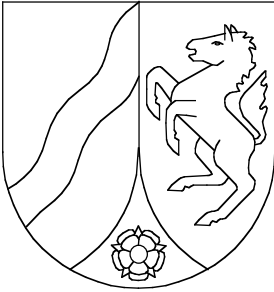


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
4419 Kleinenberg

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 4419 Kleinenberg

2., völlig neubearbeitete Auflage

Von

JOCHEN FARRENSCHON und KLAUS SKUPIN

Mit Beiträgen von HILDEGARD DAHM-ARENS, BERTOLD JÄGER und GERT MICHEL



92.1583

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1991

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000	Erl.	4419	2. Aufl.	176 S.	15 Abb.	11 Tab.	1 Taf.	Krefeld 1991
---	------	------	----------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

2., völlig neubearbeitete Auflage

© 1991 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld 1

1. Aufl.: STILLE, H. (1904): Erläuterungen zu Blatt Kleinenberg. – Geol. Spez.-Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000: 27 S.; Berlin.

Bearbeiter:	Dipl.-Ldw.'in Dr. H. DAHM-ARENS Dipl.-Geol. J. FARRENSCHON Dipl.-Geol. B. JÄGER Dipl.-Geol. Prof. Dr. G. MICHEL Dipl.-Geol. Dr. K. SKUPIN	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen De-Greiff-Straße 195 D-4150 Krefeld 1
-------------	---	---

Redaktion: Dipl.-Geol. H. D. HILDEN

Druck: Joh. van Acken · Krefeld

ISBN 3-86029-137-8

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1 Vorbemerkungen	11
2 Allgemeine Übersicht	12
2.1 Geologischer Überblick	12
2.2 Geographischer Überblick	14
3 Schichtenfolge	17
Paläozoikum	18
3.1 Oberkarbon (Silesium)	18
3.1.1 Untere Arnsberger Schichten (cnA1)	18
3.1.2 Obere Arnsberger Schichten (cnA2)	19
3.2 Perm	19
3.2.1 Rotliegendes	19
3.2.2 Zechstein	20
3.2.2.1 Zechstein 1 (Werra-Folge)	20
3.2.2.1.1 Randkalk (Schaumkalk) (z1,k)	21
3.2.2.2 Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	23
3.2.2.2.1 Braunroter Salzton (z1-2,t)	24
3.2.2.2.2 Hauptdolomit (z2,k)	26
3.2.2.3 Zechstein 3 (Leine-Folge)	28
3.2.2.3.1 Grauer Salzton (z2-3,t)	28
3.2.2.3.2 Plattendolomit (z3,d)	29
3.2.2.4 Zechstein 4 – 6 (Aller- bis Friesland-Folge) (z4-6)	30
Mesozoikum	31
3.3 Trias	31
3.3.1 Buntsandstein	31
3.3.1.1 Unterer Buntsandstein	33
3.3.1.1.1 Obere Brückelschiefer-Folge (suBo)	33
3.3.1.1.2 Gelnhausen-Folge (suG)	35
3.3.1.1.2.1 Unterer Bausandstein, Gelber Porensandstein (suG,s)	35
3.3.1.1.2.2 Bunte Flaserschichten (suG,st)	36
3.3.1.1.3 Salmünster-Folge (suS)	38
3.3.1.1.3.1 Weißer Plattensandstein (suS,s)	38
3.3.1.1.3.2 Roter Porensandstein mit Übergangsschichten (suS,st)	38
3.3.1.2 Mittlerer Buntsandstein	39

	Seite
3.3.1.2.1 Volpriehausen-Folge (smV)	41
3.3.1.2.1.1 Volpriehausener Sandstein (smV,s)	41
3.3.1.2.1.2 Volpriehausener Wechselfolge (smV,st)	42
3.3.1.2.1.3 <i>Avicula</i> -Schichten (smVA)	43
3.3.1.2.2 Detfurth-Folge (smD)	44
3.3.1.2.2.1 Detfurter Sandstein (smD,s)	44
3.3.1.2.2.2 Detfurter Wechselfolge (smD,st)	46
3.3.1.2.3 Hardeggen-Folge (smH)	47
3.3.1.2.4 Solling-Folge (smS)	50
3.3.1.2.4.1 Wilhelmshausener Schichten (smS1)	50
3.3.1.2.4.2 Trendelburger und Karlshafener Schichten (smS2 + 3)	52
3.3.1.2.4.3 Stammener Schichten (smS4)	53
3.3.1.3 Oberer Buntsandstein (Röt-Folge; so)	54
3.3.1.3.1 Graue Serie (Röt 1; so1)	55
3.3.1.3.2 Bunte Serie (Röt 2; so2)	56
3.3.1.3.3 Rotbraune Serie (Röt 3; so3)	56
3.3.1.3.4 Grauviolette Serie (Röt 4; so4)	57
3.3.2 Muschelkalk	57
3.3.2.1 Unterer Muschelkalk	57
3.3.2.1.1 Unterer Wellenkalk (muW1)	58
3.3.3 Keuper	59
3.4 Unterkreide	59
3.4.1 Osning-Sandstein (kruO)	62
3.4.2 Gault-Sandstein (krIm1)	65
3.4.3 Kedinghausener und Wünnenberger Schichten (krIW)	67
3.5 Oberkreide	69
3.5.1 Cenoman	69
3.5.1.1 Cenoman-Mergel (krc1)	69
3.5.1.2 Cenoman-Pläner (krc2)	73
3.5.1.3 Cenoman-Kalk	76
3.5.1.3.1 Flaserkalkstein-Folge (krc3)	76
3.5.1.3.2 Coccolithenkalkstein-Folge und <i>plenus</i> -Schichten (krc4)	78
3.5.2 Turon	80
3.5.2.1 <i>labiatus</i> -Schichten mit Rotpläner (krt1; krt1R)	80
3.5.2.2 <i>lamarcki</i> -Schichten mit Bochumer Grünsand (krt2; krt2B)	82
Känozoikum	83
3.6 Tertiär	83
3.6.1 Präglaziale Terrasse („t)	84

3.7	Quartär	84
3.7.1	Pleistozän	86
3.7.1.1	Prätegelen bis Elster-Kaltzeit	87
3.7.1.1.1	Obere Hauptterrasse (Ho)	87
3.7.1.1.2	Mittlere Hauptterrasse (Hm)	88
3.7.1.1.3	Untere Hauptterrasse (Hu)	88
3.7.1.1.4	Obere Mittelterrasse (Mo)	88
3.7.1.2	Saale-Kaltzeit	89
3.7.1.2.1	Untere Mittelterrasse (Mu)	89
3.7.1.3	Weichsel-Kaltzeit	89
3.7.1.3.1	Niederterrasse (N)	90
3.7.1.3.2	Fließerde („fl)	90
3.7.1.3.3	Löß-Deckfolge („Lö)	92
3.7.2	Holozän	93
3.7.2.1	Schwemmlehm („u)	93
3.7.2.2	Flußbettablagerungen („G)	94
3.7.2.3	Auenlehm („L,ta)	95
3.7.2.4	Ablagerungen in Talkerben und Talsohlen der Nebentäler (qh)	95
3.7.2.5	Schwemmkegel	95
3.7.2.6	Sinterkalk („Ks)	96
3.7.2.7	Niedermoor („Hn)	97
3.7.2.8	Anmoor und Moorerde („Hm)	98
3.7.2.9	Rutschmassen („r)	98
3.7.2.10	Künstliche Aufschüttung („y)	98
4	Gebirgsbau	99
4.1	Lagerungsverhältnisse	100
4.1.1	Schiefergebirgsscholle	101
4.1.2	Arolsener Scholle	102
4.1.2.1	Scholle von Billinghamen – Holtheim	103
4.1.2.2	Scholle von Wrexen – Kleinenberg	104
4.1.2.2.1	Mittelwald-Graben	104
4.1.2.2.2	Biggenkopf – Bentenberg-Horst	105
4.1.2.2.3	Rhodener Graben	106
4.1.2.2.4	Kleinenberger Graben	106
4.1.2.2.5	Schmillinghausener Horst	106
4.1.2.3	Scholle von Scherfede	107
4.1.3	Münsterländer Kreide-Becken	107
4.1.4	Erdfälle	108

	Seite
5 Nutzbare Lagerstätten	108
5.1 Erze	108
5.1.1 Blei- und Zinkerze	109
5.1.2 Eisenerze	113
5.1.3 Kupfer- und Uranerze	113
5.2 Steine und Erden	114
5.2.1 Sandstein und Sand	114
5.2.2 Kalkstein, Kalkmergelstein	116
5.2.3 Tonmergelstein, Ton- und Schluffstein	117
5.2.4 Kies, Sand und Schluff	118
6 Hydrogeologie (G. MICHEL)	118
6.1 Hydrogeologischer Überblick	119
6.2 Grundwasserneubildung	122
6.3 Grundwasserbeschaffenheit	123
6.4 Grundwassernutzung	128
7 Ingenieurgeologie (B. JÄGER)	129
7.1 Festgesteine	129
7.1.1 Gesteine des Zechsteins	129
7.1.2 Gesteine der Trias (Buntsandstein)	130
7.1.3 Gesteine der Kreide	131
7.2 Lockergesteine	133
7.3 Allgemeine Hinweise	134
7.4 Rutschung bei Blankenrode vom 17. Juli 1965	134
8 Böden (H. DAHM-ARENS)	137
8.1 Böden aus Gesteinen des Zechsteins und der Oberkreide	137
8.2 Böden aus Gesteinen des Buntsandsteins und der Unterkreide	140
8.3 Böden aus Ablagerungen des Quartärs	142
9 Aufschlüsse und Bohrungen	144
9.1 Aufschlüsse	145
9.2 Bohrungen	149
10 Verzeichnis der Schriften und Karten	159

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Lage des Blattgebiets	13
Abb. 2	Naturräumliche Gliederung	15
Abb. 3	Groboolithischer bis onkoidischer Algenkalkstein	23
Abb. 4	Verstürzter Hauptdolomit auf Subrosionsbrekzien des Braunroten Salztons über verkarstetem Randkalk	25
Abb. 5	Osning-Sandstein mit Transgressionskonglomerat über Mittlerem Buntsandstein	59
Abb. 6	Kalkknollenbank der <i>plenus</i> -Zone	80
Abb. 7	Blaualgenkalkknollen und -krusten	97
Abb. 8	Tektonischer Bau	99
Abb. 9	Stollen- und Tagebausituation an der Blei-Zink-Erzgrube Bleikaulen	110/111
Abb. 10	Blei-Zink-Erzabbau bei Blankenrode	112
Abb. 11	Steine und Erden	115
Abb. 12	Hydrogeologische Übersicht	120
Abb. 13	Hydrogeologisches Schema	121
Abb. 14	Rutschung bei Blankenrode	134/135
Abb. 15	Bodenkundliche Übersicht	138/139

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente	17
Tab. 2	Gliederung des Zechsteins	21
Tab. 3	Gliederung und Mächtigkeit des Buntsandsteins	32
Tab. 4	Schwermineralanalysen aus der Hardeggen-Folge	49
Tab. 5	Gliederung der Kreide	60/61
Tab. 6	Geröllverteilung im Basiskonglomerat der Kreide im Autobahneinschnitt bei Blankenrode	70
Tab. 7	Gliederung des Quartärs	85
Tab. 8	Wasserhärtebereiche nach dem Waschmittelgesetz	124
Tab. 9	Grenzwerte der chemischen Stoffe im Trinkwasser	124
Tab. 10	Grundwasseranalysen	126/127
Tab. 11	Umrechnungsfaktoren für Grundwasseranalysen	128

Tafel in der Anlage

Taf. 1	Geologische Schnitte
--------	----------------------

1 Vorbemerkungen

Die Geländearbeiten für die 1. Auflage des geologischen Kartenblattes 4419 Kleinenberg führte H. STILLE im Rahmen der königlich-preußischen Landesaufnahme in den Jahren 1901 – 1902 durch. Das Blatt erschien 1904 zusammen mit den Nachbarblättern Altenbeken, Etteln (heute Borcheln) und Lichtenau als 70. Lieferung der Geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000. Einige Übersichtskarten, die den Bau des mesozoischen Untergrundes zeigten, waren schon vorher veröffentlicht worden, zum Beispiel das Blatt Cassel der „Geognostischen Charte vom Nordwestlichen Deutschland“ im Maßstab 1 : 200 000 (1829) oder die Section 14 Warburg der „Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen“ im Maßstab 1 : 80 000 (1857).

Mit der Bearbeitung des Blattes 4419 Kleinenberg durch STILLE wurde die von ihm im Zusammenhang mit der Erforschung der Hydrogeologie des Paderborner Karstes (STILLE 1903) im Bereich Paderborn, Etteln und Teilen des Blattes Wünnenberg (früher Fürstenberg) begonnene Kartierung dieses Raumes in östliche Richtung fortgeführt. Damit wurde auch das Verbreitungsgebiet der Trias im ostwestfälischen Bergland mit in die Untersuchungen einbezogen. Tektonisch ist dieser Bereich charakterisiert durch das präkretazische Abbruchsystem zwischen Rheinischer Masse und Hessischer Senke. Deren Störungslinien durchqueren das Blattgebiet in Nord – Süd-Richtung und finden Anschluß an die tektonischen Strukturen des Eggegebirges (Egge-System).

Die Kartierarbeiten für die 2. Auflage begann H.-D. DAHM im Jahr 1970. Nach Zeiten längerer Unterbrechung wurden sie 1987 von J. FARRENSCHON und K. SKUPIN wieder aufgenommen und 1989 abgeschlossen. Teilergebnisse sind bereits in Blatt CC 4718 Kassel (1979) der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000, in Blatt C 4718 Korbach (1988) der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, und in der Geologischen Wanderkarte des Naturparks Eggegebirge und südlicher Teutoburger Wald 1 : 50 000 (1989) dargestellt. Als wichtige Kartierunterlagen für die Neuauflage dienten – neben ca. 60 natürlichen und künstlichen Aufschlüssen – die im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen vorhandenen Schichtenverzeichnisse älterer Bohrungen (s. Kap. 9.2) sowie die während der Geländeaufnahme niedergebrachten Bohrungen und Sondierungen (insgesamt 133 Bohrungen). Hinzu kamen 1 – 2 m tiefe Handbohrungen. Die Arbeiten im Gelände und die Auswertung bereits vorliegender Unterlagen wurden unterstützt durch R. POHLMANN und J. ROTHER. Die in den vergangenen Jahren aufgenommenen Bodenkarten zur landwirtschaftlichen und forstwirtschaftlichen Standorterkundung im Maßstab 1 : 5 000 und 1 : 10 000 sind zum einen in der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 4518 Marsberg (1988), zum anderen in der Bodenkartierung des Hardehausener Waldes im Maßstab 1 : 10 000 von VON ZEJSCHWITZ (1988) veröffentlicht. Sie ergänzten insbesondere die Quartär-Kartierung.

Im Rahmen der geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben wurden durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung montangeologische geophysikalische Messungen durchgeführt, um den Verlauf und die sulfidische Vererzung entlang dem Westheimer Abbruch bei Blankenrode zu erfassen.

Zahlreiche Laborberichte über verschiedene Spezialuntersuchungen (Gesteinsanalysen, mikropaläozoologische, pollenanalytische und geochemische Untersuchungen), niedergelegt im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, ergänzten die

Geländeergebnisse. Die Bestimmung eines Teils der Kreide-Fauna erfolgte durch C. FRIEG (Deutsche Montan Technologie, Bochum), U. KAPLAN (Gütersloh), E. SEIBERTZ (Hannover), C. J. WOOD (British Geological Survey, Nottingham) und C. W. WRIGHT (Seaborough) sowie der Kreide-Flora durch A. SELMEIER (Inst. f. Paläont. u. hist. Geol., Univ. München).

2 Allgemeine Übersicht

Das Blattgebiet gehört orographisch zum Übergangsbereich zwischen dem Weserbergland im Osten und der Westfälischen Tieflandsbucht im Westen. Die Reliefgestaltung dieser beiden Naturräume wird im wesentlichen durch den geologischen Bau des Untergrundes bestimmt.

2.1 Geologischer Überblick

Das Blattgebiet Kleinenberg (Abb. 1) liegt geologisch am Südostrand des Münsterländer Kreide-Beckens im Übergangsbereich zur Hessischen Senke. Die im Eggegebirge kammbildend in Erscheinung tretenden Unterkreide-Sandsteine liegen dem präkretazischen Untergrund relativ flach auf. Sie keilen nach Südwesten zu aus.

Die Gesteine des Karbons und Devons im tieferen Untergrund wurden in einem sich langsam absenkenden Meerestrog in großer Mächtigkeit abgelagert. Sie bestehen in ihrem obersten, oberkarbonischen Anteil überwiegend aus klastischen Gesteinsabfolgen. Mit der variscischen Gebirgsbildung an der Wende Westfal/Stefan (asturische Phase) wurden diese Gesteinsschichten herausgehoben, gefaltet und konsolidiert. Der vom Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges her bekannte Sattel- und Muldenbau setzt sich, dem variscischen Streichen in Südwest – Nordostrichtung entsprechend, vermutlich bis in das Blattgebiet hinein fort, wobei dieser Bereich ungefähr in der nordöstlichen Verlängerung der Faltenachse des Briloner Sattels liegt. Während des jüngeren Paläozoikums und älteren Mesozoikums wurde der Ostrand der Rheinischen Masse von den Meeresablagerungen der sich herausbildenden Hessischen Senke berührt und dabei auch der Bereich des Blattes Kleinenberg in die Sedimentation mit einbezogen.

Im Laufe der jungkimmerischen Gebirgsbildung gegen Ende der Jura-Zeit rissen am Ostrand der Rheinischen Masse tiefgreifende Störungszonen auf. Gegenüber dem sich heraushebenden Block der Rheinischen Masse blieben die Gesteinsfolgen der Hessischen Senke grabenartig zurück, und im Übergangsbereich bildete sich eine Schollentreppe heraus. Die jeweiligen Gesteinsstaffeln sind scharf gegeneinander begrenzt und parallel zum Ostrand der Rheinischen Masse (eggische Richtung) angeordnet. Ausgehend vom Steilabfall des Cenomans am Südrand des Sintfeldes oberhalb von Oesdorf geben sie von West nach Ost fortschreitend jeweils den Blick auf die nächsttiefere Bruchstaffel beziehungsweise nächstjüngere Gesteinsabfolge frei. Hierbei ist längs des Südrandes des Blattgebiets Kleinenberg zwischen der Zechsteinstaffel von Westheim, östlich des Westheimer Abbruchs zwischen der Buntsandsteinstaffel von Wrexen und jenseits des Hardehausener Abbruchs zwischen der Röt-Wellenkalkstaffel von Scherfede (STILLE 1904) zu unterscheiden, die in sich noch weiter differenziert sind (MEIBURG 1982). Die Absenkungsbeträge machen insgesamt einen Versatzbetrag von ca. 800 m aus.

Zu Beginn der Kreide-Transgression waren die aus den unterschiedlichen Versatzbeträgen resultierenden Niveauunterschiede durch die terrestrische Verwitterung und Abtragung bereits wieder ausgeglichen. Der weitgehend eingeebnete Untergrund der Rheinischen Masse beziehungsweise der jungkimmerisch verstellten Ablagerungen der Hessischen Senke werden von den Schichten des Kreide-Deckgebirges diskordant überlagert. Die Basis bilden sandig-kieselige Sedimente der Unterkreide (Valangin (?) – Alb); die höheren Profileile bestehen aus kalkig-mergeligen Gesteinen der Oberkreide (Cenoman – Turon). Entsprechend ihrer Lage am Südostrand des Münsterländer Beckens sind die Kreide-Sedimente schwach nordwestwärts geneigt. Dies ist vor allem auf eine Verkipfung während der subherzyn-laramischen Gebirgsbildungsphase zur Zeit der jüngeren Oberkreide (Campan – Maastricht) und die Heraushebung des Sauerlandes im Laufe des Pliozäns und Pleistozäns zurückzuführen.

Während des Tertiärs war das Gebiet Festland. Die saxonische Tektonik lebte erneut auf, und es kam zu einer weiteren Heraushebung der Rheinischen Masse. Verschiedene Störungen am Ostrand der Rheinischen Masse wurden reaktiviert. Ein tertiäres Relikt ist zumindest stellenweise der tiefgründige Zersatz des Kreide-Untergrundes.

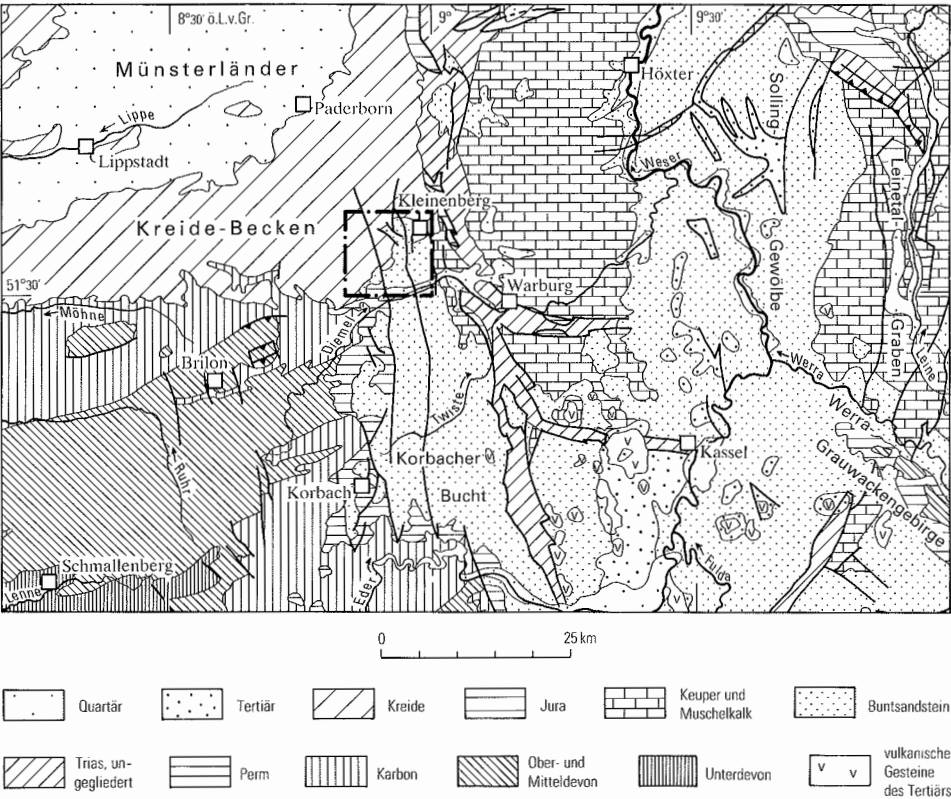


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

An jüngeren Gesteinsablagerungen haben sich kalt- und warmzeitliche Sedimente des Quartärs erhalten. Die mit dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten einhergehende Aufschotterung und Eintiefung der Flüsse hat zur Bildung verschieden alter Terrassen entlang der Diemel geführt. Windablagerungen aus der Weichsel-Kaltzeit haben sich flächenhaft in Form eines geringmächtigen Lössschleiers auf den Talhängen und Hochflächen erhalten. Am Fuß der Geländeerhebungen sowie in den Talanfangsmulden und Trockentälern lagern teilweise grobe Schuttmassen, Fließerden sowie Hang- und Schwemmlehme. Die Niederungen der Flüsse sind gekennzeichnet durch Auensedimente sowie Moor- und Anmoorflächen. Heute ist es der Mensch, der verändernd auf die Landschaft einwirkt.

