.

Beide Entwicklungen gehören zur Rheinischen Magnafazies (ERBEN 1962, H. SCHMIDT 1962, Jux 1971), die das Schelfgebiet des im Norden angrenzenden Old-Red-Kontinents kennzeichnet.

LORENZ (1941) nahm für die Zeit an der Wende vom Unter- zum Mitteldevon im Westen des Blattgebietes eine Schwelle an, die auf Vorstellungen von SPRIESTERSBACH & FUCHS (1909) und H. SCHMIDT (1926) zurückgeht; sie wurde die Nümbrechter Schwelle genannt und sollte die "Trennungsschranke zwischen der Remscheider und der Mittelrhein-Fazies" darstellen (LORENZ 1941: 273). Diese Schwelle sollte — als Fortsetzung der Manderscheider Schwelle der Südeifel (SOLLE 1937) — bis in das zentrale Blattgebiet von Wiehl reichen.

Neuere Untersuchungen haben jedoch gezeigt, daß in allen Aufschlüssen nahe dieser "Schwelle" alle Grenzsichten zwischen dem Unter- und dem Mitteldevon, also die Remscheider Schichten und die Heisdorfer Gruppe, vorhanden sind (CLAUSEN 1962, CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965, SCHEIBE 1965, ZYGOJANNIS 1971), wenn auch in sehr geringer Mächtigkeit, so daß sie kartenmäßig kaum darstellbar sind. Eine Transgression mitteldevonischer beziehungsweise hochoberemischer Schichten auf älteren unterdevonischen ist somit im Blattgebiet und der weiteren Umgebung nicht nachzuweisen, vielmehr eine starke Mächtigkeitsabnahme von Nordwesten nach Südosten, also auf den

Bereich der früheren "Schwelle" hin. "Während im Nordwesten (Oberselbacher und Lennefer Mulde) noch 140 m Remscheider Schichten anstehen, sind es im Engelskirchen—Ründerother Raum (Agger-Wiehl-Zusammenfluß) etwa 35 m und in der Ruppichterother Mulde nur noch 12—15 m" (ZYGOJANNIS 1971: 129). Die Mächtigkeitsveränderung geht einher mit einer stärkeren Faziesdifferenzierung, die dann aber schon wieder mit der Heisdorfer Gruppe in eine ausgeglichene Sedimentation einmündet (vgl. auch ZYGOJANNIS 1971: 136).

In diesem ruhigen und wenig differenzierten Ablagerungsraum kam durch das Aufwachsen kleinerer und isolierter Riffe eine neue Komponente in das Sedimentationsmilieu hinein. Das setzte mit dem "Heisdorfer Kalk" ein, verstärkt sich in den Oberen Hohenhöfer Schichten und findet seinen vorläufigen Höhepunkt in den Hobracker Schichten (Basiskalk und Grenzkalk; vgl. hierzu auch das Fazieschema bei SCHEIBE 1965: 477, Abb. 2). So ganz ausgeglichen war das Ablagerungsmilieu der Hobracker Schichten jedoch nun auch wiederum nicht. Der Sandgehalt ist in diesen Schichten stets vorhanden und kann sich gelegentlich zu einzelnen Sandsteinbänken oder gar -bankfolgen anreichern. Im nördlich anschließenden Blattgebiet 5011 Wiehl hat schon RICHTER (1921, 1922 a, b) innerhalb der Hobracker Schichten eine relativ konstante Sandsteinanreicherung festgestellt, deren Mächtigkeit jedoch aus dem Ründerother Gebiet (um 100 m) über das von Wiehl (um 50 m) bis auf wenige Meter (Waldbröler Gebiet) zurückgehen oder gar ganz verschwinden kann. Gleichzeitig nimmt aber auch die Mächtigkeit der Hobracker Schichten von Nordwesten nach Südosten zu, zumindest im Blattgebiet, so daß es den Anschein hat, als wäre im Gebiet der Nümbrechter "Schwelle" eine geringere Sedimentationsrate bis in das Waldbröler Gebiet hinein zu verzeichnen. Deutlich macht sich das nämlich im Nordteil des Blattgebietes 5111 Waldbröl bemerkbar, wo die Hobracker Schichten eine Mächtigkeit von kaum 50 m haben, dann aber in der Waldbröler Mulde eine solche von mehr als 250 m (vgl. GRABERT 1979). Nach den Hobracker Schichten wird das Ablagerungsmilieu von einer beträchtlichen Sandzufuhr der Mühlenberg-Schichten eingedeckt, wobei es nur ganz vereinzelt den Rifforganismen gelingt, sich in einer ruhigeren Epoche wieder durchzusetzen. In einer solchen Zeit entstand das von Sandsteinen der Mühlenberg-Schichten umschlossene Stromatoporenriff der Wiehler Tropfsteinhöhle (GK 25: 5011 Wiehl, vgl. HOLZ 1960). Die einzelnen Kalkriffe waren eng begrenzte Biotope, sie bestehen vorwiegend aus Stromatoporen und/oder Crinoiden und erreichen selten mehr als 20 m Mächtigkeit bei einer Längserstreckung von kaum mehr als 100 m. Keineswegs sind die Riffkalksteine an bestimmte Zeiten gebunden, wenn auch einzelne Zeitabschnitte anscheinend besonders reich an Riffkalksteinen waren (Basiskalk, Grenzkalk usw.). Die Riffe setzten zu verschiedenen Zeiten ein und starben auch zu verschiedenen Zeiten wieder ab. Ihre Lebensdauer war von Umwelteinflüssen bestimmt, wobei ein höherer Sandgehalt im angefrachteten Material besonders prägend war. Mit den Mühlenberg-Schichten kam das Riffwachstum vorübergehend zum Stillstand; im benachbarten Gebiet bildeten sich mit dem Nachlassen der Sandzufuhr wieder neue Riffe aus, die noch mehrfach von größeren Sandschüttungen unterbrochen wurden (Unnenberg-, Finnentroper Sandstein), bis es an der Wende von der Givet-Stufe zum Oberdevon im Massenkalk kulminierte.

Die kleinen Kalkriffe des Mitteldevons bezeugen zusammen mit den reichen Faunen der umgebenden Tonsteine einen warmen, gut durchlüfteten und durchlichteten Flachwasserbereich im Schelfgebiet (vgl. JUX & MANZE 1978).

## 3.2. Tertiär

Mesozoische Sedimente konnten im Blattgebiet nicht nachgewiesen werden. Es darf angenommen werden, daß der hier abgehandelte Teil des Schiefergebirges zu jener Zeit Festland und somit Abtragungsgebiet war. Dafür sprechen sowohl die paläogeographische Situation als auch die in benachbarten Kalkgebieten des Schiefergebirges wiederholt angetroffenen geschichteten terrestrischen und pollenanalytisch datierbaren Karstsedimente, deren Entstehungsalter sich teilweise über die Tertiär-Zeit bis in die Unterkreide-Zeit zurückverfolgen läßt (WIRTH 1964, 1970, MÜHLHAUS 1965).

Auch während des Tertiärs gehörte das Blattgebiet zum Festland. Obwohl die benachbarten Gebiete des Westerwaldes und des Siebengebirges sowohl terrestrische und brackische als auch vulkanogene Bildungen des Tertiärs zeigen, waren bis jetzt im Blattbereich, wenn man von den in Kapitel 3.2.1. erwähnten tertiären Verwitterungsrelikten abieht, noch keine derartigen Ablagerungen nachzuweisen. Mit großer Wahrscheinlichkeit darf aber dennoch angenommen werden, daß auch im Blattgebiet tertiärzeitliche fluviatile Kiese, Sande und Tone, vielleicht sogar Torfe (Braunkohle) verbreitet waren. Sie sind lediglich durch spätere Erosions- und Denudationsvorgänge in diesem Teil des Schiefergebirges beseitigt worden (zur Klimageschichte vgl. SCHWARZBACH 1968).

Wenn auch bisher tertiärzeitliche Sedimente nicht zu ermitteln waren, so sind wenigstens die genannten charakteristischen Bodenrelikte aus jener Zeit erhalten geblieben. Damals herrschten im bergischen Raum in bestimmten Perioden kühlere, warme und auch wechselfeuchte bis feuchtwarme (tropoide) Klimaverhältnisse. Die letzteren waren offensichtlich in der mehr oder weniger stark eingerumpften, also flachwelligen Landschaft von extremen, vor allem chemisch gesteuerten Verwitterungsabläufen begleitet, die analog den Vorgängen in den heutigen Tropen einen tiefgründigen Zersatz des Anstehenden zur Folge hatten und damit zur Bildung von mehrere Dekameter mächtigen Bodendecken führten (vgl. hierzu Kap. 9.2.1.).

### 3.2.1. Verwitterungsdecke

Die ungewöhnlich mächtigen Verwitterungsdecken wurden in der Folgezeit im wesentlichen bis aufs Anstehende denudiert, so daß dort heute keine tertiärzeitlichen Verebnungsflächen mehr, sondern lediglich die von den verwitterten Lockermassen entblößten Verwitterungsbasisflächen (Felspediment) vorliegen.

Bedingt durch diese Denudation lassen sich in der heutigen Landschaft zwei Erscheinungsformen jener Zeit noch erkennen. Einerseits sind es die ehemals zusammenhängenden Verwitterungsbasisflächen (Pedimente), die pleistozän zertalt als mehr oder weniger deutliche, sporadisch noch erhaltene Verebnungsrelikte (terrassenartige Felsfußflächen) in Erscheinung treten, andererseits die in diesen Flächen vor allem im Bereich von Kluft- und Störungszonen ausgebildeten wurzelartigen Ausläufer der extremen tertiären Verwitterung. Letztere reichen auch heute noch bei einer unterschiedlichen Breite (wenige Dezimeter bis mehr als 20 m) mehrere Dekameter tief ins Festgestein hinein.

Wieviele und an welchen Stellen Relikte von Basisflächen tertiärzeitlicher Verwitterungsphasen im einzelnen vorliegen, läßt sich nicht sagen. Eine höhere ältere Fläche mit roten,

grauen und gelben Boden- und Gesteinsverfärbungen scheint sich im Bereich des Nutscheid-Kammes erhalten zu haben, während wohl eine tiefere jüngere, pliozäne Fläche von Westen in das Gebiet übertritt. Ähnlich alte pliozäne Elemente, nur stärker überprägt, sind offensichtlich im Zwischenbereich über der Sieg-Hauptterrasse und dem Abhang des südlichen Nutscheid-Kammes als Trogflächen beziehungsweise Hochtalhangbereiche (KAISER 1956, 1961) zu erkennen (vgl. hierzu die geologischen Verhältnisse im Bereich der Sieg-Terrassen des Blattgebietes von Eitorf und Waldbröl).

Diese bunten Gesteinsverfärbungen sind nicht nur im Bereich des Nutscheid-Kammes vorhanden, sondern auch auf den etwas tiefer gelegenen Höhen westlich von Ruppichter-oth. Ob dadurch jedoch ein — durchgepaustes — tertiärzeitliches Relief angedeutet wird in der Art, daß sich im Bereich der kalkstein- und tonsteinreichen Ruppichterother Mulde schon zur Tertiärzeit eine Senke ausgebildet hatte, kann zwar vermutet, doch nicht eindeutig genug nachgewiesen werden.

Auf der Höhe westlich von Ruppichter-oth sind bei bergbaulichen Schurfarbeiten (vgl. Kap. 6.) dunkelgraue und rötlichviolette bis gelbliche Tone angeschnitten und auf einer Halde zusammengefahren worden (der frühere Bergbaubetrieb "Sperber" steht heute voller Wasser, die erwähnte Halde (R 03 300, H 35 555) befindet sich nördlich der Straße). Nach einer Röntgenbeugungsanalyse (Untersuchung G. STADLER, Geol. L.-Amt NW) besteht die rötlichviolette Tonsubstanz aus ca. 40% Quarz, weniger als 3% Feldspat, ca. 30% Serizit (z.T. Illit?), ca. 20% Kaolinit und weniger als 5% Hämatit oder Hydrohämatit. Die dunkelgraue beziehungsweise hellgelbe Tonsubstanz weist nur geringfügige Änderungen in der prozentualen Zusammensetzung auf.

Nach diesen Befunden liegen stark kaolinithaltige, chloritfreie Tone vor, die dem Mineralbestand nach offensichtlich unter den optimalen Verwitterungsbedingungen der Tertiärzeit entstanden sind. Die sehr gute Kristallinität der Glimmerkomponente läßt weiterhin darauf schließen, daß das Material in situ aus devonischen Sedimenten gebildet wurde.

Während sich die älteren, überwiegend tropoiden Verwitterungsbildungen durch bunte, das heißt rote, gelbe, graue und violette Farbtöne sowohl in den Bodenrelikten als auch im Gestein dokumentieren, scheinen den jüngeren Bildungen dieses Zeitalters die intensiven Farben zu fehlen.

### 3.3. Quartär

Das Quartär umfaßt nach der erdgeschichtlichen Gliederung das Pleistozän (Eiszeit-  
alter) und Holozän (Nacheiszeit bis zur Gegenwart).

Morphogenetisch wird der weitgehend flachwellige Landschaftstyp der Tertiär-Zeit nunmehr von einem ganz anderen Typ, der sich bis zur Gegenwart noch ausprägt, abgelöst. Dieser präsentiert sich in einem Relief, das von tief in die tertiären Verwitterungsbasis-  
flächen eingeschnittenen und linear ausgerichteten Kerb- und Sohlentälern stark ge-  
gliedert ist. Somit dürfte einleuchten, daß die dem paläozoischen Gebirgskörper  
aufgelagerten verschiedenartigen, aus der Verwitterung hervorgegangenen Lockerge-

steine und -bildungen einschließlich der Bodendecken (s. Kap. 9.) überwiegend ein quartäres Entstehungsalter haben.

### **3.3.1. Pleistozän**

Klimatisch leitet das mit sinkenden Jahrestemperaturen ausgehende Tertiär bereits zu dem zwischen extremen Kalt- und Warmzeiten (Glazial und Interglazial) wechselnden Pleistozän über. Mit dem Wechsel des Klimas ging eine Umstellung von der chemischen zur vorherrschend physikalischen Verwitterung einher. Daneben begann sich auch die schon gegen Ende des Tertiärs einsetzende Hebung des Gebietes auszuwirken. Korrelierend mit der dadurch bedingten stetigen Tieferlegung der Erosionsbasis erfolgten auch die lineare Ausrichtung und Einschneidung der heutigen Flußtäler in das Plateau des Gebirgsrumpfes. ROHDENBURG (1968) sieht die quartäre Meeresspiegelabsenkung als den entscheidenden Impuls für die Zertalung der deutschen Mittelgebirge mit ihrem heute hochliegenden Flachrelief an.

#### **3.3.1.1. Verwitterungsdecke**

Quartäre Verwitterungsrelikte sind meist von grauer Farbe. Sie besitzen einen hohen Tongehalt, der verbreitet einen Wasserstau hervorruft. In der geologisch-bodenkundlichen Literatur wurden sie früher auf Grund ihrer Farbe als Graulehm, heute werden sie in Verbindung mit dem charakteristischen Tongehalt, in der Gruppe der Plastosole geführt.

Bei Retscheroth (R 02 075, H 36 680) konnte flächenhaft ein tiefreichender weißgrauer Gesteinsersatz festgestellt werden. Es handelt sich dort um einen weißgrauen, dünnplattigen, stückig brechenden schluffigen Tonstein. Die makroskopischen Kriterien deuten auf einen tertiärzeitlichen Verwitterungseinfluß hin. Die Röntgenbeugungsanalyse (Untersuchung G. STADLER, Geol. L.-Amt NW) widerlegte jedoch diese erste Annahme. Sie brachte nämlich den Nachweis von ca. 40% Quarz, ca. 3% Feldspat, ca. 30% Serizit (z.T. Illit) und ca. 20% schlecht kristallisiertem Chlorit, jedoch keinen Kaolinit. Das Material besitzt somit trotz der starken Bleichung noch den primären Mineralbestand unterdevonischer Tonsteine; ein tertiärzeitlicher Verwitterungseinfluß ist mithin nicht nachzuweisen.

Außer der zunehmenden Reliefenergie war vor allem das den periglazialen Gebieten eigene Bodenfließen (Solifluktion) — der südliche Rand des nordischen Inlandeises erreichte zeitweise das Gebiet der unteren Ruhr und des Niederrheines — von großer Bedeutung. Letzteres trug dazu bei, daß die anfangs zum Teil noch in situ vorhandenen Verwitterungsdecken umgelagert und bis auf ihre Basis über dem Festgestein abgetragen wurden. Auch der durch die Frostverwitterung aus dem Anstehenden hervorgegangene Schutt und die in den Warmphasen dieser Perioden entstandenen Böden, auch solche aus Lößlehm, wurden stetig ein Opfer dieser Abtragungs- und Umlagerungsvorgänge. Wanderschuttdecken, zwei- bis vierschichtig und über 4 m mächtig, können als Produkte dieser Vorgänge immer wieder in Aufschlüssen, vor allem in Unterhanglagen, erkannt werden. Verbreitet lassen sich in diesen schichtigen Ablagerungen auch bis zu 1,7 m mächtige Eiskeile vor allem in schluffigen, das heißt vorherrschend lößlehmreichen Substraten feststellen.

### 3.3.1.2. Terrassen

Terrassen sind Relikte älterer Flußablagerungen, also ehemalige Talfüllungen der sich während verschiedener Phasen des Pleistozäns immer tiefer in den Gebirgsumpf einschneidenden Gewässer. Die Ablagerungen sitzen als geschichtete Kies- und Sandablagerungen (Terrassenschotter) in bestimmten Niveaus auf Hangschultern der Talhänge, oft noch abgedeckt durch den dazugehörigen Auenlehm, dem Festgestein auf. Die in diesem fossilen Auenlehm entstandenen alten Böden haben sich verschiedentlich erhalten, wenn auch der größte Teil von stark mäandrierenden Gewässern beseitigt worden ist. Die Reste der einstigen hydromorphen Böden streichen nur vereinzelt zutage aus. Weitaus häufiger liegen sie unter den Hanglehmen begraben. Die Tatsache der mitunter kräftigen Überdeckung mit Fremdmaterial trägt auch dazu bei, daß die verschiedenen Schotterniveaus nicht immer eindeutig parallelisiert werden können. Im wesentlichen lassen sich aber recht deutlich in der Landschaft drei Terrassenstufen, nämlich die Nieder-, Mittel- und Hauptterrasse, als Ausdruck pleistozäner Talbildungen erkennen (KNUTH 1922, 1923).

Die weiteste Verbreitung zeigen die Terrassenreste im Siegtal, die jedoch schon außerhalb des Blattgebietes liegen. Dort ist, ausgehend von den Verhältnissen am Unterlauf der Sieg in der Verbindung mit den Terrassen des Rheines, eine Gliederung möglich; in den Nebentälern sind nur wenige Reste vorhanden. Im Waldbröl- und Bröltal und vereinzelt auch in größeren Nebentälern sind Reste der Mittelterrasse vorhanden; daraus könnte der Schluß abgelesen werden, daß diese Täler erst zur Mittelterrassen-Zeit angelegt worden sind. Hauptterrassen-Reste sind im ganzen Blattgebiet nicht vorhanden. (Zur Entwicklung der Flußlandschaft vgl. PHILIPPSON 1899, RULAND 1926, BREDDIN-RULAND 1927, MORDZIOL 1929, RICHTER 1935, HOOS 1936, SCHRÖDER 1965, GRABERT 1975).

#### 3.3.1.2.1. Mittelterrasse (M)

In den Niederungen des Bröl- und des Waldbröltales liegt rund 20 m über der Niederterrasse die schotterführende Verebnung der Mittelterrasse. Sie tritt meist nur als schmale Leiste an den Flanken der sich verengenden Täler auf. In den kleineren Nebentälern sind Reste dieser Terrasse nicht vorhanden, ebenfalls ist das breitere Wahnbachtal — zumindest auf dem Blattgebiet — frei von Mittelterrassen-Ablagerungen. Dennoch ist es möglich, daß Reste der Mittelterrasse dort noch vorhanden sind, da entsprechende Verebnungsflächen unter einer wechselnd mächtigen Lößlehmdecke auftreten. Möglicherweise sind die Schotter vor der Ablagerung des Lösses abgetragen worden.

Mittelterrassen-Schotter sind bisher nachgewiesen worden: westlich von Schloß Herrenstein (R 97 750, H 33 505; Abb. 6) beidseits des Bröltales bei Dammen (R 00 700, H 37 850 und R 00 800, H 37 900), sowie westlich von Höfferhof (R 01 150, H 36 680).

#### 3.3.1.2.2. Niederterrasse

Der Schotterkörper der Niederterrasse (Engtalbodenterrasse, KAISER 1961) füllt, wie Bohrungen zeigen, in offensichtlich größerer Mächtigkeit die im jüngsten Pleistozän in den paläozoischen Gebirgskörper eingetieften Rinnen im Bereich der heutigen Talaue aus. Ob





Abb. 6. Mittelterrassen-Schotter an der Mäanderschleife des Bröltales bei Schloß Herrenstein (R 97 750, H 33 505)

und inwieweit ein wenige Meter über der heutigen Talauie des Bröl- und Waldbrölbaches anstehender und diese begleitender Schotterkörper noch zur Niederterrasse oder schon zur Mittelterrasse zu zählen ist, kann anhand des spärlich vorliegenden Beobachtungsmaterials nicht geklärt werden.

Zugedeckt wird die unebene, meist wellig-bucklige Schotteroberfläche von einer wechselnd schluffig-tonigen Hochflutbildung (s. Kap. 3.3.2.1.), die örtlich von Kiesrücken durchragt wird, insgesamt jedoch ein weitgehend ebenes Talniveau im Bereich der großen Täler ergibt. Lediglich Altwasser- und Hochflutrinnen gliedern diesen Bereich.

Die kleineren Seitentäler des Waldbröl- und des Bröltales führen im Untergrund gleichfalls weitverbreitet Kiese, die neben einem überwiegend jungpleistozänen, teilweise vielleicht im obersten Teil auch ein frühholozänes Alter haben. Auf stärkeren Gefällstrecken ist beispielsweise im Bereich der zur Sieg hin entwässernden Nebenbäche in Bachbetten neben grobem Blockschutt auch das oberflächennah anstehende Gebirge zu beobachten. Wie mächtig diese Talfüllungen sind, kann im einzelnen nicht gesagt werden. Mit 1—2 m starken fluviatilen Bildungen darf bei den kleineren, 2—5 m bei den größeren Bachtälern gerechnet werden. Hin und wieder fällt auch auf, daß Nebentäler mit stärkerem Gefälle in das Haupttal der Bröl „einbrechen“, wobei die Bäche beinahe wasserfallartig die Schuttfächer durchschneiden.

### 3.3.1.3. Hang- und Hochflächenlehm („hg)

Über dem paläozoischen Gebirgskörper lagern, stark geprägt durch die morphologischen Gegebenheiten, Bodensedimente unterschiedlicher Mächtigkeit und Herkunft. Wenig exponierte Mittel- und Unterhanglagen zeigen, zum Teil selbst unter Lößlehm, mitunter noch mehrere Meter mächtige Verwitterungsdecken. Kuppen und steilere Hanglagen sind dagegen erosionsanfälliger und somit vielfach frei von nennenswerten Lockerdecken.

Die ortsfremde Entstehung der Hang- und Hochflächenlehme läßt sich vielfach durch Farbe, Struktur sowie Art und Anteile der Gesteine erkennen. Periglaziale Vorgänge wie Bodenfließen, Deckenbildungen und Verwürgungen, haben ihre Merkmale in den noch vorhandenen Relikten hinterlassen. Diese bestehen neben pleistozänen Verwitterungslehmen und -schutt der paläozoischen Gesteine aus Anteilen von Lößlehm und Resten der tertiärzeitlichen Verwitterungsbildungen (s. Kap. 3.3.1.1.).

Eine geringe Wasserführung (Hangnässe), die teilweise durch Quellaustritte und wasserstauende Bodenhorizonte bedingt ist, läßt sich in diesen Lockermassen oft im Zusammenhang mit frischen Rutschungen oder sonstigen Aufschlüssen erkennen. Örtlich wurden früher auch Wasserfassungen für Einzelhöfe in diesen Ablagerungen angelegt (vgl. Kap. 7.6.).

### 3.3.1.4. Löß und Lößlehm („Lö)

In den periglazialen Phasen der pleistozänen Kaltzeiten wurden von Winden aus vegetationslosen Flächen lockere gelbliche Staubsedimente mit einem vorherrschenden Korngrößendurchmesser von 0,01—0,05 mm (0,02—0,063 mm) ausgeblasen und vor allem im Windschatten vegetationsarmer Hänge wieder abgelagert. Neben einem hohen Anteil von Quarz (60—70% Quarzstaub) und, je nach Liefergebiet, auch verschiedenen Silikaten (10—20% Feldspat u.a.) ist ein Kalkgehalt von 8—20% bemerkenswert.

Seit der letzten Anwehung in der Weichsel-Kaltzeit — ältere Lössen waren bis dahin wieder weitgehend erodiert — unterlag der Löß wie die anderen Gesteine bis heute dem Abtrag und vor allem der Verwitterung. Dabei verlor er durchweg seinen Kalkgehalt und verwitterte zu Lößlehm.

Die heutige Verbreitung des Lößlehms umfaßt teils bis zu 1 m mächtige Schleier auf flacheren Hängen des nördlichen Bereichs, teils bis zu 6 m starke Decken in Mulden und Hangfußbereichen.

Aus der heutigen Verbreitung sowie anhand von Profilstudien kann geschlossen werden, daß ehemals nahezu das gesamte Blattgebiet mit Ausnahme luvseitiger Steilhänge von einer unterschiedlich mächtigen Lößdecke überlagert war. Von den periglazialen Einflüssen hat vor allem die Solifluktion zu den ersten Verlagerungen und dem Abtrag von Löß geführt. So lassen sich in Aufschlüssen der Hangfußlagen immer wieder einige Meter mächtige, mehrschichtige, von Hangschutt durchsetzte Lößlehm-Relikte beobachten. Analog dazu zeigen verschiedentlich die Auenlehme (s. Kap. 3.3.2.1.) hohe Anteile von Lößlehm. Auch den Verwitterungsböden ist dieses Windsediment regelmäßig, wenn auch in unterschiedlicher Menge, beigemischt.

### 3.3.2. Holozän

Das Holozän entspricht der Nacheiszeit und umfaßt einen Zeitabschnitt von etwa 12 000 Jahren.

Betrachtet man einerseits die tiefgreifenden Auswirkungen der Denudation und andererseits den großen Zeitbedarf für die Bildung der Böden auf Silikatgestein im humiden Klimabereich (s. Kap. 9.), so wird klar, daß die heutige Landschaft neben tertiärzeitlichen weitgehend pleistozäne Züge trägt. Die holozänen Veränderungen beschränken sich deshalb im wesentlichen nur auf relativ oberflächennahe Bereiche. Dazu gehören die Auenlehmdecken in den heutigen Talauen, die Schwemmkegel der Seitenbäche, torfige Bildungen im Bereich der Niederterrasse (REHAGEN 1967) sowie verschiedene Hanglehme, die aufgrund ihrer allochthonen labilen Lage als holozäne Produkte eingestuft werden können.

#### 3.3.2.1. Ablagerungen in den Tälern (qh)

Zwischen den Kiesen der Niederterrasse und den **Kiesablagerungen** in den Tälern bestehen hinsichtlich der Zusammensetzung und der Ausbildung der Schotter keine wesentlichen Unterschiede.

Da auch in den breiten Tälern des Bröl-, des Waldbröl- und des Wahnbaches eine Niederterrasse mit Sicherheit nicht ausgeschieden werden kann, muß angenommen werden, daß die Schotter in den Tälern weitgehend in der Niederterrassen-Zeit abgesetzt und nur die oberen Partien in jüngerer Zeit etwas umgelagert worden sind. Damit würden die Ablagerungen in den Tälern weitgehend Niederterrassen-Material enthalten, in das sich die rezenten Bäche einschneiden. Hochwasser brachte feineres Material als Auenlehm zum Absatz, der hohe Grundwasserstand führte gelegentlich zu moorigen bis anmoorigen Bildungen. Der auflagernde Auenlehm setzt sich aus abgeschlammtem Lößlehm und Verwitterungsmaterial zusammen, ist vielfach anmoorig und besitzt eine durchschnittliche Mächtigkeit von kaum mehr als 50 cm. Er ist nur örtlich entwickelt.

Die Mächtigkeit der Talschotter ist abhängig von der Ausformung des Tales. Am Prallhang schneidet sich der Bach meist tiefer ein als am Gleithang. In den breiten Tälern des Bröl-, des Waldbröl- und des Wahnbaches werden aufgrund von Vergleichen Kiesmächtigkeiten bis zu 5 m angenommen.

Der **Auenlehm** wurde seit dem Ausgang der letzten Kaltzeit fortlaufend bis in die Gegenwart abgelagert.