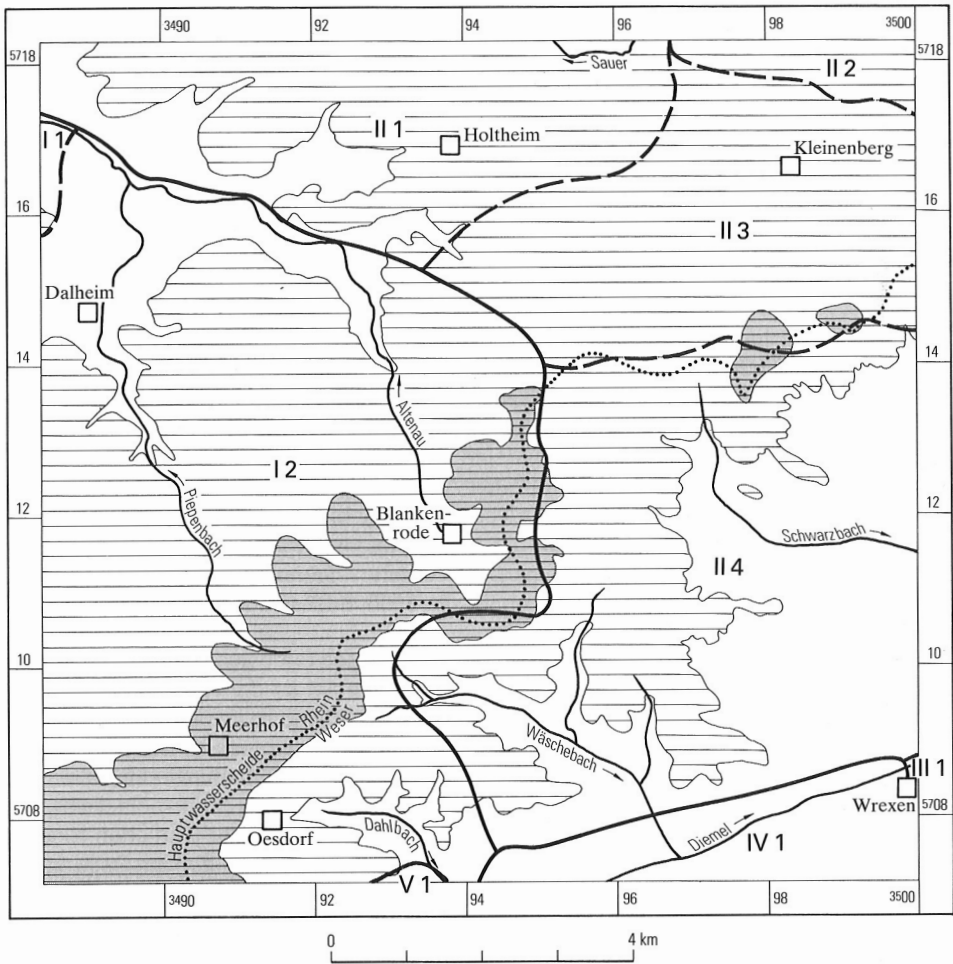
2.2 Geographischer Überblick

Das Blattgebiet 4419 Kleinenberg gehört politisch etwa zu gleich großen Anteilen zu den Kreisen Paderborn und Höxter und zum Hochsauerlandkreis; das Gebiet südlich der Diemel gehört zum hessischen Landkreis Waldeck-Frankenberg. Die höchste Erhebung im Blattgebiet liegt mit ca. + 442 m NN am südlichen Blattrand, südwestlich von Oesdorf; der tiefste Punkt befindet sich mit + 197 m NN im Diemelbett bei Wrexen.

Kleinräumig können innerhalb des Kartenblattes fünf verschiedene naturräumliche Einheiten unterschieden werden (Abb. 2), von denen insbesondere das Egge-Gebiet und die Paderborner Hochfläche einen größeren Raum einnehmen. Hinzu kommen am Südrand des Blattgebiets die Teillandschaften der Diemelplatten, des Waldecker Buntsandstein-Hügellandes sowie des Nordsauerländer Oberlandes (n. MEISEL 1959).

Das Blattgebiet gehört hydrographisch sowohl zum Einzugsbereich der Weser als auch des Rheins. Die Hauptwasserscheide zwischen den beiden Stromgebieten verläuft mit verschiedenen Ausbuchtungen nordöstlich von Meerhof über die Anhöhen „Auf der Asche“ (+ 436,3 m NN), Humbertsberg (+ 413,0 m NN), Flachskämpe (+ 427,0 m NN), Buchholz (+ 390,5 m NN) und den Bentenberg (+ 408,0 m NN) südlich von Kleinenberg quer über das Blattgebiet hinweg (vgl. Abb. 2). Hauptvorfluter für den südöstlichen Blattbereich ist die Diemel, die das Blattgebiet bei Wrexen auf eine Länge von rund 4,5 km durchquert. Die Diemel, die im Bereich des Kahlen Pöns südlich von Usseln im Rothaargebirge in einer Höhe von ca. + 665 m NN entspringt, ist ein linker Nebenfluß der Weser. Das von der Südostflanke der Hauptwasserscheide der Diemel zufließende Gewässernetz ist stark verzweigt und hat sich zum Teil tief und steilwandig in die teils karbonatische, teils sandige Unterlage des südlichen Eggevorlandes eingeschnitten. Durch die rückschreitende Erosion wurde das Kreide-Deckgebirge dort bis an den Rand der Paderborner Hochfläche abgetragen und die Oberfläche des jüngeren Paläozoikums (Zechstein) beziehungsweise der älteren Trias (Buntsandstein) freigelegt. Die durch die Ausräumung entstandene Hohlform vom Steilabfall des Kreide-Randes bis zu dem am Ostrand des Blattgebiets einsetzenden Hardehausener Talkessel ist gegenüber dem Südostrand der Egge ca. 200 m tief eingesenkt und geht nach Süden zu in die breite Talniederung der Diemel über. Sie wird von einer Reihe kurzer, zur Diemel gerichteter Bäche durchflossen und dabei mehr oder weniger stark zerfurcht. Die Härte des Buntsandsteins und die nahe Erosionsbasis der Diemel bedingen steile Talformen, teilweise mit Klippenbildung (MAASJOST 1952: 10).

Der nordwestliche Blattbereich entwässert über die Altenau, Alme, Pader und Lippe zum Rhein. Ausgangspunkt der Altenau sind die wasserundurchlässigen Schichten des Cenoman-Mergels bei Blankenrode, an denen das im Cenoman-Pläner versickernde



- | | | | |
|--------------------------|--------------------------|-------------------------|--------------------------|
| I 1 Borchener Platten | } Paderborner Hochfläche | III 1 Diemelbecken | Diemelplatten |
| I 2 Sintfeld | | IV 1 Wrexener Diemeltal | Mitteldiemelsenke |
| II 1 Lichtenauer Becken | } Egge-Gebiet | V 1 Fürstenberger Wald | Nordsauerländer Oberland |
| II 2 Neuenheuser Egge | | | |
| II 3 Kleinenberger Mulde | | | |
| II 4 Warburger Wald | | | |

Abb. 2 Naturräumliche Gliederung (nach MEISEL 1959 u. BÜRGENER 1963)

Wasser zutage tritt. Von den Quellen bei Blankenrode fließt die Altenau in nordwestlicher Richtung bis zur Amerungenkapelle innerhalb des Cenoman-Mergels und nimmt dabei eine Reihe kleinerer, ständig wasserführender Seitentälchen auf. Mit dem Eintritt in den Cenoman-Pläner wird die Wassermenge merklich geringer, was auch für die von dort an in die Altenau mündenden Nebenbäche gilt (FEIGE 1961). Größter Zufluß der Altenau ist die Sauer, die bei Kleinenberg dem Osning-Sandstein entspringt.

Trotz der in diesen Bereichen vorhandenen Versickerung der Oberflächenwässer in den verkarsteten Untergrund kann es bei starken Regenfällen sowie bei Schneeschmelze immer wieder zu Überschwemmungen der Talauen sowie einer Gefährdung der darin liegenden Ortschaften kommen. Um dieser Gefahr vorzubeugen und die im Blattgebiet 4418 Wünnenberg liegenden Ortschaften Husen und Atteln vor derartigen Hochwässern zu schützen, wurde oberhalb von Husen im Altenautal das Hochwasserrückhaltebecken Husen-Dalheim Anfang der 80er Jahre errichtet (s. Kap. 6.2).

Das in den Spalten der zerklüfteten Plänerkalksteine versickernde Wasser des südlichen Kreide-Randes fließt seinerseits auf unterirdischem Wege dem Innern des Münsterländer Kreide-Beckens zu. Es ist teils parallel, teils quer zu den oberirdischen Wasserläufen ausgerichtet und folgt dem vorhandenen Kluft- und Karstsystem. Färbeversuche zur Erforschung der unterirdischen Wasserläufe haben gezeigt, daß diese Sickerwässer spätestens an der Grenze Kreide-Kalkstein/Emscher-Mergel wieder zum Vorschein kommen. Dies gilt zum Beispiel für die nördlich des Blattgebiets an Schmitte, Eller und Sauer im Untergrund versickernden Wässer, die in den Quellen von Paderborn wieder zum Vorschein kommen, während diejenigen der unteren Sauer und Altenau bereits in Kirchborchen wieder ans Tageslicht treten (STILLE 1903, BAŞKAN 1970).

Mit vorherrschend atlantisch-feuchter Westwinddrift, nach Südosten zu aber auch schon deutlich kontinentale Züge aufweisend, liegt das Blattgebiet an der Nahtstelle zwischen nordwestdeutschem und mitteldeutschem Klimabereich und ist im besonderen ein Teil der Klimabezirke Unteres und Oberes Weserbergland. Im Temperaturgeschehen macht sich die maritime Beeinflussung deutlich bemerkbar. Extreme Temperaturen sind selten; die Temperaturkurve ist ausgeglichen. Die Windrichtungen wechseln im Jahresablauf sehr, am häufigsten weht der Wind aus West und Südwest. Die Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen ist recht unterschiedlich. Das Eggegebirge als Höhenzug am Ostrand der Westfälischen Bucht wirkt als ausgesprochener Regenfänger. Infolgedessen fallen in den Kammlagen bis zu 950 mm Niederschlag im Jahresmittel, während im Vorland ein Rückgang bis auf 700 mm gemessen wurde. Die mittlere jährliche Verdunstungshöhe beträgt zwischen 45 und 60 % der jährlichen Niederschläge.

Die wichtigsten Klimadaten für das Blattgebiet Kleinenberg sind in Tabelle 1 aufgeführt; sie wurden dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960) sowie den meteorologischen und hydrologischen Daten von SCHNELL (1955) entnommen.

Als Besiedlungsform sind im Blattgebiet Haufendörfer charakteristisch. Sie haben sich zumeist aus kleineren Siedlungen entwickelt. Das Dorfgebiet Südostwestfalens wurde zur Zeit einer verheerenden Stiftsfehde gegen Ende des 14. Jahrhunderts Wüstungsgebiet (LIPPERT 1966: 30); etwa 50 – 70 % der Kleinsiedlungen wurden dabei aufgegeben.

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungs- zeitraum
Jahresniederschlag (mm)	700 – 950	1891 – 1930
Niederschlag (mm) in der Vegetationsperiode (Mai bis Juli)	210 – 240	1891 – 1930
Niederschlag (mm) im Winterhalbjahr (November bis April)	340 – 420	1891 – 1930
Verdunstungshöhe (mm)	450	1931 – 1950
Schneefalltage (mindestens 0,1 mm)	25 – 30	1911 – 1940
Eistage (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0 °C)	25 – 30	1881 – 1930
Frosttage (Tagesniedrigstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0 °C)	95 – 110	1881 – 1930
Sommertage (Tageshöchstwert der Temperatur mindestens 25 °C)	20 – 25	1881 – 1930
heitere Tage (Bewölkung unter 2 Zehntel des Himmelsgewölbes)	ca. 35	1921 – 1940
trübe Tage (Bewölkung über 8 Zehntel des Himmelsgewölbes)	ca. 170	1921 – 1940
Nebeltage	40 – 50	1921 – 1940
Lufttemperatur (°C)	7 – 8	1881 – 1930
mittlere Lufttemperatur (°C) im Januar	–1 bis 0	1881 – 1930
mittlere Lufttemperatur (°C) im Juli	15 – 16	1881 – 1930

Erinnerungen an diese ehemaligen Siedelplätze sind Kreuze, Kapellen (z. B. Amerungenkapelle) und Ruinen von Kirchen (MAASJOST 1973: 15). Im Blattgebiet sind insgesamt 17 Wüstungen bekannt, als deren auffälligste und größte die Stadtwüstung von Blankenrode hervorzuheben ist (HENKEL 1974). Aufblühen und Niedergehen der Stadt Blankenrode werden mit den Bleikuhlen in Zusammenhang gebracht (vgl. Kap. 5.1.1).

3 Schichtenfolge

Entsprechend den im Verlaufe der Erdgeschichte wechselnden paläogeographischen und tektonischen Verhältnissen ist die Schichtenfolge im Blattgebiet Kleinenberg nur unvollständig entwickelt. An der Tagesoberfläche stehen nur Gesteine des Zechsteins, Buntsandsteins, der Kreide und des Quartärs in größerer Verbreitung an.

Paläozoikum

3.1 Oberkarbon (Silesium)

Die paläozoischen Gesteine an der Basis des permotriassischen beziehungsweise des kreidezeitlichen Deckgebirges im Blattgebiet gehören dem tiefsten Teil des Oberkarbons, dem sogenannten Flözleeren (Namur A und B), an. Lediglich im südlichsten Blattbereich kommen Schichten des Namurs A (= Untere Arnsberger Schichten) nahe an die Geländeoberfläche heran und waren früher dort auch aufgeschlossen (STILLE 1904: 3).

3.1.1 Untere Arnsberger Schichten (cnA1)

Kulmgrauwackenschiefer PAECKELMANN & KÜHNE 1936
Untere Arnsberger Schichten CLAUSEN 1984, SKUPIN 1989

Gesteine: Bei den Unteren Arnsberger Schichten handelt es sich überwiegend um feingeschichtete, dünnblättrige tonig-schluffige Gesteine von dunkelgrauer bis schwarzgrauer Farbe. Häufig sind in ihnen Toneisensteingeoden und Pyritknollen eingelagert, die sich an der Luft schnell zersetzen und unter Bildung von Kalium- und Aluminiumsulfat (= Alaun, daher alte Bezeichnung „Alaunschiefer“) in fahlgraue, beige oder gelbbraune Gesteine übergehen. Sandige Einschaltungen treten weitgehend zurück und werden erst im Hangenden in Form von geringmächtigen, ca. 5–20 cm starken, plattigen Sandsteinbänkchen häufiger. Die Gesteine führen auf den Schichtflächen stellenweise gut erhaltene Pflanzenabdrücke oder fein verteilten Pflanzenhäcksel. Zusammen mit der organischen Substanz finden sich dort Ausfällungen von Pyrit, Manganoxid sowie Brauneisenkrusten. Gelegentlich sind den Unteren Arnsberger Schichten darüber hinaus dünne Kiesel-schiefer- und Lyditbänkchen eingelagert (CLAUSEN 1984).

Fossilien: Entsprechend der geringen Verbreitung der Unteren Arnsberger Schichten an der Geländeoberfläche ist aus diesem Schichtenkomplex lediglich der Rest eines Schachtelhalms und zwar von *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTHEIM) bekannt geworden (STILLE 1904). Neue Fossilfunde sind nicht hinzugekommen.

Altersstellung: Aufgrund des Auftretens von *Asterocalamites scrobiculatus* sind die am Südrand des Blattgebiets ausstreichenden Arnsberger Schichten biostratigraphisch dem Abschnitt des mittleren Namurs A zuzuordnen (JOSTEN 1983). Nach der Goniatitenstratigraphie gehören die Schichten vermutlich an die Basis der *Eumorphoceras*-Zone (Zone E1), das heißt in das tiefste Namur A (CLAUSEN 1984, SKUPIN 1989).

Abgrenzung: Die Unteren Arnsberger Schichten gehen aus den unterkarbonischen Kulm-Tonschiefern ganz allmählich durch eine Zunahme des gröberen Schluff- und Sandmaterials hervor. Die Grenze gegen die Oberen Arnsberger Schichten ergibt sich durch das Einsetzen der ersten mächtigeren Grauwackenbänke.

Verbreitung und Mächtigkeit: Das von STILLE (1904) beschriebene Vorkommen von rötlich-, grau- oder grünlichgefärbten feinkörnigen, ebenklüftigen, schwach kalkhaltigen Grauwacken und Grauwackensandsteinen, das am Hangfuß des Dahlberges entlang der Straße Oesdorf – Westheim aufgeschlossen war, ist heute nicht mehr zugänglich; es ist vermutlich von Hangschutt des Zechsteins überdeckt. Hinweise auf ein im Oberlauf des Dahlbachs anstehendes Karbon-Vorkommen geben die in der Aue des Dahlbachs anzutreffenden Lesesteine von Lyditen und Grauwackensandsteinen. Die Mächtigkeit der Unteren Arnsberger Schichten dürfte ca. 100 m betragen.

3.1.2 Obere Arnsberger Schichten (cnA2)

Arnsberger Schichten KÜHNE 1934, PAECKELMANN & KÜHNE 1936
Obere Arnsberger Schichten CLAUSEN 1984, SKUPIN 1989

Gesteine: Die Oberen Arnsberger Schichten sind im Blattgebiet nicht aufgeschlossen. Infolge des Fehlens von Aufschlüssen oder Bohrungen ist dort über ihre Ausbildung nichts Näheres bekannt, doch dürfte sie ähnlich wie in den benachbarten Gebieten beschaffen sein. Danach handelt es sich bei den Oberen Arnsberger Schichten um eine charakteristische Wechselfolge von Ton-, Schluff- und Sandsteinen, quarzitischen Sandsteinen, Grauwacken und Konglomeraten. Dabei treten die Sandstein- und Grauwackenbänke gegenüber den Ton- und Schluffsteinen im allgemeinen deutlich zurück, wobei das Mengenverhältnis sowohl lateral wie vertikal starken Schwankungen unterworfen ist. Die einzeln oder gruppenweise den Tonsteinen eingelagerten Sandstein- und Grauwackenbänke sind plattig bis dünnbankig (Hiss 1989). Vereinzelt sind dünne Lagen von kohligem Pflanzenhäcksel zwischengeschaltet. Insgesamt herrschen graue bis grünlichgraue oder dunkelgraue bis schwarzgraue Farbtöne vor, die im Zentimeter- oder Millimeterbereich auch in hell- bis gelbgraue oder weißliche oder nach Verwitterung in rostbraun- bis rostgelbe Farbtöne übergehen können.

Altersstellung: Der Hauptteil der Oberen Arnsberger Schichten (Namur A) dürfte nach regionalgeologischem Vergleich der *Homoceras*-Stufe angehören.

Verbreitung und Mächtigkeit: Nach dem regionalgeologisch-tektonischen Bau liegen die Oberen Arnsberger Schichten des Blattgebiets in der Verlängerung der Nuttlarer Hauptmulde im Nordwestteil des Blattgebiets. Die Mächtigkeit der Oberen Arnsberger Schichten dürfte ca. 900 m betragen. Dieser Wert weicht von den bisher vorliegenden Mächtigkeitsangaben stark ab und zeigt die Unsicherheit, die bei der Ermittlung der wahren Mächtigkeit herrscht. Während WACHENDORF (1965: Abb. 3) für das gesamte Namur östlich des Warsteiner Sattels 600 m angibt, beträgt nach PAPROTH (1960) bereits die Mächtigkeit der *Eumorphoceras*- und *Homoceras*-Stufe östlich von Arnsberg etwa 600 m, und das gesamte Namur erreicht über 2 000 m. Für das etwa 25 km südwestlich gelegene Blattgebiet 4516 Warstein, auf dem der höchste Teil der Oberen Arnsberger Schichten nicht überliefert ist, geben CLAUSEN & LEUTERITZ (1984) 350 – 400 m für die Oberen Arnsberger Schichten an.

3.2 Perm

Schon bald nach der Auffaltung und Heraushebung der paläozoischen Schichtenfolge im höheren Oberkarbon begann die Abtragung und Einebnung des variscischen Faltengebirges zu einer Rumpffläche, die im einzelnen durch ein deutliches Relief gekennzeichnet war (PAECKELMANN 1931). Diese „permische Rumpffläche“ wurde in präkretazischer Zeit nur randlich von den Ingressionen des Norddeutschen Beckens berührt und unterlag im übrigen größtenteils der festländischen Verwitterung.

3.2.1 Rotliegendes

Rotliegend-Sedimente wurden innerhalb des Blattgebiets nicht nachgewiesen. Vielfach dürften jedoch die obersten Gesteinsschichten des Oberkarbons rot verfärbt sein (= „permische Rötung“), was auf eine Rotverwitterung während der Rotliegend-Zeit oder Bedeckung mit roten Sedimenten schließen läßt (KULICK 1968: 44).

3.2.2 Zechstein

Nach einer längeren Zeit der Abtragung und Einebnung während des höheren Oberkarbons und zur Rotliegend-Zeit geriet der Rand der Rheinischen Masse mit Beginn der Zechstein-Zeit erstmals unter Meeresbedeckung. Abgesehen von den am Fuße des Dahlberges an der Geländeoberfläche ausstreichenden Vorkommen des flözleeren Oberkarbons (Namur A) wird der gesamte Karbon-Untergrund des Blattgebiets von den Ablagerungen des Zechsteins überdeckt. Paläogeographisch gehören diese Zechstein-Sedimente zum Norddeutschen Becken, das damals mit einem flachen Meeresarm, dem Werra-Fulda-Becken (SMITH 1980) weit nach Süden reichte. Unter ariden Bedingungen liefen wiederholt Eindampfungszyklen ab, die im Zentrum des Beckens bei zunehmender Evaporation jeweils zu einer Abfolge von Ton-, Carbonat-, Sulfatgesteinen, Steinsalz und Kalisalz führten (RICHTER-BERNBURG 1955 a, KÄDING 1978 a). In Festlandsnähe ist die Phasenfolge meist erheblich reduziert und durch eine karbonatisch-pelitische Randfazies ersetzt. Die Randfazies am Ostrand der Rheinischen Masse wurde im Korbacher Raum durch KULICK (1968) und im Raum Adorf – Niedermarsberg durch DELERI (1976) detailliert gegliedert. Diese Gebiete gehören jeweils zu kleineren, in das Rheinische Schiefergebirge vorspringende Teilbuchten (Korbacher Bucht, Adorfer Bucht) und sind schon seit langem Gegenstand zahlreicher Untersuchungen.

Eine spezielle Bearbeitung erfuhren die im Blattbereich selbst sowie in den südwestlich und südlich daran anschließenden Blattgebieten 4518 Madfeld und 4519 Marsberg anstehenden Zechstein-Sedimente im Rahmen verschiedener Diplomkartierungen (KÜPER 1982, SCHWARZKOPF 1983, JANICKE 1984). Danach sind in diesem Raum nur die Zyklen 1 – 3 (Werra-, Staßfurt-, Leine-Folge) deutlich ausgebildet, die Zyklen 4 – 6 (Aller-, Ohre-, Friesland-Folge) hingegen fehlen oft ganz. Generell erfolgt die Gliederung der Zechstein-Ablagerungen nach lithologischen Merkmalen wie Sedimenttyp und Gesteinsfarbe; Leitfossilien fehlen. Das ausgeprägte Relief im Küstenbereich des Zechstein-Meers verursachte laterale fazielle Änderungen gleichalter Zechstein-Ablagerungen, die wiederum von den unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen, das heißt von der unterschiedlichen Wassertiefe und den damit einhergehenden physiko-chemischen Änderungen des Meerwassers abhängen. Eine Gliederung des Zechsteins im Blattgebiet ist in Tabelle 2 wiedergegeben.

3.2.2.1 Zechstein 1 (Werra-Folge)

Im Bereich des Blattgebiets Kleinenberg folgen über den grauen bis dunkelgrauen Ton- und grauackentartigen Sandsteinen des Oberkarbons hellgraue bis graue oder graubraune Carbonatgesteine aus dem höheren Teil des Zechsteins 1 (= Werra-Folge). Die für den tieferen Teil des Zechsteins 1 charakteristischen und aus den Räumen Marsberg (KÜHNE 1927, STAESCHE 1930, PAECKELMANN 1928, 1931, GRUPE & PAECKELMANN 1936, RICHTER-BERNBURG 1951, AL-ATRASH 1972, DELERI 1976) und Korbach (HOLZAPFEL 1879, KIPPER 1908, MÖHRING 1909, RICHTER-BERNBURG 1951, KULICK 1968) bekannten Schichtengliederungen *Productus*-Kalk und Stinkkalk sind im Blattgebiet vermutlich nicht entwickelt und erst südlich der Blattgrenze zwischen Westheim und Marsberg vorhanden (vgl. SCHWARZKOPF 1983). Auch Kupferschiefer oder Kupfermergel wurde im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen. Das ist darauf zurückzuführen, daß der Untergrund, der vom transgredierenden Zechstein-Meer allmählich überflutet wurde, starke Reliefunterschiede besaß.

Tabelle 2
Gliederung des Zechsteins

	alte Gliederung (STILLE 1904, PAECKELMANN & KÜHNE 1936)	Blattgebiet Kleinenberg	Mächtigkeit (m)
Zechstein 6 (Friesland-Folge)	Oberer Zechstein	Untere Bröckelschiefer-Folge	ca. 5
Zechstein 5 (Ohre-Folge)			
Zechstein 4 (Aller-Folge)		Roter Salzton T4 (nicht nachgewiesen, aber vermutet)	?
Zechstein 3 (Leine-Folge)		Plattendolomit (Plattenkalk, Schillkalkdolomit) Ca3	10 – 15
Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	Mittlerer Zechstein	Untere Letten des Oberen Zechsteins	Grauer Salzton T2rCa,S3
		Schaumkalk (Hauptdolomit)	Hauptdolomit Ca2 (kavernöser Kalk, laminierter Kalkstein, Porendolomit)
		Braunroter Salzton T1r,T2	0,5 – 2,0
Zechstein 1 (Werra-Folge)	Unterer Zechstein	Karneolkalkbank A1Si/A1rSi Randkalk A1Ca (Schaumkalk)	ca. 0,2 20 – 40
		Stinkkalk	Zechstein-Kalk Ca1 (nicht nachgewiesen, aber vermutet)
		„Kupferletten“	Kupferschiefer T1 (nicht nachgewiesen)
		<i>Productus</i> -Kalk (nicht nachgewiesen)	T1Ca

3.2.2.1.1 Randkalk (Schaumkalk) (z1,k)

Hauptdolomit STILLE 1904

Schaumkalk GRUPE & PAECKELMANN 1936

Randkalk KULICK 1968

Randkarbonatfazies des unteren Werra-Sulfats KULICK & PAUL 1987

Gesteine: Der Rand- oder Schaumkalk besteht aus einem hell- bis weißgrau beziehungsweise schwach rötlich gefärbten Kalkstein von dichter bis feinooidischer Struktur. Mit einem CaCO_3 -Gehalt von $> 95 \%$ gehört er zu den carbonatreichsten

Schichtengliedern der Zechstein-Formation. Die dem Randkalk bereichsweise eingelagerten, nur wenige Bruchteile von Millimetern (meist $> 150 \mu\text{m}$ großen Kalkkörperchen (Peloide, Onkoide, Lumps) sind vor allem auf die Tätigkeit von Algen im Flachwasserbereich zurückzuführen, bei deren Auswitterung die charakteristische, ca. 0,2–0,6 mm messende Schaum- oder Porenkalkstruktur entsteht. Diese ist oft so fein, daß sie nur unter der Lupe sichtbar wird. Echte Ooide treten demgegenüber stark zurück.