Durch die Transportkraft der Hochwässer wurde, besonders in den breiten Tälern, das Lockermaterial der durch Hangrutschungen und Schuttfächer gebildeten Buckel- und Muldenformen innerhalb der Talaue vielfach wieder eingeebnet. Außerdem haben die Wasserläufe im Holozän im Bereich ihrer Niedrig- und Mittelwasserrinne wiederholt Bettverlagerungen und Eintiefungen vorgenommen, wobei es zu Boden- und Schotterabtrag sowie zur Vermischung und Umlagerung von Sedimenten innerhalb der Talflächen gekommen ist.

In Abhängigkeit von den Ablagerungsbedingungen (Fließgeschwindigkeit der Gewässer usw.) und der Bodenartenzusammensetzung im Abtragungsgebiet, besteht der

Auenlehm überwiegend aus unterschiedlich tonig-sandigen Schluffen, deren Mächtigkeit zwischen 0,5 und mehr als 2 m schwankt. Örtlich können diese von Kiesbänken durchragt sein und dementsprechend hohe Sand- und Kieskomponenten aufweisen. Höhere Sandgehalte führt vielfach der ufernahe Hochflutbereich. Tonige Bildungen treten dagegen vorherrschend in Depressionsflächen auf.

Obwohl die ehemaligen Umlaufschlingen wegen der vom Menschen durchgeführten Begradigungen kaum oder gar nicht mehr vom Hochwasser der Bäche beeinflusst werden, kommt es gelegentlich dennoch durch die Seitenbäche aus dem Gebirge heraus und durch die Erosion von den steilen Hängen herab in den weiten Talungen zu einer allerdings unausgeglichene Schuttfuhr. Depressionen stellen somit das reliefbedingte Sammelbecken für den Erosionsschutt dar.

Torfe und anmoorige Bildungen entstanden und entstehen bei Grundwasserständen zwischen 0 und 0,8 m unter Gelände; sie wurden vereinzelt innerhalb der Auenlehm-Decke als torfige und anmoorige Horizonte in einer Mächtigkeit von 0,2—1,3 m angetroffen.

### **3.3.2.2. Schwemmkegel**

Kleine Seitenbäche haben gewöhnlich ein starkes Gefälle und damit auch für den Bereich der Engtäler mindestens kurzfristig eine hohe Transportkraft, die in der Lage ist, das von den Steilhängen anfallende Lockermaterial aus Sand, Schluff, Kies und Ton vielfach bis zur Einmündung in die Haupttäler mitzuschleppen und dort deltaartig abzulagern. Verschiedentlich erfolgt mit dem Aufbau der konvexen Schwemmkegel auch eine Ablenkung des Hauptflusses auf die andere Talseite, sofern seine Transportkraft nicht ausreichte, den mitunter bis zu 5 m hohen Schuttkörper abzutragen oder durchzuschneiden. Die Grundwasserstände richten sich nach den wechselnden Vorflutverhältnissen. Sie liegen zwischen 0,5—4 m unter Flur.

### **3.3.2.3. Künstliche Aufschüttungen („y“)**

Diese die Landschaft verändernden Eingriffe des Menschen beschränken sich auf kleine Flächen. Es sind Halden, die mit dem Bergbau und dem Betrieb der Steinbrüche entstanden. Während die Halden der Steinbrüche aus vorherrschend grobstückigem Gestein, schluffigen Einlagerungen und sonstigem Abraum bestehen, zeigen jene der Bergbaubereiche, zum Beispiel bei den Gruben der Zeche „Carl-Joseph“ bei Plackenhohn, naturgemäß meist nur unverwitterte, mit Erz durchsetzte Sandstein- und Tonsteinbruchstücke.

## **4. Gebirgsbau**

Das Blattgebiet ist Teil des Rheinischen Schiefergebirges, das aus gefalteten paläozoischen Sedimenten besteht und durch die variscische Orogenese in Sättel und Mulden zerlegt ist und von Störungen durchzogen wird (Abb. 7). Eine jüngere, nachvariscische Beanspruchung des gefalteten Gebirges ist wahrscheinlich, jedoch wegen fehlender Bezugspunkte derzeit nicht zu beweisen.

### **4.1. Bauelemente**

Es lassen sich infolge der in Falten gelegten paläozoischen Sedimente größere Sättel und Mulden gegeneinander abgrenzen. Sie sind im Großen wie auch im Kleinen (Steinbruchbereich) einfach gebaut, indem die entsprechenden Schenkel der Strukturen gegenläufig einfallen. Dabei ist zu beobachten, daß bei Sätteln der Nordwestschenkel meist etwas steiler als der Südostschenkel einfällt, eine Überkipfung jedoch nur außerordentlich selten zu verzeichnen ist; hier spielen dann meist örtliche Faktoren eine Rolle.

#### **4.1.1. Schichtung und Faltung**

Die Schichtung ist das wichtigste Gefüge der Sedimentgesteine, sie entsteht durch den Wechsel des Materials während der Sedimentation. Die Schichtung tritt als Streifung, Bänderung und Bankung deutlich in Erscheinung. Der auch im Aufschluß stets zu erkennende Wechsel im Gestein führt zur lithologischen, das heißt vom Gestein her zu erfolgenden Gliederung der Schichten, indem grobklastische (z.B. Sandsteine) gegen feinerklastische (z.B. Tonsteine) abgegrenzt werden.

Die stark gefalteten Gesteine des paläozoischen Gebirges sind in größere und kleinere Sättel und Mulden gegliedert. Schon innerhalb eines Steinbruches sind solche Strukturen zu erkennen. Als größere Strukturen lassen sie sich oft gut verfolgen und gliedern als Größereinheiten den paläozoischen Untergrund. Von diesen Strukturen beherrscht besonders die Ruppichterother Mulde das Blattgebiet, welche sich durch ihre mitteldevonische Füllung auch gesteinsmäßig gegen das unterdevonische Unterlager abhebt. Diese Mulde ist von einer weiteren, der Waldbröler Mulde, im Osten durch eine ungefähr Nord—Süd verlaufende Querzone, die Benrother Querzone, getrennt, auf welcher in Sätteln vorwiegend unterdevonische Schichten zutage treten. Auf dieser Querzone liegt auch die Achsenkulmination des Nümbrecht Sattels, welcher die Waldbröler Mulde im Süden gegen die Wiehler Mulde im Norden begrenzt. Schichten und Falten verlaufen in Südwest—Nordost-Richtung. Diese wird von der variscischen Orogenese bevorzugt und wird daher allgemein als variscische Richtung bezeichnet. Die Faltenachsen haben ein nach Nordosten gerichtetes Gefälle. In bestimmten, dann aber meist eng begrenzten Gebieten ist ein gegenläufiges,



Abb. 7. Tektonische Baueinheiten

also nach Südwesten gerichtetes Achsengefälle zu verzeichnen (vgl. Abb. 7). Das tritt besonders am Ostende der Ruppichterother Mulde auf, wo diese sich, teilweise mit umlaufendem Streichen, an der Benrother Querzone heraushebt.

Dieses gegenläufige Strukturgefälle ist durch das Herausheben jener großen Mulden deutlich, weniger deutlich ist das meist bei den lokalen Kleinstrukturen. Da sie aber dort häufiger auftreten, wo innerhalb zum Beispiel unterdevonischer Schichten größere Sand-

steineinschaltungen — meist linsenförmig — vorhanden sind, besteht auch die Möglichkeit, daß sedimentär vorgezeichnete Neigungswinkel durch Überprägung bei der Faltung ein gegenläufiges Strukturgefälle herbeigeführt haben.

#### **4.1.2. Klüftung und Schieferung**

Klüftung und Schieferung sind abhängig von der tektonischen Beanspruchung, von der ursprünglichen Bedeckung mit Sedimenten und vom Gesteinsmaterial. In den Tonsteinen kommt es hierbei zu einer Zerschering im Millimeterbereich. Wird das Korn gröber, wird auch die Schieferung weitständiger und kann, besonders in den Schluff- und Sandsteinen, in eine Klüftung übergehen. Normalerweise ist die Schieferung entsprechend dem Falten- druck parallel zur Fläche der Faltenachsen (Streichen 50—70°) ausgerichtet. Beim Übergang von den fein- zu den gröberklastischen Sedimenten (z.B. vom Tonstein über den Schluffstein in den Sandstein) wird die Schieferung "gebrochen" und durchläuft zum Beispiel eine Sandsteinbank (fast) senkrecht zur Schichtfläche.

Die Klüftung ist im allgemeinen gut ausgebildet und besonders ausgeprägt in den Sand- und Schluffsteinen, in den Tonsteinen tritt sie zugunsten einer Schieferung zurück. Die Klüftung verläuft gelegentlich auch in der gleichen Richtung wie die Querstörungen, zu denen sie dann symmetrische Beziehungen aufweist.

Seltener tritt im Blattgebiet eine Schieferung auf, die dann mit steileren Einfallswinkeln (60—80°) vorzugsweise die tonigeren Sedimente durchzieht. Gelegentlich ist jedoch eine besonders auffällige und intensive Zerlegung der Gesteine durch eine Schieferung und auch Klüftung zu beobachten, die dann aber auf lokale Besonderheiten wie eine intensive Verfaltung auf engem Raume zurückzuführen ist. Streichende Störungen sind dann nicht selten.

Normalerweise ist aber im Blattgebiet eine Schieferung nur vereinzelt nachzuweisen, ihre Intensität nimmt im Gegenteil von Osten nach Westen ab, wo zum Beispiel im Blattgebiet 5210 Eitorf das im Siegerland so stark geschieferte Unterdevon kaum eine Schieferung zeigt (vgl. SCHRÖDER 1969 a: 57).

In der Benrother Querzone tritt die Schieferung unterdevonischer Schichten noch weiter zurück, wie auch dort die Inkohlung gegenüber den gleichalten Sedimenten im Süden und Osten geringer ist (vgl. Kap. 4.3.). Andererseits ist die Klüftung in dieser Zone wiederum etwas stärker entwickelt, was sicher mit den kräftigen Querstörungen in Beziehung stehen dürfte.

#### **4.1.3. Störungen**

Die bei der Gebirgsbildung auftretenden Kräfte äußern sich nicht nur durch Faltung und Schieferung beziehungsweise Klüftung, sondern führen auch zu einer schollenförmigen Zerlegung des Gebirges. Dabei reißen Störungen auf, an denen die Schollen gegeneinander bewegt worden sind. Da bei der Faltung sowohl Einengungs- wie auch Weitungskräfte auftreten, wird durch die Störungen eine Raumverengung oder -ausweitung ausgelassen. Die bevorzugt eingenommenen Richtungen der Störungen entsprechen denen der

Klüftung. Die Störungen verlaufen parallel (streichende), winklig (Nord—Süd-) oder quer (Querstörungen) zu den Faltenachsen. Ihre Entstehung jedoch zeitlich einzuordnen, ist problematisch. Die meisten Störungen gehören jedoch in den variscischen Faltungsvorgang hinein. Schließlich kann auch eine postorogene Beanspruchung des Gebirges zu einem weiteren Aufreißen von Störungen geführt haben. Die Ausbildung der Niederrheinischen Bucht in känozoischer Zeit kann nicht ohne Einfluß auf das umrahmende Gebirge gewesen sein (vgl. hierzu auch FEY 1974).

#### **4.1.3.1. Streichende Störungen**

Einige größere Struktureinheiten werden von streichenden Störungen begleitet, die ungefähr parallel zu den Faltenachsen verlaufen; sie treten besonders beidseits der Ruppichterother Mulde auf.

Eine dieser Störungen liegt bei Homburg im südwestlichen Blattgebiet Wiehl; sie verläuft im Norden des Nümbrechter Sattels und unterdrückt fast die gesamten Hobracker Schichten. Diese Störung verläuft im äußersten Nordwesten des Blattgebietes Waldbröl und setzt sich auf das von Ruppichteroth fort.

Eine zweite Störung dieses Typs verläuft im Waldbröltal zwischen Ziegenhardt und Ruppichteroth. Sie ist zwar durch die Talausfüllung meist kaum zu erkennen, doch konnte sie bei der Strukturanalyse erkannt werden.

#### **4.1.3.2. Querstörungen**

Als Querstörungen werden Trennflächen bezeichnet, welche die Schichten quer zum Faltenbau durchziehen. Sie sind über das ganze Blattgebiet hinweg verteilt. Zwar sind sie einerseits besonders häufig im Bereich des ausstreichenden Unterdevons, wo auch eine intensivere Tektonik als im Bereich der weitgespannten Ruppichterother Mulde vorherrscht, doch sind Querstörungen auch in der Benrother Querzone und natürlich auch in der Ruppichterother Mulde vorhanden.

Die Querstörungen sind auf die variscische Orogenese zurückzuführen; sie zeigen enge Beziehungen zum Faltenbau. Sie können einerseits Bestandteil früh angelegter Nord—Süd-Störungen sein, da Querstörungen in jene einlenken, sie können aber auch in postorogener Zeit erneut aktiviert worden sein.

#### **4.1.3.3. Nord—Süd-Störungen**

Nord—Süd-Störungen sind relativ häufig im Bereich der Benrother Querzone, welche die Ruppichterother von der Waldbröler Mulde trennt (GK 25: 5111 Waldbröl). Vereinzelt treten solche Störungen auch im Blattgebiet Ruppichteroth auf, doch ist aus deren Verteilung, Auftreten und Lage ein Deformationsplan nicht abzulesen.

Ihre Ursache ist dementsprechend kaum auszudeuten. Es weisen keine Beobachtungen — wie in anderen Gebieten, zum Beispiel des Siegerlandes — darauf hin, daß diese Störun-



gen schon während der Unterdevon-Sedimentation in der Art vorhanden waren, daß infolge übersteiler Böschungswinkel im Sedimentationsraum (Gleit) Bewegungen von Sedimenten stattgefunden haben, deren Störungsflächen dann bei der Orogenese mitgefaltet wurden (sog. synsedimentäre Störungen). Die im Vergleich zu benachbarten Gebieten relativ geringmächtigen Ems-Schichten sprechen gegen diese Vermutung.

Eher erscheint es möglich, daß diese Nord—Süd-Störungen Ausdruck einer end- oder postorogenen Deformation sind, wobei sich möglicherweise unterschiedlich ausgebildete und daher auch tektonisch sich unterschiedlich verhaltende, heute jedoch abgetragene Deckschichten aus einem höheren Stockwerk nach unten ausgewirkt haben mögen. Welche und wie mächtige Schichten jedoch über den heute ausstreichenden unter- bis mitteldevonischen Schichten darüber gelegen haben mögen, läßt sich derzeit nicht rekonstruieren.

Weitaus die einfachste Deutung jener Nord—Süd-Elemente wäre die Annahme einer tertiärzeitlichen Zerlegung des bergischen Variscikums im Gefolge der Bildung des nieder-rheinischen Senkungsgebietes. Hinweise darauf sind durch das Auftreten sporadischer Basalt- sowie Quarzgänge (z.B. Typ der "Dicken Steine" bei Nümbrecht, GK 25: 5111 Waldbröl; vgl. hierzu GRABERT 1970, GRABERT & GRÜNHAGEN 1971) in benachbarten Gebieten gegeben.

## **4.2. Baueinheiten**

Die Tektonik im Blattgebiet wird von einem weitspannigen Sattel- und Muldenbau gekennzeichnet. Großstrukturen, welche nachstehend namentlich benannt und beschrieben werden, setzen sich jedoch aus einer Folge weiterer und kleinerer Strukturen zusammen, die für den wechselnd breiten Ausstrich der einzelnen Schichtenfolgen verantwortlich sind; die Falten sind überwiegend nordvergent angelegt. Ein Schuppenbau, wie er weiter östlich im Morsbacher Gebiet und besonders im Siegerland auftritt, ist hier nicht beobachtet worden und anhand der geringen Schieferigkeit auch nicht zu erwarten. Im zentralen Teil des Blattgebietes streicht die Ruppichterother Mulde aus, deren Fortsetzung nach Südwesten die Winterscheider Mulde bildet. Die Ruppichterother Mulde ist — jedoch schon auf dem östlich benachbarten Blattgebiet Waldbröl — von der Waldbröler Mulde durch die Benrother Querzone getrennt.

Der Nordteil des Blattgebietes wird durch zwei größere Sättel und Mulden beherrscht. Sie liegen ganz in unterdevonischen Schichten und sind stark gestört. Nördlich der Ruppichterother beziehungsweise der Winterscheider Mulde schließt der Nümbrechter Sattel an, dann folgen die Homburger Mulde, der Stockheimer Sattel und die Wiehler Mulde. Die namengebenden Ortschaften liegen alle im Gebiet des Blattes 5011 Wiehl (zur Namengebung s. GRABERT 1970).

Das Achsengefälle ist vorwiegend nach Nordosten gerichtet, doch tritt örtlich auch ein gegenläufiges, nach Südwesten gerichtetes auf, so daß es zu entsprechenden Achsenkulminationen und -depressionen kommt: ein Teil davon ist auf der Abbildung 7 dargestellt. Die im Bereich des Blattes 5111 Waldbröl (CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965, GRABERT 1979) festgestellten Großstrukturen lassen sich zu denen des Ruppichterother Blattgebietes trotz der trennenden Benrother Querzone in Beziehung setzen.

Die große Zahl der zwischen den Großstrukturen eingeschalteten kleineren Strukturen haben im Waldbröler Blattgebiet wegen ihrer geologischen Bedeutung (Fossilien!) vielfach Lokalnamen erhalten, doch erscheint es nicht vertretbar, diese auch im Ruppichterother Gebiet anzuwenden, zumal die Benrother Querzone auch als stark gestörte Achsenkulmination oder als Achsenhorst dazwischenliegt. — Die Großstrukturen werden nachstehend in ihrer Lagerung von Süden nach Norden beschrieben.

Die **Ruppichterother Mulde** ist kenntlich durch ihre breit ausstreichende Füllung (unter)mitteldevonischer Schichten. Von besonderer Bedeutung sind die an der Grenze vom Unter- zum Mitteldevon auftretenden Kalksteine, die, besonders im westlichen Muldenteil bei Schönenberg, zeitweilig zu einem lebhaften Abbau geführt haben (vgl. Kap. 6.2.).

Die Ruppichterother Mulde ist einfach gebaut, Nord- und Südschenkel fallen mit ungefähr gleichen Winkelbeträgen ein; an dieser Mulde ist eine Vergenz nicht festzustellen. In sich wird die Mulde jedoch durch einzelne und kleinere Strukturen modifiziert, die sich besonders durch eine Verfallung der eingeschalteten Kalkstein- und Sandsteinlagen deutlich macht; CLAUSEN & RISTEDT & WENDT (1965) brachten über diese lokalen Strukturen nähere Angaben.

Die **Winterscheider Mulde** zeigt ihre Eigenständigkeit gegenüber der im Streichen liegenden Ruppichterother Mulde durch ein deutlich umlaufendes Streichen an ihrem Nordostende.

Die unterschiedliche lithologische Entwicklung innerhalb der Oberen Siegener Schichten auf beiden Flanken der Winterscheider Mulde hat SCHRÖDER (1969 a) veranlaßt, die Winterscheider Schichten als eine Folge schluffiger bis sandiger Tonsteine mit einzelnen Sandsteinlagen auf der Südflanke der Mulde gegen die sehr mächtigen und dickbankigen Sandsteine der Odenspieler Schichten auf der Nordflanke abzugrenzen. Die Bezeichnung Winterscheider Schichten wird jedoch nicht mehr angewendet (vgl. hierzu Kap. 3.1.1.1.2.).

SCHRÖDER (1969 a) nennt diese Struktur die "Mulde bei Winterscheid". Sie wird nachstehend als Winterscheider Mulde bezeichnet. In dieser Mulde sind Unterems-Schichten eingefaltet.

Die von RICHTER (1921) im Gebiet des Nutscheid-Kammes vermutete Aufsattelung innerhalb der Wahnbach-Schichten konnte zwar im Blattgebiet Waldbröl lokalisiert werden, doch ist sie im Blattgebiet Ruppichterorth südlich der Winterscheider beziehungsweise Ruppichterother Mulde nicht nachzuweisen. Auch CLAUSEN & RISTEDT & WENDT (1965) übernahmen diesen **Nutscheider Sattel**, ohne eine genaue Lokalisierung durchzuführen.

Nun gibt es "zwischen Sieg und Waldbrölbach", wie RICHTER (1921) es für den Nutscheider Sattel vermerkte, mehrere, jedoch meist kleine Sattelstrukturen innerhalb der Wahnbach-Schichten, doch ist keine von ihnen so bedeutend, diese als Nutscheider Sattel besonders hervorzuheben. Eine größere Sattelstruktur ist erst wieder im Blattgebiet 5210 Eitorf vorhanden. Dort taucht ein Sattel aus Schichten des "Mittelsiegen" (SCHRÖDER 1969 a) unter solche der Wahnbach-Schichten ab, wird aber an seinem Nordostende von

vielen Querstörungen abgeschnitten. Diese Struktur nannte SCHRÖDER (1969 a) den Aueler Sattel.

Ob diese beiden Sättel zu verbinden sind, ist problematisch. Im Blattgebiet ist jedenfalls ein Nutscheider Sattel als Fortsetzung des Aueler Sattels nicht nachzuweisen.

Nördlich an die Winterscheider beziehungsweise Ruppichterother Mulde schließt der N ü m b r e c h t e r S a t t e l an. Sein Name geht auf RICHTER (1922 a, b) zurück. Er ist jedoch nicht zu verwechseln mit der Nümbrechter Schwelle, welche LORENZ (1941) aufgrund der geringen Mächtigkeiten in den Grenzschiechten Unter-/Mitteldevon (vgl. Kap. 3.1.2.3.) annehmen wollte. Neuere Untersuchungen (ZYGOJANNIS 1971: 140) scheinen den Schwellencharakter durch den Nachweis endemischer Faunen innerhalb der Remscheider Schichten im Bereich um Nümbrecht nicht mehr ganz auszuschließen, doch ist damit keineswegs gesagt, daß die Nümbrechter "Schwelle" mit dem späteren Nümbrechter Sattel genetisch zusammengehören.

Im Kern des Nümbrechter Sattels treten Wahnbach-Schichten auf, die von Odenspieler Schichten ummantelt werden. Der Nümbrechter Sattel taucht nach Osten ab und setzt sich — nach einer Achsendepression — im Waldbröler und Wiehler Blattgebiet fort. Seine östliche Fortsetzung findet er im Denklinger Sattel (GRABERT & HILDEN 1972: Abb. 2).

Der Nümbrechter Sattel wird im Norden von einer streichenden Störung begleitet, die besonders im Blattgebiet Wiehl (GRABERT 1970: Abb. 8) gut zu erkennen ist. Diese Störung läuft von dort bis in das Bröltal, das dieser Störung, immer wieder durch querende Elemente zerlegt, anscheinend folgt; sie endet im Bereich der Achsenkulmination zwischen der Ruppichterother und der Winterscheider Mulde.

Die H o m b u r g e r M u l d e besitzt eine Füllung aus Bensberger Schichten, die jedoch hier anscheinend nicht so stark verfault sind, wie weiter im Osten, insbesondere im Blattgebiet Waldbröl (dort treten die entsprechenden Unterems-Äquivalente, die Külbacher Schichten, auf; zur Benennung der dortigen Strukturen vgl. CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965).

Im Kern des S t o c k h e i m e r S a t t e l s treten Wahnbach-Schichten zutage, die von Odenspieler Schichten ummantelt werden. Das Abtauchen dieses Sattels nach Nordosten ist durch ein umlaufendes Streichen angedeutet. Der Sattel wird von querenden Störungen durchsetzt, an denen die einzelnen Schollen um unterschiedliche Beträge in vertikaler und/oder horizontaler Richtung versetzt sind, so daß beidseits solcher Störungen sich entsprechende Strukturteile nicht immer gegenüberliegen.

Die W i e h l e r M u l d e wird durch Bensberger Schichten eingenommen, ihr Unterlager wird aus den sandsteinreichen Odenspieler Schichten gebildet. Die zutage streichenden jüngsten Schichten dieser Mulde dürften im Blattgebiet Schichten des Mittleren Sandsteins (vgl. EDALAT 1974) der Bensberger Schichten entsprechen, doch läßt eine streichende Störung sowie eine stärkere Faltung eine genaue Zuordnung oder Parallelisierung nicht zu.

### 4.3 Inkohlungsverhältnisse (M. WOLF)

Zur Klärung des Gebirgsbaues und der paläogeographischen Verhältnisse können Inkohlungsuntersuchungen beitragen. Die in den Gesteinen enthaltenen organischen — vorwiegend pflanzlichen — Reste werden im Laufe der Erdgeschichte genau so verändert wie die Gesteine selbst. Der Inkohlungsgrad pflanzlicher Reste ist abhängig von Stärke und Dauer der Erhitzung, der die Gesteine durch Versenkung in große Tiefen während der Erdgeschichte ausgesetzt waren. Normalerweise sind ältere und tiefer liegende Schichten stärker inkohlt als jüngere, die über den älteren Schichten abgelagert und demzufolge weniger tief versenkt wurden. Abweichungen von dieser Regel treten dann auf, wenn sich Schichtmächtigkeiten plötzlich ändern. Sie sind zum Teil auch durch sekundäre Einwirkungen, zum Beispiel Aufheizung durch Magmen zu erklären. Aus dem regelmäßigen oder unregelmäßigen Verlauf der Inkohlung können paläogeographische und tektonische Ereignisse rekonstruiert werden.

Der Inkohlungsgrad kleiner Kohleflitter in Sedimentgesteinen wird durch mikroskopische Untersuchungen ermittelt. In angeschliffenen und polierten Gesteinsstücken werden die eingelagerten Kohlepartikel (=Vitrinit) im Auflicht-Hellfeld aufgesucht und ihr Reflexionsvermögen, das heißt die Menge des von ihnen zurückgeworfenen Lichts, gemessen. Je stärker die diagenetischen Veränderungen des Gesteins sind, desto höher ist das Reflexionsvermögen und damit der Inkohlungsgrad der in den Sedimenten enthaltenen pflanzlichen Reste.

Blatt Ruppichteröth überdeckt ein Gebiet, das an der Südostflanke des Bensberger Erzbezirks liegt und bis an das Siegerländer Antiklinorium heranreicht. Im Inkohlungscharakter spiegeln sich vorwiegend die für das Bensberger Gebiet typischen Verhältnisse wider (PAPROTH & WOLF 1973).

Die Zahl der Inkohlungsgradbestimmungen auf dem Blatt ist relativ klein (Tab. 2), bedingt vor allem durch die tiefgründige Verwitterung der Gesteine aber auch durch primär ungünstige Sedimente. Alle untersuchten Schichten haben, unabhängig von ihrem Alter, ungefähr den gleichen Inkohlungsgrad. Abgesehen von einer Probe aus den Wahnbach-Schichten im südöstlichsten Blattgebiet, schwanken die gemessenen Reflexionswerte zwischen 2% und 3%  $R_{max}$  (Tab. 2 u. Abb. 7, S. 48). Ein gewisser Trend zunehmender Inkohlung in West—Ost- und Nordwest—Südost-Richtung ist zu erkennen. Die Reflexionswerte zeigen an, daß die Pflanzenreste in den Gesteinen sich im Magerkohlen- und Anthrazitstadium befinden. Die ausgeglichenen Inkohlungsverhältnisse sind im wesentlichen auf tektonische Ursachen zurückzuführen, die Einflüsse der stratigraphischen Position sind überprägt.

Das Blattgebiet liegt noch im Bereich des Oberbergisch-Sauerländischen Teiltroges der Rheinischen Geosynklinale. Dieser Trog wurde spätestens an der Wende Gedinne/Siegen mit Sedimenten gefüllt und anschließend stabilisiert (PAPROTH 1976). Ganz im Südosten des Blattes (Quadrant 04/30) macht sich in dem hohen Inkohlungswert von 3,93%  $R_{max}$  der Übergang zum jüngeren Siegener Trog bemerkbar. Dieser Trog erhielt die Hauptsedimentzufuhr im Siegen und wurde wahrscheinlich an der Wende Siegen/Ems stabilisiert (DVOŘÁK 1973). Die im Quadranten 04/30 anstehenden Wahnbach-Schichten sind noch randlich in die Inversionsbewegungen des Siegener Troges einbezogen gewesen und haben deshalb durch Einfaltung und damit verbundene Einwirkung hoher

Tabelle 2  
Ergebnisse der Reflexionsmessungen

Fundpunkt	Stratigraphie	Zahl der Messungen	Standard-abweichung s	Rmax (%)
R = 00 600 H = 30 400	Wahnbach-Schichten	8	0,22	2,92
R = 04 000 H = 30 700	Wahnbach-Schichten	14	0,18	3,93
R = 95 350 H = 39 500	Odenspieler Schichten	15	0,13	2,25
R = 94 180 H = 31 000	Odenspieler Schichten	16	0,23	2,43
R = 99 900 H = 35 300	Odenspieler Schichten	16	0,14	2,21
R = 98 050 H = 33 500	Odenspieler Schichten	5	0,16	2,39
R = 01 760 H = 36 860	Odenspieler Schichten	20	0,06	2,34
R = 02 320 H = 39 720	Odenspieler Schichten	12	0,19	2,54
R = 04 780 H = 35 530	Hobracker Schichten	9	0,12	2,56

Temperatur einen höheren Inkohlungsgrad erreicht als gleichalte Schichten außerhalb des Siegerländer Troges im Nordwesten (z.B. im Quadranten 00/30 oder auf Blatt 5009 Overath). Dort wurden die Schichten der Siegen-Stufe auch gefaltet, aber kaum geschiefert. Das hat der ältere stabilisierte Untergrund verhindert. Die im Gelände zu beobachtende Abnahme der Schieferungsintensität von Osten nach Westen (s. Kap. 4.1.2.) — also vom Siegerländer Trog weg — findet damit ihre Erklärung. In östlicher und südöstlicher Richtung — zum Trogtiefsten hin — setzt sich die zunehmende Inkohlung fort. Auf Blatt Waldbröl treten in den Wahnbach-Schichten nur Reflexionswerte von mehr als 4% Rmax auf (WOLF in GRABERT 1979). Etwas vergrößernd läßt sich für die Wahnbach-Schichten der Siegen-Stufe folgendes sagen: Sind sie auf den zuvor stabilisierten Gebieten des ehemaligen Oberbergisch-Sauerländischen Troges abgelagert worden, dann erreicht ihr Inkohlungsgrad gerade das Anthrazitstadium (Rmax <3%); sind sie aber in den Siegerländer Trog geschüttet worden und Einfaltung und Inversion ausgesetzt gewesen, dann sind die organischen Reste in ihnen in Meta-Anthrazite umgewandelt (Rmax >4%). Gleiches läßt sich von den Odenspieler Schichten sagen.

Der relativ hohe Reflexionswert, der in einer Probe aus den Hobracker Schichten — den jüngsten im Blattgebiet anstehenden paläozoischen Sedimenten — gefunden wurde, ist zur Zeit nicht zu erklären, dazu fehlt es an weiteren Ergebnissen aus gleichalten Schichten. Nach PAPROTH (1976: 52) könnte er auf den mit der Inversionsstruktur in Zusammenhang stehenden erhöhten Wärmefluß zurückzuführen sein, der die Zeit der Trogstabilisierung

überdauert. Die Probe ist die östlichste — also trognächste — des Blattgebietes. Es wäre aber auch denkbar, daß die in nächster Nähe auftauchende Siegener Schwelle (KEGEL 1950: 284, Abb. 15) etwas angewittertes Material geliefert hat, das durch sein leicht verändertes Reflexionsvermögen einen erhöhten Inkohlungsgrad vortäuscht. Im Mikroskop waren deutliche Veränderungen der Pflanzenreste nicht wahrzunehmen.

## 5. Landschaftsgeschichte

Die geologische Geschichte des Blattgebietes und seiner weiteren Umgebung ist seit der variscischen Faltung durch das ganze Mesozoikum hindurch bis in die Tertiär-Zeit hinein weitgehend unbekannt. Einige Hinweise ergeben sich aber durch die Untersuchungen an Sedimenten in Karsthöhlen sowie aus der Betrachtung hochgelegener Verebnungsflächen.

In der Tertiär-Zeit bilden sich im rechtsrheinischen Schiefergebirge verschiedene Rumpfflächen aus, die bei einem relativ feuchtwarmen Klima entstanden sind und vielfach einen tiefgründigen Zersatz zeigen.

Die ältere, von BREDDIN (1928 a, b) und auch anderen Autoren als präoligozän aufgefaßte Rumpffläche ist im Bergischen Land nicht mehr vorhanden. Reste von ihr sind nur noch im wesentlich höheren Rothaargebirge erhalten geblieben. Diese Rumpffläche liegt im Westerwald unter den auflagernden miozänen Basaltdecken, wo unter diesen noch oligozäne Sedimente erhalten geblieben sind.

Von der jüngeren, meist in das Pliozän gestellten Rumpffläche sind im Bergischen Land nur noch wenige Reste erhalten geblieben. Im Blattgebiet zählen hierzu die am höchsten gelegenen Flächen, aus denen vereinzelte Härtlinge herausragen. Diese Rumpffläche ist nur noch im Nutscheid vorhanden; sie ist dort durch einen tiefgründigen Zersatz gekennzeichnet ist. Gebiete mit einer derartigen Bodenbildung sind auf der geologischen Karte besonders hervorgehoben. Da der Nutscheid-Kamm vorzugsweise aus den sandig-schluffigen Gesteinen der Oberen Siegerner Schichten aufgebaut wird, treten als Verwitterungsbildungen dort vielfach sandige Böden auf. Diese Böden sind zudem häufig rot gefärbt, enthalten aber auch starke Bleichungszonen.

Rund 50 m unterhalb der Wurzelzone dieser jungtertiären Rumpffläche schließt sich, besonders auf der Südseite des Nutscheid-Kammes, eine Gruppe ausgedehnter, in einzelne Reste aufgelöster Verebnungsflächen an. Sie tragen, abgesehen von einer jungen, oft mächtigen Verhüllung durch Lößlehm, keine weiteren Sedimente, insbesondere keine ehemaligen Flußschotter. Der zutage tretende Gesteinsuntergrund kann vielerorts stark zersetzt sein; ein recht guter Aufschluß in einer solchen Zersatzzone ist am Hangweg oberhalb Retscheroth (R 02 075, H 36 680) vorhanden. Häufig kann aber auch frisches und wenig verwittertes Gestein anstehen, so daß sich bodentypologisch erst ein Ranker ausgebildet hat.

Von dieser Flächengruppe sind zwei Stufen recht gut gegeneinander abzugrenzen. Diese liegen, besonders im östlichen Blattgebiet, um rund 20 m voneinander getrennt. Weitere Stufen scheinen sich darunter anzuschließen, die möglicherweise mit den Bergischen Höhenterrassen BREDDINs (1928 b) parallelisiert werden können, doch stehen direkte Verbindungen zu sicher datierten Flächen aus. Die Vorstellung von SCHRÖDER (1965, 1969 a, b), alle durch einen Zersatz und/oder Bleichung gekennzeichneten Flächen, die

aber heute unterschiedlich hoch liegen, zeitlich zu einer einzigen zusammenzufassen, muß noch überprüft werden. Diese Überprüfung ist zwar durch die eingehende Studie zur Morphologie des Bergischen Landes (FEY 1974) erfolgt, doch vermutet der Autor eine starke Verbiegung bestimmter alter Verebnungsflächen, da für eine solche Annahme morphologische und bodenkundliche Daten zu sprechen scheinen. Tektonische Bewegungen, die mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht auch in den ihr benachbarten Gebirgsanteilen auftreten konnten, sind damit aber noch nicht nachgewiesen und damit auch nicht die Verstellung von Terrassenflächen durch vertikale Schollenbewegungen.

Eine einigermaßen sichere Datierung alter Verebnungsflächen ist erst mit den jüngeren und dann schottertragenden Terrassen gegeben. Am Unterlauf der Sieg sind pliozäne Sande vorhanden, doch zeigen diese keine Beziehungen zum heutigen Entwässerungsnetz (SCHRODER 1969 b). Die höchste und damit älteste Schotterterrasse ist die am Unterlauf der Sieg im Blattgebiet 5210 Eitorf auftretende Höhenterrasse; diese hält sich schon an den heutigen Sieglauf. Im Blattgebiet 5111 Waldbröl ist sie jedoch nicht (mehr?) vorhanden.

Die an der Sieg in weiter Verbreitung auftretende Hauptterrasse hat im Blattgebiet an den Tälern der Bröl, des Waldbröl- und des Wahnaches jedoch keine schotterführenden Verebnungsflächen hinterlassen; daraus kann abgelesen werden, daß diese Täler jünger als die Hauptterrasse sind. Erst die danach entstandene Mittelterrasse hat im Blattgebiet einige kleine Schotterkörper hinterlassen; ein solcher ist im Talmäander beim Schloß Herrenstein aufgeschlossen (Abb. 6, S. 43).

In die nun wesentlich enger gewordenen Täler schnitten sich die Bäche weiter ein und bei einer erneuten Akkumulation wurden Schotter der Niederterrasse abgesetzt. In holozäner Zeit wurden die oberen Lagen der Niederterrasse umgelagert und teilweise mit einer vielfach erst in historischer Zeit aufgesetzten Auenlehmschicht bedeckt. Ein erneutes Einschneiden der Bäche in diese holozäne Verebnungsfläche führte zu einer teilweisen Erosion der Auenlehmdecke. Die Bäche haben sich dabei manchmal durch den ganzen Schotterkörper hindurchgearbeitet und fließen heute gelegentlich auf Felsen, die als Untiefen im Bachbett hervortreten (Abb. 6). Mit einer stärkeren Erosion ist seit der Anlage kanalartiger Flußbegradigungen zu rechnen. So ist zum Beispiel das heutige Bachbett des Brölbaches am Schloß Herrenstein künstlich vertieft und begradigt worden. Durch solche Maßnahmen können die anfallenden Wassermassen rascher abfließen und die Erosionskraft des Flusses erhöhen.



## 6. Nutzbare Lagerstätten

Im Blattgebiet sind Eisen-, Buntmetall- und Gesteinsvorkommen vorhanden, die teilweise wirtschaftlich genutzt wurden. Eine größere überregionale Geltung haben diese Lagerstätten jedoch zu keiner Zeit erreicht. Mit der Betriebseinstellung der Blei-Zink-Erzgrube **Nikolaus-Phönix** bei der Ortschaft Scheid kam der Erzbergbau im Jahre 1966 vollständig zum Erliegen, auch die frühere Steinbruchindustrie hat ihre Bedeutung völlig verloren.

### 6.1. Erze (H. GRABERT & G. STADLER)

Außer auf der Grube **Nikolaus-Phönix** wurde in dem ausgedehnten Eisensteinvorkommen im Raum Ruppichteroth, den ehemaligen Bleierzbergwerken **Aachen** bei Werschberg sowie **Hans Sachs** bei Eischeid, dem Blei-Zink-Erzvorkommen **Carl Joseph** bei Plackenhohn und der Kupfererzgrube **Philipsfreude** bei Stein im Wahnbachtal Erz gewonnen. Alle übrigen Erzfunde kamen wegen unbefriedigender Untersuchungsergebnisse über erste Erkundungsarbeiten nicht hinaus.

Die im folgenden genannten Bergbauangaben stammen vorwiegend aus den Archivunterlagen des Landesoberbergamtes in Dortmund und des Geologischen Landesamtes NW. Eingehende Hinweise geben weiterhin die Beschreibungen der Bergreviere Runderoth (KINNE 1884) für den Raum nördlich des Bröl- beziehungsweise Waldbrölbaches und Brühl—Unkel (HEUSLER 1897) für den südlich angrenzenden Blattabschnitt. Die stratigraphischen Verhältnisse des engeren Bensberger Erzreviers schilderte LEHMANN (1965).

#### 6.1.1. Eisenerz

Im Westen, Norden und Osten ist die Stadt Ruppichteroth von lager- und nesterförmigen Eisensteinanreicherungen umgeben. Die Vererzungsschwerpunkte liegen bei den Ortschaften Mittelsaurenbach, Hambuchen, Obersaurenbach und Köttingen. Geologisch sind die Vorkommen bevorzugt an die mitteldevonischen Ablagerungen der Ruppichterother Mulde gebunden. Die Erzkonzentrationen sind ebenso wie die stets begleitenden Tone reine Verwitterungsbildungen, bevorzugt hervorgegangen aus der intensiven, tertiärzeitlichen Zersetzung der kalkhaltigen devonischen Sedimente. Im Rheinischen Schiefergebirge sind diese Verwitterungsbildungen, als Hunsrück- oder auch Soonwald-Typ bezeichnet, weit verbreitet. Den Ruppichterother Lagerstätten analoge Vererzungen finden sich zum Beispiel in dem bekannteren ehemaligen Erzrevier von Oberkaltenbach bei Runderoth (Bl. 5010 Engelskirchen).

Entsprechend ihrer Entstehung sind die nach Ausdehnung, Mächtigkeit und Gehalt unregelmäßigen Eisenerzvorkommen auf die Oberfläche der sandig-grusig angewitterten devonischen Gesteinsfolgen beschränkt und werden durch eine unterschiedlich mächtige Decke (zwischen 5—10 m) aus Hang- und Hochflächenlehm bedeckt. Das eigentliche eisenerzführende, bis zu 30 m mächtige Lager besteht vorwiegend aus Verwitterungstonen, die im unteren Bereich schwärzlich-grau gefärbt und dann als "Eschberg" bezeichnet wurden. Im oberen Teil werden die Tone sandhaltiger und heller. In dieser Schichtenfolge, insbesondere im "Eschberg", ist das Erz in Form faust- bis im Extremfall kubikmetergroßer, rundlicher Toneisensteinknollen mehr oder weniger konzentriert eingebettet. In den höheren Lagerteilen sind diese Eisen-Carbonatkonkretionen zumeist zu Eisenhydroxid (Brauneisen in derber oder mulmiger Form) zersetzt, das gleichfalls gewonnen wurde. Die größten Erzlagermächtigkeiten erreichten zwar 20 m, nur geringe Teile waren jedoch so reich, daß sich ihr Abbau lohnte. Obgleich man das Fördergut durch einfaches Waschen anreicherte, wurde zumeist nur ein armes Erz mit etwa 22—24% Fe und einem allerdings teilweise hohen Mn-Gehalt von 12—18% erzeugt. Infolge seiner sehr geringen Phosphor- und hohen Kalkführung (ca. 12%) besaß es jedoch eine günstige Zusammensetzung für die damals noch gering entwickelte Hochofentechnik.

Die Eisensteinvorkommen bei Ruppichterorth waren insbesondere in der Zeit von etwa 1850 bis etwa 1875 Gegenstand eines regen Bergbaues, dessen Schwerpunkt die Grube *Sperber* auf der Hochfläche westlich Ruppichterorth war. Heute sind an dieser Stelle nur noch ausgedehnte Halden sowie ein Teich, der das alte Grubengebäude ausfüllt, vorhanden. Im Unter- und Übertagebetrieb baute man hier bis in eine Tiefe von ca. 30 m ein bis 15 m mächtiges Erzlager ab. Um den Wasserschwierigkeiten zu begegnen, legte man vom Höverbach aus einen 200 m langen Stollen in das Grubengelände an. In der Hauptbetriebszeit von 1856 bis zur Stilllegung im Jahre 1874 förderte diese Grube allein 59 678 t Eisenstein. Unergiebiger erwies sich die südöstlich anschließende Grube *Preußischer Adler*, die bei einer maximalen Abbautiefe von 17 m in der Zeit von 1852 bis 1865 nur 3 101 t Erz erbrachte. Das westlich der Grube *Sperber* unmittelbar bei der Ortschaft Hove gelegene, durch zwei Stollen erschlossene Vorkommen *Juliane* war reichhaltiger. In der letzten Betriebszeit von 1861 bis 1873 gewann man 24 054 t Eisenstein. Wenig Bedeutung infolge zu armer und unregelmäßiger Erzführung besaßen hingegen die Gruben *Carl Theodor* und *Franziska* bei Hambuchen und Obersaurenbach nördlich Ruppichterorth. Umfangreiche bergmännische Arbeiten wurden zur Tiefenerschließung der Eisenerzfelder der *Zucker-* und *Frühlingsgrube* bei Köttingen östlich Ruppichterorth ausgeführt. Der um 1870 vom Waldbrölbach aus nach Norden bis unter diese Erzfelder vorgetriebene 450 m lange *Juliusstollen* erschloß als Liegendes des Eisenerzes einen bis 50 m mächtigen Sandstein aus dem Bereich des *Schönenberger Sandsteins* (s. Kap. 3.1.3.1.), der im frischen Zustand bräunlich und quarzitisch erscheint und nach oben in einen rötlich bis blaßgelben, später sogar bläulichgrauen, zum Teil weißen, tonig verwitterten, mürben Sandstein übergeht. Darüber lagert mit einer Mächtigkeit von 30 m die eisensteinhaltige Tonfolge. Abbaufähige Erzlager wurden durch diesen aufwendigen bergmännischen Aufschluß jedoch nicht festgestellt, so daß die beiden genannten Gruben wegen Erschöpfung der Vorräte ihren Betrieb einstellen mußten. Sie hatten in der Berichtszeit von 1827 bis 1874 insgesamt ca. 20 000 t Erz, meist in Form von glaskopfartigen Brauneisen, geliefert. Der heute nicht mehr zugängliche *Juliusstollen*

diente bis zum Anschluß der Gemeinde an den Wahnbach-Talsperrenverband (1968) zur Trinkwasserversorgung. Zu erwähnen ist noch die ehemalige Grube **E i s e n k a u l e** zwischen Köttingen und Öleroth. Bei intensiven, um das Jahr 1880 ausgeführten Untersuchungen stieß man auf alte Abbaue und konnte demzufolge nur geringe Erzmengen nachweisen. Östlich Öleroth stehen bereits die Liegendschichten (verwitterte Sandsteine) an der Oberfläche an, so daß dort Erzlager nicht mehr zu erwarten sind.

Die Eisenerzgewinnung hatte zeitweilig örtlich eine erhebliche wirtschaftliche Bedeutung. Das Erz wurde zum Teil in Ruppichteroth erschmolzen, wo ein mit Holzkohle betriebener Hochofen (Leistung bis 5 t Eisen/Tag) zur Verfügung stand, zum Teil zu den Hütten der weiteren Umgebung geliefert. Die Weiterverarbeitung zu hochwertigen Eisen- und Stahlsorten erfolgte zumeist gleichfalls in den Betrieben des Bergischen Landes an der Agger, Leppe und Wiehl.

Die nachlassende Ergiebigkeit der Vorkommen, der allgemeine wirtschaftliche Strukturwandel, insbesondere die Konkurrenz der phosphorhaltigen, großen Eisenerzlagerstätten des Minettetyps führten Ende des vorigen Jahrhunderts zur Aufgabe des Eisenerzbergbaues. In den Jahren von 1937 bis 1938 wurde noch ein umfangreiches Bohrprogramm zum Nachweis nutzbarer Lagerstätten ausgeführt, dessen Resultate jedoch enttäuschten. Obgleich die Vorkommen von Ruppichteroth noch nicht gänzlich erschöpft sind, wird ihnen in Zukunft keine Bedeutung mehr zukommen.

### **6.1.2. Buntmetallerz**

Im Gegensatz zu den Eisenerzkonzentrationen handelt es sich um hydrothermal entstandene Gangerzvorkommen, die zum Teil noch dem unmittelbar nördlich und westlich angrenzenden "Äußeren Bensberger Erzbezirk" zuzurechnen sind. Die zweifellos bedeutendste Lagerstätte im Blattbereich war die Blei-Zink-Erzgrube **N i k o l a u s - P h ö n i x**<sup>1)</sup> bei Scheid im Merckelsbachtal. Eine eingehende lagerstättenkundliche Bearbeitung dieses Vorkommens erfolgte durch LEHMANN & PIETZNER (1970).

Der Erzgang liegt innerhalb glimmerreicher Sandstein- und Tonsteinfolgen des Siegens und Ems im Kernbereich eines nach Nordosten abtauchenden Spezialsattels. Die über eine Länge von 1,2 km nachgewiesene, meist sehr steil stehende Gangzone ist, wie das Streichen der Nebengesteinsschichten, etwa Nordost—Südwest gerichtet und wird durch Nordnordost streichende, gestaffelte Querstörungen mit Versetzungsbeträgen bis maximal 120 m in Teilstücke zerrissen (s. Abb. 8). Diese erhielten eigene Namen, und zwar (von West nach Osten): Gertrudensegen, Antonius sowie Süd- und Nordgang (=Grube **E m a n u e l**).

In der Zeit von 1878 bis 1882 erschloß man westlich von **Gertrudensegen** bei der Ortschaft Pillenhof das Westende der Gangzone, welches jedoch auf eine Länge von 80 m lediglich Eisenspat in 1—3 m Breite enthielt (Förderung 990 t).

---

<sup>1)</sup> Nicht zu verwechseln mit der Blei-Zink-Erzgrube **N i k o l a u s u n d P h ö n i x** bei Niedergrützenbach westlich Much (Blatt 5010 Engelskirchen).

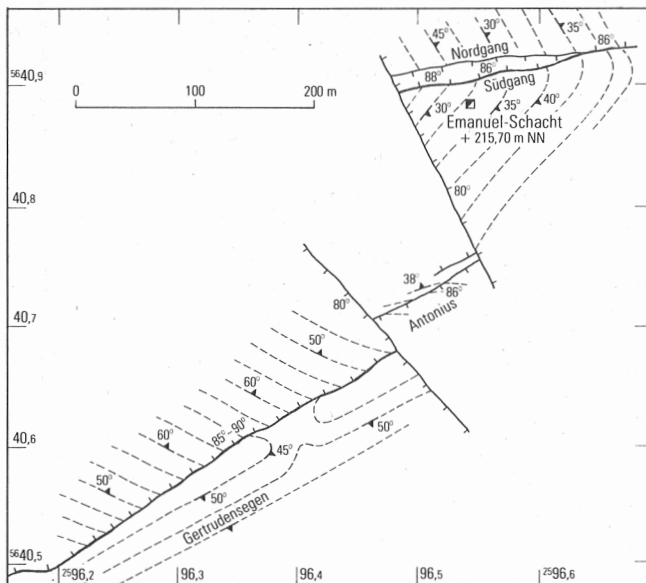


Abb. 8. Tektonik und Gangbildung der Grube Nikolaus-Phönix bei Scheid (tektonische Skizze der IV. Tiefbausohle = 160 m Sohle; +12 m NN) (nach Unterlagen von HARK, aus LEHMANN & PIETZNER 1970)

Die meist scharf begrenzte Gangspalte der Lagerstätte ist im Durchschnitt nur 1 m, maximal 4 m mächtig. Der Ganginhalt war inhomogen und bestand vorwiegend aus Eisenspat und Quarz, die von den Blei- und Zinksulfiden, sporadisch auch Kupferkies, nester- und linsenförmig durchsetzt wurden. Im Bereich der Salbänder konzentrierten sich stellenweise reiche Blei-Zink-Erztrümer. Eine Abhängigkeit des Ganginhaltes von der Art des Nebengesteins und insbesondere von der Gangteufe war deutlich. Während in den höheren Lagerstättenteilen zumeist das Bleierz überwog, wechselte das Verhältnis mit der Tiefe zunächst zugunsten der Zinkblende. Die Erzsulfide nahmen dann gegenläufig zum Eisenspat stark ab, was schließlich zur Unbauwürdigkeit der Grube führte.

Ein intensiverer Abbau der einzelnen Teile der Lagerstätte begann etwa ab 1840 durch damals noch isolierte Gruben, die man in den Jahren 1854 und 1871 zur Gewerkschaft Gertrudensegen vereinigte. Insbesondere infolge starker Wasserzuflüsse wurde die Erzgewinnung im Jahre 1878 eingestellt. Bis dahin waren eine maximale Tiefe von 105 m erreicht und etwa 8 000 t Blei- und Zinkerze sowie 2 000 t Eisenspat gefördert. Nach verschiedenen Bergbauversuchen erfolgte im Jahre 1935 durch die AG des Altenbergs der Neuaufschluß, und zwar zunächst derjenige der alten Grube Emanuel durch einen 200 m langen Stollen vom Scheidbach aus. Infolge günstiger Ergebnisse wurde der Abbau aufgenommen und im Laufe der Betriebszeit zwei Schächte und vier Tiefbausohlen angelegt. Die größte erreichte Teufe (= IV. Tiefbausohle) lag bei 190 m unter Oberfläche (= +23 m NN). Schwerpunkte der Erzgewinnung waren Nord- und Südgang (= Emanuel) sowie der Antonius-Gang. Der Lagerstättenteil Gertruden-

s e g e n erwies sich hingegen als unergiebig. Von 1938 bis zur Stilllegung der Grube am 30.11.1966 wegen mangelnder Lagerstättensubstanz betrug die Gesamtförderung etwa 94 000 t Roherz. Infolge der inhomogenen Erzverteilung waren die Metallgehalte zwar wechselhaft, meist aber mit >10% Metall relativ hoch (ca. 2,5—9,0% Zn und 3,5—9,0% Pb). Der Bleiglanz des Vorkommens war silberführend, wobei die Gehalte allerdings starke Schwankungen aufwiesen (70—1180 g/t Haufwerk).

Die ehemalige Bleierzgrube **A a c h e n** liegt zwischen den Ortschaften Werschberg und Tüschelbinnen auf der rechten Seite des Werschbergtales. Die Lagerstätte besteht aus zwei getrennten, jedoch nur 150 m voneinander entfernten Erzgängen, deren Nebengesteine Sandsteine sind.

Der Inhalt der Gänge besteht aus einer verkieselten Nebengesteinsbrekzie. Der Bleiglanz (Glasererz<sup>2)</sup>) lag teils in feinkörniger, eingesprengter Form, teils in grobspätiger, derber Ausbildung vor. Die nördliche, mit **Friederike** bezeichnete Teillagerstätte ist aus zwei 20 m auseinanderliegenden, etwa Ost—West streichenden und mit 75° südlich einfallenden Parallelgängen zusammengesetzt. Im höchsten Teil führte diese Gangzone hohe Bleierzanreicherungen, die bereits bis Anfang des vorigen Jahrhunderts abgebaut waren. Im Jahre 1832 öffnete man den tieferen Bereich der Gänge durch einen Stollen von Werschbach her und untersuchte diese über eine Länge von 250 m. Etwa 80 m Ganglänge erwiesen sich mit bis zu 0,4 m mächtigen Bleierzanreicherungen als bauwürdig. Das Erz wurde noch bis 20 m unter der Stollensohle gewonnen. Ein im Jahre 1870 abgeteufter 70 m tiefer Schacht erschloß nur noch geringfügige Erzkonzentrationen.

Der südlich gelegene Gang **E d u a r d s l u s t** der Zeche **A a c h e n** verläuft Nordwest—Südost. Das steile Einfallen wechselt mit der Teufe von Nordost auf Südwest. Die bis zu 3 m mächtige, durch scharfe Salbänder begrenzte Gangspalte war auf der Stollensohle über eine Länge von 150 m aufgeschlossen, wobei sich auch hier nur 80 m als gut vererzt zeigten. Im tiefsten Aufschluß, nur 16 m unterhalb des Stollens, fand sich die Baulänge auf 70 m reduziert.

Die Grube **A a c h e n** zählt zwar zu den sehr alten Bergwerken des Bergischen Landes. In der Berichtszeit von 1826 bis zur Betriebseinstellung im Jahre 1872 belief sich der Gesamtertrag jedoch nur auf 726 t Bleierz. Immerhin besaß die Grube eine eigene Hütte, in der die armen, feinkörnigen Erze an Ort und Stelle erschmolzen wurden.

Von noch geringerer Bedeutung war die ca. 0,5 km südlich Eischeid gelegene, frühere Bleierzgrube **H a n s S a c h s**. Die Anfänge des Bergbaues sind unbekannt. Ab 1854 wurde hier ein alter Pingenzug durch einen nur 18 m tiefen Schacht sowie einen im Westen im Rothsiefen angesetzten Steollen erschlossen. Die Ost—West verlaufende und mit 80° nach Norden einfallende Gangspalte führt neben Quarz und Tonstein bis maximal 0,2 m breite, derbe Bleiglanztrümer. Der Bergbau wurde bereits im Jahre 1861, vermutlich wegen mangelnder Lagerstättensubstanz, wieder eingestellt.

---

<sup>2)</sup> Sehr reiner, fast silberfreier Bleiglanz, der vorwiegend zur Glasur geringwertiger Töpferware diente.

Als umfangreicher erwies sich das Blei-Zink-Erzvorkommen der Grube *Carl Joseph* bei Plackenhohn am Südrand des Blattgebietes. Auf der westlichen Seite des Schmelzerbachtals befindet sich hier eine Zone von fünf Erzspalten. Die Richtung der Gänge ist nicht regelmäßig, es überwiegt aber ein nordwest—südöstliches Streichen ( $105\text{—}120^\circ$ ) bei nordöstlichem Einfallen. Der Haupterzgang (Gang IV) verläuft hingegen Nord—Süd und fällt mit  $75^\circ$  nach Osten ein, so daß es sich bei den übrigen Gängen vermutlich nur um diagonal ablaufende, vererzte Begleitklüfte handelt. Die Mächtigkeiten der Erzspalten sind im allgemeinen zwar sehr gering, erreichen aber stellenweise auch bis zu 10 m. Die Gangmasse besteht vorwiegend aus Quarz, dem die Erzminerale Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Siderit schnürenförmig eingelagert sind. Bemerkenswert ist, daß der Bleiglanz bereits innerhalb einer kurzen Tiefenerstreckung gegenüber der Zinkblende zurücktritt. Es scheint somit, ähnlich wie bei der Grube *Nikolaus-Phönix* ein ausgeprägter primärer Teufenunterschied vorhanden zu sein.