Innerhalb der gleichförmig dichten oder durch Sammelkristallisation überprägten Gesteinspartien sondert der Randkalk dickbankig oder plattig ab. Vielfach sind die Schichtflächen durch dezimeterhohe Vertikalstylolithen miteinander verzahnt, die aus entlang von Tonsäumen gelöstem und weggeführtem Calcit entstanden sind. Stellenweise ist der Kalkstein feinstgeschichtet mit einer im Zentimeter- bis Millimeterbereich liegenden Parallel- oder Schrägschichtung. In den tieferen Teilen ist der Randkalk zunehmend durch Eisen- und Manganoxide gelb- oder dunkelgelbbraun bis dunkelbraun verfärbt („verascht“). Unreine Kalksteine sind häufig dolomitisiert und sanden grusig ab. Einzelne Bereiche sind vollständig zu einem grobkristallinen bis zuckerkörnigen Dolomitstein von feinkörnig-löcheriger bis kavernöser Beschaffenheit rekristallisiert.

Die Dolomitisierung ist überwiegend frühdiagenetisch während der Verfestigung der kalzitisch-aragonitischen Carbonatschlämme erfolgt. Teilweise sind Sedimentstrukturen wie Laminierung oder organische Komponenten noch erhalten. Paläogeographisch sind die Dolomitsteine (Randdolomit) vorzugsweise an Schwellengebiete am Schiefergebirgsrand gebunden (KULICK 1968). Eine spätdiagenetische Dolomitisierung ist stellenweise entlang von Klüften anzutreffen.

In den obersten Partien des Randkalks sind als Anzeichen zunehmender Meeresverflachung Schichtenverbiegungen und Intraklasten zu beobachten; hinzu treten Hohlräume unterschiedlichster Gestalt und Größe, die durch Herauslösung von Gips- oder Anhydritkristallen entstanden sind. Auffallend ist eine mehr oder weniger deutliche Verkieselung mit zum Teil faustgroßen Karneolkonkretionen, die bereits in 8 m Tiefe unter der Oberkante des Randkalks anzutreffen sind (KULICK 1968: 74).

Stellenweise, so im Bereich des Hoppenberges, geht der Schaumkalk in einen geringmächtigen grobolithischen bis onkoidischen Algenkalkstein mit Ooiden und Onkoiden von 0,1–1 cm Durchmesser über. Die Algenkalksteine sind Anzeichen für den unmittelbaren Küstenbereich. Die grauen bis graubraunen, mehrere Meter mächtigen Bänke sind intern gelegentlich feingeschichtet. Die Onkoide sind im Dünnschliff ein- bis mehrschalig, teilweise hohl und mit einer brauneisenhaltigen, erdigen Verwitterungssubstanz ausgefüllt (Abb. 3). Zusammen mit den Onkoiden sind in der Grundmasse echte Ooide, Algenröhrchen sowie die Reste von Zweischalern anzutreffen. Die Grundmasse selbst besteht aus einem grauen bis graubraunen mikrosparitischen bis sparitischen Calcit.

Fossilien: Die spärliche Fauna ist auf einige wenige stenohaline Arten beschränkt. Schalenreste von *Bakevella* sp., *Liebea* sp. und *Turbonilla* sp. sind stellenweise – vor allem in den Basisschichten – als Muschelschill angereichert.

Altersstellung: Der Randkalk (Schaumkalk) oder Randdolomit des Zechsteins 1 ist vermutlich dem Unteren Werra-Sulfat beziehungsweise Unteren Werra-Halit gleichzusetzen, da sich in Südhessen eine Verzahnung zwischen dessen Übergangsfazies, dem sogenannten Anhydritknotschiefer, beobachten läßt (RICHTER-BERNBURG 1985). Nach

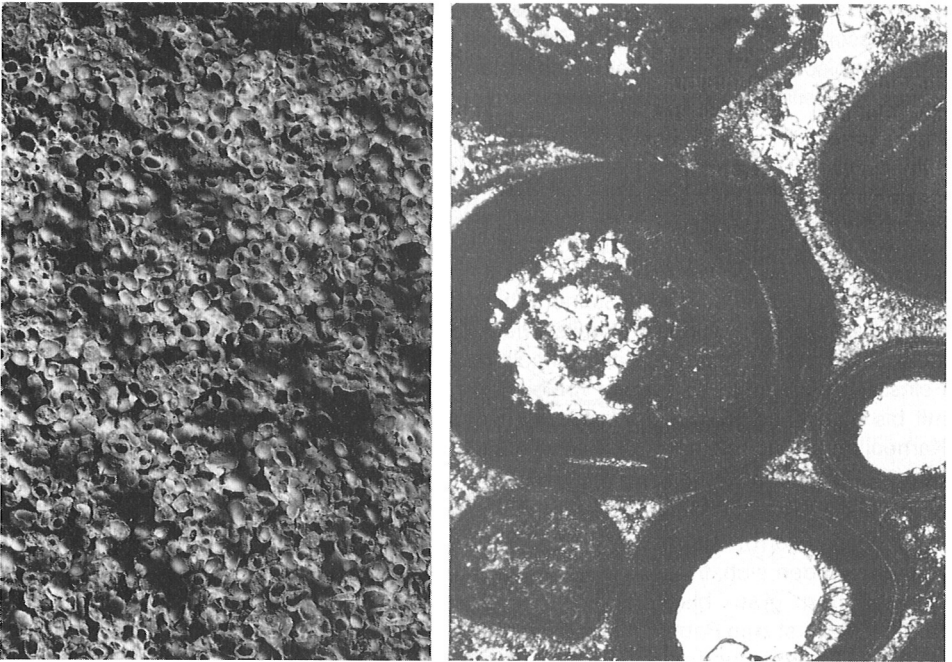


Abb. 3 Groboolithischer bis onkoidischer Algenkalkstein vom Hoppenberg
(links natürliche Größe, rechts Vergrößerung 25fach)

Überlegungen von PAUL (1986) ist jedoch auch eine fazielle Vertretung des Höheren Teils des Stink- oder Zechstein-Kalks nicht auszuschließen.

Abgrenzung: Im Blattgebiet lagert der Rand- oder Schaumkalk zumindest teilweise den Ablagerungen des Oberkarbons diskordant auf. Dort, wo die Zechstein-Abfolge mit dem bitumiösen Stinkkalk oder Zechstein-Kalk beginnt (nach SCHWARZKOPF (1983) eventuell bereits am Südrand des Blattgebiets), vollzieht sich der Gesteinswechsel innerhalb eines mehrerer Meter mächtigen Übergangsbereichs. Die Obergrenze ergibt sich durch den Braunroten Salzton (s. Kap. 3.2.2.2.1).

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Randkalk tritt vornehmlich im tieferen Hangbereich des Hoppenberges am Westufer des Dahlbachs zutage. Im Blattgebiet dürfte die Mächtigkeit des Randkalks ca. 20 – 40 m betragen.

Aufschluß: ehemaliger Steinbruch am Westrand des Rosenberges, 1,5 km östlich von Oesdorf, R 93 020, H 08 140

3.2.2.2 Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)

Mit der Staßfurt-Folge greift das Zechstein-Meer erneut auf den Schiefergebirgsrand über. Gegenüber der Werra-Folge sind die Reliefunterschiede nun weitgehend ausgeglichen, und die Schichtenfolge beginnt im Beckenrandbereich allgemein mit typischen

Flachwassersedimenten. Ähnlich der Abscheidungsfolge des Zechsteins 1 sind Carbonatgesteinsserien von zum Teil beträchtlicher Mächtigkeit entwickelt. Sie entsprechen stratigraphisch der Schichtenfolge des Hauptdolomits, der im Blattgebiet teils dem Oberen Werra-Ton, teils den Äquivalenten des Oberen Werra-Anhydrits auflagert.

3.2.2.2.1 Braunroter Salzton (z1-2,t)

Braunroter Salzton KULICK 1968

Oberer Werra-Ton (ehem. Braunroter Salzton) KULICK & PAUL 1987

Unterer Staßfurt-Ton KULICK & PAUL 1987

Gesteine: Im ehemaligen Steinbruch Dahlsberg (R 92 680, H 08 140) westlich vom Rosenberg tritt über gelben Dolomitsteinen (Randdolomit) zunächst eine dünne Lage von 1 cm dicken und 3 cm langen Karneolknollen auf. Darüber folgt eine 5 – 10 cm mächtige rote Feinsandsteinlage, die wiederum von einer ca. 10 – 15 cm starken grauen Tonsteinschicht mit bis zu 10 cm großen Karneolknollen überlagert wird. Oberhalb dieser hangenden Karneolknollenlage gehen die grauen Tonsteine schließlich in rote bis braunrote Tonsteine über.

Die im Gelände als Lesesteine bis zu einer Größe von 15 cm Durchmesser auftretenden, durch Eisenoxid rot- bis rotbraungefärbten Karneole sind in der Regel schalig aufgebaut. Daneben finden sich, insbesondere in den größeren Stücken, alle Übergänge zwischen einer im Kern grau- bis weißgefärbten, diffus feinkörnigen, wolkigen oder löcherigen Struktur, die erst zum Rand hin dicht und rotbraun wird. Die Oberfläche der Karneolknollen ist häufig löcherig und rauh und mit einer grau bis weißen Rinde aus Quarzkristallen versehen.

Die meisten Karneolknollen sind von Anhydritknollen abzuleiten, wofür insbesondere die Zusammensetzung der Matrix spricht. Nach KÜPER (1982: 24) sind die Karneolknollen überwiegend aus Kieselsäure aufgebaut. Quarzkörner von 10 – 100 µm Durchmesser sind umgeben von Chalzedon und Quarzin, wobei das ehemals evaporitische Milieu vor allem durch die Quarzinsphaerolithe der Knollen angezeigt wird. Häufig ist darüber hinaus im Dünnschliff noch die filzige Textur von Gips-/Anhydritkristallen zu erkennen, und nicht selten treten auch makroskopisch sichtbare Quarzpseudomorphosen nach Gips auf. Die Kieselsäure zur Bildung des Chalzedons ist nach MEISL (in KULICK 1968: 75) vermutlich aus dem Sediment selbst abzuleiten, da die Menge der detritischen Quarzkörner in den Karneolknollenlagen stark reduziert erscheint.

Die Karneolknollen deuten darauf hin, daß sich das Zechstein- Meer zu dieser Zeit zurückzog und nur noch eine durch episodische Durchfeuchtung und vereinzelte Überflutungen gekennzeichnete Sabka-Fazies vorherrschte. Für einen zeitweiligen Rückzug des Zechstein- Meers sprechen auch die an der Oberfläche des Randkalks zu beobachtenden Verkarstungserscheinungen. Im Aufschluß Rosenberg (R 93 020, H 08 140; s. Abb. 4) sind beispielsweise ca. 1 m tiefe Schlotten zu beobachten, die mit einem unsortierten Gemenge aus Schluff und Sand mit paläozoischen Geröllen bis 1 cm Durchmesser angefüllt sind (vgl. KULICK 1968: 76).

Die das Profil zuoberst abschließenden etwa 0,5 – 2 m mächtigen roten bis rotbraunen Tonsteine des Braunroten Salztons bestehen überwiegend aus karbonatischen Anteilen von Schluff und Ton. Zum Teil ist eine Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeterbereich vorhanden. Die Färbung der tonigen Gesteine wird von fein verteiltem Hämatit und Limonit

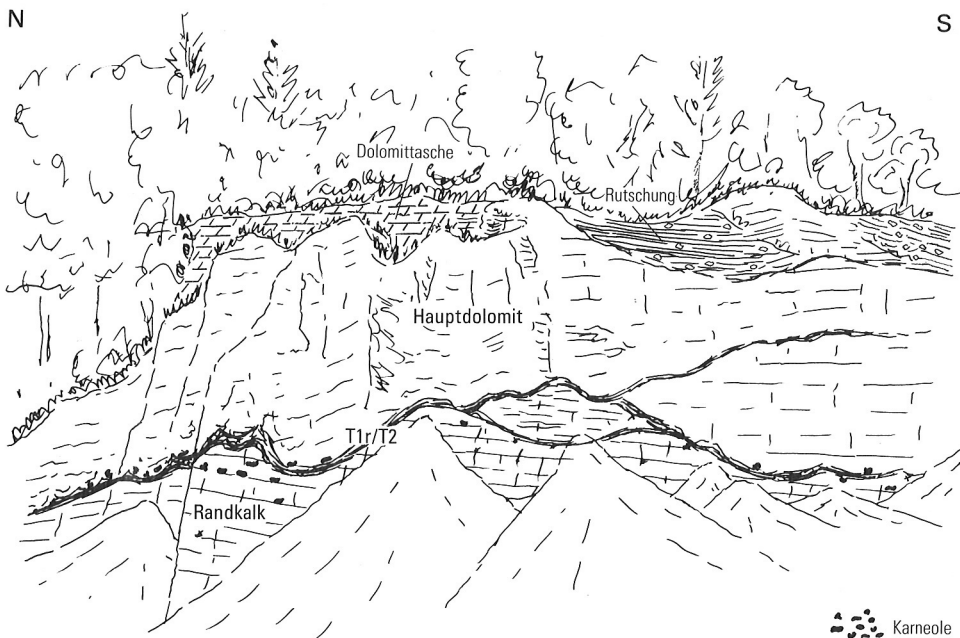


Abb. 4 Verstärkter Hauptdolomit auf Subrosionsbrekzien des Braunroten Salztons über verkarstetem Randkalk im Steinbruch Rosenberg ca. 1,5 km östlich Oesdorf (R 93 020, H 08 140; nach KULICK & PAUL 1987: Abb. 15)

hervorgerufen. Stellenweise sind auch graue, gelblichgraue oder grünlichgraue Farbtöne zu beobachten. Im Bereich des Rosenberges ist der Tonstein durch Subrosion des Randkalks brekziiert und durch den nachgebrochenen Hauptdolomit völlig zerschert (KULICK & PAUL 1987: 44 u. 45).

Fossilien: Fossilien sind allgemein selten und werden von PAECKELMANN (1979) lediglich vom Blattgebiet 4618 Adorf erwähnt. Dort wurden am nordöstlichen Martenberg zum einen kleine Muscheln, und zwar *Gervillia (Bakewellia) antiqua* (MÜNSTER) und *Schizodus schlotheimi* GEINITZ, *Ullmannia* sp. sowie *Conites* n. sp. (ein *Lepidostrobus*-artiger Zapfen) angetroffen.

Altersstellung: Entsprechend der zyklischen Abfolge von Ton – Carbonat – Anhydrit – Salz wurde der Braunrote Salztön früher insgesamt der pelitischen Basis des Staßfurt-Zyklus zugeordnet.

Unter Zugrundelegen der Beobachtung, daß die meisten Karneole sekundär durch Umwandlung aus Sulfatknollen entstanden, sind die Karneolhorizonte im Blattgebiet vermutlich den beckenwärts (z. B. Thüringen, vgl. JUNGWIRTH & SEIDEL 1968) vorhandenen Sulfathorizonten des Zechsteins 1 gleichzusetzen. Nach KULICK & PAUL (1987: 47 u. Abb. 18) dürfte die untere Karneolbank dem Unteren Werra-Anhydrit und die obere Karneolbank dem Oberen Werra-Anhydrit entsprechen. Der höhere Teil des Braunroten Salztöns im Blattgebiet gehört teilweise bereits zum Zechstein 2 (Staßfurt-Folge).

Abgrenzung: Die Abfolge ist in Küstennähe stark reduziert und durch laterale Faziesübergänge in Kalkmergel- beziehungsweise mergelige Kalksteine gekennzeichnet. Dadurch und durch ihre Brekzierung über dem verkarsteten Untergrund (s. Abb. 4) ist die Abgrenzung des Braunroten Salztons im Blattgebiet erschwert.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Tonsteine sind im gesamten Ausstrichsbereich des Zechsteins anzutreffen, sie machen sich auf den Feldern durch zähe, rote Tongallen oder als rotbraune, bindige Böden entlang von kleinen Verebnungsflächen bemerkbar. Aufgrund der Brekzierung und Ausquetschung der Tonsteine über verkarstetem Untergrund ist die Mächtigkeit nicht genau feststellbar, sie dürfte jedoch ungefähr zwischen 0,5 – 2,0 m betragen.

Aufschluß:

- ehemaliger Steinbruch in der Gemarkung Dahlsberg westlich des Rosenberges, R 92 680, H 08 140

3.2.2.2 Hauptdolomit (z2,k)

Hauptdolomit STILLE 1904

Schaumkalk GRUPE & PAECKELMANN 1936

Hauptdolomit (Kavernöser Kalk) KULICK 1968

Staßfurt-Karbonat, Hauptdolomit KULICK & PAUL 1987

Gesteine: Im Blattgebiet sind verschiedene Faziestypen auszuscheiden, wobei neben einer dichten, feinoolithischen Normalausbildung, die petrologisch etwa dem Rand- oder Schaumkalk des Zechsteins 1 entspricht, eine kavernöse sowie laminierte Kalksteinfazies vorhanden ist.

Die Normalfazies des Hauptdolomits ist im Blattgebiet am weitesten verbreitet. Es handelt sich hierbei um einen hell- bis weißgrauen, teils gelblich bis bräunlichgrau oder schwach rosa marmorierten Kalk- bis Dolomitstein, der aus dickbankigen oder massigen, undeutlich feingeschichteten Bankkomplexen zusammengesetzt ist. Neben der zum Teil feinen bis sehr feinen Schichtung weist das Gestein eine charakteristische Feinporigkeit auf, welche auf die Herauswitterung feinoolithischer Calcitaggregate zurückzuführen ist. Hierbei handelt es sich ähnlich den Gesteinen des Randkalks in erster Linie um 0,2 – 0,5 mm große Kalkkörperchen (Globoide), die hauptsächlich unter der Beteiligung von Algen im Flachwasser entstanden sind (ROEHL 1963). Sie sind in geringmächtigen Lagen angereichert und nach Korngröße sortiert. Neben diesen Algenresten sind auch echte Ooide und Kalksteingerölle anzutreffen. Die Ooide unterlagen bereits frühdiagenetisch einer Umwandlung von Aragonit in Calcit. Eine Reihe weiterer spätdiagenetisch ablaufender Umwandlungsprozesse (Dolomitisierung, Anhydritsprossung, Dedolomitisierung) führten zur jetzigen Beschaffenheit des Hauptdolomits (HUTTEL & MAUSFELD 1987).

Im Blattgebiet tritt insbesondere im höheren Teil des Hauptdolomits ein feinporiger, gelber Dolomitstein auf, der im Aufbau dem Schaumkalk gleicht und durch 0,2 – 0,5 mm große, zum Teil calciterfüllte Poren gekennzeichnet ist (Porendolomit, SCHWARZKOPF 1983: 26). Im Steinbruch Rosenberg (R 93 020, H 08 140) greifen mehrere Meter mächtige plattige, gelbe, schrägeschichtete Dolomitsteine taschenförmig in den darunter liegenden Kalkstein ein und gehen dabei teils in kavernösen, rekristallisierten Dolomit-, teils in dichten, massigen Kalkstein über.

Neben der feinporigen Schaumkalkstruktur zeigt das Gestein in verschiedenen Profiltellen eine großblöcherige Textur mit rundlichen bis unregelmäßigen Poren und Kavernen (0,5–8 cm). Die in dem kalzitischen bis dolomitischen Gestein vorhandenen Hohlräume sind mehr oder weniger schichtgebunden und hauptsächlich auf die Herauslösung konkretionärer Sulfateinschlüssen, anorganischer Carbonatausfällungen (Ooide, Onkoide), Grabgangfüllungen, Schluffsteingerölle sowie die Erweiterung von Klüften zurückzuführen. Mitunter sind auch Übergänge zu zelligen, rauhwackeartigen Brekzien vorhanden, in denen stehengebliebene härtere kalzitisierte Partien entlang von Klüften und Rissen das Gerüst des Gesteins bilden. Diese wenig festen Residualbildungen sind im Korbacher Raum als „kavernöser Kalk“ eine bekannte Erscheinung (RICHTER-BERNBURG 1955 b, KULICK 1968). Sie sind vermutlich auf frühdiagenetische Lösung von Calciumsulfaten eines ehemaligen Sulfat-Carbonat-Mischgesteins zurückzuführen. Die Lösungsvorgänge setzen sich spät- und postdiagenetisch fort. Im Blattgebiet Kleinenberg sind derartige Gesteinspartien nur kleinflächig auszuhalten.

Direkt über dem Braunroten Salzton ist stellenweise ein grauweißer bis rot geflammt Kalkstein mit einer Feinschichtung im Zentimeterbereich ausgebildet, der als „laminierte Kalkstein“ die Normalfazies des Hauptdolomits vertritt. Die einzelnen Lagen sind wechselweise aus mikro- bis makrokristallinem Calcit aufgebaut, wobei lagenweise häufig Poren oder kleine Kavernen vorhanden sind. Bei der Verwitterung zerfällt der Kalkstein in schluffige bis sandige Gesteinspartikel; die sekundäre Verfärbung variiert zwischen Grau, Gelb und Dunkelrot (SCHWARZKOPF 1983: 24).

Fossilien: Der Hauptdolomit ist allgemein fossilarm. Gelegentlich (außerhalb des Blattgebiets) ist eine artenarme Zweischalerfauna von Muscheln, Brachiopoden und Schnecken nachgewiesen.

Altersstellung: Stratigraphisch entspricht die karbonatische Randfazies dem Staßfurt-Sulfat beziehungsweise Staßfurt-Halit. Die im Hangenden vorhandene unregelmäßige Verzahnung mit Dolomitsteinen spiegelt eventuell eine Regression mit teilweise auftretenden Schichtlücken und einer Verkarstung wider, wie sie etwa aus Thüringen durch PISKE & SCHRETZENMAYR (1984) beschrieben wird (vgl. KULICK & PAUL 1987: 43). Im Bereich Korbach werden Porenkalk oder Porendolomit aus dem tiefsten Teil der zwischen dem Hauptdolomit und dem Grauen Salzton der Leine-Folge vorkommenden Tonsteine (Tonfazies des Staßfurt-Anhydrits, s. Kap. 3.2.2.3.1) angeführt.

Abgrenzung: Im Blattgebiet ist der Hauptdolomit kaum oder gar nicht vom pelitischen Randkalk (Schaumkalk) des Zechsteins 1 zu unterscheiden. Als Trennlinie werden die geringmächtigen und brekzierten Tonsteine des Braunroten Salztons herangezogen. Nach oben zu geht der Hauptdolomit zunächst in graue und rote Tone mit eingelagerten oolithischen gelben Kalksteinen, schließlich in reine Tonsteine über.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Hauptdolomit bildet an den Talhängen des Dahlbachs steil aufragende Felsklötze mit Mächtigkeiten zwischen 20–25 m.

Aufschlüsse:

- ehemaliger Steinbruch in der Gemarkung Dahlsberg westlich des Rosenberges R 92 690, H 08 120
- ehemaliger Steinbruch am Westrand des Rosenberges, 1,5 km östlich von Oesdorf R 93 020, H 08 140

3.2.2.3 Zechstein 3 (Leine-Folge)

Mit dem Rückzug des Zechstein-Meers gegen Ende der Staßfurt-Folge werden am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges erneut Sande, Schluffe und Tone sedimentiert. Die Schüttung von fein- und grobklastischem Material setzt vermutlich bereits im höchsten Teil der Staßfurt-Folge ein. Anschließend wird der Küstensaum der Rheinischen Masse wiederum vom vorrückenden Meer überflutet, und es werden Carbonatgesteine unterschiedlicher Zusammensetzung zurückgelassen.

Das Zechstein-Meer erreicht nun seine größte Ausdehnung. Im Flachwasserbereich führen schon geringe Milieuänderungen zu faziellen Änderungen, die im wesentlichen von der Paläogeographie des Meeresbeckens abhängig sind. Hierbei überschneiden sich Litho- und Biofazies.