Das Vorkommen war durch zwei vom Schmelzertal ausgehende Stollen zugänglich (Arnoldstollen I und II). Die im oberen Aufschluß (Arnold I) festgestellten Gänge wurden auch im 30 m tiefer gelegenen Arnold-II-Stollen (Länge 577 m) aufgefunden. Die Erstreckung der abbauwürdigen Gangzone betrug hierbei im Hauptgang IV jedoch nur 40 m. Der Bergbaubetrieb wurde ohne Ausführung weiterer Tiefenaufschlüsse bereits Anfang der neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts aufgegeben. — Das Erzvorkommen *Carl Joseph* ist vermutlich die nördliche Fortsetzung des größeren Reviers der ehemaligen Grube *Alte Harmonie* bei Eitorf. Zwischen beiden vermittelt ein Gangquarzzug bei Bourauel nördlich der Sieg, der dort mit einer  $160^\circ$  streichenden, allerdings nach Westen einfallenden Störung verbunden ist (vgl. SCHRODER 1969 a: 20).

Ausschließlich kupfererzführend ist das Vorkommen der ehemaligen Zeche *Philipsfreude* beim Hof Todtenmann im Wahnbachtal östlich der Ortschaft Stein. An Erzmineralen wurden nur Kupferkies und seine Verwitterungsprodukte (Malachit und Azurit) nachgewiesen, die an eine  $126^\circ$  streichende und mit  $60\text{—}65^\circ$  nach Süden einfallende, intensiv verkieselte, gangförmige Sandsteinzone gebunden sind. Obgleich die Mächtigkeit zum Teil mehr als 2 m betrug und die Ausdehnung beträchtlich gewesen sein soll — die Gangzone ließ sich weit nach Westen bis in den Raum von Oberheister verfolgen — sind, vermutlich infolge zu geringer Konzentrationen, lediglich 457 t Kupfererz gefördert worden. Die Einstellung des Bergbaues erfolgte bereits im Jahre 1854.

## **6.2. Steine und Erden (H. VOGLER)**

Im Blattgebiet findet heute kein nennenswerter Abbau von Steinen und Erden mehr statt. Eine Übersicht über die oberflächennahen nutzbaren Lagerstätten gibt Tafel 1.

### **6.2.1. Kalkstein**

Ausgangsmaterial des einstmals blühenden Kalksteinabbaues sind die Kalksteinablagerungen an der Wende vom Unter- zum Mitteldevon; diese weisen in der Umgebung von Schönenberg und Ruppichteroth eine besonders starke Massierung auf. Der dort ge-

brochene Stein ist ein bankiger, gut spaltender, meist sehr feinkörniger Kalkstein, dem vereinzelt, dann meist im unterdevonischen Anteil, grobspätige Lagen eingeschaltet sind.

Der gebrochene Kalkstein wurde allermeist gebrannt und als Baukalk, gelegentlich auch als Düngekalk verwendet. Als Mauerstein kam er weniger in Betracht, da mit den Sandsteinen ("Bergische Grauwacke") ein besser zu bearbeitendes und haltbareres Gestein zur Verfügung stand.

Die Blütezeit des Kalkbrennens lag in der Mitte des 18. Jahrhunderts, doch kann angenommen werden, daß schon Jahrhunderte vorher Branntkalk besonders nach Süden über die "Kalkstraße" bis in den Westerwald hinein gehandelt wurde; die dortige Gegend ist äußerst arm an verwertbaren Kalksteinen. Für den Bau der bei Hennef/Sieg beginnenden, und durch Ruppichteroth und Schönenberg führenden Bröltalbahn (sie endete in Waldbröl) in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts (1862) waren die reichen Kalksteinvorkommen mit den vielen Brennöfen ein gewichtiges Argument.

Im Jahre 1845 waren 16 Kalköfen in Betrieb, bei denen etwa 75 Arbeiter beschäftigt waren. Bis 1850 etwa wurden die Öfen nur mit Holz beheizt, so daß es zu erheblichen Waldverwüstungen kam, gegen die die fürstliche Obrigkeit des Herzogtums Berg in mehreren Verordnungen Stellung nehmen mußte (HEIKAUS 1966). Erst Ende des 19. Jahrhunderts begann man die Kalköfen mit Steinkohle zu beschicken, die aus dem Ruhrgebiet bezogen wurde; damit hörte der Raubbau im Walde auf. Man füllte die Öfen schichtweise mit Kalkstein und Kohle. Unten war eine Vorrichtung zur Entnahme des gebrannten Kalkes eingelassen, so daß eine beständige Beschickung möglich wurde und das restlose Entleeren und Neubesetzen entfallen konnte. Große Schachtofen dieser Art sind heute noch in Resten zu erkennen, so in Herrenbröl (Abb. 9) und in Schönenberg, doch verfallen diese durch Mangel an Pflege sehr rasch. Der Schachtofen bei Schönenberg war noch im 2. Weltkriege in Betrieb.

## **6.2.2. Sandstein**

Abbauwürdige Sandsteine treten im Blattgebiet fast ausschließlich in den Odenspieler und in den Hobräcker Schichten auf (vgl. Kap. 3.1.1.1.2. u. Kap. 3.1.3.1.), doch sind gelegentlich auch aus anderen Formationsabschnitten Sandsteine abgebaut worden. Sie alle werden als "Bergische Grauwacke" bezeichnet. Infolge guter Bankung, Gleichkörnigkeit und Zähigkeit eignet sich dieses Gestein sowohl für hammerrechte Werksteine (Mauersteine, Pflastersteine, Gehwegplatten), als auch für Straßenbaustoffe (Schotter und Splitt). Allerdings findet derzeit kein nennenswerter Abbau statt. Das liegt nicht nur an der immer geringer werdenden Verwendung von Werksteinen, sondern auch an der in diesem Raum starken Konkurrenz für Straßenbaustoffe durch preisgünstiger zu gewinnende Rheinkiese.

Für die heutigen Abbaumethoden als nachteilig erweist sich auch die Wechsellagerung der Sandsteine mit mächtigeren Schluffsteinen, wodurch die Gewinnung von qualifizierten Straßenbaustoffen erschwert wird.



Abb. 9. Kalkofen bei Herrenbröl

Die größeren einmal wirtschaftlich bedeutenden Steinbrüche im Blattgebiet sind:

- Steinbruch im Bröltal südwestlich Ingersaueleerhof (R 94 220, H 31 080; Odenspieler Schichten)
- Steinbruch im Bröltal nördlich Felderhoferbrücke zwischen Derscheid und Eichhof (R 99 870, H 35 270; Odenspieler Schichten)
- Steinbruch bei Huven im Merkelsbachtal (R 95 410, H 39 510; Odenspieler Schichten)
- Steinbruch bei Schönenberg (R 01 800, H 34 950; Hobracker Schichten)

Dieser Steinbruch ist in Abbildung 5 (S. 35) dargestellt.

### 6.2.3. Sand und Kies

Ein größerer Abbau von Sand und Kies ist zwar nicht bekannt, doch ist mit Sicherheit aus den Schottern der jungen Talfüllungen derartiges Material entnommen worden. Nur sind die Talschotter recht geringmächtig, sie sind meist grundwassererfüllt und vielfach auch schluffig, so daß es bei dem damals sicher nur geringen Bedarf zu keinem größeren Abbau gekommen ist. Heute wird der benötigte Kies und Sand aus dem Rheingebiet bezogen.



#### **6.2.4. L e h m**

Auch ein größerer Abbau von Lehm ist nicht bekannt, doch wurde früher vermutlich Lehm örtlich zum Ziegelbrennen gewonnen. Dazu eignet sich der Auenlehm der Talfüllungen wie auch der Lößlehm der Hochflächen.



## **7. Hydrogeologie**

Von HEINRICH VON KAMP

Die große Bedeutung des Trink- und Brauchwassers für alle Bereiche des Lebens und der Wirtschaft und die engen Beziehungen zwischen dem geologischen Aufbau und den Wasservorkommen erfordern eine eingehende Betrachtung im Rahmen der geologischen Erläuterung. Die vorliegenden Ausführungen enthalten eine allgemeine Übersicht der hydrogeologischen Verhältnisse im Blattbereich. Damit können aber Spezialuntersuchungen nicht ersetzt werden, die bei der Planung wasserwirtschaftlicher Projekte notwendig sind.

### **7.1. Oberirdische Gewässer**

Der Brölbach als wasserreichster Vorfluter im Blattbereich hat sich im Pleistozän ein breiteres Kastental geschaffen, das in seinen äußeren Umrissen einen leicht mäandrierenden Verlauf nimmt. Besonders nach dem Zusammenfluß mit dem Waldbrölbach haben sich ausgeprägte Prall- und Gleithänge ausgebildet. Wie schon der leicht mäandrierende Verlauf andeutet, ist das Gefälle des Brölbaches mit 5,2‰ vor und 4‰ nach der Einmündung des Waldbrölbaches gemäßigt. Der Waldbrölbach zeigt im Blattgebiet ein Gefälle von 6,6‰. Ein bedeutend steileres Gefälle haben die Nebenbäche des Brölbaches, zum Beispiel Wendbach 15‰, Wersbach 16‰, Dehrenbach 26‰ und Dreisbach 30‰. Der Wahnbach besitzt ein Gefälle von 9‰.

Die Abflußverhältnisse am Pegel Bröl des Brölbaches, der südlich des Blattgebietes Ruppichteroth liegt, gibt die Tabelle 3 wieder. Die Abflußspende des mittleren Hochwassers (MHq) zeigt einen ca. 55mal höheren Wert als die des mittleren Niedrigwassers (MNq), einen Wert, der auf ein sehr ausgeglichenes Abflußverhalten hinweist.

Weitere Angaben zu den oberirdischen Gewässern finden sich in Kapitel 2.

### **7.2. Unterirdische Gewässer (Grundwasser)**

Die Grundwasserleiter im Blattgebiet werden in der hydrogeologischen Karte (Taf. 2) dargestellt. Es ist zunächst zwischen Grundwasserleitern in geklüfteten Gesteinen und in porösen Lockersedimenten zu unterscheiden. Geklüftete Gesteine besitzen eine Trennfugendurchlässigkeit, während die Durchlässigkeit der porösen Gesteine als Porendurchlässigkeit bezeichnet wird.

Tabelle 3

Abflußverhältnisse des Brölbaches am Pegel Bröl  
(Mitteilung des Staatlichen Amtes für Wasser- und Abfallwirtschaft, Bonn)

Pegel-Nullpunkt		69,19 m NN		
Einzugsgebiet		216 km <sup>2</sup>		
Beobachtungszeitraum		1950 — 1975		
Abflüsse (m <sup>3</sup> /s)		MNQ	MQ	MHQ
	Winter	1,37	6,58	45,6
	Sommer	1,06	3,22	30,8
	Jahr	0,92	4,89	50,4
Abflußspende (l/s · km <sup>2</sup> )		MNq	Mq	MHq
	Winter	6,34	30,5	211
	Sommer	4,91	14,9	143
	Jahr	4,26	22,6	233
überhaupt bekannter höchster Abfluß (HHQ)		23. 9. 1957 93,2 m <sup>3</sup> /s		
überhaupt bekannter niedrigster Abfluß (NNQ)		mehrmals im Sept. 1959 0,22 m <sup>3</sup> /s		

### 7.2.1. Kluftgrundwasserleiter (Festgesteine)

Die geklüfteten festen 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 hängt besonders von der tektonischen Auflockerung und der petrographischen Ausbildung der Gesteine ab. Zu den tektonisch aufgelockerten Bereichen gehören zunächst die Sattel- und Muldenzonen des Gebirges. Mit zunehmender Tiefe nehmen Kluftdichte und -anzahl der wasserführenden Klüfte ab (HEITFELD 1965), wodurch sich die Trennfugendurchlässigkeit verringert. Die Störungszonen des Gebirges besitzen häufig auch noch in größerer Tiefe eine gute Trennfugendurchlässigkeit; sie können stellenweise auf das umliegende Gebirge wie eine Drainage wirken.

### **7.2.1.1. Grundwasser in Kalkgesteinen**

Eine besondere Stellung im Hinblick auf die Durchlässigkeit und Wasserhöflichkeit nehmen Kalkgesteine ein. Gesteinsserien, die vorwiegend oder ausschließlich aus Kalkstein aufgebaut sind, neigen zur Verkarstung. Unter Verkarstung versteht man die Auflösung von Kalkstein unter dem Einfluß von kohlensäurehaltigem Regen- und Grundwasser. Dadurch entstehen in bevorzugten Kluftrichtungen mehr oder weniger große Hohlräume in dem Kalkgestein, deren auffälligste Höhlen sind.

Im Blattgebiet sind Kalkgesteine in den Unteren Hohenhöfer Schichten und in den Hobracker Schichten (Basiskalk) verbreitet. Sie sind am Rande der Ruppichterother Mulde verbreitet und finden ihre größte Ausdehnung und Mächtigkeit bei Schönenberg, wo auch Verkarstungserscheinungen vorhanden sind. In Kalkgesteinen, die einen ähnlichen petrographischen Aufbau aufweisen und in etwa der gleichen stratigraphischen Position liegen, sind bei Engelskirchen (TK 25: 5010) und Wiehl (TK 25: 5011) umfangreiche Verkarstungen bekannt geworden. Daraus kann geschlossen werden, daß durch die Karsthohlräume des Kalksteins die angrenzenden Gesteine bei entsprechenden hydraulischen Verhältnissen drainagartig entwässert werden.

Die Kalkgesteine im Blattgebiet besitzen eine gute bis mäßige, örtlich wechselnde Trennfugendurchlässigkeit (Taf. 2). Aufgrund der nur geringen Verbreitung der Kalkgesteine ist ihre Bedeutung für den Wasserhaushalt im Blattgebiet gering.

### **7.2.1.2. Grundwasser in klastischen Festgesteinen**

In den wechsellagerungs aufgebauten Hobracker Schichten besitzen die Oberen und Unteren Schiefer, die sich aus kalkführenden, sandig-schluffigen Tonsteinen zusammensetzen, eine erhöhte Durchlässigkeit, die auf die Auslaugung der kalkigeren Schichten zurückzuführen ist. Ebenfalls ist mit einer etwas besseren Trennfugendurchlässigkeit in dem Schönenberger Sandstein aufgrund der kompakten Ausbildung und seiner intensiven Klüftigkeit zu rechnen. Die Hobracker Schichten — mit Ausnahme des Basiskalks — zeigen insgesamt eine mäßige, zum Teil geringe Trennfugendurchlässigkeit.

Der weitaus größte Teil des Blattgebietes wird von Gesteinen eingenommen, die eine mäßige bis sehr geringe Trennfugendurchlässigkeit aufweisen (Taf. 2). Zu diesen Bereichen gehören die Schichten der Siegen- und Ems-Stufe bis zum Basiskalk der Hobracker Schichten. Sie zeichnen sich durch eine weite Verbreitung sandig-schluffiger Tonsteine aus, in die Sandsteinpakete eingelagert sind.

## **7.2.2. Porengrundwasserleiter (Lockergesteine)**

Die Lockergesteine im Blattgebiet besitzen im Gegensatz zu den Kluftgrundwasserleitern einen hydrogeologisch wirksamen Porenraum, in dem Grundwasser gespeichert und fortgeleitet wird. Die Porendurchlässigkeit wird unter anderem von der Korngrößenzusammensetzung und dem nutzbaren Porenraum bestimmt.

Die Menge des gewinnbaren Grundwassers aus den Lockergesteinen hängt wesentlich von der Größe des Einzugsgebietes und der Porendurchlässigkeit ab. Dazu kommt noch die Möglichkeit der Einspeisung von Grundwasser aus dem unterlagernden Kluftgrundwasserleiter. Bei starker Absenkung des Wasserspiegels in Brunnen ist mit zusätzlichem Uferfiltrat zu rechnen.

In den Tälern des Waldbröl-, Bröl- und Wahnbaches sowie in den größeren Tälern der Nebenbäche zeigen die Lockergesteine eine Zusammensetzung aus grobem verlehmtm Bachschotter, Kies, Sand und Schluff. An den Talrändern greifen stellenweise nur gering wasserdurchlässige Hanglehmassen in den Lockergesteinskörper des Tals hinein. Nach oben schließt die grundwasserführende Schicht mit einer 0,5—2,0 m mächtigen, meist grundwasserfreien Auenlehmschicht ab, die dem Grundwasser Schutz gegen bakterielle Verunreinigungen bietet. Die Grundwassersohle wird von devonischen Festgesteinen gebildet. Die Mächtigkeit der Lockergesteine kann auf 3—5 m geschätzt werden. Die Porendurchlässigkeit ist gut bis mäßig (Taf. 2).

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. Das in diese Schichten einsickernde Niederschlagswasser wird an die unterlagernden Kluftwasserleiter abgegeben oder tritt in den zahlreichen Hangschuttquellen zutage. Für die Gewinnung von Grundwasser sind diese Schichten von geringer Bedeutung.

### 7.2.3. Quellen

Aus dem Hangschutt, der über dem festen Felsen liegt, treten die meisten Quellen (Hangschuttquellen) des Blattbereichs 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 Quellendichte beträgt im Bereich der Wahnbach-Schichten 9 Quellen pro km<sup>2</sup>. In den Odenspieler Schichten, Bensberger und Külbacher Schichten ist eine etwas geringere Quellendichte von 6,5 Quellen pro km<sup>2</sup> festzustellen. In den mitteldevonischen Schichten nimmt die Quellendichte auf 4,3 Quellen pro km<sup>2</sup> ab.

## 7.3. Faktoren der Grundwasserneubildung

Ein wichtiger Faktor des Wasserhaushalts ist die Grundwasserneubildung, deren Größe wesentlich vom Klima (Niederschlag, Wind, Sonneneinstrahlung, Temperaturen usw.) bestimmt wird. Außerdem sind bodenkundliche Verhältnisse, Pflanzendecke, Bodennutzung, Morphologie des Geländes und hydrogeologische Eigenschaften der Grundwasserleiter von Bedeutung.

Die Grundwasserneubildung ist für die Grundwassernutzung von ausschlaggebender Bedeutung; denn ohne Störung des Grundwasserhaushalts kann nur der Teil des Grundwassers entnommen werden, der durch Versickerung von Niederschlägen und Zuführung aus anderen Herkunftsbereichen sich ständig erneuert. Die Entnahmemenge ist abhängig von der Durchlässigkeit, dem Speichervermögen des Grundwasserleiters und von Vorflutverhältnissen. Im Blattgebiet ist nur mit räumlich engbegrenzten Grundwasserspeichern in Locker- und Festgesteinen zu rechnen.

### **7.3.1. Morphologie, Böden, Bodennutzung**

Außerhalb der Täler mit einem flachliegenden Auenboden herrschen unregelmäßig angeordnete Rücken und Kuppen vor, die eine flachwellige Rumpfhochfläche bilden. Die Hänge der Täler sind vorwiegend mit Wald bestanden, während Hochflächen und Talgründe meist landwirtschaftlich genutzt werden.

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 die Grundwasserneubildung begünstigen. Nach SCHNEIDER (1961) können durch Auenlehm bei flacher Lagerung bis zu 46,7% des Niederschlags versickern. Weit verbreitet sind vor allem in Mulden und in Hangfußlagen gut bis mäßig durchlässige Lößlehmdecken von mehr als 8 dm Mächtigkeit.

### **7.3.2. Niederschläge**

Das Blattgebiet liegt im Klimabereich der niederschlagsreichen Mittelgebirge, das durch die starke Zertalung eine weitere kleinklimatische Differenzierung erfährt. Die Tabelle 4 gibt die monatlichen Niederschlagssummen der Beobachtungsperiode 1931 bis 1960, eines sehr trockenen und eines nassen Wasserwirtschaftsjahres sowie des Jahres 1971/72 wieder, in dem Trockenwetterabflußmessungen durchgeführt wurden. Im langjährigen Mittel sind die Herbst- und Wintermonate von November bis Februar, in denen der Niederschlag verstärkt der Grundwasserneubildung zugute kommt, verhältnismäßig regenreich. Von März bis Mai nimmt die Regenmenge deutlich ab, um dann wieder ansteigend im August das Maximum zu erreichen. Im sehr trockenen Wasserwirtschaftsjahr 1958/59 lagen die Niederschläge im Dezember und Januar noch über dem Durchschnitt, aber die übrigen Monate, mit Ausnahme des Aprils, wiesen erhebliche Defizite auf. Im nassen Jahr 1965/66 fielen vor allem im Dezember, März, April, Juni und Juli überdurchschnittliche Regenmengen.

Die räumliche Verteilung der langjährigen mittleren Niederschläge zeigt nach SCHNELL (1955) im Osten des Blattgebietes eine Regenmenge über 1000 mm. Nach Westen bis Winterscheid und im Bröltal sinkt sie auf 800 mm ab. Im Einzugsgebiet des Wahnbachs ist wiederum ein Anstieg auf ca. 950 mm festzustellen.

Tabelle 4  
Monatliche Niederschlagssummen der Station Bröleck im Wasserwirtschaftsjahr  
(1. November bis 31. Oktober)

Monat	Mittel der Beobachtungsperiode 1931 — 1960 (mm)	1958/59 (mm)	1965/66 (mm)	1971/72 (mm)
November	86	56	79	100
Dezember	91	108	249	39
Januar	96	111	50	36
Februar	87	10	78	19
März	60	54	141	73
April	74	91	123	75
Mai	67	16	58	131
Juni	85	39	127	82
Juli	90	34	167	73
August	99	66	74	101
September	79	9	34	100
Oktober	84	59	108	37
Jahr	998	653	1288	866

Der mittlere Trockenheitsindex<sup>3)</sup> (Deutscher Wetterdienst 1960) liegt im Südwesten des Blattbereiches unter 60. Mit ansteigender Geländehöhe nimmt er im Nordwesten auf über 70 zu. Ein Trockenheitsindex von 60—70 ist für ein feuchteres Mittelgebirgsklima charakteristisch. In trockneren Bereichen, wie zum Beispiel in der Niederrheinischen Bucht, liegt er um 40, während er am regenreichen Kahlen Asten bei Winterberg 100 erreicht.

$$^3) \text{ Trockenheitsindex pro Jahr} = \frac{n}{t + 10} \cdot \frac{h}{120}$$

n = mittlere jährliche Niederschlagssumme in mm

t = mittlere jährliche Lufttemperatur in °C

h = mittlere jährliche Zahl der Niederschlagstage von mindestens 1,0 mm

120 = mittlere jährliche Zahl der Niederschlagstage im ehemaligen Reichsgebiet von mindestens 1,0 mm

10 = Konstante



### 7.3.3. Trockenwetterabfluß

Die Beziehungen zwischen der Grundwasserspende ( $\text{l/s}\cdot\text{km}^2$ ) und dem petrographischen Aufbau der Schichten geben wertvolle Hinweise auf die Wasserhöflichkeit und die Grundwasserneubildung. Die Grundwasserspende wird neben klimatischen Faktoren von der Trennfugendurchlässigkeit beziehungsweise dem Speichervermögen der geklüfteten Gesteine geprägt. Die momentane Grundwasserspende wird durch Trockenwetterabflußmessungen ermittelt. Als Trockenwetterabfluß wird jene Wasserführung im Vorfluter bezeichnet, die nur aus Grundwasser gespeist wird (NATERMANN 1951). Diese Voraussetzung gilt dann als erfüllt, wenn nach Niederschlägen das Oberflächenwasser und der Zwischenabfluß (MENDEL & UBELL 1973) abgeflossen sind. Die Grundwasserspende wird allerdings nicht nur vom Aufbau des Grundwasserleiters bestimmt, sondern viel wesentlicher ist der jahreszeitliche Einfluß. Infolge des meist geringen Speichervermögens der geklüfteten Gesteine ist die Höhe der jeweiligen Grundwasserspende sehr abhängig von den Niederschlägen.

Im Blattgebiet wurden vom 10. bis 12. Oktober 1972 an 46 Stellen Trockenwetterabflußmessungen durchgeführt. Der Oktober 1972 hatte nur geringe Niederschläge gebracht, so daß auch die Trockenwetterabflüsse entsprechend niedrig waren. Im nördlichen und mittleren Blattgebiet bis an den Waldbrölbach im Bereich der unterdevonischen Schichten betrug der Abfluß zwischen  $2,2$  und  $5,2 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ , im südlichen Bereich waren die Abflüsse mit  $1,5$ – $3,6 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$  noch geringer. Diese Unterschiede sind sehr wahrscheinlich auf zufällige kleinklimatisch bedingte Niederschlagsdifferenzen zurückzuführen. Auffällig gering war der oberirdische Trockenwetterabfluß im Bereich der südlichen Ruppichterother Mulde, die von Kalkgesteinen geprägt wird. Offensichtlich treten hier Verluste durch Versickerungen in Karsthohlräume auf. Auch aus dem übrigen Bereich des Mitteldevons konnten nur verhältnismäßig geringe Trockenwetterabflüsse zwischen  $1,9$  und  $3,1 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$  festgestellt werden. Die Verluste sind auf eine stärkere Versickerung in den kalkigen Horbräcker Schichten zurückzuführen. Untersuchungen im Bereich der Blätter 5111 Waldbröl und 5010 Engelskirchen haben sonst gezeigt, daß die Trockenwetterabflüsse im Bereich des Mitteldevons höher lagen als aus dem Verbreitungsgebiet des Unterdevons.

## 7.4. Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung

Über den Wasserhaushalt im Blattgebiet gibt SCHNELL (1955) eine Übersicht, die auf meteorologischen und hydrologischen Daten beruht. Die räumliche Verteilung der Niederschläge ist bereits im Kapitel 7.3.2. dargestellt worden. Nach Klimadaten errechnete SCHNELL (1955) eine mittlere jährliche Verdunstungshöhe um  $525 \text{ mm}$ . Die mittlere jährliche Abflußspende ( $A_o + A_u$ ) erreicht im Raum Winterscheid  $10 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$  ( $315 \text{ mm}$ ) und steigt bei Ruppichterother auf  $17 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$  ( $536 \text{ mm}$ ) an.

Die Höhe der Grundwasserneubildung ist im Blattgebiet 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

1000 mm würde die Grundwasserneubildung im Bereich flacher Talböden 200—467 mm ( $6,4\text{—}14,2\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ ) erreichen.

Nach dem Verfahren von WUNDT (1958) kann aus der Niedrigwasserführung der Flüsse (MNQ) der durchschnittliche Grundwasserabfluß errechnet werden. Für den Pegel Bröl am Waldbrölbach (TK 25: 5209 Siegburg), in dessen Einzugsgebiet ein großer Teil des Blattbereichs fällt, beträgt danach die durchschnittliche Grundwasserspense  $10,13\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$  (Jahresreihe 1950—1975). Der Mindestwert der Grundwasserspense entspricht nach WUNDT (1958) dem sommerlichen MNQ und erreicht  $4,91\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ . Im Vergleich zu dem nach KILLE (1970) bestimmten Wert der mittleren Grundwasserspense von  $6,6\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$  ist der nach WUNDT bestimmte Wert zu hoch.

Die schon erwähnten Trockenwetterabflüsse geben die Grundwasserspense Mitte Oktober 1972 wieder. Die ermittelten Werte zwischen  $1,5$  und  $5,2\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$  stellen nur eine Momentaufnahme dar. Sie liegen niedriger als die nach Pegeldaten bestimmte mittlere Grundwasserspense.

## 7.5. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Grundwasser enthält stets einen Anteil gelöster Stoffe, deren Art und Menge von verschiedenen Faktoren bestimmt werden. 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 so weiter 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. Die Typisierung erfolgt nach mval%<sup>4)</sup>. In der Tabelle 5 sind mg/l und mval angegeben, woraus sich mval% leicht errechnen läßt.

Im Herbst 1972 wurden an 30 Stellen Wasserproben entnommen. Die Analysenergebnisse (Tab. 5, S. 78—79) lassen teilweise einen Zusammenhang zwischen dem Chemismus des Wassers und der Gesteinszusammensetzung im Untersuchungsgebiet erkennen. Die Wasserproben 1—5 aus dem Verbreitungsgebiet der Hobracker Schichten zeigen einen erhöhten Kalkgehalt, der auf der Kalkführung dieser Schichten beruht. Es herrschen Hydrogen-Carbonat-Wässer vor mit einem Lösungsinhalt bis  $514\text{ mg/l}$ . Die Wasserproben 6—30 aus dem Verbreitungsgebiet der unterdevonischen Schichten, die den größten Teil des Blattgebietes einnehmen, weisen nur einen geringen Lösungsinhalt bis maximal  $201\text{ mg/l}$  auf. Ihre Gesamthärte liegt zwischen  $2,2$  und  $6,6^\circ\text{d}$ , das heißt es sind durchweg weiche Wässer. Es liegen meist untypische Mischwässer geringer Mineralisation vor, die nur eine kurze Verweildauer im Untergrund vermuten lassen.

$$^4) \text{ mval} = \frac{\text{mg/l}}{\text{Äquivalentgewicht}} = \text{mg/l} \cdot \frac{\text{Wertigkeit}}{\text{Atomgewicht}}$$

Millivalprozent (mval%) = mval eines Ions, ausgedrückt in Prozent der Gesamt-mval der Kationen beziehungsweise Anionen

## 7.6. Wassergewinnung und Wasserreserven

Bevölkerung, Gewerbe und Industrie im Blattgebiet werden größtenteils vom Agger- und Wahnbach-Talsperrenverband mit Trink- und Brauchwasser versorgt. Die großen Verbände liefern das benötigte Wasser an die Gemeindewasserwerke, die es an die Verbraucher weitergeben. Die außerhalb der größeren Orte liegenden Wohnplätze und Einzelanwesen versorgen sich aus privaten Quelfassungen oder Brunnen. Bei Ruppichteroth wird der Juliusstollen (s.S. 60) zur Wasserversorgung für einen Industriebetrieb genutzt. In Trockenzeiten steht der Juliusstollen als Notwasserversorgung zur Verfügung.