3.2.2.3.1 Grauer Salzton (z2-3,t)

Zechsteinletten STILLE 1904, PAECKELMANN & KÜHNE 1936
Waldecker Obere Letten u. Grauer Salzton KULICK 1968
Tonfazies des Staßfurt-Anhydrits KULICK & PAUL 1987
Oberer Staßfurt-Ton KULICK & PAUL 1987
Grauer Salzton KULICK 1968
Unterer Leine-Ton, Grauer Salzton KULICK & PAUL 1987

Gesteine: Infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse konnten für die zwischen den Carbonatgesteinen des Zechsteins 2 und des Zechsteins 3 eingeschalteten Tonsteine während der Kartierung keine genaueren Angaben gewonnen werden. Nach STILLE (1904: 5) handelt es sich bei den „Zechsteinletten“ in deren tiefstem Teil um dunkelrote Tonsteine mit einzelnen plattigen bis knolligen Einlagerungen aus grauem Kalkstein, der nach der Zusammensetzung in etwa dem Hauptdolomit des Zechsteins 2 entspricht. Darüber folgen „zum Teil etwas schieferige, jedenfalls nicht sonderlich plastische, kalkhaltige Letten von hellvioletter, hellbläulicher, gelblicher, überhaupt sehr lichter Färbung, denen mehrere ebenflächige Bänke von buntgefärbten Sandsteinen zwischengelagert sind. Zum Teil liegen auch Sandsteinlagen von weinroter Farbe innerhalb bunter, stärker sandiger Letten vor.“

Fossilien: Innerhalb des Blattgebiets sind keine Fossilien bekannt geworden. Im südlich angrenzenden Blattbereich 4519 Marsberg wurden an organischen Resten Fiederblättchen von *Ullmania* sp. nachgewiesen (GRUPE & PAECKELMANN 1936: 21).

Altersstellung: Der untere tonig-karbonatische Teil dürfte noch dem höchsten Abschnitt der Staßfurt-Folge (Tonfazies des Staßfurt-Anhydrits, Oberer Staßfurt-Ton), der höhere dolomitisch-sandige Teil bereits der Leine-Folge (= Sandflaserlage des Grauen Salztons, RICHTER-BERNBURG 1951, KULICK 1968: 77) zuzuordnen sein.

Abgrenzung: Aufgrund seiner Beschaffenheit und rotbraunen Farbe ist der Tonstein gut von den darüber beziehungsweise darunter liegenden Kalk- und Dolomitsteinen abzutrennen. Durch die im tieferen Teil eingeschalteten plattigen und knolligen Einlagerungen aus Kalk- und Dolomitsteinen ist die Untergrenze demgegenüber schwierig festzulegen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Tonsteine im Grenzbereich Zechstein 2/3 machen sich an den Talhängen des Dahlbachs durch einen flacheren Anstieg und zum Teil durch eine Vernässung des Bodens bemerkbar. Die Mächtigkeit beträgt ca. 5 m.

Aufschluß:

- ehemaliger Steinbruch östlich von Oesdorf am Nordufer des Dahlbachs, R 92 680, H 08 140

3.2.2.3.2 Plattendolomit (z3,d)

Zone der Dolomite STILLE 1904

Kalke des Oberen Zechsteins PAECKELMANN & KÜHNE 1936

Kalke und Dolomite des Oberen Zechsteins GRUPE & PAECKELMANN 1936

Plattendolomit KULICK 1968

Leine-Karbonat, Plattendolomit KULICK & PAUL 1987

Gesteine: Unter der stratigraphischen Bezeichnung Plattendolomit sind verschiedene Gesteinstypen auszuscheiden.

In seiner Normalausbildung – einer Abfolge von uneben-plattigen, ca. 2 – 10 cm starken, gelb-, gelbgrau- oder gelbbraungefärbten dichten bis feinporigen Dolomitsteinbänken – besitzt der Plattendolomit die weiteste Verbreitung. Innerhalb der einzelnen Dolomitsteinbänke ist zum Teil eine lebhafte Schräg- und Flaserschichtung ausgebildet. Das Gestein ist fein- bis mittelkristallin und führt millimeter- bis zentimeterdicke Peloid- und Ooidlagen. Hinzu kommen mit wechselnden Anteilen Einlagerungen von Bioklasten, von denen insbesondere Schalenreste von Muscheln sowie röhrenförmige Gebilde der Kalkalge *Calcinema* hervorzuheben sind. Daneben treten auch poröse, gröber kristalline Dolomitsteine auf, in denen einzelne Strukturen nicht mehr zu erkennen sind. Charakteristisch sind kleine dunkle Mangan- und Eisenoxidpünktchen. An der Geländeoberfläche ist das mürbe, dolomitische Gestein meist zu einem hellgelben bis weißlichen Dolomitsand zersetzt, wodurch der Ackerboden eine lockere, sandige und grusig-steinige Beschaffenheit besitzt.

Horizontweise ist der Anteil an Kalkalgen, Zweischalern, Onkoiden und Ooiden deutlich verstärkt. In diesen fossilreichen „Schillkalkdolomiten“ sind neben den Schalenresten von Muscheln, Gastropoden, Ostracoden und Foraminiferen in größerer Zahl die länglichen Gebilde der Grünalge *Calcinema permiana* (KING) anzutreffen, die sich im Handstück durch 0,5 – 1,5 cm lange und 1 – 2 mm dicke Röhren („Röhrchen-Kalk“), im Dünnschliff durch eine äußere Mikrithülle sowie eine Füllung aus mikrokristallinem Calcizement bemerkbar macht. Nach den darin vorkommenden Codiaceen (Grünalgen) und Ooiden entsprechen diese Sedimente somit einem Faziestyp, wie er in Form der sogenannten *Calcinema*-Ooid-Zone für den Hauptteil der Hessischen Senke charakteristisch ist (MÖLLER 1985: 86). Die Farbe der Grundmasse ist hellgrau bis gelblichgrau.

Als weitere Fazies des Plattendolomits sind im Blattgebiet Kleinenberg lagenweise harte, dünnbankige bis plattige, grau bis dunkelgrau gefärbte, feingeschichtete und bituminöse „Plattenkalke“ anzutreffen, die in etwa den „Stinkkalken“ der Werra-Folge vergleichbar sind (SCHWARZKOPF 1983: 28). Nach DELERI (1976: 85) bestehen die Plattenkalke aus einer Wechselfolge von ooidführenden und ooidfreien Lagen, die durch eine kleinzyklische gradierte Schichtung überlagert wird. Innerhalb dieser Zyklen entwickelt sich der zuunterst sparitische Kalkstein mit zahlreich darin eingebetteten Komponenten (Ooide, Muschelschalen, Röhrchen von Tubuliten) nach oben allmählich zu einem mehr oder weniger

fossilfreien mikritischen Kalkstein. Im tieferen Teil des Plattendolomits treten dickbankige, zum Teil mehrere Meter mächtige, graue oder weiße, ungeschichtete Kalksteine auf, die nach STILLE (1904: 6) den Kalksteinen des Hauptdolomits recht ähnlich sind und sowohl nach oben wie seitwärts in gelbliche Dolomitsteine übergehen.

Nach MÖLLER (1985: 86) sind im mittleren Bereich der Hessischen Senke (*Calcinema*-Ooid-Zone), und damit auch am Schiefergebirgsrand, überwiegend Calcit-Dolomit-Mischgesteine verbreitet. Sie sind kennzeichnend für einen in zahlreiche Becken und Schwellen gegliederten infralitoral, das heißt ständig von Wasser bedeckten Ablagerungsraum. In diesem Raum sind im Gegensatz zu sonstigen Beobachtungen (WEDEPOHL 1964, PAUL 1982) auch auf den Schwellen kalzitische Gesteine anzutreffen, was auf eine gegenüber dem Becken später einsetzende Carbonatsedimentation zurückzuführen ist. Dadurch ist die in Beckenposition vorhandene dolomitische Basisfolge unterdrückt und die dort vollständige Ausbildung des Plattendolomits reduziert. Darüber hinaus sind ehemals vorhandene primäre Sedimentstrukturen in diesem Bereich durch früh-, intermediär- und spätdiagenetische Dolomitisierungsvorgänge überprägt und verwischt (MÖLLER 1985: 124).

Fossilien: Allgemein ist eine mäßig individuenreiche, jedoch artenarme Fauna anzutreffen. Hierbei handelt es sich insbesondere um die Lamellibranchiaten *Liebea squamosa* (SOWERBY), *Aucella hausmanni* GOLDFUSS, *Schizodus obscurus* (SOWERBY) und *Schizodus schlotheimi* GEINITZ. Die Grünalge *Calcinema permiana* (KING) (ehem. *Tubulites articulatus* BEIN) tritt vor allem in den mittleren und höheren Profilabschnitten gesteinsbildend auf.

Altersstellung: Nach Profilvergleichen über das gesamte Zechstein-Becken hinweg ist der Plattendolomit eindeutig älter als der Hauptanhydrit. Die fazielle Vertretung des Plattendolomits ist im Hauptbecken vermutlich der höhere kalzitisch-dolomitische Teil des Grauen Salztons sowie die karbonatische Basis des Leine-Anhydrits (MÖLLER 1985: 12).

Abgrenzung: Im Blattgebiet Kleinenberg liegen die hellgefärbten Carbonatgesteine des Plattendolomits den buntgefärbten Tonsteinen des Zechsteins-2/3-Übergangsbereiches auf. Sie gehen im Hangenden ebenfalls in nur wenige Meter mächtige rote bis rotbraune Schluff- und Tonsteine über, die im oberen Teil mit grobkörnigen Sandsteinen mit karbonatischem Bindemittel wechsellagern.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Plattendolomit streicht zwischen Oesdorf und Westheim vorwiegend an der Stirn zum Taleinschnitt des Dahlbachs aus und zieht sich bis auf die Höhen des Rosenberges, Dahlberges und Hoppenberges hinauf. Die Mächtigkeit des Plattendolomits beträgt insgesamt etwa 10 – 15 m einschließlich der darin eingelagerten 2 – 5 m mächtigen Plattenkalke und 2 – 3 m mächtigen Schillkalkdolomite.

Aufschluß:

– Weganschnitt nördlich der Gemarkung Dahlsberg R 92 400, H 08 570

3.2.2.4 Zechstein 4 – 6 (Aller- bis Friesland-Folge) (z4-6)

Mit dem Beginn des Zechsteins 4 (Aller-Folge) war die marine Überflutung des Schiefergebirgsrandes beendet. Von nun an herrschten festländische Ablagerungsbedingungen, und es kam zur Ablagerung fluvialer, grob- bis feinklastischer Abtragsmassen des südlich gelegenen Festlandes.

Im Blattgebiet Kleinenberg sind im Gegensatz zum Nachbarblattgebiet 4418 Wünnenberg (SKUPIN 1989) Ton- und Schluffsteine der Aller-Folge (Roter Salztön) nicht nachzuweisen, werden aber vermutet. Lithostratigraphisch sind die in Aufschlüssen und als Lesesteine zu beobachtenden gröberkörnigen Sandsteine noch am ehesten mit den jüngsten Bildungen des Oberen Zechsteins, das heißt dem Zechstein 5 und 6 (Ohre- und Friesland-Folge = Untere Bröckelschiefer-Folge) beziehungsweise Unteren Buntsandsteins (= Oberer Bröckelschiefer) (KÄDING 1978 a, 1978 b) gleichzusetzen. Vermutlich gehört der tiefere, etwas grobkörnigere Teil zur Unteren Bröckelschiefer-Folge und damit noch zum Zechstein. Aus Bohrungen in der weiteren Umgebung des Blattgebiets ist bekannt, daß die oft brekziösen Tongesteine der Unteren Bröckelschiefer-Folge dort bis zentimetergroße Anhydrit- beziehungsweise Gipsknollen enthalten können.

Mesozoikum

Mesozoische Ablagerungen bilden mit Ausnahme der Oberkarbon- und Zechstein-Vorkommen bei Oesdorf-Westheim den zugute tretenden Festgesteinssockel des Blattgebiets. Im westlichen und nordöstlichen Blattgebiet werden Schichten der Trias transgressiv von Kreide-Sedimenten überlagert.

3.3 Trias

Über dem Zechstein folgen konkordant Sedimentgesteine der Trias. Zu Beginn dieses Zeitabschnitts lag das Blattgebiet am Westrand des Germanischen Beckens, das in seiner Ausdehnung und Form weitgehend dem Zechstein-Becken entsprach. Nach WURSTER (1964 b: 224) entstanden die Schichten der Trias in einem epikontinentalen Schelfbereich, der sich in allmählicher gleichmäßiger Absenkung befand. Durch epirogene Bewegungen kam es zu unterschiedlichen Schüttungsrichtungen von Sedimentmaterial der anschließenden Festländer, vor allem der Rheinischen Masse. Der Zeitabschnitt war bestimmt von subtropischem bis semiaridem Klima. Eine ausführliche Darstellung der triassischen Lebewelt wurde von M. SCHMIDT (1928, 1938) zusammengestellt.

Die zugute austreichenden Schichten umfassen im Blattgebiet eine nahezu vollständige Buntsandstein-Abfolge und reichen bis in den tiefsten Unteren Muschelkalk. Jüngere Trias-Ablagerungen sind infolge späterer Abtragung vermutlich nicht mehr erhalten. Im Buntsandstein herrschen klastische Sedimente vor, die im Muschelkalk durch Carbonatgesteine abgelöst werden. In westlicher Richtung, das heißt mit Entfernung aus dem Trogbereich der Hessischen Senke, muß mit einer Abnahme der Schichtmächtigkeiten gerechnet werden.

3.3.1 Buntsandstein

Der Ablagerungsraum des mitteleuropäischen Buntsandsteins gliedert sich in ein nördliches brackisch-marines Sammelbecken und eine südlich angrenzende, von Seen durchsetzte Flußebene (LEGGEWIE & FÜCHTBAUER & EL-NAJJAR 1977: 553). Der limnisch-fluviatile Ablagerungsraum, dem auch das Blattgebiet zuzurechnen ist, bestand aus einem westlichen und einem östlichen Teilbecken, die durch ein dazwischen liegendes Hebungsgebiet getrennt waren. Dieser, Rheinische (WOLBURG 1969: 54) oder Hunte-Schwelle (TRUSHEIM 1961: 361) genannte, sich Nordnordost erstreckende Sporn der Rheinischen

Masse wird von der Niederrhein-Ems-Senke (WOLBURG 1969: 13) im Westen und von der östlich gelegenen Hessischen (TRUSHEIM 1963: 290) oder Weser-Senke (TRUSHEIM 1961: 362) flankiert. Das Blattgebiet liegt am westlichen Rand der Hessischen Senke. Die Schüttung erfolgte nach ROSENFELD (1978: 138) von Südwesten in den Senkungsbereich hinein. Die Mächtigkeit des Buntsandsteins beträgt maximal 625 m.

Gegliedert wird der Buntsandstein – ähnlich wie der Zechstein – nach Sedimentationszyklen, die auf epigene Bewegungen der Erdkruste zurückgeführt werden. Ausgehend von den Arbeiten von BOIGK (1957, 1959) wurde vom Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974) eine verbindliche Gliederung erarbeitet (Tab. 3), die RICHTER-BERNBURG (1974) in einer stratigraphischen Synopsis für das Buntsandstein-Becken zwischen Schwarzwald und Niedersachsen veröffentlicht hat. Dabei wurde die

Tabelle 3
Gliederung und Mächtigkeit des Buntsandsteins

	Blatt Kleinenberg (STILLE 1904)	Blattgebiet Kleinenberg		
Hangendes: Unterer Wellenkalk (Unterer Muschelkalk)				
Buntsandstein	Oberer (Röt) 145 – 155 m	Röt*	Röt-Folge 145 – 155 m	Röt 4 (Grauviolette Serie) 50 – 55 m Röt 3 (Rotbraune Serie) 25 – 30 m Röt 2 (Bunte Serie) ca. 40 m Röt 1 (Graue Serie) ca. 30 m
	Mittlerer 173 – 227 m	Bausandsteinzone 50 – 60 m	Solling-Folge 53 – 62 m	Stammener Schichten 8 – 10 m Karlschafener Schichten 35 – 40 m Trendelburger Schichten 10 – 12 m Wilhelmshausener Schichten
		grobkörnige Sandsteine*	Hardeggen-Folge 0 – 20 m	Übergangsschichten Abfolge 4 0 – 20 m Abfolge 3 Abfolge 2 Abfolge 1
			Detfurth-Folge 30 – 40 m	Detfurther Ton 15 – 20 m Detfurther Wechselfolge 16 – 20 m Detfurther Sandstein
			Volpriehausen-Folge 90 – 105 m	Avicula-Schichten 20 – 25 m Volpriehausener Wechselfolge 55 – 60 m Volpriehausener Sandstein 15 – 20 m
	Unterer 225 – 250 m	feinkörnige Sandsteine 100 m	Salmünster-Folge 95 – 105 m	Übergangsschichten 75 – 80 m Roter Porensandstein 20 – 25 m Weißer Plattensandstein
			Gelnhausen-Folge 115 – 130 m	Bunte Flaserschichten 80 – 85 m Gelber Porensandstein 20 – 25 m Unterer Bausandstein 15 – 20 m
		Grenzsandsteine*	Brückelschiefer-Folge (partim) ca. 10 m	Obere Brückelschiefer-Folge ca. 10 m
	Liegendes: Untere Brückelschiefer-Folge (Zechstein 5 – 6)			

* keine Angaben zur Mächtigkeit

Dreigliederung des deutschen Buntsandsteins nach BEYRICH & ECK (1870) beibehalten, die auf einer unterschiedlichen lithologischen Zusammensetzung der drei Abschnitte beruht. Der Untere Buntsandstein wird durch vorherrschend feinkörnige Sedimente charakterisiert. Im Mittleren Buntsandstein sind lagenweise Mittel- bis Grobsandsteine eingeschaltet, während im Oberen Buntsandstein eine tonig-salinare Gesteinsabfolge ausgebildet ist.

Erstmals konnte HERRMANN (1959) am Steinberg (TK 25: 4420 Peckelsheim), östlich von Wrexen, alle Folgen des Mittleren Buntsandsteins nach der Gliederung im niedersächsischen Raum auch in Nordhessen nachweisen. H.-D. DAHM (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) übertrug dieses Gliederungsschema erfolgreich auf das Blattgebiet. Den bisher ungegliederten Oberen Buntsandstein teilte er – entsprechend der von HINZE (1967) beschriebenen Röt-Gliederung in Südniedersachsen – in vier Abschnitte auf.

3.3.1.1 Unterer Buntsandstein

Der fossilarme und recht eintönige Untere Buntsandstein kann im Blattgebiet in drei Folgen unterteilt werden, die in Bohrprofilen oder bei guten Aufschlußverhältnissen weitere lithologisch unterscheidbare Schichten umfassen (vgl. Tab. 3). Es handelt sich dabei um fazielle, nicht um stratigraphisch exakt definierte Einheiten.

Die oberflächennahe Verbreitung des Unteren Buntsandsteins im Blattgebiet ist im wesentlichen auf das Dreieck Oesdorf-Blankenrode-Biggenhammer beschränkt. Kleinere Vorkommen liegen südwestlich von Holtheim oder kommen als Aufbrüche ca. 2–3 km nördlich von Meerhof im Liegenden der Oberkreide vor. Der Untere Buntsandstein wird bestimmt durch eine Wechsellagerung überwiegend braunroter, meist karbonatisch gebundener Schluff- und Feinsandsteine mit Tonsteinlagen. Die Mächtigkeit der Schichten ist mit 250 m anzunehmen.

3.3.1.1.1 Obere Bröckelschiefer-Folge (suBo)

Bröckelschiefer BEYRICH & MOESTA 1876

Grenzsande LEPLA 1892

Grenzsandstein STILLE 1904

Oberer Bröckelschiefer DIEDERICH 1967

Obere Bröckelschiefer-Folge KÄDING 1978 b

Bröckelschiefer-Folge des Unteren Buntsandsteins KUPFAHL 1981

Über Kalk- und Dolomitgesteinen, die eindeutig dem Zechstein zuzuordnen sind, treten in einem schmalen Saum in der Umrandung des Zechstein-Vorkommens bei Oesdorf-Westheim gröberkörnige, in der Regel schlecht sortierte Sandsteine auf, die stratigraphisch mit großer Wahrscheinlichkeit in die Bröckelschiefer-Folge gestellt werden können. Diese sandige Basisschüttung der beginnenden Trias-Zeit breitete sich gleichmäßig über einen bereits fast eingeebneten Untergrund vom Spessart bis Südniedersachsen hinweg aus. Damit folgte eine vorherrschend fluviatil-limnische Schichtenfolge, deren Entstehungsursache in klimatisch-exogenen Vorgängen zu suchen ist (BRÜNING 1986: 105).

In einer Vielzahl, meist älterer Arbeiten wurde bereits über die stratigraphische Zugehörigkeit der Bröckelschiefer-Folge am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges diskutiert. STILLE (1904: 7) konstruierte die Perm/Trias-Grenze innerhalb des „Grenzsand-

steins“, woher auch seine Beschreibung als Übergangsbildung resultiert. Bis heute ist die eindeutige Zuordnung dieser Ablagerungen an der Wende Zechstein/Buntsandstein unsicher. KULICK (1966) konnte eine weitgehende Entsprechung der Schichtenfolge mit dem Bröckelschiefer beckenwärtiger Profile nachweisen. Der weitaus größte Anteil dieser grobsandigen Ablagerungen ist damit am Schiefergebirgsrand in den Buntsandstein einzustufen, wie es bereits auch LEPLA (1892) getan hat. Die exakte Zechstein/Buntsandstein-Grenze liegt nach GUNZERT (1958: 15) und BRÜNING (1986: 10) im tieferen Teil der Abfolge, deren unterste Meter wahrscheinlich noch als Zechstein 5 und 6 im Sinne von KÄDING (1977, 1978 a, 1978 b) aufzufassen sind. Daher wurde der unterste, etwas grobsandigere Abschnitt der Bröckelschiefer-Folge in der geologischen Karte gesondert dargestellt und dem Zechstein zugeordnet (s. Kap. 3.2.2.4).

Gesteine: Die Obere Bröckelschiefer-Folge besteht aus weißlichgrauen und hellbraunen bis braunen, mitunter auch gelbbraunen und braunroten, mittel- bis grobkörnigen, schlecht sortierten und selten schwach glimmerstäubigen, sowie vereinzelt stärker eisen-schüssigen Sandsteinen mit fast durchweg karbonatischem Bindemittel, in die sich Ton-, Schluff- und Feinsandsteine unregelmäßig und mit unterschiedlichen Mächtigkeiten einschalten können. Der Anteil der gröberen Sandsteinpartien nimmt nach STILLE (1904: 7) zum Hangenden hin ab, die sandige Komponente insgesamt im Sediment verstärkt sich dagegen. Vermutlich im höheren Teil der Oberen Bröckelschiefer-Folge, nahe dem Übergang in die Gelnhausen-Folge, treten auch poröse bis löcherige rötlichbraune Sandsteine auf.

In Lesesteinen fanden sich vereinzelt gröbere, bis 2 cm lange, grünlichgraue Tonsteinlin-sen, die weiter südlich – etwa im Blattgebiet 4619 Mengerlinghausen – schon regelrechte konglomeratische Lagen bilden können (GRUPE & PAECKELMANN 1936: 24). Am Ostrand der Rheinischen Masse kommen nach BRÜNING (1986: 100) konglomeratische Entwicklungen in der Unteren (s. Kap. 3.2.2.4) und an der Basis der Oberen Bröckelschiefer-Folge vor.

Mineralogische Untersuchungen in den „Grenzsanden“ am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges zeigen nach MEISL (in KULICK 1968, in HORN & KULICK 1969) eine geringe Schwermineralführung. In ihrer Zusammensetzung handelt es sich um eine deutliche Zirkon-Turmalin-Assoziation mit geringen Apatit-, Rutil- und Granatgehalten. Damit unter-scheidet sich die Bröckelschiefer-Folge recht deutlich von den übrigen Schichten des Unteren Buntsandsteins.

Fossilien: Im gesamten Germanischen Buntsandstein-Becken sind in den Basis-schichten der Trias nur einige unsichere Lebensspuren bekannt (HOPPE 1976: 1465).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Gut erkennbar ist im Gelände die Grenze zwischen den Carbonatgesteinen des Plattendolomits (Zechstein 3) und der vorwiegend sandigen Schüttung der Bröckelschiefer-Folge. Die Änderung der Sedimentationsbedingungen findet allerdings erst zwischen Unterer und Oberer Bröckelschiefer-Folge statt (vgl. KÄDING 1978 b: 233). Eine Abgrenzung zwischen Zechstein 4 und der Bröckelschiefer-Folge ist nur unter Vorbehalt möglich. Die hangende Gelnhausen-Folge hebt sich durch ihre mit Poren und Löchern durchzogenen, vorwiegend feinkörnigen Sandsteine von der Buntsandstein-Basis ab. Typisch für die Sandsteine der Bröckelschiefer-Folge ist ihr höherer Silifizierungs-grad, der sich im Gelände durch größere und kantigere Lesesteine gegenüber den weniger verfestigten jüngeren Ablagerungen bemerkbar macht.