GRAHMANN (1958) unterteilte die täglich gewinnbaren Wassermengen in Stufen von sehr groß (I, über  $10\,000\text{ m}^3/\text{Tag}$ ) bis zeitweise oder dauernd keine (VI, nur für Hausversorgung). Danach kann die Wasserhöffigkeit in den Talauen der größeren Bäche (Taf. 2) bei guter Porendurchlässigkeit der Lockergesteine der Stufe IV ( $100\text{--}500\text{ m}^3/\text{Tag}$ ) zugeordnet werden. Im übrigen Bereich — mit Ausnahme des Verbreitungsgebietes der mitteldevonischen Kalksteine — liegen die täglich gewinnbaren Grundwassermengen meistens unter  $100\text{ m}^3/\text{Tag}$ . Im Bereich der Kalkgesteine ist mit einer stark wechselnden Wasserhöffigkeit zu rechnen, die durchaus auch  $500\text{ m}^3/\text{Tag}$  überschreiten kann.

Die Grundwassergewinnung aus dem anstehenden festen Gestein ist — abgesehen von Stollenanlagen — nur durch tiefere ( $50\text{--}80\text{ m}$ ) Brunnenbohrungen möglich. Wie schon erörtert, eignen sich als Ansatzpunkte für Brunnen besonders Störungen und stark zerklüftete Zonen (HILDEN & VON KAMP 1974). Aussichtsreiche Bohrpunkte sind im Kreuzungsbereich der mitteldevonischen Kalkgesteine mit dem Tal des Waldbrölbaches bei Schönenberg sowie mit querschlägig verlaufenden Tälern zu finden. Ebenfalls 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 Wassergewinnungsanlagen (u.a. 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 auch in Trockenzeiten abschätzen zu können.

## 7.7. Schutz des Grundwassers

Der Standort einer Wassergewinnungsanlage wird nicht nur von der Höffigkeit des Grundwasserleiters oder ganz allgemein von der hydrogeologischen Situation bestimmt. Der Schutz vor Verunreinigungen ist für die Standortfrage von entscheidender Bedeutung. Für ein Wassergewinnungsgelände der öffentlichen Versorgung müssen Trinkwasserschutzgebiete nach den Richtlinien des DVGW (Deutscher Verein von Gas- und Wasserfachmännern, Arbeitsblatt W101, 1975) oder der Verwaltungsvorschrift über die Festsetzung von Wasserschutzgebieten und Quellschutzgebieten (Rd.Erl. d. Ministers für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten NW v. 25. 4. 1975) ausgewiesen werden.

Tabelle 5  
Grundwasseranalysen

Analytiker: H. WERNER

Nr.	entnommen aus	Lage		Schichtenfolge an der Entnahmestelle	Gesamthärte (°d)	pH	Na <sup>+</sup>		K <sup>+</sup>		Ca <sup>2+</sup>	
		R	H				(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)
1	Quelle	04 600	36 380	Hobracker Schichten	13,9	7,4	4	0,17	1	0,03	89	4,44
2	Steinbruch	03 820	35 580	Hobracker Schichten	7,2	7,2	3	0,13	6	0,15	45	2,25
3	Steinbruch	03 200	35 440	Hobracker Schichten	5,9	6,9	5	0,22	5	0,13	42	2,1
4	Steinbruch	01 600	35 100	Hobracker Schichten, Basiskalk	17,6	7,6	7	0,3	1	0,03	98	4,89
5	Steinbruch	02 260	34 860	Hobracker Schichten, Basiskalk	9,4	7,6	2	0,09	1	0,03	57	2,84
6	Quelle	98 460	41 060	Bensberger u. Kibbacher Schichten	4,6	6,5	4	0,17	1	0,03	28	1,4
7	Quelle	05 020	40 780	Bensberger u. Kibbacher Schichten	2,5	7,0	3	0,13	1	0,03	18	0,9
8	Quelle	99 260	40 100	Bensberger u. Kibbacher Schichten	4,8	6,8	7	0,3	1	0,03	26	1,3
9	Quelle	05 380	39 400	Bensberger u. Kibbacher Schichten	3,7	7,3	4	0,17	1	0,03	18	0,9
10	Quelle	04 700	36 820	Bensberger u. Kibbacher Schichten	6,6	7,5	4	0,17	1	0,03	42	2,1
11	Quelle	97 520	36 680	Bensberger u. Kibbacher Schichten	5,1	6,8	4	0,17	1	0,03	28	1,4
12	Quelle	95 200	36 180	Bensberger u. Kibbacher Schichten	5,1	6,6	5	0,22	2	0,05	28	1,4
13	Quellfassung	02 520	36 120	Bensberger u. Kibbacher Schichten	2,3	6,7	2	0,09	1	0,03	13	0,65
14	Quelle	01 620	35 920	Bensberger u. Kibbacher Schichten	5,9	6,9	4	0,17	1	0,03	32	1,6
15	Quelle	98 180	32 620	Winterscheider Schichten	4,4	6,8	4	0,17	2	0,05	30	1,5
16	Quelle	99 000	32 580	Winterscheider Schichten	3,3	7,1	3	0,13	1	0,03	23	1,15
17	Quelle	96 100	31 200	Winterscheider Schichten	5,5	7,0	3	0,13	1	0,03	26	1,3
18	Quelle	94 940	31 120	Winterscheider Schichten	4,6	7,2	5	0,22	< 1	—	26	1,3
19	Quelle	95 380	30 860	Winterscheider Schichten	4,4	6,9	4	0,17	< 1	—	30	1,5
20	Quelle	00 080	37 200	Wahnbach-Schichten	5,0	6,7	4	0,17	1	0,03	31	1,55
21	Quelle	98 240	37 020	Wahnbach-Schichten	4,7	6,9	4	0,17	1	0,03	27	1,35
22	Quelle	99 360	37 020	Wahnbach-Schichten	4,6	7,0	5	0,22	1	0,03	25	1,25
23	Quelle	95 420	34 440	Wahnbach-Schichten	6,5	6,8	5	0,22	1	0,03	35	1,75
24	Quelle	05 120	33 360	Wahnbach-Schichten	2,3	6,6	3	0,13	< 1	—	10	0,5
25	Quelle	00 220	32 620	Wahnbach-Schichten	2,2	6,3	3	0,13	< 1	—	11	0,55
26	Quelle	03 860	32 400	Wahnbach-Schichten	2,5	6,4	3	0,13	1	0,03	11	0,55
27	Quelle	94 500	32 360	Wahnbach-Schichten	4,5	7,0	4	0,17	1	0,03	27	1,35
28	Quelle	98 860	32 340	Wahnbach-Schichten	4,2	7,0	3	0,13	1	0,03	22	1,1
29	Quelle	04 520	31 220	Wahnbach-Schichten	2,5	7,0	3	0,13	1	0,03	8	0,4
30	Quelle	02 800	30 800	Wahnbach-Schichten	2,2	7,2	2	0,09	< 1	—	11	0,55

Tabelle 5 (Fortsetzung)

Mg <sup>2+</sup>		Fe <sup>2+</sup>		Mn <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>		SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		Summe der Ionen		Nr.
(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)	
6	0,49	0,7	0,03	<0,2	21	0,59	43	0,9	238	3,9	10	0,16	412,7	10,71	1
4	0,33	0,6	0,02	<0,2	14	0,39	13	0,28	159	2,61	2	0,03	246,8	6,19	2
—	—	0,3	0,01	<0,2	14	0,39	41	0,86	61	1,0	3	0,05	171,3	4,76	3
17	1,39	1,0	0,04	<0,2	28	0,79	21	0,43	311	5,1	30	0,48	514	13,45	4
6	0,50	<0,05	—	<0,2	11	0,31	27	0,57	177	2,9	1	0,02	282	7,26	5
3	0,25	0,9	0,03	<0,2	11	0,31	18	0,37	49	0,8	26	0,42	140,9	3,78	6
Spur	—	0,6	0,02	<0,2	11	0,31	5	0,11	43	0,7	5	0,08	86,6	2,28	7
5	0,41	2	0,07	<0,2	43	1,21	9	0,33	43	0,7	10	0,16	146	4,51	8
5	0,41	<0,05	—	<0,2	11	0,31	29	0,6	43	0,7	12	0,19	123	3,31	9
3	0,25	8	0,29	<0,2	11	0,31	13	0,28	104	1,7	7	0,11	193	5,24	10
5	0,41	0,2	0,01	<0,2	11	0,31	34	0,71	61	1,0	5	0,08	149,2	4,12	11
5	0,41	2	0,07	<0,2	11	0,31	30	0,63	61	1,0	16	0,26	160	4,35	12
2	0,16	9	0,32	<0,2	11	0,31	1	0,02	49	0,8	1	0,02	89	2,4	13
6	0,5	1	0,02	<0,2	11	0,31	24	0,51	79	1,3	8	0,13	166	4,57	14
1	0,08	1	0,04	<0,2	7	0,2	35	0,72	61	1,0	8	0,13	149	3,89	15
0,2	0,02	1	0,04	<0,2	7	0,2	23	0,47	43	0,7	5	0,08	106,2	2,82	16
8	0,66	7	0,25	<0,2	11	0,31	7	0,14	110	1,8	9	0,15	182	4,77	17
4	0,33	0,9	0,03	<0,2	11	0,31	24	0,49	43	0,7	6	0,1	119,9	3,48	18
0,7	0,06	0,9	0,03	<0,2	11	0,31	29	0,61	49	0,8	11	0,18	135,6	3,66	19
3	0,25	1	0,02	<0,2	11	0,31	15	0,31	79	1,3	11	0,18	156	4,12	20
4	0,33	6	0,21	<0,2	11	0,31	9	0,19	73	1,2	3	0,05	138	3,84	21
5	0,41	0,2	0,01	<0,2	11	0,31	30	0,63	85	1,39	4	0,06	166,2	4,31	22
7	0,57	9	0,32	<0,2	11	0,31	35	0,73	85	1,39	13	0,21	201	5,53	23
4	0,33	2	0,07	<0,2	11	0,31	18	0,37	37	0,61	1	0,02	86	2,34	24
3	0,25	<0,05	—	<0,2	11	0,31	4	0,09	49	0,8	6	0,1	87	2,23	25
4	0,33	0,3	0,01	<0,2	11	0,31	16	0,33	24	0,68	4	0,06	74,3	2,43	26
3	0,25	2	0,07	<0,2	11	0,31	36	0,74	61	1,0	3	0,05	148	3,97	27
5	0,41	12	0,43	<0,2	11	0,31	25	0,53	67	1,1	7	0,11	153	4,15	28
6	0,5	0,7	0,03	<0,2	11	0,31	10	0,21	49	0,8	2	0,03	89,7	2,44	29
3	0,25	1	0,04	<0,2	11	0,31	11	0,22	31	0,51	1	0,02	71	1,99	30

Die lfd. Nrn. beziehen sich auf die in der hydrogeologischen Karte (Taf. 2) dargestellten Entnahmestellen von Wasserproben.

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

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

## 8. Ingenieurgeologie

Von MANFRED REINHARDT

Die im folgenden gemachten Angaben über das Verhalten des Untergrundes als Baugrund gründen sich auf Beobachtungen an Einzelobjekten und auf Rückschlüsse aus anderen Gebieten mit ähnlichem Gebirgsaufbau. Für konkrete Objekte können sie nur als allgemeine Hinweise gelten und keinesfalls Spezialuntersuchungen ersetzen.

### 8.1. Unterdevonischer Felsuntergrund

Gesteine des Unterdevons bilden den weit überwiegenden Anteil der Felsgesteine im Blattgebiet. Nur in der Ruppichterothener Mulde stehen mitteldevonische Gesteine an (s. Kap. 8.2.). Kennzeichnend für die unterdevonischen Gesteine ist eine enge Wechselagerung von tonigen, schluffigen und sandigen Gesteinen. Generell überwiegt die tonig-schluffige Komponente. Zusammenhängende Sandsteinbankfolgen kommen in den Odenpieler Schichten vor und können eine Gesamtmächtigkeit bis zu 300 m erreichen. Derartige Maximalmächtigkeiten sind allerdings selten, auch auf kurze Erstreckung von einigen hundert Metern keilen Sandsteinbänke völlig aus und verzahnen sich mit Ton- und Schluffsteinen. Im höheren Teil der Bensberger beziehungsweise Kühltbacher Schichten treten bis zu 50 m mächtige Sandsteinbankfolgen auf. Innerhalb der Wahnbach-Schichten ist der Anteil an Sandsteinbänken recht gering. Die Mächtigkeit solcher Bänke beträgt nur selten mehr als 5 m.

Charakteristisch für das gesamte Unterdevon ist aber die geringe schichtige Lagebeständigkeit der Sandsteinbänke. Für die geotechnischen Eigenschaften der Felsgesteine und damit deren Verhalten als Baugrund ist das Trennflächengefüge im Gebirge verantwortlich. Unter dem Begriff "Trennflächengefüge" sind Ausbildung und Anordnung von Schicht-, Kluft-, Schiefer- und Störungsflächen zu verstehen.

Die Schichtflächen sind besonders deutlich ausgeprägt innerhalb der Sandsteinbankfolgen und als Begrenzungsflächen zwischen Sandsteinen und Ton- und Schluffsteinen. Innerhalb mächtiger Ton- und Schluffsteinserien sind Schichtflächen zwar in Zentimeter- bis Dezimeterabständen angelegt, deutlicher ausgeprägt und weiter aushaltend aber nur in Abständen von einigen Metern oder Dekametern vorhanden. In den Sandsteinbankfolgen bilden Schichtflächen die Begrenzung der einzelnen Bänke, ihre Abstände sind selten größer als 2 m. Die deutlich ausgeprägten Schichtflächen sind durchweg eben und glatt ausgebildet. Bei der Faltung des Gebirges haben diese Flächen als Bewegungsbahnen gedient, sie wurden bei diesem Vorgang geglättet und können deshalb bei technischen Eingriffen (Böschungen, Untertagebau) felsmechanisch besonders wirksam werden. Die Schichtflächen streichen regional betrachtet in Südwest—Nordost-

Richtung. Infolge der häufig vorhandenen Spezialfaltung kommen örtlich aber erhebliche Abweichungen von diesem Generalstreichen vor. Auch die Einfallswerte der Schichten hängen von der Position in einer Falte ab, sie können deshalb zwischen  $0^\circ$  und  $90^\circ$  liegen.

**Kluffflächen** mit deutlicher Ausprägung kommen hauptsächlich in den Sandsteinbänken vor. Ihre Abstände liegen im Dezimeter- bis Meterbereich. Häufig setzen die einzelnen Klüfte an den die Bänke begrenzenden Schichtflächen ab. Oberflächennah können die Kluffugen — je nach Auflockerungsgrad infolge tektonischer Beanspruchung und morphologischer Exposition unterschiedlich tief — einige Millimeter bis Zentimeter weit geöffnet sein.

In den tonig-schluffigen Gesteinen sind Klüfte weniger deutlich ausgebildet. In größeren Abständen von durchweg mehr als 10 m kommen sowohl in den Sandsteinen als auch in den tonig-schluffigen Gesteinen sogenannte Großklüfte vor, die mehrere Dekameter weit aushalten und auch verschiedene Gesteinsfolgen durchsetzen. Örtlich treten Klüfte auch eng geschart in Zentimeter- bis Dezimeterabständen auf und bilden so dezimeter- bis meterbreite Zonen aus meist kurzflächigen Einzelklüften. Derartige Zonen halten oft mehrere Dekameter weit aus. Der Verlauf der einzelnen Klufflächen steht in enger geometrischer Beziehung zu den Faltelementen. Nach Häufigkeit und Deutlichkeit der Ausprägung überwiegen Klüfte, die etwa quer zu dem Streichen der Schichten verlaufen (sogen. Querklüfte), etwas weniger häufig sind dem Schichtstreichen folgende Klüfte. Daneben kommen noch Klüfte vor, die mit der Richtung der Falten Winkel zwischen etwa  $40^\circ$  und  $60^\circ$  bilden. Lokal sind derartige Klüfte besonders deutlich ausgeprägt und halten oft auch über viele Dekameter weit aus. Recht häufig kommen auch etwa in Nord—Süd-Richtung verlaufende Klüfte vor. Das Einfallen der Klufflächen ist meist steil mit etwa  $50^\circ$ — $90^\circ$ . Vielfach sind Klufflächen im Gestein nur latent vorhanden und machen sich erst bei Beanspruchung — zum Beispiel Anschlagen oder Lösen durch Sprengungen — kenntlich.

**Schieferflächen** kommen nur selten in den tonigen Gesteinen vor. Die einzelnen Flächen halten nur wenige Zentimeter weit aus, sie streichen generell Südwest—Nordost und fallen steil ( $60^\circ$ — $80^\circ$ ) nach Südosten ein. Wegen ihrer geringen Ausprägung ist die geotechnische Bedeutung der Schieferflächen im Blattgebiet sehr gering.

**Störungen** können dagegen auch in ihrer Auswirkung auf technische Eingriffe in den Untergrund bedeutende Trennfugen im Gebirge bilden. Die aufgrund von Beobachtungen erkannten oder durch geologische Kombinationen vermuteten größeren Störungen mit deutlichem Schichtenversatz sind in der Karte eingetragen. Außer diesen kommen aber häufig Störungen mit geringem Schichtenversatz (etwa im Meterbereich) und kurzer Erstreckung (etwa im Dekameterbereich) vor. Solche Störungen können nur durch spezielle Untersuchungen wie Bohrungen oder Schürfe und in Baugruben im Fels festgestellt und beurteilt werden. Die Ausbildung der Störungen kann sehr unterschiedlich sein. Es kann sich um nur millimeter- bis zentimeterbreite Fugen ohne erkennbare Beanspruchung des angrenzenden Gesteins, aber auch um meterbreite Zonen mit völliger Zersetzung der ursprünglichen Felsgesteine handeln. Oft ist auch eine unterschiedlich breite (Zentimeter- bis Meterbereich) parallel zu der Störung verlaufende Auflockerungszone aus engständigen Trennflächen zu beobachten.



Die Gebirgsfestigkeit wird außer von der petrographischen Zusammensetzung der Gesteine und dem Trennflächengefüge des Gebirges noch von dem Grad der Verwitterung bestimmt. Unterhalb der Überdeckung aus quartärzeitlichen Lockersedimenten sind die Felsgesteine infolge Verwitterung verfärbt, in ihrem Schichtenverband aufgelockert und mehr oder weniger entfestigt. Der Bereich mit deutlicher Auflockerung und Entfestigung reicht in den Ton- und Schluffsteinen bis etwa 2—6 m und in den Sandsteinen bis etwa 1—3 m unter die Lockergesteinsdecke. Generell ist diese Zone der Verwitterung an Hängen tieferreichend als unter den Talböden. Unter dem Gebirgsbereich der Entfestigung und Auflockerung folgt die Zone der Trennfugenverwitterung. Diese macht sich durch offene Trennfugen (Millimeter- bis Zentimeterbereich) und Verfärbungssäume an Trennflächen kenntlich. Die Untergrenze dieser Zone kann man mit 20—60 m unter Gelände annehmen, wobei aber im Gegensatz zu der oberflächennahen Auflockerungszone die Trennfugenverwitterung in den Sandsteinen — wegen der deutlichen Klüffugen und damit verbundenen guten Wasserwegsamkeit — am tiefsten reicht. Oberflächennah — bis etwa 20 m unter Gelände — enthalten die Trennfugen häufig aus der Lockergesteinsdecke eingespülte feinkörnige, auch bindige (Letten) Beläge.

Die Belastbarkeit des Felsuntergrundes wird von den Verformungseigenschaften des Gebirges bestimmt. Diese hängen ab von dem Trennfugenvolumen, Trennfugenbelägen, Anordnung der Trennflächen und der Festigkeit der betroffenen Gesteine.

Innerhalb der oberflächennahen Auflockerungszone können dem Gebirge folgende geschätzte Elastizitätsmoduli (E-Moduli) zugeordnet werden:

Tonsteine und Schluffsteine	= etwa 100 — 500 MN/m <sup>2</sup>
Sandsteine	= etwa 200 — 800 MN/m <sup>2</sup>

Für das nur von der Trennfugenverwitterung erfaßte Gebirge betragen die E-Moduli

Tonsteine und Schluffsteine	= etwa 1000 — 3000 MN/m <sup>2</sup>
Sandsteine	= etwa 2000 — 5000 MN/m <sup>2</sup>

Gesteinsproben ohne erkennbare Trennflächen können erheblich höhere Festigkeiten aufweisen, diese haben aber für praktische Fragen nur untergeordnete Bedeutung. Die angegebenen E-Werte können nur als grober Anhalt gewertet werden. Für spezielle Bauwerke sind genauere — auf ingenieurgeologischen Geländeaufnahmen basierende — Schätzungen oder auch Messungen in situ erforderlich.

Die Standsicherheit von Felsböschungen wird vom Trennflächengefüge des Gebirges bestimmt. Besonders wichtig sind deutlich ausgeprägte und weit aushaltende Trennflächen. Dies sind im Blattgebiet besonders die Schichtflächen in den Sandsteinbankfolgen und an den Grenzen zwischen Sandsteinen und tonig-schluffigen Gesteinen. Aus diesem Grunde sind generell die quer zum Schichtstreichen angelegten Böschungen günstiger zu bewerten als die parallel dazu verlaufenden, wobei auf örtliche Spezialfaltung zu achten ist. Parallel zum Schichtstreichen verlaufen auf längeren Strecken die Täler des Wahnbaches, des Brölbaches und des Waldbrölbaches. In diesen Tälern kommen auch häufig Sandsteinbänke mit weit aushaltenden Schichtflächen vor. Ein Unterschneiden dieser Schichtflächen — etwa bei Straßenverbreiterungen — kann zu Rutschungen führen. Allerdings bilden nicht nur Schichtflächen potentielle Bewegungs-

bahnen für Rutschungen. Gleichermaßen ungünstig wirken sich unterschrittene Störungs- und Großkluftflächen aus. Böschungsausbrüche können darüber hinaus auch durch Verschneidung verschiedenartiger Flächen verursacht werden. Für die Planung von Felsböschungen oder die Bemessung von Stützmauern sind eingehende Trennflächenanalysen des zu behandelnden Gebirges unerlässlich. Die tonig-schluffigen Gesteine neigen unter Einfluß der Atmosphärrillen — besonders Frost — zu einem Dezimeter bis Meter tief reichenden grusigen Zerfall. Diesem kann durch entsprechende Behandlung der Böschungsfläche (Bepflanzung) begegnet werden. Für länger offenstehende Baugruben kann eine Sicherung aus Spritzbeton (gegebenenfalls in Verbindung mit Baustahlgewebe und Felsankern) zweckmäßig sein.

Für die Planung von Untertageobjekten sind die tiefgründige Trennfugenverwitterung, der rasche Gesteinswechsel und das mögliche Vorhandensein von tektonischen Störungen zu beachten. Standfestes Gebirge wird bei Anwendung von Sprengarbeiten in Stollen und Tunneln nur selten zu erwarten sein. Besondere Erschwernisse werden an Hangfüßen und im Bereich von tektonischen Störungen auftreten können.

Die Wasserdichtigkeit des Gebirges ist für die Errichtung von Stauanlagen von erheblicher Bedeutung. Die unterdevonischen Felsgesteine selbst besitzen praktisch keine Wasserdurchlässigkeit. In den Trennfugen des Gebirges (Kluft-, Schicht- und Störungsfugen) sind aber Wasserbewegungen möglich. Die Wasserwegsamkeit ist besonders hoch im Bereich von Sandsteinbankfolgen, tektonischen Störungen und Faltenumbiegungen. In diesen Zonen kann die erhöhte Wasserdurchlässigkeit einige Dekameter tief reichen. Kleinere Stauanlagen — bis etwa 5 m Stauhöhe — werden am einfachsten durch eine Beckendichtung aus Lehm gegen Unterläufigkeiten gesichert. Bei größeren Stauhöhen muß der Untergrund durch Injektionen gedichtet werden. Ausmaß und Tiefe von Injektionsschleiern müssen durch Spezialuntersuchungen (Kernbohrungen mit Wasserdruckprüfungen) ermittelt werden. Besondere Beachtung bei der Planung von Stauanlagen verdienen die Umgebung von ehemaligen Steinbrüchen und aufgelassenen Gruben und Stollen (vgl. Kap. 6.1.).

Als Schüttmaterial für Dämme sind besonders die unterdevonischen Sandsteine geeignet. Die tonig-schluffigen Gesteine dagegen sind durchweg verwitterungsanfällig. Unter Einfluß von Regen, Sonneneinstrahlung und besonders Frost neigen diese Gesteine zu einem raschen grusigen Zerfall. Bei Gewinnung, Transport und Einbau der tonig-schluffigen Gesteine fällt feines Abriebmaterial an, daraus entstehen bei Wasserzutritt Schmierfilme. Die Sandsteine werden beim Lösen zum großen Teil in groben Blöcken mit Kantenlängen von mehreren Dezimetern anfallen. Für viele Fälle wird ein Nachzerkleinern notwendig sein.

## **8.2. Mitteldevonischer Felsuntergrund**

Gesteine des Mitteldevons nehmen flächenmäßig nur einen geringen Teil des Blattes ein. Für die ingenieurgeologische Betrachtung ist von Bedeutung, daß die mitteldevonischen Gesteine durchweg einen gewissen Kalkgehalt aufweisen und daß gelegentlich auch zusammenhängende Kalksteinlinsen und Kalksteinbänke vorkommen. Innerhalb der

tonig-schluffigen Gesteine der Hobräcker Schichten bewirkt dieser Kalkgehalt eine deutlich verminderte Verwitterungsbeständigkeit. In Kalksteinlinsen und -bänken können infolge Verkarstung von der Oberfläche ausgehende, unregelmäßige Vertiefungen und auch in Tiefen bis zu einigen Dekametern röhrenförmige Hohlräume vorkommen.

Für die Ton- und Schluffsteine der Hobräcker Schichten können folgende E-Werte angesetzt werden:

im oberflächennahen Verwitterungsbereich	90 — 400 MN/m <sup>2</sup>
im unverwitterten Zustand	500 — 2 000 MN/m <sup>2</sup>

Die entsprechenden Werte für den Schönenberger Sandstein betragen 200—800 MN/m<sup>2</sup> beziehungsweise 2 000—10 000 MN/m<sup>2</sup>.

Für die Standsicherheit von Böschungen gilt im wesentlichen das im vorhergehenden Kapitel Gesagte. Besonders zu beachten sind weit aushaltende Schichtflächen, die bei Unterschneiden als Rutschflächen wirken können, in dem Schönenberger Sandstein. Der starken Verwitterungsanfälligkeit der tonig-schluffigen Gesteine kann man durch ein Versiegeln der Böschungsflächen begegnen.

Für die Planung von Stauanlagen sind besonders die ausgeprägte Klüftigkeit des Schönenberger Sandsteins und mögliche Verkarstungen in kalkigen Partien der Hobräcker Schichten zu beachten. Besonders letztere können wegen zu erwartender Unterläufigkeiten die Errichtung von Stauseen stark erschweren oder auch unmöglich machen. Auch durch verwitterte Lagen von kalkschaligen Fossilien kann eine ausgeprägte Wasserwegsamkeit hervorgerufen sein. Für die Planung von Stauanlagen — auch mit geringer Stauhöhe — im Bereich der Ruppichterother Mulde sind deshalb eingehende Untergrundbeurteilungen unerlässlich. Dies gilt auch für Stollenbauten, die durch Wasser- oder Schlammteinbrüche aus Karströhren behindert werden können.

Besondere Beachtung verdienen weiter die in Kapitel 6.1. näher beschriebenen bergmännischen Hohlräume. Durch Nachbrechen der größtenteils nicht oder nur unvollkommen verfüllten Hohlräume können Nachbrüche auch an der jetzigen Oberfläche eintreten. Bei Planung von Bauten — insbesondere Verkehrswegen, Untertageobjekten und Stauanlagen — sollte der möglichen Verbreitung von aufgelassenen bergmännischen Hohlräumen — Stollen und Abbaugebieten — nachgegangen werden.

Als hochwertiges Schüttmaterial kommen von den mitteldevonischen Gesteinen nur der Schönenberger Sandstein in Frage. Für das Lösen größerer Mengen sind im allgemeinen Sprengungen nötig. Nur oberflächennah — bis etwa 10 m unter Gelände — kann das Gestein bei entsprechender tektonischer Zerlegung mittels Reißen durch schwere Erdbaugeräte gewonnen werden. Die Gesteine der Hobräcker Schichten sind wegen ihrer starken Verwitterungsanfälligkeit als Schüttmaterial weniger geeignet.