Die Mächtigkeit der Bröckelschiefer-Folge ist nur schwierig zu ermitteln. Für das Blattgebiet ist ein Wert von insgesamt ca. 15 m anzunehmen. Nach KÄDING (1978 b: 247) erreichen Untere und Obere Bröckelschiefer-Folge jeweils eine Mächtigkeit von 8 – 12 m; BRÜNING (1986: 96) gibt für die Obere Bröckelschiefer-Folge bis zu 22 m an – und für den älteren Abschnitt maximal 10 m.

Aufschlüsse in der Oberen Bröckelschiefer-Folge gibt es zur Zeit keine. Auf den Ackerfluren südlich von Oesdorf und nördlich des Rosenberges finden sich mehr oder weniger deutliche Lesesteine.

3.3.1.1.2 Gelnhausen-Folge (**suG**)

Sandsteinfohle KUPFAHL 1958
Untere Gruppe BOIGK 1959
Korbach-Folge KULICK 1961
Untere Folge KULICK 1961
Gelnhausen-Folge DIEDERICH 1964

KULICK (1961: 277) gliederte die Gelnhausen-Folge am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges in:

Bunte Flaserschichten
Gelber Porensandstein
Unterer Bausandstein

Da im Unteren Bausandstein häufig auch Porensandsteine auftreten, ist im Blattgebiet eine Trennung der beiden unteren Schichtenglieder nicht möglich. Auch in Bohrprofilen gibt es nur wenige sedimentpetrologische Unterscheidungskriterien (HÖLTING & KULICK & RAMBOW 1974: 233). So konnten die Schichten der Gelnhausen-Folge kartiertechnisch nur in gelbliche Porensandsteine und in bunte sand- oder tonflaserige Schichten gegliedert werden. Die Mächtigkeit der Gelnhausen-Folge wird mit 130 m angenommen.

3.3.1.1.2.1 Unterer Bausandstein, Gelber Porensandstein (**suG,s**)

Bausandstein LEPLA 1892
Unterer Bausandstein KULICK 1961
Korbacher (Unterer) Bausandstein KULICK 1961
Korbach-Sandstein HÖLTING & GRÖTICKE 1965
Porensandstein STARK 1957
Gelber Porensandstein KULICK 1961
Korbach-Porensandstein BRÜNING 1986

Gesteine: Neben einzelnen Lesesteinen auf Ackerflächen südlich und nordöstlich von Oesdorf, die vermutlich dem Unteren Bausandstein zugerechnet werden können, beschreibt KULICK (1961: 281) Gesteine dieses Schichtenglieds aus einem ehemaligen Baugrubenaufschluß am jetzigen Wasserbehälter von Oesdorf (R 91 440, H 07 140). Danach besteht der Untere Bausandstein aus einer Folge plattiger bis dünnbankiger, fein- bis mittelkörniger, meist gelber und weißgrauer, mitunter auch braun- oder violettrot gefärbter Sandsteine mit Schluffsteinschichtenlagen. Der Sandstein ist wenig glimmerstäubig und

gelegentlich schwach kalkhaltig; er zeigt vereinzelt Strömungsstrukturen wie Rippelmarken oder Schrägschichtung.

Die Abfolge des Gelben Porensandsteins besteht aus einer Wechselfolge von braunroten und gelben bis gelbbraunen, auch weißlichgrauen, dünnbankigen bis plattigen, vorwiegend feinkörnigen und wenig bis mäßig festen Sandsteinen, die schwach bis stärker kalkhaltig sind, mit zum Teil sandfreien Ton- und Schluffsteinlagen. Das bestimmende Merkmal ist die häufig völlige Durchdringung der Feinsandsteine mit bis zu 1,5 mm großen, meist lagenweise angereicherten, ockerfarbenen Poren und Löchern – besonders in der unteren Hälfte der Bunten Flaserschichten aber auch schon im höheren Teil des Unteren Bausandsteins. Bereits GRUPE (1911: 15) erkannte, daß die Hohlräume in den Porensandsteinen auf herausgelöste Kalkooide zurückzuführen sind. Während die Poren meist eine runde Form haben, sind die Löcher oft auch länglich-schlierig ausgebildet und können dann auf herausgewitterte schluffig-tonige Einlagerungen zurückgeführt werden. Nicht selten treten im Gestein auch bis zu 5 cm große Toneinschlüsse von grünlichgrauer und braunroter Farbe auf. Die Sandsteine sind schwach glimmerstäubig und zeigen mitunter eine Manganpigmentierung.

Bereits KULICK (1961: 284) beobachtete im Blattgebiet die in den gelben Sandsteinen des Waldecker Raumes typische schwarzbraune Brauneisensaum- oder Brauneisenrindenbildung, die in Lesesteinen und in oberflächennah anstehenden Porensandsteinen bis in etwa 50 cm Tiefe auftreten kann. Die Eisenanreicherung scheint auf den Bodenbildungsbereich beschränkt zu sein und erinnert an die Ortsteinbildung in Bodenprofilen.

Fossilien oder Fossilspuren wurden im Blattgebiet nicht gefunden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Das Vorkommen des Unteren Bausandsteins beschränkt sich vermutlich auf einen breiten Saum um den Ausstrichsbereich der Bröckelschiefer-Folge bei Oesdorf-Felsberg. Seine Mächtigkeit wird im Blattgebiet auf 15–20 m geschätzt (KULICK 1961: 281). Zwischen dem unteren Rand des Blattgebiets bei Oesdorf und dem Tieberg südwestlich von Blankenrode bildet der Gelbe Porensandstein in einem breiten Geländeausstrich den Hangfuß vor den mitunter steil ansteigenden Schichten der Oberkreide. Im Grenzbereich zum Cenoman-Mergel traten nach schweren Regenfällen in der Vergangenheit häufig Rutschungen auf, bei denen größere Geländeabschnitte hangabwärts glitten (vgl. Kap. 3.7.2.9). Die Mächtigkeit der Gelben Porensandsteine beträgt ca. 20–25 m (vgl. KULICK 1961: 285).

Aufschlüsse: Mehrere Böschungsanschnitte in der näheren Umgebung des Wasserbehälters von Oesdorf (R 91 440, H 07 140) geben Einblick in den oberen Teil des Unteren Bausandsteins. Im Gelben Porensandstein gibt es im Blattgebiet zur Zeit keine Aufschlüsse. Lediglich als Folgeerscheinung der Rutschungen kann man zwischen dem Tieberg und Wäsche mehrere kleine Aufbrüche beobachten.

3.3.1.1.2.2 Bunte Flaserschichten (suG,st)

Bunte Flaserschichten KULICK 1961
Flasersandstein BRÜNING 1986
Korbach-Flaserschichten BRÜNING 1986

Gesteine: Über den charakteristischen Porensandsteinen lagert eine mächtige recht einheitliche Abfolge feinkörniger, glimmerstäubiger, schwach karbonatischer und vorwie-

gend plattiger Sandsteine, in die sich dünne Ton- und Schluffsteinhorizonte einschalten können. Die Gesteinsfarben sind grünlich- und braungrau, braunrot, hell- oder dunkelviolet, verwittert auch gelbgrau und gelbbraun. Nicht selten zeigen sich auf der frischen Bruchfläche eine intensive Manganpunkung oder auch mulmige Manganporen, die diffus im Gestein verteilt oder lagig angeordnet sind. Vermutlich auf den unteren Abschnitt beschränkt sind feinporige Sandsteine, die dem Gelben Porensandstein sehr ähneln. An den Lesesteinen im Blattgebiet wurde recht häufig die typische Flaserung beobachtet, die im Gestein durch dünne, bis millimeterdicke Schluff- oder Tonsteinlagen hervorgerufen wird. Mitunter treten in den Sandsteinen auch größere, flachelliptische Tonsteingerölle auf.

Fünf Analysen von Gesteinen aus dem Autobahneinschnitt bei Blankenrode-Bleikuhlen, im Liegenden des cenomanen Transgressionshorizontes (R 93 200, H 10 750; Untersuchungen H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), ergaben folgenden mineralogischen Befund:

makroskopisch: feldspatreicher, kalzitischer, etwas toniger Feinsandstein

Röntgenbeugungsanalyse: Hauptbestandteil sind Quarze und Gangquarzfragmente, im Mittel 60 – 100 µm Durchmesser; daneben Feldspäte, vorwiegend Orthoklase und neugebildete Kalifeldspäte; detritische Komponenten sind Perthite, Mikrokline, Plagioklase, Muskovite, Biotite oder Quarzphyllite

mikroskopisch: Bindemittel ist sparitischer Calcit; ehemals vorhandener feinkörniger Zement aus Quarz, Illit, Chlorit und Kaolinit-Fireclay ist größtenteils von Calcit aufgezehrt und nur in Relikten erhalten. Quarze und Feldspäte sind vom Calciumcarbonat stark korrodiert.

Fossilspuren zeigten sich in den tonig-schluffigen Lagen in Form von vertikal sich erstreckenden röhrenförmigen Flächen, deren Entstehung man Würmern zuschreiben kann, die das ehemals lockere Sediment durchwühlten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Aufgrund ihrer weitgehend mürben Beschaffenheit bedingen die Ablagerungen der Bunten Flaserschichten eine weiche Morphologie im Gelände mit flachen Mulden und weiträumigen Tälern. Die Ablagerungen der hangenden Salmünster-Folge sind stärker glimmerführend, vorwiegend rot gefärbt aber größtenteils auch sehr porenreich. Die Mächtigkeit der Bunten Flaserschichten wird auf 80–85 m geschätzt.

Verbreitung: Die Bunten Flaserschichten treten westlich und südwestlich von Blankenrode in einem reliefarmen Abschnitt zutage; sie werden nach Osten vom Westheimer Abbruch abgeschnitten. Weitere Vorkommen liegen randlich der Altenauverebnung zwischen Forsthaus Blindeborn und dem Südwesthang des Sassenberges. Am Oberlauf des Piepenbachs und an den Schalkswiesen streichen Bunte Flaserschichten in kleinen Aufbrüchen innerhalb der Cenoman-Verbreitung zutage aus. Nachgewiesen sind sie auch im Liegenden der cenomanen Transgressionshorizonte in mehreren Geländeeinschnitten, die seinerzeit zum Bau der Bundesautobahn A 44 westlich von Blankenrode geschaffen wurden.

Aufschlüsse gibt es zur Zeit in den Bunten Flaserschichten nicht.

3.3.1.1.3 Salmünster-Folge (suS)

Wechselfolge KUPFAHL 1958
Obere Gruppe BOIGK 1959
Waldeck-Folge KULICK 1961
Obere Folge KULICK 1961
Salmünster-Folge DIEDERICH 1964

Die Salmünster-Folge ist in weiten Teilen des Warburger Waldes und jenseits der Diemel bei Billinghamen verbreitet. Vermutlich treten dort aber nur Gesteine der beiden höheren Stufen der in

Übergangsschichten
Roter Porensandstein
Weißer Plattensandstein

dreigeteilten Salmünster-Folge zutage. Aus Bohrungen und Aufschlüssen der näheren Umgebung (u. a. KULICK 1961: 290, HÖLTING & KULICK & RAMBOW 1974: 264) geht jedoch sicher hervor, daß im Blattgebiet auch die Basisschichten abgelagert wurden. Da in den Hanglagen entlang dem Wäschebach überwiegend rotgefärbte Porensandsteine auftreten, waren die Ablagerungen der beiden oberen Schichten kartiertechnisch nicht voneinander zu trennen. Die Mächtigkeit der Salmünster-Folge wird auf 95 – 100 m geschätzt.

3.3.1.1.3.1 Weißer Plattensandstein (suS,s)

Weißer Plattensandstein KULICK 1961
Violett-weiße Wechselfolge BRÜNING 1986
Waldeck-Plattensandstein BRÜNING 1986

Gesteine: In ihrer typischen Ausbildung sind die relativ harten Feinsandsteine hell- bis weißlichgrau, vorwiegend plattig, kalkhaltig und zeigen nicht selten Strömungsstrukturen wie Rippelmarken oder Schrägschichtung. Ein deutlicher Glimmerbelag überzieht die meist rauhen Schichtflächen der Sandsteine, die auch rötlichbraune, hellgrau- bis dunkelrotviolette oder hellgrünlichgraue Farbe annehmen können. In die Abfolge schalten sich mitunter Ton-, Schluff- und Mittelsandsteinlagen ein, die aber im Gegensatz zu den Bunten Flaserschichten der Gelnhausen-Folge deutlich zurücktreten (KULICK 1961: 290).

Lebensspuren, die wahrscheinlich als Kriechspuren gedeutet werden können, sind charakteristisch für den Weißen Plattensandstein. KULICK (1961: 290) beschreibt vereinzelte Funde von *Isopodichnus problematicus* (SCHINDEWOLF).

Die Mächtigkeit des Weißen Plattensandsteins beträgt im Blattgebiet vermutlich 20 – 25 m (KULICK 1961: 290).

3.3.1.1.3.2 Roter Porensandstein mit Übergangsschichten (suS,st)

Übergangsschichten KULICK 1961
Roter Porensandstein
Waldeck-Übergangsschichten BRÜNING 1986
Waldeck-Porensandstein

Gesteine: Die weitgehend feinkörnigen Sandsteine sind plattig bis dünnbankig ausgebildet, in der Regel glimmerstäubig und teilweise kalkhaltig. Ihre Farbe ist überwie-

gend braunrot, mitunter auch violett, sowie hellgrau bis grünlichgrau und rotbraun. Die typischen Porensandsteine treten in verschiedenen Horizonten auf. Ihre Porosität ist auf herausgewitterte Carbonatkonkretionen zurückzuführen; die Hohlräume sind braun bis braunschwarz, weniger ockerfarben. In die Feinsandsteinfolge, die mitunter eine geringe Manganpigmentierung zeigt, schalten sich Schluff- und Tonstein-, vereinzelt auch Mittelsandsteinlagen ein. Im oberen Teil, dem Bereich der Übergangsschichten, konnten auch gröbkörnige Psammite beobachtet werden. Häufig treten an der Basis der Sandsteinbänke Zonen mit meist langgestreckten oder ovalen, dunkelbraunroten Tongallen auf.

Die Analyse einer Gesteinsprobe des Roten Porensandsteins von der Wegböschung am nördlichen Talhang des Wäschebachs (R 95 000, H 09 500) (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab folgenden mineralogischen Befund:

makroskopisch: braunroter, feldspatführender, kalzitischer Feinsandstein

Röntgenbeugungsanalyse: Hauptbestandteil sind Quarze und Gangquarze (100 µm Durchmesser im Mittel), untergeordnet Orthoklase, Lydite, vereinzelt Mikrokline, Plagioklase, Muskovite, Biotite, Quarzphyllite und Biotitquarzite

mikroskopisch: Kornbindungen durch sparitischen Calcit, Dolomit nur in Spuren; ein feinkörniger Zement aus Quarz, Sericit und Chlorit; Quarze weitgehend durch Calcit korrodiert

Nur selten treten im Gestein Lebensspuren auf.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der liegende Weiße Plattensandstein tritt im Blattgebiet vermutlich nirgends zutage. Die Hangendgrenze des Unteren Buntsandsteins ist schwierig zu kartieren, da die Volpriehausen-Folge sich nur allmählich durch Zunahme von mittel- bis grobkörnigen Sandsteinlagen aus den Übergangsschichten herausbildet. Im Gelände machte sich der Grenzbereich häufig durch einen kleinen Steilanstieg und die größere Lesesteindichte bemerkbar. Die Mächtigkeit wird auf 75–80 m geschätzt, wovon die Übergangsschichten bis zu 10 m ausmachen können.

Verbreitung: Rote Porensandsteine finden sich im Klingelbach- und im Heubachtal sowie beiderseits der Autobahn zwischen südlichem Schurenberg und der Diemel und an den Unterhängen des Fels- und des Meierberges. Zur Diemelaue hin bedecken zunehmend mächtigere Terrassenkörper die mesozoischen Gesteine. Bei Billingshausen (am unteren Rand des Blattgebiets) ist jenseits der Diemel die südliche Fortsetzung des Roten Porensandsteins zu erkennen. Aufgrund der jungkimmerischen Gebirgsbildung mit der Entstehung von Bruchstufen am Ostrand der Rheinischen Masse treten Ablagerungen der Salmünster-Folge im Blattgebiet nur auf der Scholle zwischen dem Westheimer und dem Billingshausener Abbruch (s. Kap. 4.1.2.1) zutage.

Aufschlüsse: Nur unbedeutende kleinere Aufbrüche lassen sich an wenigen Stellen im Blattgebiet, meist an den Talrändern der Diemel-Nebentälchen, beobachten.

3.3.1.2 Mittlerer Buntsandstein

Gesteine des Mittleren Buntsandsteins treten in der östlichen Hälfte des Blattgebiets zwischen den Ortschaften Holtheim und Wrexen auf. Südlich des Schurenberges, am Transgressionsrand der Oberkreide, reicht noch ein schmaler Saum bis an den Westheimer

Abbruch heran. Des weiteren bilden Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins die Bergkuppen am Fels- und Meierberg sowie die Umgebung der mittelalterlichen Marschallsburg.

STILLE (1904: 9) gliederte den Mittleren Buntsandstein bei seiner Erstaufnahme in

Bausandsteinzone,
Hauptbuntsandstein,

wobei die Bausandsteinzone der heutigen Solling-Folge gleichzusetzen ist. In der heute gültigen Gliederung werden vier Großrhythmen (Folgen) unterschieden (BOIGK 1956: 329):

Solling-Folge,
Hardeggen-Folge,
Detfurth-Folge,
Volpriehausen-Folge,

die im Blattgebiet in sieben weitere Kleinrhythmen untergliedert werden können. Jede Folge beginnt mehr oder weniger mittel- bis grobklastisch und geht im mittleren Teil in eine sandig-tonige Wechselfolge über. Den jüngsten Abschnitt bilden bei vollständiger Ausbildung nahezu reine Ton- bis Schluffsteinschichten. Mit Hilfe dieser sehr detaillierten Gliederung des Mittleren Buntsandsteins konnte H.-D. DAHM (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) im Blattgebiet zahlreiche bisher unbekannte Verwerfungen – teilweise mit nur geringen Sprunghöhen – erfassen.

Die intensive tektonische Zerstückelung der Ostrandstaffeln der Rheinischen Masse führte auf der Scholle von Wrexen – Kleinenberg (vgl. Kap. 4.1.2.2) zu einer mosaikartigen Verbreitung des Mittleren Buntsandsteins. Aus geringmächtigen Aufschlüssen und wenigen kartierbegleitenden Bohrungen sind jeweils nur kurze Profile einzelner Folgen bekannt, die lediglich für einen Teilbereich der Gesamtabfolge repräsentativ sein können. Die genaue stratigraphische Zuordnung war daher teilweise recht schwierig. Die Randlage innerhalb der Hessischen Senke führt zudem von Südosten nach Nordwesten teilweise zu Mächtigkeitsreduktionen; die Hardeggen-Folge ist im Rimbecker Wald schon nicht mehr nachgewiesen.

Die Sand-, Schluff- und Tonsteine des Mittleren Buntsandsteins sind überwiegend braunrot bis violett, seltener grünlich- oder auch weißlichgrau. Die Sandsteine erscheinen mitunter recht mürbe und sind verschiedentlich zu reinen Sanden zerfallen. Am Handstück (Lesestein) oder im Aufschluß ist es in der Regel schwierig, die Sandsteinvorkommen den einzelnen Folgen des Mittleren Buntsandsteins zuzuordnen. Nach HERRMANN (1959: 319) haben sich als Unterscheidungshilfe bei der Gliederung des Mittleren Buntsandsteins sedimentpetrologische Untersuchungen der Kornsortierung sowie des Schwermineralgehalts an Gesteinsproben aus dem Blattgebiet und der näheren Umgebung bewährt. Allerdings führt dabei nur die Summe aller sedimentpetrologischen Unterschiede zu einem Ergebnis. Allgemein läßt sich feststellen, daß die gröbste Schüttung an der Basis der Detfurth-Folge besteht. Der Volpriehausener Sandstein weist die schlechteste Kornsortierung und den geringsten Rutil- und Granatgehalt auf. Die beste Sortierung und ein erhöhter Schwermineralgehalt finden sich dagegen in den Basisschichten der Solling-Folge. Ablagerungen und Fossilführung lassen auf fluviatile und limnisch-brackische Sedimentationsbedingungen schließen.

3.3.1.2.1 Volpriehausen-Folge (smV)

Volpriehausener Gruppe BOIGK 1956
Volpriehausen-Folge KUTSCHER 1960

Die Volpriehausen-Folge setzt an der Basis mit einer mittel- bis feinkörnigen, teilweise auch grobkörnigen Sandschüttung ein, die von Ton-, Schluff- und Sandstein-Wechselfolgen überlagert wird.

Nach BOIGK (1956: 329) läßt sich die Volpriehausen-Folge in rhythmischem Sinn und nach der Fossilführung in

Avicula-Schichten,
Volpriehausener Wechselfolge,
Volpriehausener Sandstein

gliedern. Die Mächtigkeit wird auf 90 – 105 m geschätzt.

3.3.1.2.1.1 Volpriehausener Sandstein (smV,s)

Volpriehausener Sandstein BOIGK 1956
grobe Basisschichten HERRMANN 1956
Unterer Sandstein HERRMANN 1959
„Stubensandstein“, zum Teil HERRMANN 1959

Gesteine: Die vorwiegend mittelkörnigen, aber auch fein- und lagenweise grobkörnigen Sandsteine treten bankig bis plattig auf. Sie sind braunrot, weißlich- und weniger grünlichgrau, selten violett, mitunter auch gelblich. An Bohrproben ließ sich noch ein schwacher Kalkgehalt nachweisen. Die glimmerstäubigen und häufig schräggeschichteten Sandsteine können feste, wenngleich bindemittelarme Bänke bilden; sie sind in der Regel aber mürbe und oberflächennah stark absandend. Die Lesesteine sind typisch zugerundet. Zwischen die Sandsteinbänke schalten sich millimeter- bis zentimeterdicke Ton- bis Schluffsteinlagen.

Die Analyse einer Gesteinsprobe aus der aufgelassenen Sandgrube südlich des Felsberges (R 93 820, H 08 560) (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab folgenden mineralogischen Befund:

makroskopisch: braunroter, wenig verfestigter Mittelsandstein

mikroskopisch: Hauptbestandteil sind Quarz- und Gangquarzkörner von 60 – 700 µm Durchmesser; untergeordnet Orthoklase, Lydite, Quarzphyllite, Biotitquarzite, zuweilen Biotit oder Muskovit; Kornbindung durch Eisenhydroxid, teilweise durch feinkörnigen Quarzement und Korn-an-Korn-Bindung

Fossilien sind im Volpriehausener Sandstein nicht vorhanden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Zur Liegendgrenze siehe Kapitel 3.3.1.1.3.2. Die Obergrenze ist weitgehend unscharf. Generell nehmen in der Volpriehausener Wechselfolge die Ton- und Schluffsteinlagen an Mächtigkeit und Häufigkeit zu; grobkörnige Einschaltungen sind recht selten. Die Mächtigkeit des Volpriehausener Sandsteins beträgt im Blattgebiet 15 – 20 m.

Verbreitung: Vorkommen des Volpriehausener Sandsteins beschränken sich im Blattgebiet auf die Scholle von Billinghamen – Holtheim (vgl. Kap. 4.1.2.1). Im Warburger Wald und bei Biggenhammer bildet der Volpriehausener Sandstein einen schmalen

Geländeausstrich. Weitere Vorkommen finden sich auf den Anhöhen des Fels- und des Meierberges sowie an den Talhängen des Holtheimer Bachs bei Marschallshagen.

Aufschlüsse: Eine aufgelassene Sandgrube 600 m südlich des Felsberges (R 93 820, H 08 560) zeigt eine ca. 3 m mächtige Restwand dickbankiger bis plattiger, fester und mürber, stark absandender Sandsteine mit dünnen Tonsteinlagen. In einem Hohlweg am westlichen Heubachtalhang (R 96 110, H 09 260) ist glimmerstäubiger Sandstein angeschnitten, der dort auch einen deutlichen morphologischen Anstieg über den Liegend-schichten zeigt. Aus dem ehemaligen Steinbruch bei Marschallshagen (R 93 720, H 15 720) beschreibt STILLE (1904: 9) grobkörnige, mürbe gelblichweiße und rote Sandsteinschichten, von denen einzelne Lagen feinkonglomeratisch sind.