### 8.3. Quartärzeitliche Lockergesteinsdecke

Im Blattgebiet überwiegen im Felsuntergrund Ton- und Schluffsteine. Bei der Verwitterung dieser Gesteine ist ein hoher Anteil von Ton und Schluff in die Lockergesteinsdecke übergegangen. Beim Abtransport und Wiederablagerung ist es zu Gemengen mit mehr

oder weniger groben körnigen Gesteinen, aber auch zu Anreicherungen von feinkörnigen Ablagerungen gekommen. Nur im Ausstrichbereich von Sandsteinbankfolgen, in Schüttfächern an Talkkreuzungen und lagenweise in Bachablagerungen überwiegt der Grobkornanteil. Der unterschiedlichen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine und der wechselnden Transport- und Ablagerungsbedingungen entsprechend sind die Zusammensetzung und damit die geotechnischen Eigenschaften der Lockergesteine deutlichen Schwankungen auf engem Raum unterworfen.

Auf den **Hochflächen** ist die Lockergesteinsdecke selten mehr als 2 m dick. Bei deutlichem Ton- und Schluffanteil haben die Lockergesteine dort E-Werte zwischen etwa 10 und 15 MN/m<sup>2</sup>, für Bereiche mit groben und Korn-an-Korn gefügten Gesteinsstücken betragen die E-Werte etwa 40–60 MN/m<sup>2</sup>.

An den **Hängen** finden sich Hangschutt- und Hanglehmablagerungen. Die größten Mächtigkeiten bis zu 6 m sind in den wannenartigen Talschlüssen anzutreffen. An flachen Hängen und an Hangfüßen — soweit es sich nicht um Prallhänge handelt — können die Lockergesteine bis rund 4 m dick sein. An steileren Hängen sind die Hangablagerungen durchweg unter 1,5 m mächtig. Vielfach finden sich an den Hängen umgelagerte Lößlehmrelikte. In den meisten Fällen enthalten die Hangablagerungen einen deutlichen Anteil an bindigen Bestandteilen. Diese Böden sind oft frost- und belastungsempfindlich. Die E-Werte liegen dann durchweg unter 15 MN/m<sup>2</sup>. Nur bei abgestütztem Steinanteil steigen die E-Werte bis ca. 60 MN/m<sup>2</sup> an. Gründungen an Hängen sollten auf einheitlichem Baugrund erfolgen. Dieser kann durch tieferen Aushub von Felsmaterial an der Bergseite und Lockergesteinsauftrag erreicht werden. Standsichere Böschungen in den Hangablagerungen erfordern Neigungen von 25°–30°, wobei insbesondere noch die Wasserverhältnisse und menschliche Eingriffe zu beachten sind.

In den **Tälern** stehen unter einer etwa 0,5–2 m dicken Auenlehmdecke Bachablagerungen mit unterschiedlicher Zusammensetzung an. Diese bestehen aus Schotterlagen im Wechsel mit Sand, Schluff und Ton in schichtiger oder linsenförmiger Anreicherung. Nur in den größeren Tälern des Bröl-, Waldbröl- und Wahnaches erreichen diese Ablagerungen größere Mächtigkeiten bis ca. 5 m. In den Seitentälern dieser Bäche sind die Talfüllungen nur selten mehr als 2 m dick, sie setzen sich überwiegend aus groben Gesteinsstücken im Wechsel mit linsenförmigen, feinkörnigen Ablagerungen zusammen. An der Einmündung von Seitentälern finden sich oft Auskolkungen der Felsoberfläche mit entsprechendem Anstieg der Lockergesteinsmächtigkeiten.

Die Talablagerungen sind im allgemeinen nur mäßig konsolidiert.

Folgende E-Werte können für diese Ablagerungen angenommen werden:

Auenlehm (wasser- und belastungsempfindlich)	etwa 8 — 15 MN/m <sup>2</sup>
Schotterlagen mit Korn-an-Korn-Gefüge	etwa 80 — 150 MN/m <sup>2</sup>

An einigen Stellen finden sich im Blattgebiet **organische Ablagerungen**. Hierbei kann es sich um torfige und anmoorige Bildungen bis etwa 1,50 m Dicke handeln. Derartige Ablagerungen kommen in den größeren Tälern im Bereich der Auenlehmverbreitung vor. An der heutigen Oberfläche sind sie nicht immer einfach zu erkennen. Die organischen Ablagerungen sind besonders belastungsempfindlich und deshalb als Bau-

grund praktisch ungeeignet. Für größere Bauten in den größeren Tälern sind zur Erkennung derartiger Bildungen sorgfältige Baugrunduntersuchungen erforderlich.

Für die Gewinnung von hochwertigem Schüttmaterial reichen Eigenschaften und Mächtigkeiten der Lockergesteine nicht aus. An flachen Hängen und Talschlüssen befinden sich häufig bis zu einigen Metern mächtige Gehängelehmablagerungen. Dieses Material kann für den Einbau als Dichtungskern in Staudämmen und für den Einbau als Dichtungsteppich geeignet sein. Für konkrete Planungen sind aber Geländeerkundungen durch Schürfe und Bohrungen sowie Laboratoriumsuntersuchungen zur Bestimmung der geotechnischen Eigenschaften nötig.

#### **8.4. Allgemeine Hinweise**

Die Frosteindringtiefe ist von zahlreichen lokalen Faktoren wie morphologische Exposition, Bewuchs, Behandlung des Baugrundes, Froststärke und -dauer abhängig. Als Anhaltswert kann man etwa 1 m annehmen.

Fortlebende tektonische Störungen kommen im Blattgebiet nicht vor. Nach der DIN 4149 (Entwurf Dezember 1976) liegt der gesamte Bereich des Blattes außerhalb der ausgeschiedenen Erdbebenzonen.



## **9. Böden**

Von WERNER WIRTH

Die Bodenverhältnisse des Blattgebietes sind ausführlich in der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 5110 Waldbröl (1979) dargestellt. In Abbildung 10 sind die Böden vereinfacht zu Bodeneinheiten zusammengefaßt, die nach den vorherrschenden Bodentypen Braunerde, Parabraunerde, Pseudogley, Brauner Auenboden und Gley benannt sind. Weniger verbreitete Bodentypen wie Ranker, Rendzina und Podsol wurden den genannten Haupttypen zugeordnet.

Die im Blattgebiet vorkommenden Böden (Bodensubstrate) sind im Holozän und Pleistozän aus den Verwitterungsprodukten der dort anstehenden paläozoischen Gesteine, stellenweise auch aus Lößlehm, hervorgegangen. Außerdem kommen, meist untergeordnet, stellenweise bunte Relikte von Böden (Graulehm, Plastosol) früherer Erdzeitalter (Tertiär und älter) vor.

Größere Umlagerungen und Vermengungen des vorliegenden Boden- und lockeren Gesteinsmaterials sind vor allem während des Pleistozäns unter periglazialen Einwirkungen abgelaufen und in Plateau- und Hanglagen (Hang- und Hochflächenlehm) mitunter noch erkennbar.

Überwiegend fluviatile Vorgänge führten zu Umlagerungen und Anlandung der Bodensubstrate in den Talauen.

### **9.1. Bodeneinheiten**

#### **9.1.1. Terrestrische (grundwasserfreie) Böden**

Terrestrische Böden sind ohne Grundwassereinfluß entstanden. Ihr Vorkommen ist im Mittelgebirge, die Talauen ausgenommen, überall möglich. Zu dieser Gruppe gehören Braunerden, die besonders im höheren gebirgigen Bereich des Wiehler Berglandes und des Nutscheids vorkommen, sowie Parabraunerden, die vor allem in der offenen Plateaulandschaft mit ihren Talrandlagen auftreten.

Außerdem sind nach der zur Zeit gültigen Systematik Böden mit starker Stau- oder Haftnässe dieser Abteilung zugeordnet; sie werden als Pseudogleye bezeichnet.

Abbildung 11 zeigt die Ausbildung der einzelnen Bodeneinheiten im Blattgebiet.

##### **9.1.1.1. Braunerde**

Braunerden sind vor allem im südöstlichen Blattgebiet weit verbreitet, wo die paläozoischen Gesteine und deren Verwitterungsbildungen unmittelbar an der Oberfläche anstehen.

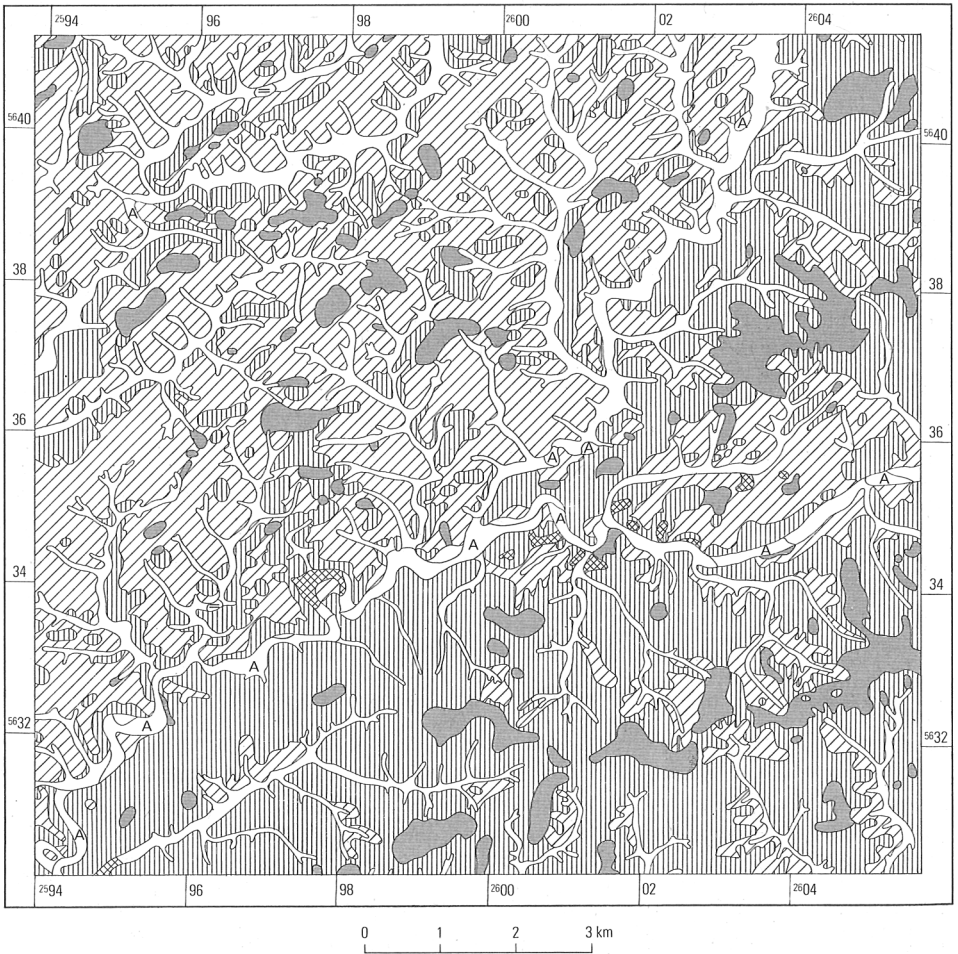


Abb. 10. Bodenkundliche Übersicht





schluffiger Lehm, auf Kuppen z.T. sandiger Lehm,  
im Kalksteinbereich z.T. toniger Lehm,  
meist grusig und steinig, 3 — 20 dm  
Tonstein, Schluffstein, Sandstein und Kalkstein,  
stellenweise Grus und Steine



schluffiger Lehm,  
stellenweise grusig und steinig, 5 — 20 dm  
Tonstein, Schluffstein, Sandstein und Kalkstein,  
stellenweise Grus und Steine



schluffiger oder toniger Lehm, stellenweise sandig,  
grusig und steinig, 3 — 20 dm  
Tonstein, Schluffstein und Sandstein



schluffiger Lehm,  
stellenweise sandig und kiesig, 3 — 15 dm  
Sand und Kies oder Blockschutt



schluffiger Lehm 0 — 8 dm  
Niedermoororf 3 — 14 dm  
schluffiger Lehm, z.T. Sand und Kies



### Braunerde (B)

aus silikatischen und karbonatischen Gesteinen (Devon),  
stellenweise soliflukative und erosive Bodenverlagerungen  
(Pleistozän, Holozän)

### Parabraunerde (L), z.T. Braunerde (B)

aus Löß (Pleistozän), stellenweise soliflukative und ero-  
sive Bodenverlagerungen (Pleistozän, Holozän)

### Pseudogley (S)

meist aus älteren Verwitterungsbildungen (Tertiär) sili-  
katischer oder karbonatischer Gesteine (Devon), stellen-  
weise aus Lößlehm (Pleistozän), verbreitet soliflukative  
und erosive Bodenverlagerungen (Pleistozän, Holozän)

### Brauner Auenboden (A) und Gley (G)

meist aus schluffig-lehmigen, stellenweise aus sandigen  
Fluß- und Bachablagerungen (Holozän, Pleistozän);  
mittlerer Grundwasserstand 0—20 dm unter Flur

### Niedermoor (Hn), z.T. Moorgley

aus Niedermoororf (Holozän) und Fluß- und Bachabla-  
gerungen (Holozän, Pleistozän); mittlerer Grundwasser-  
stand 0—6 dm unter Flur

Auf- und Abtragsflächen sowie Steinbrüche und Halden  
des Bergbaus, Gewässerflächen

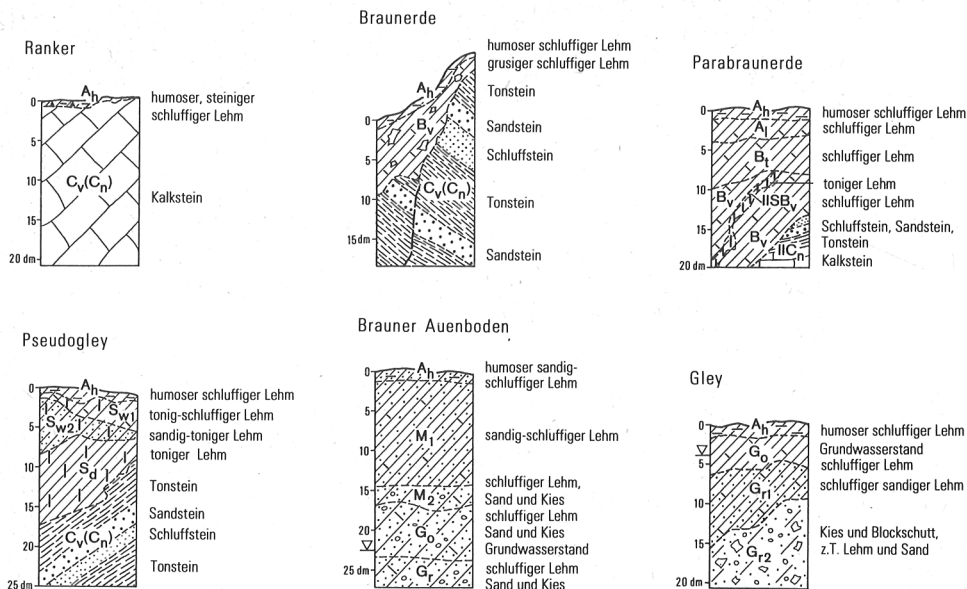


Abb. 11. Typische Bodenprofile

Die Braunerden besitzen die Horizontfolge Ah—B<sub>v</sub>—C, die auf günstige Luft- und Wasserverhältnisse hinweist. Unter dem humosen Oberboden, dem Ah-Horizont, auch Krume oder Humushorizont genannt, folgt ein durch Eisenverbindungen gleichmäßig braungelb gefärbter, bei primär rötlichem Ausgangsgestein (z.B. Gesteine der Bensberger und der Remscheider Schichten) auch rötlicher Verwitterungshorizont (B<sub>v</sub>-Horizont), in dem Vorgänge der Tonmineralneu- beziehungsweise Tonmineralumbildung ablaufen. Eine nennenswerte Stoffwanderung zur Tiefe läßt sich selbst bei fortgeschrittener Verwitterung kaum nachweisen. Das Ausgangsgestein der Bodenbildung wird als C-Horizont bezeichnet.

Untersuchungen von BENNETT (1939) lassen erkennen, daß für die Bildung unserer heutigen Bodendecken größtenteils ein vorholozänes Alter in Frage kommt. Er gibt für die Entstehung von 2,5 cm Boden aus Silikatgesteinen 300—1 000 Jahre an.

Die petrographischen und chemischen Unterschiede der von Tonsteinen über Schluff-, Sand- bis zu Kalkstein reichenden Ausgangsgesteine sind durch Verwitterung und die periglaziale Bodenverlagerung so verwischt, daß ein nahezu einheitliches, mehr oder weniger schluffiges Bodengemenge vorherrscht. Lediglich auf exponierten Sandsteinkuppen und -rippen treten mitunter nährstoffarme schluffig-sandige oder nur sandige Substrate auf. Eine kiesig-sandige Körnung zeigen, meist in schmalen Zonen oder auch nur punktförmig, die wenigen Terrassenausbisse an Talhängen.

Einen von der verbreiteten schluffig-lehmigen Braunerde abweichenden höheren Tongehalt weisen lediglich die Böden im Raum Schönenberg—Ruppichteroth im Bereich der mitteldevonischen Kalksteine auf.

In Anbetracht der von WERNER (1958) erwähnten langen Entstehungszeiten von ca. 3 000 Jahren für 1 cm Verwitterungslehm aus Kalkstein muß gefolgert werden, daß ein Teil der plastischen Terra-fusca-Bildungen in die jüngere Bodenbildung miteingegangen ist. Ähnlich hohe Tongehalte werden mitunter in den teilweise verbrauchten Böden der Randzonen von Pseudogleyen aus Plastosolmaterial angetroffen.

Mächtigkeitsunterschiede der Bodendecke sind in erster Linie auf das stark wechselnde Relief und die Erosion zurückzuführen.

Bei der Auswertung chemischer Analysen zeigt sich innerhalb der Braunerden keine oder nur eine geringe Abhängigkeit von der Mineralzusammensetzung der verschiedenen Gesteine. Diese relative Einheitlichkeit hängt mit der bereits erwähnten Bodenvermischung, einschließlich des Lößlehms, im Laufe der Bildungszeit, hauptsächlich im Pleistozän, zusammen. Diese "Homogenisierung" trifft auch für die von Natur aus nährstoffarmen Böden auf unterdevonischen und die etwas nährstoffreicheren Bildungen auf mitteldevonischen Gesteinen zu, wo allenfalls kleinere örtliche Unterschiede zu erkennen sind.

Allerdings kann örtlich der geringe Basengehalt der Böden im Bereich karbonatischer Gesteine, meist in Abhängigkeit von der Gründigkeit, vor allem in Profilen mit hohen Skelettanteilen (Grus- und Steingehalt der Böden) und der daraus resultierenden nachschaffenden Kraft ansteigen. Mit dem Auftreten kalkanzeigender Pflanzen reagiert die Flora deutlich auf solche Nährstoffunterschiede. Der Grus- und Steingehalt hängt weitgehend von der Verwitterbarkeit der am Bodengemenge beteiligten Gesteinstrümmen ab. So hinterlassen quarzitisches Sandsteine und Terrassenkiese einen wesentlich höheren Anteil grober, Tonsteine und Schluffsteine dagegen überwiegend feinstückige Skelettanteile. In groben Umrissen lassen sich diese gesteinspezifischen Beziehungen anhand der geologischen Karte verfolgen.

Entwicklungstiefe und Gründigkeit der Böden hängen über die erwähnten Härteunterschiede und das Ausmaß der gestörten Lagerung (tektonische Beeinflussung) der Ausgangsgesteine hinaus vielfach von der Geländeform, der Exposition und nicht zuletzt von der Kulturart ab. Gerade letztere bestimmt die zwei genannten Kriterien entscheidend mit. So zeigen ackergenutzte Böden in Oberhang- und Höhenlagen verbreitet steinige und nur flach- bis mittelgründige Profile. Diese Verkürzung ehemals mächtigerer Profile hängt mit der verstärkten Erosionsempfindlichkeit der Ackerböden zusammen, die sich bei den hohen Niederschlägen, besonders während der langen vegetationsfreien Zeit zwischen Herbst und Frühjahr, bemerkbar macht.

Demgegenüber sind die Böden von Niederwäldern (Hauberge), die zum Teil noch bis Anfang dieses Jahrhunderts nur nach dem Abtrieb, also lediglich periodisch zwei bis fünf Jahre lang ackerbaulich oder auch nur als Waldweide genutzt wurden, in vergleichbarer Geländelage meist mittel- bis tiefgründig ausgebildet. Flächen, die schon immer von Hochwald bestanden waren, zeigen — von extremen Steilhängen und Felsrippen abgesehen — als Folge des Vegetationsschutzes meist mittel- bis sehr tiefgründige Böden. In Unterhanglagen sind, sofern diese nicht von der Bacherosion unterspült werden, meist mehrere Meter mächtige Bodendecken oder Bodenschichten zu verzeichnen. Sie sind vor allem als Folge der Solifluktion aber auch durch Erosion und Hangrutsch in diesen Bereichen lagenweise und oft unterschiedlich skeletthaltig abgelagert worden. Herrscht das Grobskelett

vor, werden diese Schichten als Hangschutt, beim Überwiegen der Feinsubstanz als Hanglehm bezeichnet.

Diese Decken weisen verschiedentlich, wie sich besonders nach Niederschlägen an Wegeeinschnitten bemerkbar macht, in der Zone über dem Felsgestein bis etwa 1 m unter Flur eine gewisse, meist auch nur witterungsbedingte Wasserzügigkeit auf. Diese kann örtlich durch den Zulauf von Wasser aus Hangschuttquellen noch verstärkt werden oder ganzjährig anhalten.

Übergangsformen zwischen Braunerde und Podsol stellen sich insbesondere bei zunehmender Beteiligung grobschluffig-sandiger Gemengteile ein, wie zum Beispiel im Bereich der hochgelegenen Waldgebiete des Nutscheids und der im gesamten Gebiet vorkommenden kuppigen Ausbisse von Sandsteinbänken mit ihren rezenten und fossilen Verwitterungsformen. Zwischen Ah- und Bv-Horizont fällt dabei eine meist dünne, unterschiedlich grau gebleichte Bodenzone von 0,5 bis etwa 5 cm Mächtigkeit auf. Die vorhandene oder beginnende Podsolierung wird noch durch Verhagerungserscheinungen gefördert.

Auf die Übergangsformen der Braunerde zum Pseudogley wird im Kap. 9.1.1.4. eingegangen, da diese Bildungen wegen ihrer Profilausbildung, Dynamik und Nutzungseignung den staunassen Böden näher stehen.

Als Bodenfarben der Bv-Horizonte von Braunerden treten im Bereich devonischer Gesteine neben gelben weit verbreitet auch bräunlichgelbe Farbtöne (nach Munsell Soil Color Charts 1954: 10YR6/8, 6/6, 6/4, 7/8 und 7/6) auf. Die Böden, die aus roten Gesteinen oder älteren Verwitterungsbildungen entstanden sind, weisen ein breites Spektrum rötlicher oder braunroter Farbtöne auf. Mit steigendem Anteil von Lößlehm am Solum gehen die braungelben Farbtöne mehr in gelbbraune über. Hydrothermal beeinflusste Gesteinszonen zeigen bei der Verwitterung häufig ebenfalls rötliche Bodenfarben, wie sie im Bereich der zahlreichen Eisenerzgänge immer wieder in Erscheinung treten.

Ranker und Rendzinen sind im Blattgebiet nur kleinflächig vertreten. Sie wurden in der Abbildung 10 mit den Braunerden zu einer Bodeneinheit zusammengefaßt.

#### 9.1.1.1. Braunerde geringer Entwicklungstiefe

In diesen Böden erreicht die tonig-schluffige, zum Teil steinige Lockerdecke über der Zersetzungzone des Felsgesteins eine Profiltiefe bis zu 30 cm, wobei der Stein- und Grusgehalt in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein relativ hoch ist und sich unter Wald im humosen Oberboden (Ah-Horizont) noch deutlich bemerkbar machen kann. Diese Bildungen kommen vorherrschend auf ausstreichenden Schichtköpfen, Kuppen und in steilen Oberhanglagen vor. Aber auch im Bereich tiefgründiger Böden können unvermittelt aufragende Felsrippen zu flachgründigen Böden, zum Beispiel im Bereich der Ruppichterother Mulde, führen. Sie sind jedenfalls eng mit den noch flacheren Rendzinen und Rankern vergesellschaftet oder umschließen deren Einzelvorkommen.

Durch den meist sehr hohen Skelettanteil ist in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein auch eine gewisse nachschaffende Kraft gegeben. Die Böden sind in der Regel sehr locker und

wegen ihrer geringen Gründigkeit allgemein sehr gut durchlüftet. Damit verknüpft ist freilich ein negativ zu bewertendes geringes Wasserhaltevermögen.

Zur ökologischen Beurteilung dieser meist sehr trockenen Standorte müssen indessen auch die Schichtenlagerung und Klüftung sowie die Mächtigkeit der Zersatzzone herangezogen werden, die unter günstigen Voraussetzungen, unter anderem durch die physikalische Verwitterung, also die Auflockerung des Gesteins, vor allem bei Waldnutzung, den durchwurzelbaren Raum vergrößern. Dadurch kann sich die Ertragsleistung dieser Böden denen der stärker entwickelten Braunerden nähern.

Eine gewisse Abholzigkeit auf Kuppen ist allgemein auf die geringe Gründigkeit, die Höhenlage und vor allem auch die Windverhältnisse zurückzuführen. Landwirtschaftlich genutzte Bereiche gelten mindestens in Trockenjahren als ausgesprochene "Fehlflächen". Dies läßt sich sowohl bei Getreide als auch bei Hackfrucht und Grünland erkennen, indem kurzes Stroh und kleine Körner, mangelhaft ausgebildete Knollen und Wurzelfrüchte sowie ausgedörrte Grasflächen den nahen Felsuntergrund anzeigen.

Flachgründige Braunerden wurden von der Bodenschätzung unter anderem mit L6Vg 36/27, sL6Vg 34/22, SL6Vg 29/24, IS5Vg 28/24 und IS6Vg 25/17 eingestuft. Dabei weisen die Angaben über die Bodenarten mit SL und IS meist weniger auf einen höheren Sand- als auf einen größeren Steingehalt hin.

Die vorkommende Bodenart ist meist ein schluffiger Lehm, der in kuppigen Lagen mitunter auch durch schluffigen Sand bis Sand vertreten werden kann.

Das durchschnittliche Bodenprofil besitzt etwa folgenden Aufbau:

Ah	0 — 15 cm	humoser, grusiger, steiniger schluffiger Lehm
Bv	15 — 25 cm	braungelber, grusiger, stark steiniger schluffiger Lehm
Cv	25 cm +	grauer Tonstein und Sandstein, zum Teil schwach verlehmt auf Klüften und Schichtflächen

#### 9.1.1.1.2. Braunerde mittlerer bis großer Entwicklungstiefe

In dieser Gruppe sind die Böden mit einer Entwicklungstiefe von etwa 30—80 cm zusammengefaßt. Sie nehmen die größten Flächenanteile im Blattbereich ein und sind fast in allen Geländelagen anzutreffen.

Sie bestehen überwiegend aus schluffigem Lehm. Sie wirken locker und werden daher verschiedentlich auch als "Lockerbraunerden" gekennzeichnet. Selbst über Sandsteinbänken tritt der aufgrund der Ausgangsgesteine zu erwartende höhere Sandgehalt im Substrat — abgesehen von den erwähnten Kuppen — meist erst im tieferen Solum oder unmittelbar über der sandigen Zersatzzone in Erscheinung. Auch dies ist zweifellos als weiterer Hinweis auf die abgelaufenen intensiven Bodenumlagerungen zu werten, durch die eine "Homogenisierung" zu schluffig-lehmigen Bodenarten eingetreten ist.

Der von der Verwitterbarkeit der jeweiligen Schichtenfolgen abhängige Skelettanteil macht sich überwiegend nur in den unteren Profiltteilen bemerkbar. Er verstärkt insbesondere bei den wenigen karbonatischen Ausgangsgesteinen mit fortschreitender Ver-

witterung die nachschaffende Kraft des Solums. Dagegen kann als Zeichen nachlassender Kraft, besonders bei den leichteren Böden dieser Gruppe, namentlich unter Hochwaldbestockung im Bereich des Nutscheids, sowohl unter Fichte als auch unter Eiche die erwähnte Podsoligkeit beobachtet werden. Unter Niederwald zeichnet sich diese dagegen weit weniger ab. Diese Besserstellung der Niederwaldflächen hängt offensichtlich mit der jahrhundertelangen Bodenbearbeitung und Düngung im Verlauf der vorübergehenden landwirtschaftlichen Nutzung, einschließlich der Waldweide, jeweils im 18- bis 20jährigen Abtriebszyklus der Wälder, zusammen.