3.3.1.2.1.2 Volpriehausener Wechselfolge (**smV,st**)

Volpriehausener Wechselfolge BOIGK 1956
rotweiße Wechselfolge HERRMANN 1956

Gesteine: Typisch für die Volpriehausener Wechselfolge sind rotgefärbte und weißliche, harte, deutlich kantige und mitunter schwach quarzitisches Sandstein-Lesesteine, die in einer oft mehrere Dezimeter mächtigen Solifluktionsschuttdecke im mittleren Teil des Staatsforstes Neuenheerse weit verbreitet vorkommen. Die plattigen bis dünnbankigen, braunroten, auch violetten, weißlich- und bräunlichgrauen, sowie teilweise gelblichen Sandsteine sind vorwiegend fein-, selten mittelkörnig, dabei häufig schräggeschichtet, ebenflächig, oft durch dunkelbraunrote bis violette Lagen feinlaminiert, weitgehend glimmerführend, zum Teil glimmerschichtig und in Bohrproben schwach kalkhaltig. Verschiedentlich führen sie dünne rostbraune bis schwarzbraune Eiseninkrustationen. Zum Hangenden hin wurden mehrfach graugrüne Tonsteingerölle beobachtet, die nach Herauswitterung das Gestein löcherig erscheinen lassen. Zwischen die Sandsteinbänke schalten sich mit unterschiedlicher Häufigkeit und Mächtigkeit dunkelbraunrote, selten grünlichgraue, mehr oder weniger sandige Ton- und Schluffsteinlagen. Insgesamt erscheint der höhere Teil der Wechselfolge sandsteinreicher.

Schwermineralanalysen von zwei Sandsteinproben aus Kernbohrmaterial (je 200 transparente Schwerminerale ausgezählt; Untersuchungen U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergaben folgende Zusammensetzung:

Bohrung CB 6 (R 94 756, H 16 304), Entnahmetiefe 4,6 – 4,9 m: Turmalin 21,5%, Zirkon 69,5 %, Rutil 8 %, Anatas 1 %

Bohrung CB 22 (R 97 968, H 09 971), Entnahmetiefe 6,0 – 6,5 m: Turmalin 40 %, Zirkon 44,5 %, Granat 1,5 %, Rutil 4 %, Anatas 7,5 %

Die Schwerminerale Epidot, Monazit, Brookit und Staurolith lagen jeweils unter 1 %.

Fossilien: Vermutlich nur im oberen Teil der Volpriehausener Wechselfolge wurde in den Sandsteinen vereinzelt die Muschel *Avicula purchisoni* (GEINITZ) gefunden. Nach HERRMANN (1959: 321) treten in den weißlichen Sandsteinen auch Exemplare der Gattung *Gervilleia* auf. Lebensspuren sind auf den Schichtflächen der Sandsteine sehr verbreitet.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Über einer kleinen Geländekante, hervorgerufen durch die basalen Sandsteinbänke, macht sich die Volpriehausener Wechselfolge durch ein wiederum flach ansteigendes Relief bemerkbar. Die Sandsteine sind generell feinkörniger und anscheinend härter als der Volpriehausener Sandstein; sie sind zudem glimmerrei-

cher und zeigen vermehrt grünliche Tonsteingerölle. Ein besonderes Problem ergab sich in großen Bereichen des Forstreviers Marschallshagen, wo Sandsteine der Volpriehausen-Folge und der Unterkreide (Osning-Sandstein) teilweise übereinander beziehungsweise nebeneinander lagern, und beide Vorkommen sehr ähnlich ausgebildet sind. Der Osning-Sandstein hat einen oft deutlichen Glaukonitgehalt und führt häufiger rostbraune bis dunkelbraune Eisenanreicherungszone. Eine Abgrenzung gegen die *Avicula*-Schichten, die sich durch einen höheren Sandsteinanteil und häufigeres Auftreten der namensgebenden Muschelart auszeichnen, gelang nur teilweise im südöstlichen Blattgebiet. Die Mächtigkeit der Volpriehausener Wechselfolge wird auf 55 – 60 m geschätzt.

Verbreitung: Ablagerungen der Volpriehausener Wechselfolge sind in der östlichen Hälfte des Blattgebiets weit verbreitet. Sie finden sich in einem breiten Nord – Süd gerichteten Band zwischen der Taubenheide und dem Warburger Wald, weiterhin an der Marschallsburg, in einem schmalen Streifen südlich des Schurenberges, im Rimbecker Wald und südwestlich von Wrexen.

Aufschlüsse gibt es in der Volpriehausener Wechselfolge im Blattgebiet zur Zeit nicht.

3.3.1.2.1.3 *Avicula*-Schichten (smVA)

Avicula-Schichten KUMM 1941

Haupt-Gervillien-Lager BOIGK 1956

Gervillien-schichten HERRMANN 1956

Gesteine: Die Sandsteine der *Avicula*-Schichten sind hart, plattig bis bankig, fein-, weniger mittelkörnig, vorwiegend weißgrau und rötlich- bis bräunlichgrau; sie können aber auch gelblich oder hellbraunrot gefärbt sein. Der Sandstein ist glimmerführend, zum Teil glimmerschichtig, ebenflächig und zeigt häufig auch Schrägschichtung oder Rippelmarken. Es hat den Anschein, als konzentrierte sich die Fossilführung auf die rötlichen Sandsteine, die gegenüber den weißgrau gefärbten auch die gröberkörnigen Partien führen. Die Muschelsteinkerne sind häufig von dunkelbraunen Manganbelägen überzogen, oder sie sind herausgewittert und lassen das Gestein löcherig erscheinen. Mitunter treten im Sandstein graugrüne, auch gelblichgrüne und rötliche, flach-ovale Tonsteingerölle auf, deren Längserstreckung 2 – 3 cm erreichen kann. Zwischen die Sandsteinbänke schalten sich braunrote und grünlichgraue dünne Ton- und Schluffsteinlagen.

Fossilien: Die Sandsteine der *Avicula*-Schichten zeichnen sich durch eine nahezu monotypische Muschelfauna aus. Steinkerne von *Avicula purchisoni* (GEINITZ) können ganze Schalenpflaster kleiner und kleinster Formen bilden; mitunter treten aber auch größere Einzelexemplare auf. Nur selten finden sich im Gestein andere Formen, die vermutlich den Gattungen *Gervilleia*, *Hoernesia*, *Bakevella* oder *Isognomon* angehören (BUSSE & HORN 1978: 140). Zurücktretend kommt die Schnecke *Turbonilla weißenbachi* WALTHER vor. Vermutlich aus dem mittleren Teil der Schichtenfolge sind Tonsteinlagen mit Estherien (Kleinkrebse) und Limuliden (Pfeilschwanzkrebse) nachgewiesen. Zudem sind Lebensspuren auf den Schichtflächen der Sandsteine weit verbreitet. HORN (1982: 31) wertet das massenhafte Auftreten von *Avicula* und die gelegentlichen Funde von Estherien und Limuliden als ein Kriterium für limnisch-brackische Sedimentationsbedingungen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Insgesamt sind die *Avicula*-Schichten sandiger als die Liegendschichten, und sie können morphologisch einen kleinen Geländeanstieg hervorrufen. Der Detfurther Sandstein im Hangenden ist in der Regel gröberkörnig, mürber

und mitunter absandend. Die Mächtigkeit der *Avicula*-Schichten beträgt im Blattgebiet ca. 20 – 25 m.

Verbreitung: Nur einige kleine Vorkommen westlich von Wrexen, östlich des Rimbecker Waldes und am Fuße des Rottberges konnten sicher den *Avicula*-Schichten zugeordnet werden. Vermutlich kommen fossilreiche Horizonte teilweise auch innerhalb der Volpriehausener Wechselfolge vor; aus diesem Grund wurden beide Schichten weitgehend gemeinsam dargestellt.

3.3.1.2.2 Detfurth-Folge (smD)

Detfurth Gruppe BOIGK 1956

Detfurth Folge KUTSCHER 1960

Schichten der Detfurth-Folge streichen südlich des Bentenberges auf der Scholle von Wrexen – Kleinenberg (vgl. Kap. 4.1.2.2) großflächig zutage aus. Bei vollständiger Ausbildung zeigt die Detfurth-Folge den am deutlichsten ausgeprägten zyklischen Aufbau innerhalb der vier Folgen des Mittleren Buntsandsteins. Die Schichten beginnen mit einem bankigen Basalsandstein; darüber folgt eine Sandstein-Tonstein-Wechsellagerung, und den Abschluß bildet eine schluffig-tonige Abfolge. Nach BOIGK (1956: 329) gliedert sich die Detfurth-Folge in:

Detfurth Ton
Detfurth Wechselfolge
Detfurth Sandstein

Da Aufschlüsse in den beiden jüngeren Schichten fehlen und der lithologische Wechsel sich auch nur allmählich vollzieht, konnte bei der Kartierung der Detfurth Ton nicht von der Detfurth Wechselfolge abgetrennt werden. In einzelnen Bohrungen ist jedoch Detfurth Ton auch im Blattgebiet nachgewiesen.

Die Vorkommen der Detfurth-Folge werden häufig durch Nord – Süd streichende Verwerfungen begrenzt. Die Mächtigkeit der Ablagerungen beträgt 30 – 40 m.

3.3.1.2.2.1 Detfurth Sandstein (smD,s)

Detfurth Sandstein BOIGK 1956

Mittlerer Sandstein HERRMANN 1959

Bei vollständiger Ausbildung läßt sich der Detfurth Sandstein in eine untere und eine obere Sandsteinbank und ein tonig-sandiges Zwischenmittel gliedern (BOIGK 1959: 608). In Bohrungen und Aufschlüssen südlich und östlich von Wrexen (TK 25: 4519 Marsberg, 4420 Peckelsheim) kann diese Dreigliederung beobachtet werden (HERRMANN 1959: 321). Im Blattgebiet selbst ist eine Rhythmik im Detfurth Sandstein ebenfalls vorhanden, auf der Karte jedoch nicht darstellbar.

Gesteine: Der Detfurth Sandstein ist vorwiegend mittelkörnig, auch fein- und untergeordnet grobkörnig. Er ist weißgrau bis gelblichbraun, vereinzelt auch braunrot bis violett, glimmerführend, bindemittelarm, mürbe, absandend und häufig schräggeschichtet. Wegen ihrer Verwitterungsanfälligkeit sind die Sandsteine kaum aufgeschlossen, und auch Lesesteine sind selten erhalten.

Die 10–12 m mächtige Unterbank besteht aus einem mittel- bis dickbankigen, teilweise massigen mittelkörnigen Sandstein mit stark wechselndem Grob- und Feinkornanteil; örtlich treten auch Feinkieslagen auf. Im aufgelassenen Sandsteinbruch an der Autobahnböschung bei Biggenhammer (R 98 120, H 07 520) wurden Einschlüsse von dunkelbraunem Manganmulm, selten auch graugrüne Tonsteingerölle beobachtet. Der Sandstein ist überwiegend weißgrau, mitunter grünlichgrau, mit hellbraunen bis rostbraunen Punkten oder feiner Bänderung. Besonders in den gröberkörnigen Partien ist eine deutliche Schrägschichtung erkennbar; Schüttungsmessungen bei Biggenhammer ergaben einen nördlichen bis nordöstlichen Vektor. Zwischen die Sandsteinbänke können sich dünne braunrote bis violette Ton- und Schluffsteinlagen einschalten.

Eine Gesteinsanalyse (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab folgenden mineralogischen Befund:

Fundort: südliche Böschung im Autobahneinschnitt bei Biggenhammer (R 98 300, H 07 550)
makroskopisch: weißgrauer, wenig verfestigter, feingebänderter, mittel- bis grobkörniger Sandstein

mikroskopisch: überwiegend Quarz und Gangquarz, teilweise mit Biotit oder Muskovit; untergeordnet Alkalifeldspäte („Orthoklase“), selten Plagioklase, Mikrokline, quarzitisches Sandsteine. Der Sandstein hat eine bimodale Korngrößenverteilung: bei Häufigkeitsmaximum 150 µm – Körner meist angerundet bis gerundet, bei 800 µm – Körner weitgehend gut gerundet. Geringer Verfestigungsgrad des Gesteins wegen Kornbindung durch nur dünne Eisenhydroxidhäute.

Die Schwermineralanalyse einer Kernbohrprobe (R 97 050, H 11 500; Entnahmetiefe 13,0–13,5 m) nordwestlich von Haus Mittelwald (200 transparente Schwerminerale ausgezählt; Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab:

Turmalin 46 %, Zirkon 41,5 %, Granat 0,5 %, Rutil 5,5 %, Anatas 2 %, Monazit 2,5 %, Epidot 1,5 % und Brookit 0,5 %.

Das tonig-sandige Zwischenmittel kann 4–5 m mächtig sein. Es besteht aus einer Wechselfolge vorwiegend braunroter, wenige Zentimeter mächtiger Ton- und Schluffsteine mit dünnbankigen bis plattigen, mürben, zum Teil glimmerführenden, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit ausgeprägter Schrägschichtung. Die Abgrenzung von der Unterbank ist nicht sehr deutlich vollziehbar.

Die 2–3 m mächtige Oberbank besteht wiederum aus fast tonlagenfreien mittelkörnigen Sandsteinbänken. Im Vergleich zur Unterbank ist der Korngrößendurchmesser insgesamt niedriger, die Bankung geringmächtiger. Der Sandstein ist vorwiegend weißgrau, aber auch rötlichbraun, violett oder gelblichweiß.

Fossilien: Bis auf vereinzelte Aviculiden sind keine Fossilreste oder Lebensspuren erhalten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Detfurther Sandstein ist von den Sandsteinen der Volpriehausen-Folge im Gelände nur schwer zu unterscheiden. Er ist in der Regel gröberkörnig und heller gefärbt; die Lesesteine sind deutlicher abgerundet und neigen stärker zum Zerfall. Oft ist jedoch die Abgrenzung nur aufgrund des stratigraphischen Zusammenhangs möglich. Die Detfurther Wechselfolge beginnt über einem kleinen Geländeanstieg mit einer in der Regel deutlichen Hangverflachung und führt mitunter porige Sandsteinlagen. Die Mächtigkeit des Detfurther Sandsteins beträgt 16–20 m.

Verbreitung: Sandsteine der tieferen Detfurth-Folge finden sich an der Autobahn nordöstlich von Biggenhammer, parallel der Straße zum Pumpwerk von Wrexen, im Scherfeder Wald, im Rimbecker Wald und zwischen Schwarzbach- und Hammerbachtal.

Nur der tiefere Teil des Detfurther Sandsteins ist zur Zeit im Blattgebiet in einem Aufschluß zugänglich. Bei Biggenhammer stehen in einem aufgelassenen Sandsteinbruch an der Autobahnböschung (R 98 120, H 07 520) etwa 5 m mittelbankige bis massive Sandsteine der Unterbank an.

3.3.1.2.2.2 Detfurther Wechselfolge (**smD,st**)

Detfurther Wechselfolge BOIGK 1956

Porensandstein-Ton-Folge HERRMANN 1959

Die Untergliederung der höheren Detfurth-Folge in Wechselfolge und Ton läßt sich im Blattgebiet wegen fehlender Geländeaufschlüsse nicht durchführen; beide Schichten wurden daher zur Detfurther Wechselfolge zusammengefaßt.

Gesteine: Die Detfurther Wechselfolge besteht aus einer Wechsellagerung von Sandsteinbänken mit eingeschalteten Schluff- und Tonsteinschichten. Generell ist zum Hangenden hin eine Abnahme des Sandsteinanteils zugunsten der Ton- und Schluffsteinlagen zu beobachten. Die Sandsteine sind weißgrau, braunrot, rosafarben, auch violettrot, meist plattig bis dünnbankig, fein- bis mittelkörnig und weniger grobkörnig; zahlreiche Sandsteinbänke zeigen Schrägschichtung. Häufig ist auch eine ebenflächige Feinschichtung zu erkennen, oft verstärkt durch linear angeordnete, mit schwarzem oder braunem Manganmulm gefüllte Poren. Als Lesesteine finden sich meist harte, kantige, quarzitisches, porige bis löcherige, rotbraun- oder weißgraugefleckte (Poren-)Sandsteine. Die 1 – 2 mm Durchmesser zeigenden, auf herausgewitterte Carbonatkonglomerationen zurückzuführenden Löcher sind im Gestein unregelmäßig verteilt, häufig in Verbindung mit grobkörnigen Lagen. Einzelne Lesesteine führten graugrüne, unterschiedlich gerundete oder längsgestreckte Tonsteingerölle. Die Ton- und Schluffsteine sind überwiegend braunrot, untergeordnet grau oder graugrün und mitunter schwach sandig. Häufig führen die Tonsteine Feinsandflaser, teilweise verbunden mit intensiver, wahrscheinlich bioturbater Durchmischung des Gesteins.

Zwei Gesteinsanalysen (Untersuchungen H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergaben folgenden Befund:

Fundort: Kernbohrung Wrexen 1, Teufe: 37,9 m (R 99 790, H 08 955)

makroskopisch: braunroter schluffiger Tonstein

Mineralbestand: Quarz und Gangquarzfragmente, untergeordnet Orthoklase, Muskovite, Lydite, akzessorisch Biotite; in der Matrix Illit, Fireclay, Montmorillonitspuren, feinkristalliner Quarz, Hämatit, 9,2 Gew.-% mikropartitischer Dolomit

Befund: schluffig-sandiger, schwach dolomitischer, hämatitischer Tonstein

Fundort: wie vor, Teufe: 39,5 m

makroskopisch: bräunlichgrauer, feingeschichteter Mittelsandstein

Mineralbestand: Quarz und Gangquarzfragmente, vereinzelt mit Einschlüssen von Biotit, Apatit und Zirkon, untergeordnet Orthoklase, Biotite und Lydite, akzessorisch Perthite, Mikrokline und Muskovite; in der Matrix Illit, Fireclay, Montmorillonitspuren, feinkristalliner Quarz; 6,7 Gew.-% Carbonat – Verhältnis Calcit : Dolomit 1 : 2

Befund: schwach karbonatischer, orthoklasführender mittelkörniger Sandstein

Fossilien: Bis auf Spuren intensiver Durchwühlung der Ton- und Schluffsteine sind keine bestimmaren Lebensspuren oder Fossilreste gefunden worden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Charakteristisch für die Detfurther Wechselfolge sind im Blattgebiet porige Sandstein-Lesesteine mit einem hohen Anteil an kieseligem Bindemittel. Die Schichtflächen sind gegenüber den Sandsteinen der Volpriehausen-Folge meist unregelmäßig wellig. Der Tonsteingehalt der Detfurther Wechselfolge ist bedeutend höher als in den Liegend- oder Hangendschichten.

HERRMANN (1959: 320) gibt für Vorkommen von Detfurther Wechselfolge unmittelbar östlich von Wrexen (TK 25: 4420 Peckelsheim) eine Mächtigkeit von 15 – 20 m an, von denen der höhere Tonsteinhorizont etwa 4 – 5 m einnimmt.

Verbreitung: Gesteine der Detfurther Wechselfolge sind im östlichen Drittel des Blattgebiets – südlich des Bentenberges – weit verbreitet. Größere Ausstrichsbreiten liegen an den Südwesthängen des Hammerbachtals, im Rimbecker und im Scherfeder Wald, sowie am Nordhang von Punkt 251,7 westlich Wrexen und im Rhodener Forst (TK 25: 4519 Marsberg). Ein weiteres Vorkommen wurde am beginnenden Taleinschnitt nordwestlich vom Hillerbruch in einer Kernbohrung (R 95 293, H 14 172) im Liegenden des Osning-Sandsteins nachgewiesen.

3.3.1.2.3 Hardeggen-Folge (smH)

Hardeggen Gruppe BOIGK 1956
Hersfelder Gruppe KUPFAHL 1958
Oberer Sandstein HERRMANN 1959
Hardeggen Folge KUTSCHER 1960

Ablagerungen der Hardeggen-Folge sind im Blattgebiet nur in der näheren Umgebung von Wrexen bekannt. Die Kernbohrung Wrexen 1 (Kap. 9.2: Brg. 8) durchteufte am Klusberg ca. 21 m Schichten der Hardeggen-Folge. In nordwestlicher Richtung kommt es anscheinend schon bald zu einem Schichtausfall, denn bereits im Rimbecker Wald sind Ablagerungen zwischen der Detfurth- und der Solling-Folge nicht mehr nachgewiesen. Der Schichtausfall hängt mit der Randlage des Blattgebiets zur Hunte-Schwelle beziehungsweise ihrer südöstlichen Verlängerung zusammen (HERRMANN & HOFRICHTER 1963 a: 569).

Die Hardeggen-Folge wurde von BOIGK (1956: 329) zunächst zweigeteilt; später verwendete BOIGK (1959: 610) analog den älteren Buntsandstein-Folgen den Dreierzyklus. Im Reinhardswald gliederten BACKHAUS & LOHMANN & REGENHARDT (1957, 1958) die Hardeggen-Folge erstmals in vier rhythmisch aufgebaute Abfolgen, die anschließend auch in anderen Gebieten Niedersachsens und Nordhessens bestätigt werden konnten (u. a. HORN 1982: 35). In der Kernbohrung Wrexen 1 unterschied H.-D. DAHM (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) einschließlich der „Übergangsschichten“ (nach RAMBOW 1967 a: 77) fünf Kleinzyklen, die jedoch in der Karte nicht darstellbar sind.

Gesteine: Der Detfurther Ton geht nach oben mit deutlichem Übergang in eine kompakte, nahezu tonsteinfreie Abfolge plattiger bis dünnbankiger, überwiegend mittelkörniger, gut geschichteter und weitgehend mürber, bindemittelarmer und absandender Sandsteine über, in die mitunter grobkörnige und feinkörnige Lagen eingeschaltet sind. Kieseliges Bindemittel tritt nur in einzelnen Bänken auf. In den gegenüber dem südöstlichen

Ablagerungsraum stark reduzierten Profilen treten feinklastische Sedimente fast völlig zurück. In der Kernbohrung Wrexen 1 kommen nur in wenigen Abschnitten millimeter- bis zentimeterdicke Lagen von rot- und grünfarbenen Tonsteinen vor. Häufig sind diese durch postsedimentäre Aufarbeitung in einzelne Tongerölle oder tonige Schlieren aufgelöst.

Hardeggen-Abfolge 1: Die bindemittelarmen, mittelkörnigen, weniger feinkörnigen Sandsteine sind hellgrünlichgrau, graugrün bis oliv, auch grauweiß, im oberen Teil braunrot bis schwach violett („Violette Zone“, KRÄMER 1961: 66) und führen wenige dünne grünliche Tonlagen oder tonige Schlieren oder auch rote Tongerölle. Im unteren Teil sind sie eisen- und manganfleckig und teilweise löcherig.

Hardeggen-Abfolge 2: Die mittelkörnigen, untergeordnet auch feinkörnigen und an der Basis grobkörnige Lagen führenden Sandsteine sind mürbe, feingeschichtet, hellgrünlichgrau mit grauweißen Partien, die teilweise Eisen- und Manganpünktchen zeigen. Im oberen Abschnitt sind sie dunkelrotgrau mit weißen runden Entfärbungsflecken. Vereinzelt treten verdrückte rote und grüne Tonlagen oder auch grüne schluffige Schlieren auf.

Hardeggen-Abfolge 3: Der mitunter feinsandige Mittelsandstein ist grauweiß und hellgrünlichgrau, im oberen Teil auch dunkelrötlichgrau mit grauweißen Lagen; er ist bindemittelarm und feingeschichtet, teilweise geflasert und mit unregelmäßig begrenzten, bioturbaten, tonigen Einschlüssen durchsetzt. Vereinzelt zeigen sich grüne schluffige Schlieren. Der untere Abschnitt führt eine eisen- und manganschüssige Lage.

Hardeggen-Abfolge 4: Die mittelkörnigen, fein- und grobkörnige Lagen führenden Sandsteine sind wenig verfestigt, feingeschichtet durch dünne graugrüne tonige Lagen, teilweise geflasert oder schlierig und stellenweise etwas löcherig oder eisen- und manganschüssig. Die Farben der Sandsteine wechseln zwischen dunkelrot- und hellrotgrau, grünlichgrau, weißgrau sowie dunkelbraun und gelblichbraun.

Übergangsschichten: Die Hardeggen-Folge schließt ab mit einer 8 m mächtigen Sandsteinserie aus gelbbraunen, gelbgrauen bis gelboliven und weißgrauen, feingeschichteten, auch schräggeschichteten, rost- und manganfleckigen, vorwiegend dichten, bankigen, fein- und mittelkörnigen Sandsteinen. Mitunter zeigen sie braunrote und graugrüne tonige Schlieren oder sind gebändert. Zudem können sie braune, grüne und braunrote Tongeröllagen einschließen; häufig führen sie auch sanderfüllte Trockenrisse oder Wurm-spuren.

Umfangreiche Gesteinsanalysen (Untersuchungen H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) der Hardeggen-Folge lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Vorherrschend sind gut bis mittelmäßig sortierte, orthoklasführende Mittelsandsteine untergeordnet mit Lyditen und akzessorisch Fragmenten von Quarzporphyren; Quarze und Gangquarzfragmente enthalten mitunter Einschlüsse von Muskovit, Biotit, Chlorit, Apatit und feinen Rutilnadeln. In der Matrix überwiegt Illit neben Montmorillonit; dieser fehlt in der Hardeggen-Abfolge 4; Kaolinit ist häufig nur in Spuren vorhanden.

Die Ergebnisse der Schwermineralanalysen sind in Tabelle 4 zusammengestellt. Sie geben keinen eindeutigen Hinweis auf Materiallieferung aus dem Rheinischen Schiefergebirge.