Durch den hohen Anteil an Grus und Steinen in der Zersatzzone, unmittelbar über der Verwitterungsbasisfläche, wird neben einer guten Durchlüftung auch eine natürliche Dränung erzielt, die in den niederschlagsreichen Perioden die ökologischen Verhältnisse verbessert.

Bei kalkfreiem Ausgangsgestein oder schluffig-tonigem Substrat liegen die pH-Werte im Bv-Horizont gewöhnlich zwischen 3,5 und 4,5, während sie im Ah-Horizont zwischen 3,0 und 3,5 schwanken. In sandigen Bereichen liegen sie entsprechend tiefer. Die Humusformen werden durch das C/N-Verhältnis charakterisiert. Seine Werte liegen beim größten Teil der Böden meist zwischen 20 und 28. Der letztere Wert zeigt sich im allgemeinen auf stärker sandhaltigem Substrat. Sofern allerdings kalkhaltige Gesteine am Aufbau des Solums mitbeteiligt sind, können die pH-Werte im Bv-Horizont bis zu 5,5 ansteigen. Entsprechend enger gestaltet sich dann auch das C/N-Verhältnis mit Werten unter 20, was auf N-reichere und wesentlich bessere Humusformen wie Moder, zum Teil auch Mull, schließen läßt. Derartige Verhältnisse werden im Bereich der Ruppichterother Mulde angetroffen. Auf solcherart spezifische Vorzüge, die sich mehr in der natürlichen Vegetation als profilmorphologisch abzeichnen, ist vermutlich die schon bei den mittelalterlichen Rodungen erkannte Ackerwürdigkeit bestimmter Böden zurückzuführen. Höhere Lößlehmannteile im Solum spielen, wie schon erwähnt, eine zusätzlich begünstigende Rolle.

Die beschriebenen Böden wurden von der Bodenschätzung mit sL5V 47/34, sL6V 38/23, SL5V 40/30 und anderen Klassenzeichen eingestuft. Auch hier soll durch die Bodenartenbezeichnung sL und SL auf einen gewissen Steingehalt im Solum aufmerksam gemacht werden.

Sandige Böden werden mitunter in kuppigen Lagen angetroffen. In der Regel herrscht Grünlandnutzung oder Waldbestockung vor.

Das Normalprofil ist etwa wie folgt aufgebaut:

Ah	0 — 25 cm	humoser, grusiger schluffiger Lehm
Bv1	25 — 50 cm	braungelber, grusiger schluffiger Lehm
Bv2	50 — 75 cm	braungelber, stark steiniger, grusiger schluffiger Lehm
Cv	75 cm+	grauer Schluff- und Tonstein, im oberen Bereich z.T. stark aufgelockert

Zu den mittel- bis tiefgründigen Braunerden zählen auch die im Bereich ausstreichender Sandsteinbänke in kleineren Flächen, vor allem in kuppigen Lagen, vorkommenden sandigen Böden.

Das gelbliche, rötliche und graue schluffig-sandige Substrat entstammt, wie zum Beispiel in den höheren Lagen des Nutscheids, neben der rezenten offensichtlich auch den Wurzelzonen der punktförmig noch erhaltenen tertiärzeitlichen Verwitterung. An anderen Stellen liegen fluviatile sandig-kiesige Terrassenrelikte vor. Solifluktive Umlagerungen sind möglich, wofür auch die gelegentliche Überdeckung und Vermengung mit schluffigem und tonigem Material sprechen. Bodentypologisch bestehen meist Übergangsformen von der Braunerde zum schwach ausgeprägten Podsol oder zum Pseudogley. Die profilmorphologisch am besten ausgebildeten Böden dieser Gruppe liegen auf Plateaus unter Wald. Grünland- und Ackernutzung treten zurück. Vielfach besteht Austrocknungsgefahr. Diese Böden wurden von der Bodenschätzung mit (ISIIIb3) 30/26 und ähnlichen Klassenzeichen eingestuft.

#### 9.1.1.1.3. Braunerde großer bis sehr großer Entwicklungstiefe

Diese Gruppe umfaßt Böden von 0,8 bis mehr als 4 m Mächtigkeit, die überwiegend in Hangfußlagen, Dellen, Talanfängen und Paßmulden verbreitet sind. Aus der morphologischen Verbreitung geht bereits hervor, daß es sich vorherrschend um Bildungen aus umgelagertem Bodenmaterial handelt, das durch Solifluktion und Erosion als Bodensediment hierher gelangt ist. Korngrößenunterschiede sind auch, wenn man von gelegentlichen grusig-steinigen Einlagerungen absieht, innerhalb des Feinbodens kaum feststellbar. Der teilweise lagen- und schichtweise angeordnete Skelettanteil verstärkt sich besonders nach unten, wo dann jene bereits erwähnte Wasserzügigkeit auftreten kann. Die große Mächtigkeit und die günstige bodenartige Zusammensetzung dieser Böden ergeben einen ausgeglichenen Wasser- und Lufthaushalt und damit auch eine vorteilhafte land- und forstwirtschaftliche Nutzungsmöglichkeit, die noch durch eine morphologisch und damit auch klimatisch begünstigte Lage eine Aufwertung erfahren kann.

Die Bodenschätzung stuft diese Böden mit L4V 58/42, sL3V 60/43, sL4V 54/38, sL5V 48/35, SL4V 49/36, SL5V 47/34, LIc2 52/46, LIIb2 54/50 und anderen Klassenzeichen ein.

Das durchschnittliche Bodenprofil besitzt folgenden Aufbau:

Ah	0 — 30 cm	humoser, grusiger schluffiger Lehm
Bv1	30 — 90 cm	braungelber, stellenweise schwach humoser, grusiger schluffiger Lehm
Bv2	90 — 130 cm	braungelber, stark steiniger schluffiger Lehm
Bv3	130 — 360 cm+	braungelber, schwach grusiger schluffiger Lehm, z.T. in stark steinigen Lehm übergehend; Skelettanteil z.T. geschichtet

#### 9.1.1.2. Parabraunerde

Die Horizontfolge Ah—Al—Bt—Bv—C kennzeichnet die Parabraunerden. Sie entstehen bevorzugt aus ursprünglich kalkhaltigen schluffig-lehmigen Bodenarten und sind damit normalerweise an die Verbreitungsgebiete der Lössе gebunden. Der Lößlehm nimmt in dezimeterstarken Schleiern auf Hochflächen und in Mittelhanglagen sowie in örtlich bis zu

mehrere Meter mächtigen Decken vor allem in Hangfuß-, Mulden- und Terrassenlagen den Großteil der südwestlichen Blattgebiete ein. Kalkhaltiger Löß wurde im Blattgebiet nicht angetroffen. Ein großer Teil der Lößlehmdecken wird vor allem in Plateau- und schwach geneigten Hanglagen von einer wenige Dezimeter bis über 1 m mächtigen Feinsandschicht unterlagert. Diese trägt stellenweise in Verbindung mit tonigen Sedimenten im Untergrund mit zu einer gewissen Wasserzügigkeit bei, die sich örtlich, besonders im unteren Teil der Profile, als Staunässe auswirken kann, was an der Fleckung der Böden erkennbar wird.

Vollständige Parabraunerde-Profile werden, wenn auch ohne C-Horizont, durchaus angetroffen. Insgesamt jedoch sind geköpfte, das heißt erodierte, andererseits aber auch akkumulierte Profile weitaus stärker verbreitet. Dementsprechend finden sich die abgetragenen oberen Bodenhorizonte in Hangfußlagen und Mulden wieder und bilden dort braune Kolluvien, oft ohne eine bemerkenswerte Profildifferenzierung. Auch von 1—4 m mächtigem Hangschutt überlagerte Parabraunerden sind mitunter in Hangfußlagen sowie in Dellen und Mulden der Oberhangbereiche nachzuweisen. Das dürfte ein Zeichen dafür sein, daß im Pleistozän selbst die höchsten Lagen des heute lößlehmfreien Nutscheids mit einem Lößlehmschleier versehen waren.

In den Parabraunerden sind Feinsubstanz sowie Basen und Nährstoffe mehr oder weniger nach unten verlagert worden. Der Ah- und Al-Horizont sind, wie auch Korngrößenuntersuchungen zeigen, an Ton verarmt und entsprechend leichter als der Bt-Horizont, in dem sich das durchschlammte Material angereichert hat.

In diese Gruppe sind auch ähnlich aufgebaute Böden mit einer primären sedimentologischen Zweischichtigkeit eingeordnet, deren Durchschlammung somit nur vorgetäuscht ist.

Die Bodenschätzung hat diese Böden mit L3LöV 68/62, L3V 66/54, sL3V 64/55 und anderen vergleichbaren Klassenzeichen eingestuft.

### 9.1.1.3. Pseudogley

Pseudogleye sind durch die Horizontfolge Ah—Sw—Sd—C definiert und stellen wechselfeuchte Standorte dar. Bodenartlich läßt sich in diesen hauptsächlich aus älteren heterogenen Verwitterungsbildungen hervorgegangenen Böden nicht selten eine Zweischichtigkeit erkennen. Auf die zweifellos vorhandene Polygenese dieser Böden mit mehrphasigen Überprägungen und wiederholten Vermengungen kann hier lediglich hingewiesen werden (s. Tab. 6, S. 100—101, Prof. Nr. 2—4).

Der obere, zum Teil bis zu 50 cm mächtige Bereich besteht meist aus einem gelbbraunen schluffigen Lehm, der tiefere Teil dagegen, horizontal und vertikal oft schnell wechselnd, aus einem rötlichen, gelben oder grauen lehmigen Sand bis Ton, örtlich auch aus Lößlehm. Die Mächtigkeit des Solums schwankt zwischen wenigen Dezimetern und ausnahmsweise mehreren Metern. Auf Einzelheiten wird bei der Beschreibung der fossilen Bildungen näher eingegangen (s. Kap. 9.2.). Die zahlreichen, allerdings nur kleinflächigen Vorkommen sind sowohl an Hochflächen als auch an Ober- und Mittelhanglagen gebunden. Sie wechseln räumlich mit Braunerden ab oder sind von jüngeren braunen Verwitterungs-



bildungen überlagert. Kleine Oberhangquellen tragen zusätzlich zu den oft extremen Vernässungen dieser Böden mit bei.

In hochliegenden Waldgebieten treten besonders bei stark sandigen Substraten deutliche Übergänge zum Podsol in Erscheinung, was sich in 3—5 cm mächtigen, grau gebleichten Verarmungszonen, den Ae-Horizonten, ausdrückt.

Die dicht gelagerten und schlecht durchlüfteten Pseudogley-Horizonte begrenzen den durchwurzelbaren Raum entscheidend. Während ein hoher Plastosolanteil in den oberen Bodenhorizonten die ungünstigen Eigenschaften verstärkt, werden diese im Fall von Lößlehmbeimengungen oder Lößlehmauflagen vermindert.

Besonders bei schweren Bodenarten wirken sich Vernässungen einerseits und Austrocknungen mit Rißbildungen andererseits nachteilig auf die ackerbauliche Nutzung aus. Aufgrund dieser Gegebenheiten sind und bleiben Pseudogleye auch bei Entwässerungsmaßnahmen die naturgegebenen Standorte für Grünland. Unter Wald liefern diese Böden nur einen geringen Zuwachs; außerdem besteht besonders bei flach wurzelnden Bäumen, wie Fichte, erhöhte Windwurfgefahr. Demgegenüber ist der vielfach anzutreffende extensive natürliche feuchte Stieleichen- und Birkenwald dieser Gefährdung kaum ausgesetzt.

Von der Bodenschätzung wurden diese Böden mit Lllc3 40/37, Tllc3 36/32, Tlllc3 30/28 und anderen Klassenzeichen eingestuft.

#### **9.1.1.4. Braunerde-Pseudogley**

Diese Bildungen kennzeichnen allgemein den typologischen sowie im Blattbereich den räumlichen Übergang von den Pseudogleyen zu den Braunerden. Der bodenartige Aufbau ist dem der Pseudogleye sehr ähnlich. Ein 10—40 cm mächtiger Verbraunungshorizont zeigt jedoch an, daß die ökologisch wirksame Staunässe etwas nach unten gerückt ist. Gleichwohl wird die Nutzung davon nicht wesentlich betroffen. Grünland oder Wald herrschen vor. Ackerbau lohnt sich auf diesen Böden mit starken Plastosolanteilen nur nach einer wirksamen Volldränung und bei ausgeglichenen Jahresniederschlägen (s. Tab. 6, Prof. Nr. 1).

### **9.1.2. Semiterrestrische Böden (Grundwasserböden)**

Grundwasserböden sind im Blattgebiet ausschließlich aus Hochwasseranlandungen entstandene Böden, die sowohl durch anhaltenden oder wechselnden Grundwassereinfluß geprägt als auch durch periodische Überschwemmungen und die entsprechenden Anlandungen gekennzeichnet sind. Auf die fossilen Varianten im Bereich höherer Terrassen wird in Kapitel 9.2.2. eingegangen.

#### **9.1.2.1. Brauner Auenboden**

Braune Auenböden zeigen den Profilaufbau A—M—Go—Gr und sind in den Hochwasserablagerungen des Waldbrölbaches entstanden. Bei einem in der Regel zwischen 1—3 m



Tabelle 6 (Fortsetzung)

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)	org. Substanz (%)	C (%)	N (%)	C/N	Korngrößen in mm in % des Feinbodens < 2 mm								Horizont	Profil-Nr.	
						< 0,002	0,002-0,006	0,006-0,02	0,02-0,06	0,06-0,1	0,1-0,2	0,2-0,6	0,6-2			
											</					

Weitere chemische und physikalische Daten von Bodenprofilen siehe Erläuterungen zu Blatt 5011 Wiehl (GRABERT 1970), 5111 Waldbröl (GRABERT 1979), 5012 Eckenhagen (GRABERT & HILDEN 1972) 5112 Morsbach (VOGLER 1968)

unter Flur schwankenden Grundwasser liegen diese Böden in einem Abstand von 1,5—3,5 m über dem mittleren Flußwasserspiegel. Die Grundwasserstände korrespondieren mit dem jahreszeitlich schwankenden Flußwasserspiegel. Als weiteres Hauptmerkmal dieser Böden sind die zeitweilige Überflutung und die damit verbundene Anlandung von Schwebstoffen zu nennen.

Die fluviatilen Bodensedimente der Talaue bestehen aus sandig-schluffigem Lehm, dem oft in Abhängigkeit vom Einzugsgebiet hohe Anteile von abgeschwemmtem Lößlehm beigemischt sind. Diese Absätze überziehen den unebenen und von ehemaligen Flußrinnen durchzogenen Sand- und Kieskörper der Niederterrasse und schwanken in ihrer Mächtigkeit entsprechend der ungleichmäßigen Terrassenoberfläche von 0,6 bis über 2,5 m. Stark sandige und kiesige Lagen sind in der Regel nur dort vorhanden, wo der genannte Kieskörper örtlich die Lehmdecke durchragt.

Die Braunen Auenböden zählen zu den besten Böden des Gebietes und wurden von der Bodenschätzung mit folgenden Klassenzeichen und Wertzahlen versehen: L3AI 72/62, L4AI 62/52, SL4AI 54/57 und anderen.

Das Profil eines Braunen Auenbodens ist folgendermaßen aufgebaut:

Ah	0 — 20 cm	humoser, schwach sandiger schluffiger Lehm
M	20 — 160 cm	brauner, schwach sandiger schluffiger Lehm
Go	160 — 260 cm	graubrauner, eisen- und fahlfleckiger schluffiger, stellenweise stark sandiger Lehm
Gr	260 — 290 cm +	grauer, sandig-kiesiger schluffiger Lehm, stellenweise 3—6 cm mächtige Sand- und Kieslagen

### 9.1.2.2. Gley und Naßgley

Gley und Naßgley sind an die tieferen, grundwassernahen Flächen der Fluß- und Bachtäler gebunden, wo das Grundwasser, im Gegensatz zum Verbreitungsgebiet der Braunen Auenböden, in relativ engen Grenzen schwankt. Bei den Gleyen (Horizontfolge: Ah—Go—Gr) umfaßt der Grundwasserschwankungsbereich etwa die Zone von 0—0,8 m unter Flur, was durch das Auftreten des Oxidationshorizontes (Go-Horizont) aufgezeigt wird. Da in den Naßgleyen das Grundwasser ständig dicht unterhalb der Oberfläche steht, hat sich kein rostbraun und grau gefleckter Go-Horizont gebildet. Infolgedessen schließt sich der meist blaugraue Gr-Horizont unmittelbar dem Ah-Horizont an. In stärker vernäßten Talflächen werden örtlich bei oberflächennahem und wenig schwankendem Grundwasser Anmoorgleye mit 3—6 cm mächtigen anmoorigen Auflagen (Gehalt an organischer Substanz 15—30%) angetroffen, die fast übergangslos dem Reduktionshorizont aufsitzen. Diese Böden stellen entwicklungsmäßig Übergangsbildungen zwischen Naßgley und Niedermoor dar.

Die Gleye und Naßgleye nehmen im Blattgebiet die Talflächen der verschiedenen Bäche bis auf wenige Ausnahmen vollständig ein. In den unterschiedlich ausgebildeten oft stark steinigen Schwemmkegeln einmündender Bachläufe oder Seitentäler haben sich bei etwas trockeneren Verhältnissen meist Übergangsformen vom Naßgley zu Auenböden gebildet.

Bäche mit Lößlehmvorkommen in ihren Einzugsgebieten, zum Beispiel Waldbrölbach und Wahnbach, haben fast nur Bodensedimente aus schluffigem Lehm von meist mehr als 1 m Mächtigkeit über den oft nur wenig gerundeten Geröllagen oder über dem Blockschutt in der Talsohle abgelagert. Im Gegensatz dazu weisen fast allgemein die Bachtäler, deren Wasserläufe mit starkem Gefälle, vor allem im südlichen und östlichen Blattgebiet, den Vorflutern zuströmen, nur geringmächtige Lehmdecken über grobem Blockschutt auf.

Gleye und Naßgleye wurden von der Bodenschätzung mit LIIa3 48/40, LIIb3 46/38, LIIIa3 43/41, LIIIb4 30/26, ISIIb3 38/30 und anderen Klassenzeichen eingestuft.

Der Gley zeigt folgendes Profil:

Ah	0 — 5 cm	humoser schluffiger Lehm
Go	5 — 65 cm	graubrauner, schwach sandiger schluffiger Lehm, schwach gebleicht und rostfleckig
Gr	65 — 140 cm	blaugrauer, sandiger schluffiger, z.T. toniger Lehm
	140 cm+	Kies und Sand

Bei den Gleyen und Naßgleyen herrschen schluffig-tonige Bodenarten im oberen Bodенbereich vor, während nach unten hin, vor allem im Bereich unmittelbar über der Terrasse (Kiesfüllung der Talau), der Sandgehalt deutlich überwiegen kann.

### 9.1.3. Organogene Böden (Moore)

Unmittelbar an der Oberfläche liegende Moore wurden im Blattbereich nicht gefunden. Jedoch konnten in tieferen Talbereichen an zwei Stellen im Morgelbach- und Rohrbachtal auf kleineren Flächen 0,2—0,9 m mächtige Torflagen unter einer 0,3—0,7 m mächtigen Auenlehmdecke festgestellt werden. Wie Untersuchungen ähnlicher Vorkommen im Bereich benachbarter Kartenblätter durch REHAGEN (1967) zeigen, handelt es sich hierbei um pflanzliche Rückstände aus einem holozänen Zeitabschnitt, in dem die Standortfaktoren eine Torfbildung ermöglichten. Das Torfwachstum kam während der frühmittelalterlichen Rodungsperioden offensichtlich dadurch zum Erliegen, daß der durch den verstärkt aufkommenden Ackerbau ausgelöste Abtrag von Boden zur Entstehung von kolluvialen Decken führte, die sich besonders in den Depressionsbereichen der Talauen ablagerten.

## 9.2. Fossile Boden- und Verwitterungsbildungen

Die im Blattgebiet an verschiedenen Stellen auftretenden Reste von Paläoböden werden hier, soweit sie sich nach Farbe, Gefüge und anderen Kriterien unterscheiden lassen, in tertiärzeitliche und pleistozäne Bildungen gegliedert. Daß in Ausnahmefällen das Rheinische Schiefergebirge auch noch mesozoische Bodensedimente bewahrt hat, haben pollenanalytisch datierte unterkretazische Bodensedimente in Karstspalten des Massenkalks im nördlichen Sauerland gezeigt (WIRTH 1964, WIRTH in GRABERT 1970).

### 9.2.1. Tertiärzeitliche Relikte

Diese im Vergleich zu dem einheitlichen Gelbbraun rezenter Böden mehr oder weniger auffallend buntgefärbten, grauen, gelben, roten, violetten und zum Teil schwarzen Reste sind die letzten Überbleibsel der einst mehrere Zehner von Metern mächtigen Bodendecken, die vor allem während wechselfeuchter tropoider Klimate in der Tertiär-Zeit hier entstanden waren (s. Tab. 6, Prof. Nr. 2—4). Vollständige Profile dieser Böden sind infolge von Abtragungsvorgängen nicht mehr zu erwarten. An zahlreichen Stellen sind jedoch Relikte sowohl in situ, allerdings stark reduziert, als auch in umgelagerter Form vorhanden (Graulehm oder Plastosol).

In Aufschlüssen lassen sich mindestens zwei Typen autochthoner Restvorkommen beobachten. Einerseits treten tiefreichende Zersatzzonen entlang von Spalten, Klüften und Kluftscharen inmitten von unverwittertem Gestein auf. Andererseits hebt sich eine selektive Verwitterung heraus, die nur bestimmte petrographische Horizonte, meist Schluffsteine, erfaßt hat und daneben Sand- und Tonsteine vollkommen unberührt gelassen zu haben scheint. Beide Typen sind als die tiefsten, wurzelartigen Ausläufer der intensiven Tertiär-Verwitterung anzusehen, die sowohl einzeln als auch gruppenweise weit unter die tertiärzeitliche Verwitterungsbasisfläche hinabreichen. Letztere wird fälschlicherweise oft als "Tertiär-Oberfläche" oder "Tertiär-Verebnung" angesprochen.

Die röntgenographisch feststellbaren und für das tertiärzeitliche Verwitterungsmaterial typischen Kaolinitgehalte zeigten sich auch bei einer Probe aus dem Gebiet des Nutscheids.

Zum ersten Typ muß allerdings auch der bunte Verwitterungsbereich wahrscheinlich noch älterer, hydrothermal beeinflusster Gesteinspartien, vor allem im Bereich der zahlreichen Erzgänge, gezählt werden; denn er kann mindestens makroskopisch gegenüber ersterem nicht abgegrenzt werden. Auch er hat weit in die Tiefe reichende Verwitterungsausläufer, die vielfach, auch schon genetisch bedingt, an Kluftzonen gebunden sind. Es läßt sich deshalb ohne genauere Untersuchung nicht sicher klären, ob der hydrothermale Einfluß mit seinen Folgeerscheinungen oder eine tropoide Verwitterung den Ausschlag für die extremen Boden- und Gesteinsfarben gegeben haben.

Während das den tieferen Wurzelzonen entstammende bunte Material eine dem jeweiligen Ausgangsgestein angepaßte Korngrößenzusammensetzung hat, zeigt der andere Typus aus umgelagerten Bodenresten oft einen sowohl vertikalen als auch horizontalen raschen Wechsel der Bodenarten. Es scheint vielfach so, als ob diese skelettreichen allochthonen Bodensedimente aus den in-situ-Vorkommen unter periglazialen Bedingungen "ausgeflossen" sind und heute bevorzugt in mehr oder weniger erosionsgeschützten Lagen, auch von Plateaubereichen, auf sekundärer Lagerstätte vorkommen.

Oft sind es neben dünnen Fladen in rezenten Böden, von Dezimeter- bis mehr als 2 m Mächtigkeit, in muldigen Bereichen vielfach über 5 m mächtige Lagen, die, sofern sie nicht den genannten wurzelartigen in-situ-Vorkommen auflagern, auch über unbeeinflusstem Felsgestein als älteres "Decksediment" angetroffen werden. Mitunter lassen sich deshalb aus dem linearen Verbreitungsgebiet gewisser Pseudogleye Rückschlüsse auf tief zersetzte Störungszonen oder auf Relikte von in-situ-Vorkommen älterer Verwitterungsbil-

dungen ziehen. Das heißt, der Bodentyp Pseudogley paust örtlich, von Umlagerungsmaterial abgesehen, mit seinem Auftreten diese tiefreichenden Zersatzzonen an der Bodenoberfläche durch, wie dies auch in den Blattgebieten 5012 Reichshof und 5111 Waldbröl erkannt wurde (WIRTH in GRABERT & HILDEN 1972, WIRTH in GRABERT 1979).

Die gestörten und ungestörten Bodenreste kommen sowohl im Bereich des hochliegenden Nutscheids als auch auf den zum Teil riedelartigen Hochflächen der tertiären Verwitterungsbasisflächen des nördlichen Blattgebietes und darüber hinaus auch an den 20—100 m tiefer liegenden Hängen der scharf eingeschnittenen Täler und Schluchten der Bäche und Siefen vor. Dies zeigt, wie tief diese extreme Verwitterung in Spalten und Klüften der normalen flächenhaften Verwitterung jener Zeit vorausgeeilt ist.

Wie weit solche Verwitterungsbildungen selbst in die Tiefe der Talaue reichen, läßt sich nur unter besonders günstigen Aufschlußbedingungen feststellen. So setzte sich eine etwa 15 x 20 m große, mit bunten Ton-, Sand- und Gesteinsresten gefüllte Karsthohlform, die bei Bauarbeiten 1970 im Ortskern von Ruppichteröth angefahren war, aus der bebauten Tallage mindestens bis unter das Niveau der angrenzenden Talaue fort. Für die Hohlform kann wenigstens ein tertiärzeitliches, möglicherweise sogar ein vortertiärzeitliches Alter angenommen werden. Der Zeitpunkt ihrer Auffüllung mit humosen Resten von Paläoböden war pollenanalytisch nicht bestimmbar.

### 9.2.2. Pleistozäne Bildungen

Die pleistozänen Bildungen reichen von wohl erhaltenen autochthonen Profilen terrestrischer und semiterrestrischer Böden bis zu stark gestörten allochthonen Bodensedimenten wechselnder Mächtigkeit und Zusammensetzung. Zu letzteren gehören die oft stark veränderten und vielfach skelettreichen Bodensedimente, die im idealen Fall aus bis zu vier normalen Lagen bestehen können, das Festgestein überdecken und immer wieder mehr oder weniger vollständig in größeren Aufschlüssen beobachtet werden können. Ihre Entstehung wird verschieden periglazial beeinflussten Vorgängen der Weichsel-Kaltzeit zugeschrieben. Unter ihnen lagert verschiedentlich, vor allem an Oberhängen gut erkennbar, in alten, kerbartigen, 1—5 m breiten und ebenso tiefen Rinnen ein Lößlehm, der mitunter parabraunerde-ähnliche Al- und vor allem Bt-Horizonte zeigt.

Inwieweit noch mit Fremdmaterial vermengte Reste älterer Lößlehme in den braungelben, meist steinigen, stark zersetzten schluffigen bis schwach tonigen Lehmvorkommen, die zum Beispiel im Raum Marienfeld—Wersch vorliegen und dort jeweils unter jungen Lößlehmern lagern, kann vorerst nicht geklärt werden.

Autochthone semiterrestrische Pleistozän-Profile sind sowohl aus dem Bröl- als auch aus dem Waldbröltal bekannt. Es ist anzunehmen, daß sie auch andernorts vorkommen. Dabei handelt es sich um feinkörnige schluffige Bodensedimente, die von den genannten Wasserläufen in verschiedenen Höhenlagen als alte hochliegende Talböden über dem jeweiligen Schotterkörper im Laufe des Pleistozäns abgelagert wurden. So sind bei Bröleck, Ruppichteröth und Müllerhof am ost- und nordexponierten Hang des Waldbröl- und Bröltales 5—12 m über der heutigen Talaue und etwa im Niveau der Mittelterrasse unter einer 2—4 m mächtigen Hanglehmbedeckung Gleye und Braune Auenböden erhalten ge-

blieben, wobei letztere im unteren Bereich sogar noch die zugehörigen Go- und Gr-Horizonte über dem Kieskörper aufweisen.

### 9.3. Nutzung der Böden

Im Verhältnis der drei wichtigsten Kulturarten Acker, Grünland und Wald zueinander zeigt sich der Blattbereich als Übergangszone zwischen dem Ackerbaugebiet des Rhein—Sieg-Gebietes und dem Grünlandgebiet mit größeren Waldanteilen des Oberbergischen Raumes und der Niederwesterwälder Höhen.

Tabelle 7 gibt eine Zusammenstellung der Bodennutzung in den für das Blattgebiet repräsentativen Gemeinden Neunkirchen, Ruppichteröth und Much, bezogen auf das Jahr 1950.