Vorherrschend ist der Turmalin mit Gehalten zwischen 56,9 und 87,1 %; es folgen Zirkon, Granat, Apatit und Rutil. Die drei letztgenannten Minerale können in einzelnen Proben fehlen. Mit Anteilen von unter 1 % wurden stets Brookit sowie ganz unregelmäßig Staurolith festgestellt; nicht erfaßt wurde der Anatas.

Tabelle 4

Schwermineralanalysen aus der Hardeggen-Folge
(nach Probenmaterial der Kernbohrung Wrexen 1
(R 99 790, H 08 955) – Fraktion 100 – 200 µm)

ausgezählte Körner	Turmalin	Zirkon	Granat (Korn-%)	Apatit	Rutil	Hardeggen-Abfolge
326	70,9	17,8	–	10,1	1,2	Über- gangs- schichten
421	87,0	11,6	1,0	0,2	0,2	
345	78,6	19,1	0,9	1,4	–	
323	75,5	21,1	3,1	0,3	–	
389	78,7	18,0	1,5	1,8	–	
401	69,1	24,2	1,5	4,5	0,7	
351	70,7	22,2	6,0	0,8	0,3	4
306	56,9	18,3	12,4	11,8	0,6	
379	75,2	10,8	13,5	0,5	–	
333	65,5	19,2	11,1	3,9	0,3	
326	68,4	5,5	22,4	3,7	–	3
437	83,3	16,0	0,5	0,2	–	
349	68,5	18,3	13,2	–	–	
429	77,2	20,0	0,2	2,6	–	2
443	87,1	10,2	–	2,3	0,4	
414	74,7	20,5	3,9	0,2	0,7	
337	85,2	8,6	5,9	0,3	–	1
537	81,0	11,9	2,0	4,7	0,4	
401	72,3	19,0	3,2	5,2	0,3	

Fossilien: An Fossilien und Lebensspuren sind aus der Hardeggen-Folge nur Wurmspuren und unbestimmbare Pflanzenreste bekannt. Beobachtet wurden sowohl das Gestein senkrecht durchziehende Wurmröhren als auch ganz unregelmäßig verlaufende Wurmspuren. In den Übergangsschichten gibt es eine Tonsteinlage mit sanderfüllten Fraßgängen vom Typ *Corophioides luniformis* (BLANCKENHORN), der nach FÜRSICH (1974: 958) ein Synonym von *Diplocraterion parallelum* TORELL ist.

Abgrenzung und Mächtigkeit: In Bohrungen sind die Schichten der liegenden Detfurth-Folge an dem hohen Tonsteingehalt erkennbar; die hangende Solling-Folge beginnt an ihrer Basis mit grobkörnigen und geröllführenden Sandsteinlagen. Schwermineralanalysen haben ergeben, daß die Hardeggen-Folge gegenüber dem Volpriehausener Sandstein einen höheren Granatgehalt aufweist und einen im Schnitt niedrigeren Rutilgehalt hat als die hangenden Wilhelmshausener Schichten (HERRMANN 1959: 324).

Die Schwellenhanglage des Blattgebiets drückt sich sehr deutlich in der Mächtigkeit der Hardeggen-Folge aus. An der südöstlichen Grenze des Blattgebiets beträgt sie 20 m. Sie nimmt nach Nordwesten kontinuierlich ab. Bereits nordwestlich des Scherfeder Waldes keilt die Hardeggen-Folge aus.

Verbreitung: Ablagerungen der Hardeggen-Folge treten nur im Großraum Wrexen zutage. Lesesteine fanden sich im Forst Rhoden (TK 25: 4519 Marsberg) und am Nord- und Westhang von Punkt 251,7 westlich Wrexen.

Der einzige Aufschluß im Blattgebiet liegt an der Bundesstraße 7 in Wrexen, am Fuße des Klusberges (R 99 900, H 08 720). Am Böschungsrands stehen ca. 4 – 5 m bindemittelarme, fein- bis mittelkörnige, braungraue, braunrote und weißgraue Sandsteinbänke mit roten bis violettroten und grüngrauen Tonsteinlagen an.

3.3.1.2.4 Solling-Folge (smS)

Bausandsteinzone STILLE 1904
Solling-Gruppe BOIGK 1956
Solling-Folge KUTSCHER 1960

Die Ablagerungen der Solling-Folge am Westrand der Hessischen Senke zeigen einen raschen Wechsel von Sedimentation und erneuter Umlagerung (BUSSE & HORN 1978: 140). Die Solling-Folge transgredierte über eine flach gewellte Erosionsfläche. Zuunterst enthält sie daher stellenweise Gerölle von Hardeggen-Sandsteinen (HORN 1982: 39).

In der Solling-Folge fehlt die für die drei tieferen Folgen des Mittleren Buntsandsteins bezeichnende zyklische Dreiteilung in Basissandstein, Wechselfolge und Tonsteinfolge. Statt dessen treten fast durchgehend mittel- bis dickbankige, häufig schräggeschichtete oder auch geröllführende Sandsteine in langgestreckten linsenförmigen Schüttungskörpern auf, zwischen denen geringmächtige Schluff- und Tonsteinlagen eingeschaltet sind, die oft seitwärts rasch auskeilen. BACKHAUS & LOHMANN & REGENHARDT (1958: 194) gliederten die Solling-Folge im nordhessischen Raum in vier Schichtenfolgen, in Wilhelms-hausener, Trendelburger, Karlshafener Sandstein und Stammener Schichten. Deren Abgrenzungskriterien sind jedoch im Blattgebiet nicht nachvollziehbar. HERRMANN (1959: 324) ging im Raum östlich von Wrexen (TK 25: 4420 Peckelsheim) bereits zu einer Dreiteilung der Solling-Folge über, nachdem dort die beiden mittleren Schichtenglieder nicht mehr abgrenzbar sind. Danach gliedert sich die Solling-Folge in:

Stammener Schichten
Trendelburger und Karlshafener Schichten
Wilhelms-hausener Schichten

3.3.1.2.4.1 Wilhelms-hausener Schichten (smS1)

Geröllführender Bausandstein BOIGK 1956
Wilhelms-hausener Sandstein BACKHAUS & LOHMANN & REGENHARDT 1958
Geröllsandstein HERRMANN 1959
Wilhelms-hausen-Bausandstein-Fazies HERRMANN & HOFRICHTER 1963 b
Wilhelms-hausen-Schichten RÖSING 1966

Gesteine: Die Basisschichten der Solling-Folge bestehen aus weißgrauen bis gelblich-grauen, auch hellbraunen bis gelbbraunen, grünlichgrauen und rötlichbraunen, feinkörnigen Sandsteinen, die stellenweise mittelkörnige, selten grobkörnige bis feinkiesige Lagen führen. Die dickbankigen Sandsteine sind oft schräg geschichtet mit in nördliche Richtung zeigenden Vektoren (HERRMANN 1959: 325). Sie sind bindemittelarm und nur wenig kieselig gebunden, häufig mürbe und stark absandend. Der Glimmergehalt wechselt, ist aber in der

Regel gering. Verwitterter Feldspatanteil (Kaolin) zeigt sich im Gestein als weiße Punktierung. Charakteristisch für die Sandsteine ist ihre rauhe, porige bis löcherige Oberfläche; einzelne Klippen zeigen wabenförmige Verwitterungsformen. Dies läßt auf einen gewissen Carbonatgehalt schließen, der an der Geländeoberfläche – im Gegensatz zu Bohrproben – jedoch nur selten nachweisbar ist. Oft sind die Löcher und Poren mit braunem sandigen Manganoxid- oder Brauneisenmulm ausgekleidet. Die Hohlräume sind entweder im Gestein verteilt oder sie treten in schichtparallelen Reihen auf und verleihen dem Gestein eine bankweise stärker hervortretende typische Schwarz- oder Braunfleckigkeit.

Dünne Ton- und Schluffsteinlagen schalten sich nur selten in die Sandsteinfohle ein. Einige Horizonte enthalten Aufarbeitungsprodukte in Form von graugrünen, weniger braunroten Tonsteingeröllen, die bis zu 3 cm Durchmesser haben können. Vereinzelt sind in die Sandsteine regellos verteilte Quarzgerölle eingestreut, die auch lagenweise angeordnet sein können. Sie sind teilweise nur kantengerundet. Ihre Durchmesser liegen im Feinkiesbereich; sie können aber auch bis zu 4 cm erreichen. Geröllführende Sandsteine sind besonders häufig im unteren Teil der Wilhelmshausener Schichten anzutreffen. Geröllanalysen (Untersuchungen H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) von Konglomeraten an der Basis ergaben, daß sie im Bestand an klastischen Komponenten, zum Teil auch in Korngröße und Rundungsgrad, mit Vergleichsproben der liegenden Buntsandstein-Folgen übereinstimmen und folglich aufgearbeitete Sandsteine älterer Ablagerungen sind. Die Gerölle bestehen überwiegend aus Gangquarzen, selten treten Quarzite und Kieselschiefer auf. Die geröllführenden Sandsteine neigen verstärkt zur Bildung von Klippen, wie etwa an den „Adam- und Evasteinen“ oder auf der Anhöhe nordwestlich des Rasthauses „Am Biggenkopf“. In Hanglagen sind verschiedentlich aus den Klippen herausgewitterte Blöcke verstreut und bilden zum Teil größere Blockfelder.

Schwermineraluntersuchungen ergaben, daß die Wilhelmshausener Schichten erhöhte Rutil- und Granatgehalte aufweisen.

Gesteinsanalysen (Untersuchungen H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) erbrachten folgenden Befund:

Fundort: Kernbohrung Wrexen 1 (R 99 790, H 08 955), Teufen: 8,0 m und 13,6 m

makroskopisch: hellgrauer feinschichtiger Feinsandstein

mikroskopisch: angerundete bis gut gerundete und gut sortierte Körner, fast ausschließlich mit Korn-an-Korn-Bindung

Sandfraktion: überwiegend Quarze und Gangquarzfragmente, vereinzelt mit Einschlüssen von Muskovit, Biotit, Chlorit, Apatit und Rutil, untergeordnet Orthoklase, zurücktretend Lydite; akzessorisch Mikrokline, Perthite, Muskovite, Biotite sowie Fragmente von Sandsteinen, Tonschiefern, Phylliten und Metaquarzen; Tonfraktion (mengenmäßig völlig unbedeutend, nur auf Korngrenzen und in Zwickeln): Illit, Fireclay, feinkristalliner Quarz, Eisen- und Manganhydroxide

Schwermineralassoziationen:

Teufe 8,0 m (305 ausgezählte Körner):

Turmalin 45,6 %, Zirkon 26,5 %, Granat 3,6 %, Apatit 18,7 %, Rutil 5,6 %

Teufe 13,6 m (256 ausgezählte Körner):

Turmalin 74,2 %, Zirkon 10,5 %, Granat 4,7 %, Apatit 10,2 %, Rutil 0,4 %

Fossilien sind in den Wilhelmshausener Schichten bisher nicht gefunden worden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Basisschichten der Solling-Folge überlagern die liegenden Schichten mit scharfer Grenze. Wegen ihrer morphologischen Widerstands-

fähigkeit über der Hardeggen- beziehungsweise Detfurth-Folge bilden sie eine deutliche Geländestufe, die oft mit Klippen besetzt ist oder auf der sich größere Blockschuttfelder gebildet haben. Die bekanntesten Einzelblöcke sind das Naturdenkmal „Adam- und Evasteine“. Die Abgrenzung gegen die Trendelburger Schichten ist nur ungenau faßbar; der Übergang der Lithofazies erfolgt allmählich. Die Mächtigkeit der Wilhelmshausener Schichten beträgt im Blattgebiet 10 – 12 m.

Verbreitung: Die Wilhelmshausener Schichten sind im östlichen Blattgebiet auf der Scholle von Wrexen – Kleinenberg (vgl. Kap. 4.1.2.2), südlich des Bentenberges, weit verbreitet. Die charakteristische Klippenbildung mit Blockbestreuung der Hangflächen kann man gut im Scherfeder Wald beobachten. Auch die Anhöhen um den Stuckengrund, der Mittelberg im Staatsforst Neuenheerse und ein nach Osten zunehmend breiter Saum südlich des Bentenberges werden von Wilhelmshausener Schichten aufgebaut. Südwestlich von Wrexen bilden die Basissandsteine der Solling-Folge auch nördliche Ausläufer des Biggenkopfes (TK 25: 4519 Marsberg) im Forst Rhoden, den nordwestlichen Bereich des Rasthauses „Am Biggenkopf“ und den Südhang von Punkt 251,7.

Aufschlüsse:

- Steinbruchbetrieb (verfüllter Teil) am Klusberg, R 99 900, H 08 740
- aufgelassener Steinbruch am Rottberg, R 99 060, H 12 320
- aufgelassener Steinbruch südöstlich der „Adam- und Evasteine“, R 99 660, H 09 960
- Steilwand am Buswendeplatz in Hardehausen, R 99 760, H 12 690
- Naturdenkmal „Adam- und Evasteine“, R 99 650, H 10 300; sowie zahlreiche weitere Klippen im Scherfeder Wald
- Klippen nordwestlich des Rasthauses „Am Biggenkopf“, R 98 930, H 07 330

3.3.1.2.4.2 Trendelburger und Karlshafener Schichten (smS2+3)

Trendelburger und Karlshafener Sandstein BACKHAUS & LOHMANN & REGENHARDT 1958
Glimmerführender Bausandstein HERRMANN 1959
Trendelburg- und Karlshafen-Bausandstein-Fazies HERRMANN & HOFRICHTER 1963 b
Trendelburg- und Karlshafen-Schichten RÖSING 1966

Gesteine: Vorherrschend sind weißgraue, grünlichgraue und rotbraune bis violettrote, auch blaßgelbliche, fein- bis mittelkörnige Sandsteine. Sie sind dick- bis mittelbankig, vielfach schräg geschichtet, haben eine merkliche Glimmerführung und einen zum Teil deutlichen Kaolingehalt. Das Bindemittel ist kieselig, in weniger festen Partien auch karbonatisch; die Sandsteine sind dann recht mürbe und mitunter porig bis löcherig. Im anstehenden Gestein ist ein Carbonatgehalt nicht mehr nachweisbar. Zwischengeschaltet finden sich geringmächtige, nicht horizontbeständige, grünlichgraue und braunrote Ton- bis Schluffsteinlagen, die häufig Pflanzenreste führen; diese Lagen enthalten bei Wrexen eine Kupfer-Uranerz-Mineralparagenese. In einem Steinbruch südlich des Steinberges (TK 25: 4420 Peckelsheim; R 00 550, H 07 700) fand MEISL (1965 b: 267) kupfererzführende inkohlte Pflanzenreste mit zum Teil beachtlicher Urankonzentration (bis zu 0,83 %).

Aus den Aufschlüssen im Blattgebiet konnten einige spezifische Besonderheiten der beiden Schichtenglieder zusammengetragen werden. Die Trendelburger Schichten

sind überwiegend mittelbankig, und es treten nur vereinzelt Tonsteinlagen auf. Sie sind glimmerarm beziehungsweise glimmerstäubig, auch gelblichgrau und blaßviolett. Sie haben einen höheren Kaolingehalt und führen mitunter graugrüne Tonsteingerölle sowie Manganmulmanreicherungszone. Im oberen Teil tritt ein brekzienartiger weißgrauer Sandstein auf mit Linsen und Knauern von dunkelbraunen Manganmulmkonkretionen. Die Mächtigkeit wird auf 20 – 25 m geschätzt.

Die Karlshafener Schichten sind vorwiegend dickbankig bis massig, teilweise glimmerschichtig, braungrau bis violettfarben, auch braunrot oder gelblichweiß gefleckt und gelegentlich gebändert. Sie haben häufig Sedimentstrukturen und sind stärker porenführend mit einem zum Teil geringeren Festigkeitsgrad. Einzelne Sandsteinbänke keilen linsenförmig aus; es schalten sich vermehrt Ton- und Schluffsteinlagen ein. Die Mächtigkeit wird auf ca. 15 m geschätzt.

Fossilien: In den Tonsteinlagen fanden sich schlecht erhaltene und nicht bestimmbar Pflanzenreste. HERRMANN (1959: 325) erwähnt vom Sandsteinbruch am Klusberg Stengel von *Schizoneura paradoxa* SCHIMPER & MUGEOT, daneben auch einige Blattaussfüllungen von *Yuccites vogesiacus* SCHIMPER & MUGEOT.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Charakteristisch für die Trendelburger und Karlshafener Schichten ist ihre recht gleichmäßige Körnigkeit im Bereich Fein- bis Mittelsandstein mit nur geringen Schwankungen nach unten und oben und die überwiegend weißgraue Farbe. Der Glimmergehalt ist in der Regel stärker als in den Liegendschichten, und ein bezeichnendes Merkmal sind insbesondere die brekzienartigen Lagen aus sandigem Manganmulm. Die Mächtigkeit beträgt 35 – 40 m.

Verbreitung: Vorkommen der Trendelburger und Karlshafener Schichten begleiten den Westrand der Scholle von Wrexen – Kleinenberg (vgl. Kap. 4.1.2.2) zwischen der Nadel und dem Diemeltal, umsäumen den Südrand des Bentenberges und finden sich wieder im Rhodener Graben (vgl. Kap. 4.1.2.2.3) zwischen dem südlichen Ortsende von Wrexen und den „Adam- und Evasteinen“. Weitere Verbreitung haben Schichten der mittleren Solling-Folge parallel zum Rhodener Graben südlich der Diemel.

Aufschlüsse:

- mehrere Steinbruchwände im Steinbruchbetrieb am Klusberg, R 00 000, H 09 300 (vgl. Kap. 9.1: Aufschl. 2)
- aufgelassener Steinbruch nordöstlich Hardehausen-Rehwinkel, R 99 800, H 14 210
- mehrere Böschungsanschnitte südlich des Max-Parpat-Hains, R 98 740, H 14 050; R 98 530, H 13 890; R 98 780, H 13 880, R 98 660, H 13 820
- stark verwachsener Steinbruch südöstlich von Roters Eiche, R 97 415, H 12 630

3.3.1.2.4.3 Stammener Schichten (smS4)

Tonige Grenzschichten GRUPE 1911

Tonige Grenzfolge BOIGK 1956

Stammener Schichten BACKHAUS & LOHMANN & REGENHARDT 1958

Stammen-Schichten RÖSING 1966

Gesteine: Bestimmt wird die Abfolge durch violettrote, weniger graugrüne Ton- bis Schluffsteinschichten mit plattigen bis dünnbankigen Sandsteinzwischenlagen. Als Lese-

steine fanden sich grünlichgraue bis weißgraue und braunrot- oder violettrot-geflamnte, deutlich glimmerführende, schluffige Feinsandsteine mit dunkelbraunen bis schwarzbraunen Manganpunkten oder -flecken und oft lagenweise angeordneten Kalk- und Dolomitskonkretionen, die als grobe Porenreihen weitgehend herausgewittert sind. Vereinzelt treten kantige, auch knauerige Sandsteine auf, die mitunter Quarzgerölle führen. Ein Carbonatgehalt ist nicht mehr nachweisbar, dagegen wurde in einzelnen Sandsteinen kieseliges Bindemittel festgestellt. In ihrem Aussehen haben die Sandsteine Ähnlichkeit mit den Karlsrufer Schichten; sie sind jedoch unebenflächig und manchmal scharfkantig. Zum Hangenden hin schalten sich weißgraue bis braungraue karbonatische Sandsteine ein, die vielfach dunkelbraun bis schwarzbraun gefleckt sind. Sie enthalten kalkige und dolomitische Konkretionen oder zahlreiche mit Manganmulm gefüllte Löcher mit zuweilen 2 – 3 cm Durchmesser. Ihr Aussehen ähnelt eher den Wilhelmshausener Schichten. Die stark karbonatischen Sandsteine im oberen Teil werden als Äquivalente des thüringischen Chirotherien-Sandsteins angesehen (HORN 1982: 45). Die Bohrung Kleinenberg 1 (TK 25: 4319 Lichtenau; R 96 500, H 18 590) durchbohrte ca. 2 m dieses Horizontes.

Fossilien: Bei Rhoden (TK 25: 4520 Warburg), ca. 3 km südöstlich von Wrexen, bestimmten BUSSE & HORN (1978: 136) in den Stammener Schichten eine artenreiche Muschelfauna.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Stammener Schichten unterscheiden sich von den liegenden Abschnitten der Solling-Folge durch ihren relativ hohen Anteil an Ton- und Schluffsteinen. Typisch für sie sind auch kantige sowie karbonatische und zum Teil löcherige Lesesteine, zudem ein deutlicher Glimmergehalt. Auf den hohen Tonsteinanteil geht die seit GRUPE (1911: 26) angewandte Bezeichnung „Tonige Grenzschichten“ zurück, die von HERRMANN (1959: 326) für den Raum östlich von Wrexen übernommen wurde. Allerdings täuschen dort schlechte Aufschlußverhältnisse eine geringere Mächtigkeit der Stammener Schichten vor. In der Bohrung Kleinenberg 1, die nur etwa 400 m von der nördlichen Blattgebietsgrenze entfernt liegt, wurden 11 m erbohrt. Im Blattgebiet 4520 Warburg sind in zwei Bohrungen Mächtigkeiten zwischen 8,3 und 11 m nachgewiesen (HORN 1982: 214). Für das Blattgebiet ist demnach eine Mächtigkeit von 8 – 10 m anzunehmen.

Verbreitung: Ablagerungen der Stammener Schichten finden sich am südlichen Ortsende von Wrexen in einem schmalen Streifen sowie im nordöstlichen Blattgebiet als südliche Umsäumung des Bentenberges, wo sie sich durch ein zum Teil mächtiges Fließerdeauflager der direkten Beobachtung entziehen, sowie im Liegenden der Röt-Verbreitung.

Aufschluß: Ein kleiner Böschungsanschnitt im Max-Parpat-Hain am Bentenberg (R 98 670, H 14 300) zeigt die zum Teil karbonatischen und löcherigen Sandsteine aus dem oberen Teil der Stammener Schichten.

3.3.1.3 Oberer Buntsandstein (Röt-Folge; so)

Mit Beginn des Oberen Buntsandsteins endete der fluviatile Transport klastischen Materials in die Hessische Senke. Durch den Vorstoß des Röt-Meers von Norden her entstand ein salinarer, gezeitenfreier Stillwasserbereich, der stellenweise kleinere delta-

ische Schüttungen aufnahm (Tietze & Koslowski & Kleusberg 1988: 7). Die Röt-Folge im Blattgebiet wird von Ton- und Schluffsteinen aufgebaut, in deren tieferem Teil Gips beziehungsweise Anhydrit vorkommen und gelegentlich Pseudomorphosen nach Steinsalzkristallen auftreten können. Die relativ eintönigen Ablagerungen können nach HINZE (1967: 641) durch die jeweils vorherrschende Gesteinsfarbe in vier Abschnitte unterteilt werden:

Grauviolette Serie (Röt 4)
Rotbraune Serie (Röt 3)
Bunte Serie (Röt 2)
Graue Serie (Röt 1)

Die Grenzen zwischen den einzelnen Schichtengliedern sind jedoch unscharf. Hinzu kommt, daß im Gelände durch die weitgehende Überlagerung mit Fließerde oder einer Verwitterungsdeckschicht die Röt-Folge der direkten Beobachtung nur an wenigen Stellen zugänglich ist. Die Verbreitung des Oberen Buntsandsteins wurde daher flächenhaft mit mechanischen Schlitzsondierungen abgegrenzt. Ganz allgemein läßt sich feststellen, daß die Röt-Folge meist flachwellige Senken zwischen den härteren Sandsteinbänken des Mittleren Buntsandsteins beziehungsweise der Unterkreide bildet. Ihre Mächtigkeit beträgt 145 – 155 m. Zu berücksichtigen ist jedoch, daß die durch die Kartierung ermittelten Röt-Mächtigkeiten eher zu gering sind, da die Auslaugung von Gips – vornehmlich im Röt 1 und im Röt 4 – in den Geländeprofilen weiter fortgeschritten ist als bei durch Bohrungen erkundeten Untergrundprofilen.

3.3.1.3.1 Graue Serie (Röt 1; **so1**)

Röt 1 HINZE 1967
Graue Serie HINZE 1967
Grauer Röt RAMBOW 1967 b

Gesteine: Der Röt 1 besteht aus grauen, grüngrauen, mitunter gelbgrauen und nur ganz vereinzelt aus rotbraunen Ton- bis Schluffsteinen. In Bohrungen wurde im oberen Teil auch hell- bis mittelgrauer oder weißlichgrauer derber Gips angetroffen. Er ist tonig verunreinigt, das heißt durch dünne Tonsteinlagen feingeschichtet, oder Tonsteinbrocken verteilen sich in einem dichten Netzwerk von Gipsadern.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Röt 1 beginnt mit seinen vorwiegend graufarbenen Tonsteinen über den in der Regel karbonatischen Sandsteinen, die den Abschluß der jüngsten Solling-Folge bilden. Ein sicheres Anzeichen in Bohrungen sind Gipseinschaltungen. Die Abgrenzung zum Röt 2 wird mit dem Einsetzen häufiger Farbwechsel zu braunroten bis violettroten Lagen vorgenommen. Die Mächtigkeit beträgt im Blattgebiet etwa 30 m.