Die überwiegend landwirtschaftlich genutzten Räume um Neunkirchen und Much heben sich deutlich von dem meist höher gelegenen walddreichen Gebiet des Nutscheids südlich Ruppichteröth ab. Auf die morphologischen, klimatischen und bodenkundlich-geologischen Verhältnisse ist es zurückzuführen, daß mehr als der dritte Teil des Blattgebietes von Wald bestanden ist. Größere und zusammenhängende Waldflächen breiten sich besonders im Gebiet des Nutscheids, aber auch im Bereich des Wiehler Berglandes auf paläozoischen Gesteinen aus. Im Gebiet des lößlehmbedeckten nordwestlichen Blattgebietes sind lediglich die Steilhänge der Siefen und Bachläufe von Waldstreifen bedeckt.

Trotz zunehmender Hochwaldnutzung, bei der neben Eiche und Buche vor allem die rentablere Fichte bevorzugt wird, haben sich vielfach noch Niederwaldbestände erhalten. Die forstliche Nutzung ist auf den heute von Wald eingenommenen Flächen, von geringen Ausnahmen abgesehen, die beste natürliche Bewirtschaftungsart und sollte auch, was eingeleitet ist, auf die landwirtschaftlichen Grenzertragsböden und andere aus heutiger Sicht unwirtschaftliche Standorte ausgedehnt werden.

An natürlichen Waldgesellschaften herrscht auf den aus paläozoischen Gesteinen hervorgegangenen nährstoffarmen und teilweise stark versauerten Böden (Braunerde, z.T. podsolige Braunerde und Pseudogley) im Bergland der Eichen-Birkenwald vor. In seinen Beständen kommen auch Zitterpappel (*Populus tremula*), Eberesche (*Sorbus aucuparia*), Faulbaum (*Frangula alnus*), Ohrweide (*Salix aurita*), ferner Rotbuche (*Fagus silvatica*) und andere weniger bezeichnende Baum- und Straucharten vor. Möglicherweise gehört auch die Kiefer (*Pinus silvestris*), mindestens in lichten Waldstücken, mit zu den natürlichen heimischen Baumarten.

Auf den nährstoffreicheren Böden, vor allem im Bereich der Ruppichteröther Mulde, ist der Eichen-Hainbuchenwald anzutreffen. Darüber hinaus stocken im Gebiet der Ruppichteröther Mulde artenreiche Buchenwälder.

Erlenbruchwälder haben sich in den meist nassen Bachtälern dort erhalten, wo die Gleye und Naßgleye nicht durch Kulturmaßnahmen in Wiesen umgewandelt wurden. Schließlich ist noch eine feuchte Eichen-Hainbuchen-Waldform zu erwähnen, die die Braunen Auenböden in den höheren, trockeneren Talbereichen des Waldbrölbaches einnimmt.



Tabelle 7

Nutzung der Böden (nach KÜNSTLER &amp; SCHNEIDER 1959)

Gemeinde	Ackerland	Grünland	Wald	zusammen	landwirtschaftlich genutzt
			(% der Gesamtfläche)		
Neunkirchen	33,1	29,8	23,7	84,6	65,3
Much	33,4	27,6	22,0	83,0	62,9
Ruppichteroth	13,6	18,5	63,0	95,8	33,2

Tabelle 8

Landwirtschaftliche Nutzung (nach KÜNSTLER &amp; SCHNEIDER 1959)

Gemeinde	Winter- roggen	Winter- weizen	Hafer	Getreide zusammen	Kartoffeln	Futter- rüben	Zucker- rüben	Hackfrüchte zusammen	Futter- anbau
				(% der Ackerfläche)					
Neunkirchen	14,4	18,8	21,4	54,6	12,7	12,4	0,0	25,1	17,7
Much	16,9	12,5	22,1	51,5	13,0	10,9	0,6	24,5	19,7
Ruppichteroth	13,9	17,1	19,0	50,0	16,2	10,4	3,9	30,5	15,4

Klima und Oberflächengestalt der Landschaft bestimmen im Blattbereich neben der Gunst des Bodens die landwirtschaftlichen Nutzungsmöglichkeiten. Zum einen sind es die überwiegend nährstoffärmeren Böden aus paläozoischen Gesteinen im gebirgigen süd-östlichen Blattgebiet, die als Rodunginseln heute noch vielfach von Waldungen umgeben sind, zum anderen sind es die lößlehmbedeckten und nährstoffreicheren Plateau- und flachen Hanglagen vor allem des nordwestlichen Blattgebietes. In diese Fläche teilten sich überwiegend klein- und mittelbäuerliche Betriebe. Mit zunehmender Industrialisierung zeichnete sich ein landwirtschaftlicher Strukturwandel mit der Zunahme der mittel- und großbäuerlichen Betriebe auf Kosten der Kleinbetriebe ab. Der Anbau paßte sich dem bergigen Charakter an, wobei der Feldfutter-Getreideanbau vorherrschte. Mit der stetigen Zunahme der Viehbestände ist auch eine Ausdehnung des Grünlandes (Dauerweide und Mähwiesen) verbunden. Die einstige Hauptfrucht für Mensch und Tier des Bergischen Landes, der Hafer, wird immer mehr durch die Ausdehnung des Grünlandes sowie durch den Anbau von Roggen und standortgerechten Weizensorten eingeschränkt.

Die alte Dreifelderwirtschaft mit Winterung, Sommerung und Brache ist schon seit längerer Zeit weitgehend durch den Anbau von Hackfrüchten und den für die Futtergewinnung so wertvollen Zwischenfruchtbau durchbrochen. Als Hackfrüchte herrschen vor allem Kartoffel und Futterrübe vor. Verstärkt ist vielfach im westlichen Bereich auch der Kleeanbau zu beobachten. Der Anbau von Gerste steigt im Zuge der wachsenden Vieh- und Schweinehaltung. Aus mehreren Gründen ist der Kartoffelanbau flächenmäßig im Rückgang begriffen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß neugezüchtete Sorten je Flächeneinheit höhere Erträge erbringen. Der Futterrübenanbau steht aus futtermitteltechnischen Gründen im Wechsel mit dem Futterpflanzenanbau. In den höheren Lagen wird Futterkohlrabi angebaut.

Der Anbau der wichtigsten Ackerfrüchte im Jahr 1950 im Bereich der Gemeinden Neunkirchen, Ruppichterath und Much geht aus Tabelle 8 hervor.

Die Nutzungs- und Anbaumöglichkeiten der Bodeneinheiten lassen sich wie folgt beschreiben:

- Die flachgründigen Braunerden und Ranker sollten nur der Waldnutzung vorbehalten bleiben.
- Die mittel-, tief- und sehr tiefgründigen Braunerden eignen sich in ebenen bis schwach hängigen Lagen als Acker- und Grünlandstandorte, in hängigen bis steilen Lagen nur als Grünlandstandorte. Bei letzteren ist eine Aufforstung durchaus zu vertreten. Mit der notwendigen Bodenpflege und Zufuhr mineralischer Düngemittel wie Stickstoff, Kali, Phosphat und Kalk sowohl auf den nährstoffmäßig etwas besser gestellten Böden auf mitteldevonischen als auch auf den nährstoffarmen Böden auf unterdevonischen Gesteinen lassen sich in Anbetracht der Mittelgebirgsverhältnisse noch relativ zufriedenstellende Erträge erzielen. Die forstlich genutzten und oft nährstoffarmen Böden können durch Bestandeskalkung und Mineraldüngung bei Bedarf auch anspruchsvolleren Baumarten als Standorte dienen.
- Auf den Parabraunerden, vor allem im Bereich der Plateauflächen, lassen sich alle gängigen Kulturpflanzen anbauen. Diese Böden zählen zu den besten des Blattgebietes

und geben bei guter Bodenbearbeitung und ausgewogener Zufuhr mineralischer Düngemittel hohe Erträge.

- Die Pseudogleye sowie die ihnen ökologisch nahestehenden Braunerde-Pseudogleye sind aufgrund ihrer meist sehr schweren Bodenarten auch nach einer Melioration für den Ackerbau wenig geeignet. Diese Nutzungseinschränkung beruht insbesondere auf ihrer Anfälligkeit einerseits für Übersättigung und andererseits für Austrocknung. Die staunassen Böden sind naturgegebene Grünlandstandorte und sollten es auch bleiben.

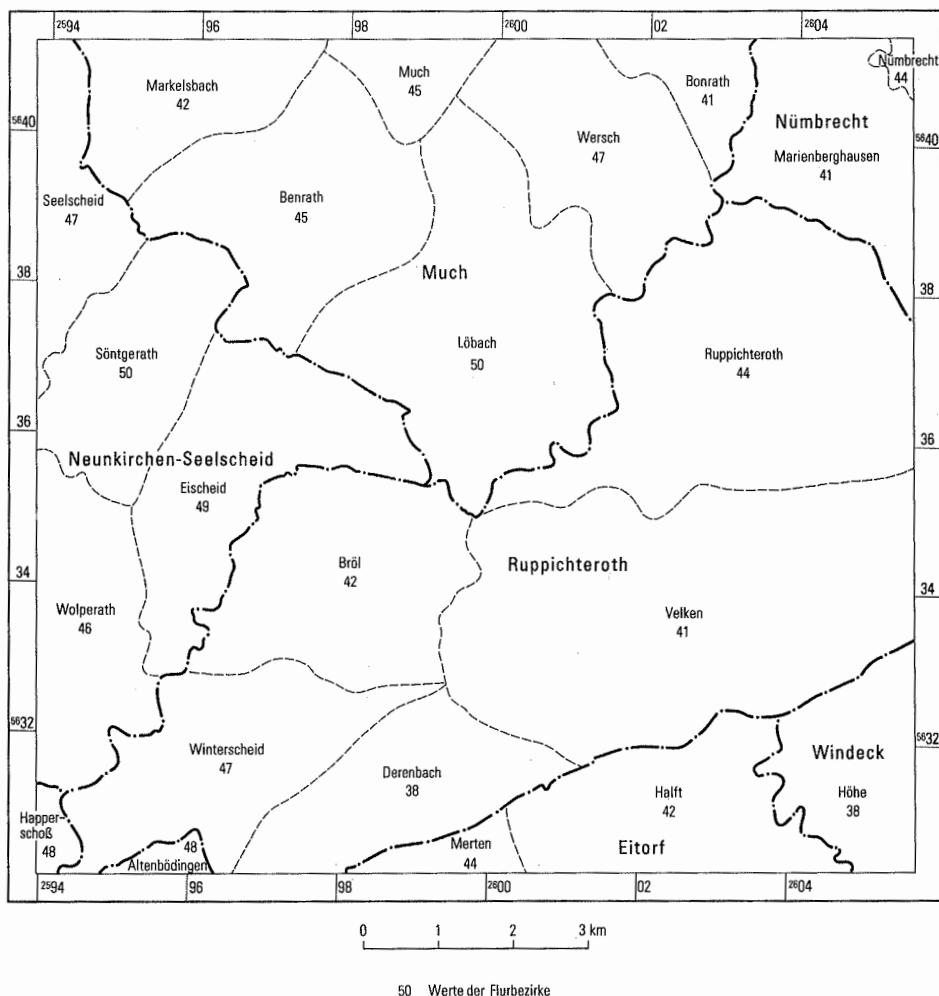


Abb. 12. Durchschnittliche Bodenwertzahlen (nach Angaben der zuständigen Finanzämter)

Bei Melioration durch offene Grabenentwässerung geben diese Böden noch brauchbare Laubwaldstandorte ab. Der Fichte bereitet der schwere Boden Durchwurzelungsschwierigkeiten, und damit tritt eine geringe Standortfestigkeit beziehungsweise erhöhte Windwurfgefahr ein. Zur Verbesserung des Bodengefüges trägt besonders die Kalkdüngung bei. Gaben von Kali und Phosphat steigern die Ertragsleistung dieser wechselfeuchten Böden. Für die Düngung der Hoch- und Niederwaldgebiete gilt das bereits für die Braunerde Erwähnte.

- Die Braunen Auenböden zählen wie die Parabraunerden zu den besten Böden des Blattbereiches. Aufgrund ihres meist nur sporadischen Vorkommens in den im Blattgebiet nicht besonders breiten Talauen mit ihren meist nicht regulierten Bachläufen werden sie zusammen mit den Gleyen als Grünland oder Wald genutzt.
- Gleye und Naßgleye sind naturgegebene Grünlandstandorte. Ihre derzeit meist nur extensive Nutzung läßt sich in vielen Fällen allein schon durch die Regulierung der Vorflutverhältnisse wesentlich intensivieren. Dies gilt sowohl für die Grünland- als auch für die Waldnutzung.

Die Durchschnittswerte der Acker- und Grünlandzahlen der landwirtschaftlich genutzten Flächen, auf der Grundlage der Bodenschätzung, für die Flurbezirke der Gemeinden im Blattgebiet zeigt Abbildung 12.

## 10. Verzeichnis der Schriften und Karten

### Schriften

- BENNETT, H.H. (1939): Soil-Conservation. — 933. S., 358 Abb., 47 Tab., 17 Kt., 61 Zeichn.; New York, London (McGraw Hill).
- BOGER, 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.
- BOSUM, M., & DÜRBAUM, H.-J., & FENCHEL, U., & FRITSCH, J., & LUSZNAT, M., & NICKEL, H., & PLAU-MANN, S., & SCHERP, A., & STADLER, G., & VOGLER, H. (1971), mit Beitr. von ARASCHMID, A.: Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk. — Beih. geol. Jb., **90**: 139 S., 41 Abb., 4 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- BREDDIN, H. (1928 a): Die jungtertiäre und diluviale Entwicklungsgeschichte des Bergischen Landes. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **84**, Sitz.-Ber.: XI—XXV; Bonn.
- (1928 b): Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49** (1): 501—550, 11 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BREDDIN-RULAND, M.R. (1927): Der Rand des Bergischen Landes. — Düsseldorfer geogr. Vortr. 2 Tl.: 25—31, 4 Abb.; Breslau, Düsseldorf.
- BRINKMANN, M., & MÜLLER-MINY, (1965), u. Mitw. von BOTTKE, F., & FABER, K.G., & HARZEN-DORF, R., & HESS, O., & KAUFMANN, O., & OSBERGHAUS, O.: Der Oberbergische Kreis. — Die Landkreise in Nordrhein-Westfalen., (A) **6**: 414 S., 97 Abb., 43 Kt., 1 Anh.; Bonn (Stollfuss).
- CARLS, P., & GANDL, J., & GROOS-UFFENORDE, H., & JAHNKE, H., & WALLISER, O.H. (1972): Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon. — Newsl. Stratigr., **2,3**: 115—147, 7 Abb., 2 Tab.; Leiden.
- CLAUSEN, C.-D. (1962): Geologische Kartierung auf Blatt 5111 Waldbröl (NW-Gebiet), mit Erläuterungen. — Dipl.-Arb. Univ. Bonn: 47 S., 3 Abb., 3 Kt.; Bonn. — [Unveröff.]
- 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.
- DAHMER, G. (1936): Die Fauna der Obersten Siegener Schichten von der Unkelmühle bei Eitorf a. d. Sieg. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **168**: 36 S., 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.

- DENCKMANN, A. (1907 a): Zur Geologie des Siegerlandes und des Sauerlandes. — Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakademie, **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 Siegerner 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, Februar 1975. — 12 S.; Frankfurt/M. (DVFV).
- Deutscher Wetterdienst (1960): Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen. — 77 Kt., 10 Taf. m. Erl.; Offenbach (Deutscher Wetterdienst).
- DIN 4149 (1976): Bauten in Deutschen Erdbebengebieten. — 14 S.; Berlin, Köln (Beuth-Verlag).
- DVOŘÁK, J. (1973): Die Quer-Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektonogenese des Siegerner Antiklinoriums. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **143** (2): 133—152, 4 Abb.; Stuttgart.
- EDALAT, B. (1971): Zur Geologie des Raumes Ruppichterath (Rheinisches Schiefergebirge, Bergisches Land). — Dipl.-Arb. Univ. Köln, Tl. I: Kartierung auf Blatt 5110 Ruppichterath, östl. Hälfte: 49 S., 21 Abb., 4 Beil.; Tl. II: Sporenverteilung in dem Unteren Buntschiefer: 40 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.
- ERBEN, H.-K. (1962): Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und hercynischen Magnafazies des Devons. — Symp.-Bd. 2. internat. Arb.-Tag. Silur/Devon-Grenze u. Stratigraph. Silur u. Devon, Bonn, Bruxelles 1960: 42—61, 6 Abb., 6 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FEY, M. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge). — Düsseldorfer geogr. Schr., **1**: 181 S., 44 Abb., 7 Tab.; Düsseldorf.
- FLIEGEL, G. (1923): Erläuterungen zu Blatt Mülheim am Rhein. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000: 44 S., 1 Abb.; Berlin.
- GRABERT, H. (1970), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 5011 Wiehl. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 102 S., 8 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1975): Der Talmäander-Bogen der Sieg zwischen Au und Eitorf (Rheinisches Schiefergebirge). — Decheniana, **127**: 2 Abb.; Bonn.

- (1979), 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: Krefeld. — [In Vorber.]
  
- GRABERT, H., & GRÜNHAGEN, H. (1971): Die "Dicken Steine" von Schloß Homburg im Oberbergischen. — Decheniana, **123** (1/2): 319—324, 2 Taf.; Bonn.
  
- GRABERT, H., & HILDEN, H.D. (1969): Stratigraphische Neugliederung des höheren Unterdevons bei Ufersmühle (Blatt 5012 Eckenhausen, 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 Eckenhausen. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 143 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
  
- GRAHMANN, R. (1958): Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. — Forsch. dt. Landeskd., **104** (2): 198 S., 48 Abb., 3 Taf., 2 Kt. 1 : 100 000; Remagen/Rhein (B.-Anst. f. Landeskd.).
  
- HAASS, G., & THIEDE, J. (1968): Gliederung unter-devonischer Schichten im Bereich des Rimmerts (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. Kirchhundem und Olpe). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**: 393—406, 4 Abb.; Stuttgart.
  
- 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.
  
- HAPPEL, L. (1932): Das Unterdevon der Prümer Mulde. — Senckenbergiana, **14** (4/5): 331—358; Frankfurt/M.
  
- HEIKAUS, W. (1966): Waldverwüstung durch Kalkbrennen im Kirchspiel Ruppichterath. — Romerike Berge, **3**: 104—108; Burg/Wupper (Schloßbau-Verein).
  
- HEITFELD, K. (1965): Hydro- und baugelogeische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. — Geol. Mitt., **5**: 210 S., 71 Abb., 18 Tab., 4 Taf.; Aachen.
  
- HEUSLER, C. (1897): Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel und des Niederrheinischen Braunkohlenbeckens. — 239 S., 4 Taf., 1 Kt.; Bonn (Marcus).
  
- HILDEN, H.D. (1964): *Modiolopsis ekpempusa* FUCHS im rheinischen Unterdevon. — Dipl.-Arb. Univ. Köln: 89 S., 8 Abb., 15 Taf., 1 Kt.; 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.

- 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.
- 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.
- JUX, U. (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., Sonderbd.: 141—157, 3 Kt.; Köln.
- 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.
- , & — (1978): Milieu-Indikation aus einem mitteldeutschen 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.
- KAISER, K. (1956): Geologische Untersuchung über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **1**: 68 S., 17 Abb., 8 Tab., 1 Kt.; Köln.
- (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. — In: Köln u. die Rheinlande, Festschr. 33. dt. Geographentag, Köln 1961: 236—278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Kt.; Wiesbaden (Steiner).
- KEGEL, W. (1950): Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. dt. geol. Ges., **100**: 267—289, 18 Abb.; Hannover.
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNO, 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 Ründeroth. — 102 S., 9 Tab.; Bonn (Marcus).
- KNAPP, G. (1978), mit Beitr. von HAGER, H.: Erläuterungen. — Geol. Kt. nördl. Eifel 1 : 100 000, 2. Aufl.: 152 S., 9 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld.



- KNUTH, H. (1922): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. — Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1922**: 336—344, 1 Tab.; Stuttgart.
- (1923): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. — Beitr. z. Landeskd. d. Rheinprov., **4**: 112 S., 1 Abb., 3 Taf.; Leipzig.
- KÜNSTLER, K., & SCHNEIDER, S. (1959): Der Siegbereich. — Die Landkreise in Nordrhein-Westfalen, R. A. Nordrhein, **4**: 388 S., 5 Abb., 78 Bild., 33 Kt.; Bonn.
- LEHMANN, H. (1965): Beitrag zur Stratigraphie des Bensberger Erzreviers (Bergisches Land) und ihre Beziehungen zu den Blei-Zink-Erzgängen. — MAX. RICHTER-Festschr.: 225—229, 4 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- LEHMANN, H., & PIETZNER, H. (1970): Der Lüderich-Gangzug und das Gangvorkommen Nikolaus-Phönix im Bergischen Land. — 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. — Die Wasserwirtschaft, **60**: 168—173, 8 Abb., 4 Tab.; Essen.
- LORENZ, A. (1941): Die Grenzschichten zwischen Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., **60**: 248—310, 8 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- LUSZNAT, M. (1968), mit einem Beitr. von WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 5113 Freudenberg. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 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 : 25 000: 149 S., 12 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- MENDEL, H.G., & UBELL, K. (1973): Der Abflußvorgang. — Dt. gewässerkd. Mitt., **17**: 33—39 u. 85—91, 5 Abb.; Koblenz.
- MORDZIOL, C. (1929): Beiträge zur Geologie der Rheinlande, Nr. 1. Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchs nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. — Abh. naturwiss. Ver. Koblenz, **1929**: 48 S.; Koblenz (Scheid).
- MÜHLHAUS, J. (1965): Limnische Oberkreide in einer Massenkalk-Doline im Steinbruch Hermannstein (Blatt 5538 Wetzlar). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 176—186; Wiesbaden.
- Munsell Soil Color Charts (1954): Baltimore/Maryland (Munsell Color Comp.).
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (AUL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). — Wasserwirtsch., **41** (Sonderh.) Vorträge Tag. gewässerkd. Anst. am 13./14.9.1950 in München): 12—14; Bielefeld.
- PAPROTH, E. (1976): Zur Folge und Entwicklung der Tröge und Vortiefen im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges und seiner Vorländer, vom Gedinne (Unter-Devon) bis zum Namur (Silesium). — Nova Acta Leopoldina, N.F., **45**: 45—58, 4 Abb.; Halle/Saale.

- 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 Schiefergebirge. — 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. I: Kartierung des Bl. 5010 Engelskirchen (nördliche Hälfte) M 1 : 25 000: 72 S., 17 Abb., 8 Taf.; Tl. II: Die Bensberger Arkose zwischen Bensberg und Ründelroth: 49 S., 11 Abb., 7 Taf.; Köln. — [Unveröff.]
- REINECK, H.-E., & BIR SINGH, I., & WUNDERLICH, F. (1971): Einteilung der Rippeln und anderer mariner Sandkörper. — Senckenbergiana maritima, **3**: 93—101, 2 Tab.; Frankfurt/M.
- REINECK, H.-E., & WUNDERLICH, F. (1968): Classification and origin of flaser and lenticular bedding. — Sedimentology, **11**: 99—104, 5 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- RICHTER, M. (1921): Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen zwischen Agger und Sieg. — Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1921**: 196—204; Stuttgart.
- (1922 a): Die Wiehler Mulde im Gebiet der Wiehl zwischen Agger und Bröl im Oberbergischen. — Diss. Univ. Bonn: 57 S., 1 Kt., 2 Prof.; Bonn. — [Unveröff.]
- (1922 b): Die Wiehler Mulde im Gebiete zwischen Agger und Bröl im Oberbergischen. — Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1922**: 38—49, 4 Abb., 1 Kt.; Stuttgart.
- (1922 c): Die alttertiäre Verwitterungsrinde im südlichen Oberbergischen. — Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver., **1917/22**: 44—52; Bonn.
- (1927): Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen. — Z. dt. geol. Ges., **78**: 75—87; Berlin.
- (1935): Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs am Süden der Niederrheinischen Bucht. — Cbl. Mineral. Geol. Paläont., B, **1934**: 455—471, 2 Abb.; Stuttgart.
- ROHDENBURG, H. (1968): Zur Deutung der quartären Taleintiefung in Mitteleuropa. — Die Erde, **99**: 297—304; Berlin.
- RULAND, M. R. (1926): Die Terrassen am Rande der Niederrheinischen Bucht zwischen Sieg und Wupper. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **82**: 395—455, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Bonn.
- SCHEIBE, 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. (1963): Vorschlag einer Nomenklatur tonig-sandiger Sedimentgesteine nach vorwiegend makroskopischen Kennzeichen, entwickelt unter besonderer Berücksichtigung der Gesteine des Oberen und Mittleren Siegen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **116**: 199—220, 10 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.

- 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. intern Arb.-Tag. Silur/Devon-Grenze u. Stratigraph. Silur u. Devon, Bonn, Bruxelles 1960 224—230, 4 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHMIDT, W. E. (1926): Zur Stratigraphie der Siegener Schichten des Siegerlandes und des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**: 85—107, 1 Kt.-Skizze; Berlin.
- SCHNEIDER, H. (1961): Die Grundwasserneubildung. — Bohrtechnik-Brunnenbau, **12**: 285—292, 321—328, 358—368, 14 Abb.; Berlin.
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. — 3 Kt., viele Tab.; Düsseldorf (Min. f. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrhein-Westfalen).
- SCHRIEL, W. (1931): 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. — In: SCHRIEL, W., & GROSS, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und Paläontologie des alten Unterdevons im südlichen Bergischen Lande. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **145**: 4—40, 9 Abb.; Berlin.
- (1936): Das Unterdevon im südlichen Sauerlande und Oberbergischen. — Festschr. 60. Geburtst. H. STILLE: 1—21, 3 Abb.; Stuttgart (Enke).
- (1954): Erzführung und Tektonik im engeren Bensberger Erzdistrikt. — N. Jb. Mineral., Abh., **86**: 275—307, 14 Abb., 2 Tab., 5 Beil.; Stuttgart.
- SCHRÖDER, E. (1965): Zur Talgeschichte der Unteren Sieg. — Decheniana, **118**: 41—45; Bonn.
- (1968): Erläuterungen zu den Aufnahmen im Bereich des Blattes Ruppichterath in den Sommern 1965—1967. — 8 S., 2 Abb.; Krefeld (Ber. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- (1969 a), mit Beitr. von HERBERHOLD, H., & KAMP, H. VON, & SCHERP, A.: Erläuterungen zu Blatt 5210 Eitorf. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 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.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Das Klima des rheinischen Tertiärs. — Z. dt. geol. Ges., **118**: 33—68, 9 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- SOLLE, G. (1937): Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. — Abh. senck. naturforsch. Ges., **436**: 72 S., 4 Tab., 3 Taf.; Frankfurt/M.
- (1956): Die Wattfauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **17**: 47 S., 7 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.

- (1971): *Brachyspirifer* und *Paraspirifer* im Rheinischen Devon. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **59**: 163 S., 1 Tab., 20 Taf.; Wiesbaden.
- (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe, mit Bemerkungen zur Unterdevon-/Mitteldevon-Grenze. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 60—91, 2 Abb.; Wiesbaden.
- SPRIESTERSBACH, J. (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies, 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. königl. 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.
- 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.): C 1—74, 22 Abb., 2 Taf.; Bonn.
- TILLMANN, W. (1978): Zur Sporenführung der Obersten Siegener Schichten bei Unkelmühle (Eitorf/Sieg). — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **33**: 81—91, 1 Abb.; Köln.
- UDLUFT, H. (1939):, mit einem Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt 5109 Wahlscheid. — Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000: 78 S., 2 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Berlin. — [2. Aufl.: Erläuterungen zu Blatt Lohmar. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000; Krefeld 1977]
- VOGLER, H. (1968), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & WEYER, K.-U., & WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 5112 Morsbach. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 132 S., 29 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- WENDT, A. (1960): Beitrag zur Geologie der Ruppichterother Mulde (NW-Teil). — Dipl.-Arb. Univ. Bonn; Bonn. — [Unveröff.]
- WERNER, J. (1958): Zur Kenntnis der Braunen Karbonatböden (Terra fusca) auf der Schwäbischen Alb. — Arb. geol. paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, N.F., **16**: 94 S.; Stuttgart.
- 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. — In: GRAHMANN, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. — Forsch. dt. Landeskd., **104** (2): 47—54, 2 Abb.; Remagen/Rhein. (B.-Anst. f. 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. (1971): 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. — Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Bl. L 5110 Waldbröl (1978)

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, m. Erl. — Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Bl. 5009 Overath [In Vorber.]

Bl. 5010 Engelskirchen [In Vorber.]

Bl. 5011 Wiehl (1970)

Bl. 5012 Eckenhausen (1972) [Neuer Name der TK 25: Reichshof]

Bl. 5109 Lohmar (1978), 2. Aufl.: [1. Aufl. Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder, Bl. 2973 Wahlscheid (1938); Berlin]

Bl. 5111 Waldbröl (1979)

Bl. 5112 Morsbach (1968)

Bl. 5210 Eitorf (1969)

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, m. Erl. — Hrsg. Preuß. geol. Landesanst.; Berlin.

Bl. Kirchhundem (1924)