Verbreitung: Röt-1-Tonsteine treten zutage im Rhodener Graben (vgl. Kap. 4.1.2.2.3) südlich von Wrexen und zwischen Piepersiek und Heilgrund südwestlich von Kleinenberg. Geschlossen nachgewiesen sind sie auch vom Südhang des Bentenberges bis zur nördlichen Grenze des Blattgebiets.

Aufschlüsse sind selten. Während der Geländeaufnahme war der Röt 1 nur in kleineren Weganschnitten und kurzzeitig zugänglichen Baugruben aufgeschlossen.

3.3.1.3.2 Bunte Serie (Röt 2; so2)

Bunte Serie KÄSTNER & SEIDEL 1965
Röt 2 HINZE 1967

Gesteine: Der Röt 2 besteht aus einer Wechsellagerung von violettroten, violettbraunen bis braunvioletten und rotvioletten sowie grüngrauen und grauen Ton- bis Schluffsteinen, wobei die Farbgrenzen teilweise diffus-wolkenförmig ineinander übergreifen und in den Bohrprofilen „bunt“ erscheinen. Die Sedimentgesteine sind überwiegend feingeschichtet bis flaserig und sondern dünnplattig, mitunter auch blättrig ab. Sie können einen geringen Feinsandgehalt führen und schwach karbonatisch sein. In die Schluff- und Tonsteinschichten schalten sich hellgraue, graue und grüngraue, dünne Feinsandsteinbänkchen ein, seltener auch gelbbraun verwitterte Dolomitsteine. Ferner wurden verkieselte, grünlich entfärbte Lagen beobachtet, sowie stellenweise rötlicher und durchscheinend weißer Fasergips auf Klüften. Von einem Fundpunkt südwestlich der ehemaligen Ziegelei südlich von Kleinenberg (R 98 320, H 15 820) beschreibt STILLE (1904: 11) ein dünnes quarzitisches Bänkchen, das an seiner Oberfläche Steinsalz pseudomorphosen und Rippelmarken zeigte.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grenzziehung Röt 1/Röt 2 ist im Blattgebiet mit Hilfe des Farbwechsels von grauen zu überwiegend violettroten Farbtönen möglich. Die Obergrenze wird durch den Beginn von deutlich braunroten Tonsteinen angezeigt. Über die Mächtigkeit der Schichten läßt sich nur wenig aussagen. Verglichen mit den Nachbarblättern sollte der Röt 2 etwa 40 m erreichen.

Verbreitung: Gesteine des Röts 2 streichen im Rhodener Graben (vgl. Kap. 4.1.2.2.3) südlich von Wrexen aus. Ferner bilden sie den Untergrund des westlichen Teils von Kleinenberg, die Talniederung der Sauer zwischen Kleinenberg und dem Ettberg und sind bis Heilgrund und östlich des Oberhagens nachgewiesen. Am südlichen Bentsberg ist der Röt 2 von quartärer Fließerde überdeckt.

Aufschlüsse gibt es zur Zeit keine im Blattgebiet. Früher wurden die Ton- und Schluffsteine des Röts 2 in mehreren kleinen Gruben am Forsthaus Kleinenberg und an der ehemaligen Ziegelei südlich von Kleinenberg abgebaut (vgl. Kap. 5.2.3).

3.3.1.3.3 Rotbraune Serie (Röt 3; so3)

Rotbraune Serie BOIGK 1959
Röt 3 HINZE 1967
Braunroter Röt BÜHMANN & RAMBOW 1979

Gesteine: Bestimmend im Röt 3 ist ein außerordentlich einheitlicher Komplex braunroter, manchmal auch ziegelroter fester und harter, meist carbonatfreier Ton- bis Schluffsteine. Recht häufig erkennt man im Lesestein hellgrüngraue, runde, im Durchmesser millimeter- bis zentimetergroße Entfärbungsflecken. Nach HINZE (1967: 646) läßt sich der Röt 3 in einen tieferen, im Farbton dunkleren Teil mit weniger Bleichungsflecken und einen mehr hellbraunroten oberen Teil gliedern. Im Gegensatz zu den anderen Röt-Tonsteinen tritt im Röt 3 keine Feinschichtung hervor.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Liegend- und Hangendschichten haben immer einen Stich nach Violett oder Dunkelviolett; der Röt 3 ist deutlich rotfarbener. Auch ist er an seinen grünfleckigen Reduktionshöfen erkenntlich. Die Mächtigkeit kann nur aus Angaben auf den Nachbarblättern geschätzt werden; sie beträgt vermutlich 25 – 30 m.

Verbreitung: Ablagerungen des Röts 3 treten im Blattgebiet nirgends zutage. Aufgrund einzelner Lesesteine in den Rutschgebieten am südlichen Bentenberg ist ihr Nachweis im Blattgebiet Kleinenberg jedoch erbracht. Sie beschränken sich anscheinend auf den südöstlichen und östlichen Teil des Bentenberges.

3.3.1.3.4 Grauviolette Serie (Röt 4; so4)

Grauviolette Serie BOIGK 1959
Röt 4 HINZE 1967

Gesteine: Im Röt 4 herrschen violettrote und braunrote bis dunkelbraunrote Ton- bis Schluffsteine vor, die – etwas zurücktretend – mit grüngrauen bis grauen Schichten wechsellagern. Die Ton- und Schluffsteine zeigen eine gute Schichtung und Feinschichtung und sondern dünnplattig oder blättrig ab. Dazwischen schalten können sich bis zentimeterdicke grünlichgraue und braunrote bis violettrote Feinsandsteinlagen, die teilweise auch quarzitisch sind. Im höchsten Teil des Röts 4 finden sich graue bis gelbliche dolomitische Tonmergel- bis Kalkmergelsteine, die faziell bereits zum hangenden Muschelkalk überleiten. Vereinzelt tritt Gips in Form dünner Kluftbesteige auf.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Während die Liegendschichten einen deutlichen Rotton haben und insbesondere auch durch ihre grünlichgrauen Entfärbungsflecken auffallen, macht sich der Übergang zum Hangenden durch die Violettfärbung und den zunehmend starken Carbonatgehalt bemerkbar. Die Mächtigkeit des Röts 4 kann nur aus Angaben zu den Nachbarblättern geschätzt werden. Für das Blattgebiet wird eine Mächtigkeit von ca. 50–55 m angenommen.

Verbreitung: Ablagerungen des Röts 4 sind im Blattgebiet nur am östlichen Blattgebietsrand in einem Bacheinschnitt unterhalb der Wassergewinnungsanlage von Warburg-Scherfede (R 99 985, H 14 525) nachgewiesen. Die Hangbereiche werden von quartärer Fließerde mit Sandsteinbrocken der Unterkreide überdeckt. Im Bachbett stehen graue und rötliche Tonsteine an, die zum Teil schwach kalkhaltig sind. Gelbe Mergelsteine im Hangenden bilden die Grenzschichten zum Unteren Muschelkalk.

3.3.2 Muschelkalk

Muschelkalk tritt im Blattgebiet nur am nordwestlichen Unterhang des Ziegenberges (TK 25: 4420 Peckelsheim) zutage. Er ist weitgehend von Blockschutt aus Unterkreide-Sandstein überdeckt. An der südlichen Uferböschung des Alpenbachs finden sich Kalkstein-Lesesteine des Unteren Muschelkalks. Es handelt sich um graue plattige Mergelkalksteine des Unteren Wellenkalks. Jüngere Muschelkalk-Ablagerungen sind bisher nicht nachgewiesen. Diese könnten jedoch in der Nordostecke des Blattgebiets im Liegenden der vermuteten Keuper-Sedimente auftreten (vgl. Kap. 3.3.3).

3.3.2.1 Unterer Muschelkalk

Die Gesteine des Unteren Muschelkalks entstanden in einem flachen, subtropischen Binnenmeer, das im Osten durch die Oberschlesische Pforte sowie durch eine weitere Verbindung am Ostrand der Karpaten (KOZUR 1974) von der südeuropäischen Tethys aus in

das Germanische Becken eindrang. Während dieser Zeit bildeten sich vorwiegend kalkige Ablagerungen mit einer relativ artenarmen aber individuenreichen Fauna.

Der Ausstrich der Gesteine des Unteren Muschelkalks tritt morphologisch als deutliche Hangversteilung gegenüber den weicheren, weniger verwitterungsresistenten Gesteinen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins hervor. Die Gesteinstypen dieser Abfolge lassen nach FIEGE (1938) einen bestimmten Sedimentationszyklus erkennen, der jeweils mit kristallinem Kalkstein beginnt und – unter Zunahme des Tongehalts nach oben hin – über dichte Kalksteine und Mergelkalksteine mit einem Gelbkalkstein abschließt. Die Zyklen gehen auf epirogene Bewegungen zurück, in deren Verlauf der Ablagerungsraum wohl zwischen vollmarin und lagunär schwankte. Die Bezeichnung „Gelbkalk“ ist ein in der Literatur feststehender Begriff, obwohl es sich bei diesen Sedimenten nicht um Kalksteine, sondern um Dolomitsteine oder dolomitische Kalksteine handelt.

Der Untere Muschelkalk gliedert sich in:

- Schaumkalkzone und *orbicularis*-Schichten
- Oberer Wellenkalk
- Terebratelzone
- Mittlerer Wellenkalk
- Oolithzone
- Unterer Wellenkalk

Im Blattgebiet tritt nur der Untere Wellenkalk zutage.

3.3.2.1.1 Unterer Wellenkalk (muW1)

Unterer Wellenkalk FRANTZEN 1889

Unterer flasriger Wellenkalk WEERTH 1929

Bereich der Basiskonglomeratbänke, Wellenkalk 1 STEIN 1968

Gesteine: Die grauen und graubraunen, dünnbankigen bis plattigen, kristallinen und dichten, vereinzelt auch konglomeratischen Mergelkalksteine besitzen meist flaserig-wellige Schichtflächen, die zu der Bezeichnung „Wellenkalk“ führten. Diese Schichtungsform kann sowohl durch Oszillationsrippeln als auch durch Lösungsrippeln und Längsplattung (Sigmoidalklüftung) bedingt sein (BEIERSDORF 1968). Relativ häufig finden sich im Gestein Lebensspuren von kriechenden, grabenden oder bohrenden Organismen; besonders zahlreich ist das Spurenfossil *Rhizocorallium commune* SCHMIDT. Vereinzelt führen die Kalksteine eckige bis kantengerundete Sedimentfragmente. Zwischen die harten Mergelkalksteinbänke schalten sich mitunter 2–3 mm dünne graue Mergelsteinlagen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Übergang von der klastischen Röt- zur karbonatischen Wellenkalk-Fazies vollzieht sich relativ rasch, so daß die Buntsandstein/Muschelkalk-Grenze in der Regel recht deutlich zu fixieren ist. Die Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks beträgt 30–35 m.

Verbreitung: Ablagerungen des Unteren Wellenkalks finden sich nur als Lesesteine am östlichen Rand des Blattgebiets nahe der Wassergewinnungsanlage von Warburg-Scherfede (R 99 985, H 14 525). Gelbe dolomitische Mergelsteine in der nördlichen Uferböschung des Alpenbachs gehören den Grenzsichten des oberen Röts 4 an und geben Hinweise auf die unmittelbar folgenden Basisschichten des Unteren Muschelkalks. Sie sind jedoch durch Hangschutt aus Unterkreide-Sandsteinen verdeckt.

3.3.3 Keuper

Keuper-Ablagerungen wurden im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen. Allerdings sind in der Nordostecke des Blattgebiets im Liegenden der Unterkreide-Sandsteine Schichten des Mittleren Keupers zu erwarten, da nur wenig nördlich der Blattgebietsgrenze – nahe der „Alten Eisenbahn“ (TK 25: 4319 Lichtenau) – eine Bohrung (R 99 120, H 18 980) unter 20 m Unterkreide-Sedimenten in dunkelgraue und rotbraune Tonmergelsteine des Gipskeupers vorgestoßen ist. Die Verbreitungsgrenze des Keupers liegt nach Westen zu am Hardehausener Abbruch, nach Süden zu am Borlinghausener Abbruch (vgl. Kap. 4.1.2.2). Die Mächtigkeit der Keuper-Ablagerungen im nordöstlichen Blattgebiet wird auf 120 – 130 m geschätzt.

3.4 Unterkreide

Zu Beginn der Unterkreide dehnte sich das Norddeutsche Becken nach Süden aus. An seinem Ostrand wurde der von verschiedenen alten Ablagerungen des jüngeren Paläozoikums (Zechstein) und älteren Mesozoikums (Trias) bedeckte paläozoische Sockel mehr und mehr vom Kreide-Meer erfaßt und im Verlaufe der Oberkreide bis in den Bereich des nordöstlichen Sauerlandes in die marine Überflutung einbezogen. Im Gegensatz zu den küstenferneren Ablagerungsgebieten des Teutoburger Waldes und des nördlichen Eggegebirges mit teilweise tonig-glaukonitischen Einschaltungen (Osning-Grünsand und

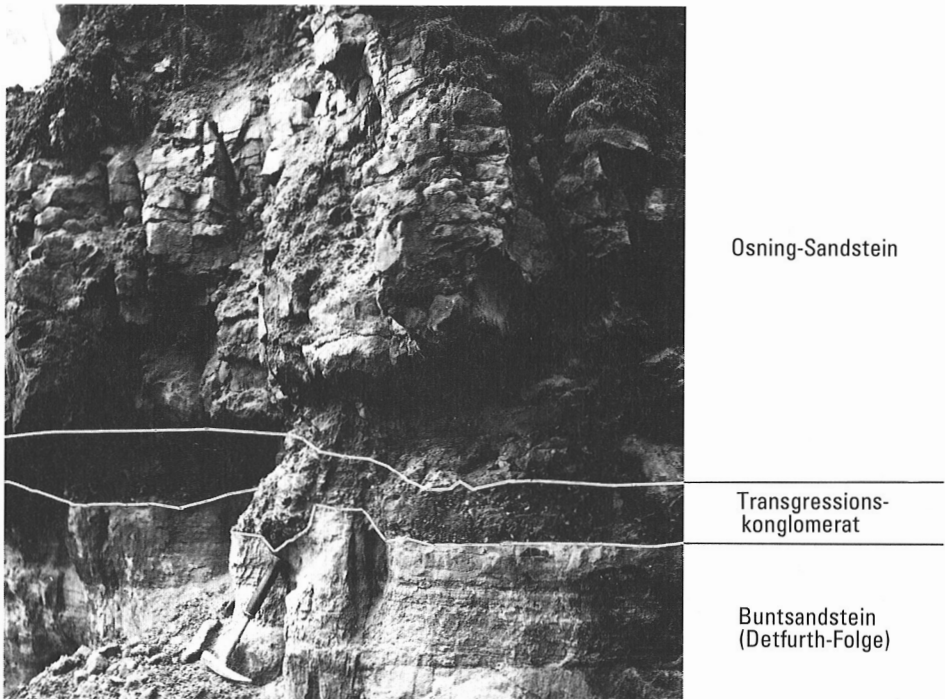


Abb. 5 Osning-Sandstein mit Transgressionskonglomerat über Mittlerem Buntsandstein (Detfurth-Folge); Sandsteinbruch im Kleinen Nonnenbusch (R 95 190, H 12 190)

Tabelle 5
Gliederung der Kreide

		Alter (Ma*) (nach KENNEDY & ODIN 1982)	Nordwestdeutschland (nach KEMPER 1973 a, 1973 b, 1976; THIERMANN 1984; KAPLAN & BEST 1985; KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1984; KAPLAN 1986)		
			leitende Ammoniten	leitende Inoceramen	weitere wichtige Leitfossilien
Oberkreide	Turon	Mittel-	<i>Collignoniceras woollgari</i> (MANTELL)	<i>Inoceramus lamarcki</i> PARKINSON <i>Inoceramus apicalis</i> WOODS, <i>I. cuvierii</i> SOWERBY	<i>Actinocamax plenus</i> (BLAINVILLE) <i>Pycnodonte vesicularis</i> (LAMARCK) <i>Actinocamax primus</i> <i>Aucellina</i> sp., <i>Neohibolites ultim.</i> (D'ORBIGNY)
		Unter-	<i>Mammites nodosoides</i> (SCHLÜTER) <i>Watinoceras coloradoense</i> (HENDERSON)	<i>Mytiloides</i> ssp.	
	Cenoman	Ober-	<i>Neocardioceras juddii</i> (GUERNE & BARROIS)	<i>Inoceramus pictus bohemicus</i> LEONHARD	
			<i>Metoicoceras geslinianum</i> (D'ORBIGNY)	<i>Inoceramus pictus</i> SOWERBY	
		Mittel-	<i>Calycoceras naviculare</i> (MANTELL)	<i>Inoceramus atlanticus</i> (HEINZ)	
			<i>Acanthoceras jukesbrownei</i> SPATH	<i>Inoceramus schoendorfi</i> HEINZ	
			<i>A. rhotomagense</i> (BRONGNIART) <i>Turrilites acutus</i> PASSY	<i>Inoceramus virgatus</i> SCHLÜTER	
			<i>A. rhotomagense</i> (BRONGNIART) <i>Turrilites costatus</i> LAMARCK	<i>Inoceramus crippsi</i> MANTELL	
		Unter-	<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH <i>Mantelliceras saxbii</i> (SHARPE)		
			<i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY)		
Unterkreide	Alb	Ober-	<i>Stoliczkaia dispar</i> (D'ORBIGNY), <i>Mortoniceras inflatum</i> (SOWERBY), <i>Dipoloceras cristatum</i> (BRONGNIART)	<i>Inoceramus sulcatus</i> PARKINSON	<i>Neohibolites praeultimus</i> SPAETH
		Mittel-	<i>Euhoplites lautus</i> (SOWERBY) <i>Euhoplites loricatus</i> SPATH <i>Euhoplites dentatus</i> (SOWERBY)	<i>Inoceramus concentricus</i> PARKINSON	<i>Neohibolites minimus</i> (MILLER)
		Unter-	<i>Douvilleiceras</i> , <i>Leymeriella</i>		
	Apt	Ober-	<i>Hypacanthoplites</i> , <i>Acanthohoplites</i> , <i>Parahoplites</i> , <i>Epicheloniceras</i>		<i>Oxyteuthis depressa</i> STOLLEY <i>Oxyteuthis germanica</i> STOLLEY <i>Oxyteuthis brunsvicensis</i> (STROMBERG) <i>Aulacoteuthis</i> <i>Oxyteuthis pugio</i> STOLLEY
		Unter-	<i>Dufrenoyia</i> , <i>Deshayesites</i> , <i>Prodeshayesites</i>		
	Barrême	Ober-	<i>Parancyloceras</i>		
		Mittel-	<i>Simancyloceras</i>		
		Unter-	<i>Paracrioceras</i>		
	Haute-rive	Ober-	<i>Simbirskites</i>		
		Unter-	<i>Endemoceras</i>		
Valangin	Ober-	<i>Dicostella</i> <i>Dichotomites</i> , <i>Prodichotomites</i>			
	Unter-	<i>Polyptychites</i> , <i>Platylenticeras</i>			

* Millionen Jahre

Tabelle 5
(Fortsetzung)

Blattgebiet Kleinenberg		
Lithostratigraphie	Leithorizonte	
<i>Iamarcki</i> -Schichten (partim) mit Bochumer Grünsand	Bochumer Grünsand	krt2
		krt2B
<i>Iabiatius</i> -Schichten mit Rotpläner	Rotpläner	krt1
		krt1R
Cenoman-Kalk	Kalkknollenbank	krc4
		krc3
plenius-Schichten, Coccolithen-kalkstein-Folge	„rauhe Bank“	
Flaser-kalkstein-Folge		
Cenoman-Pläner	Fossilbank	krc2
Cenoman-Mergel		krc1
Wünnenberger- und Keddinghausener Schichten		kr1W
Gault-Sandstein		kr1m1
Osning-Sandstein		kru0

Flammenmergel) ist die Unterkreide des südlichen Eggegebirges ausschließlich durch eine sandige Küstenfazies charakterisiert. Während der gesamten Unterkreide-Zeit herrschten relativ gleichförmige Ablagerungsbedingungen, die nur kurzfristig von Regression und Abtragung unterbrochen waren (SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974: 229). Zusammen mit den schichtspezifischen petro- und biofaziellen Merkmalen erlauben sie eine stratigraphische Untergliederung der Unterkreide-Sedimente.

Von der im nordwestlichen Teutoburger Wald vollständig und in großer Mächtigkeit ausgebildeten Schichtenfolge der Unterkreide fehlt im Raum Kleinenberg der Berrias. In dieser Zeit war offenbar der Raum des südlichen Eggegebirges noch landfest. Erst im weiteren Verlauf der Unterkreide – etwa ab dem Valangin (s. Tab. 5) – setzten sich auf dem eingeebneten permotriassischen Untergrund sandige und konglomeratische Sedimente ab, die vom nahegelegenen Festland des Rheinischen Schiefergebirges abzuleiten sind. Diese lagern dem präkretazischen Untergrund diskordant auf. Die durch die jungkimmerischen Abbrüche geschaffenen Höhendifferenzen der Geländeoberfläche (ca. 500 m im Bereich des Blattes Kleinenberg) waren bei dem Vordringen des Unterkreide-Meers durch festländische Abtragung offensichtlich bereits weitgehend ausgeglichen (SPEETZEN 1970). Als Beleg hierfür sind auf der ehemaligen Landoberfläche zahlreiche Verwitterungsbildungen und Bodenreste nachzuweisen, die von Unterkreide-Sedimenten überlagert und konserviert worden sind (DAHME 1982). Anzeichen einer Einebnung durch das Unterkreide-Meer sind nur selten, so etwa in dem kleinen Steinbruch am Nonnenbusch (s. Abb. 5 und Kap. 9.1: Aufschl. 4), 1,5 km östlich von Blankenrode, zu beobachten, wo über den Sandsteinen der Detfurth-Folge (Mittlerer Buntsandstein) eine deutliche Abrasionsfläche mit einem darüber liegenden Transgressionskonglomerat entwickelt ist (DAHME 1982: 207). Ähnliche Verhältnisse werden von WIRTH (1968: 9) aus Aufschlüssen südlich und nördlich der Umwallung der alten Stadt Blankenrode sowie aus dem Bereich Taubenheide östlich von Holtheim beschrieben.

3.4.1 Osning-Sandstein (kruO)

Neocomsandstein STILLE 1904

Osning-Sandstein SPEETZEN 1970

Gesteine: Lithostratigraphisch zeigt der Osning-Sandstein allgemein eine Dreiteilung mit einem jeweils von unten nach oben abnehmenden Feinsandgehalt.

Der untere Teil des Osning-Sandsteins ist größtenteils massig ausgebildet. Der etwa ein Drittel oder fast die Hälfte der Gesamtmächtigkeit einnehmende Gesteinsabschnitt wird stellenweise von einem Transgressionskonglomerat eingeleitet, das eine stärkere Geröllführung besitzt. Im Kleinen Nonnenbusch (R 95 190, H 12 190) erreicht dieses Basiskonglomerat eine Mächtigkeit von ca. 0,50 m (Abb. 5 und Kap. 9.1: Aufschl. 4). Es besteht hauptsächlich aus gerundeten bis kantengerundeten Milchquarzen, graugrünlischen Grauwacken, graubraunen quarzitischen Sandsteinen, braunen bis grauen Quarziten sowie hellen und dunklen Lyditen aus dem Karbon der Rheinischen Masse; hinzu kommen dunkelgraue Gerölle des Zechsteins. Der Korndurchmesser beträgt maximal 15 cm. Auch in den höher liegenden Gesteinsabschnitten der Basisschichten sind immer wieder einzelne Geröllagen anzutreffen. Die Geröllführung ist auf den äußersten Süden des Eggegebirges beschränkt und läßt sich im Bereich des Blattgebiets Kleinenberg von Blankenrode aus über eine Entfernung von 7 km bis nördlich Kleinenberg verfolgen.

Durch eine deutliche, zum Teil rötlichgefärbte Trennfuge von den Basisschichten abgesetzt, folgt ein bankig bis dickbankig aufgebauter Gesteinsabschnitt, der durch einzelne deutlichere Bankfugen sowie kleinere Eintiefungen oder Rinnen gekennzeichnet ist.

Der obere Teil des Osning-Sandsteins wird von dünnbankigen bis plattigen Sandsteinen eingenommen, die teilweise eine Flaser- oder Schrägschichtung besitzen. Wie im mittleren Abschnitt sind Reste einer Ichnofauna anzutreffen.

Der Osning-Sandstein ist ein mittel- bis grobkörniger, gelblichweißer oder braungelb bis intensiv braun gefärbter Quarzsandstein von geringer Festigkeit. Er ist im Blattgebiet durch die Verwitterung teils klippenbildend (z. B. an der Nadel), teils in große gerundete Blöcke aufgelöst und liegt dann als Blockmeer über das Gelände verstreut. Gegenüber der weiter nördlich relativ einheitlichen Gesteinsbeschaffenheit treten im Blattgebiet verschiedentlich grobkörnigere Sandsteinlagen mit paläozoischen Geröllen hinzu, deren Anteil sich in Richtung auf die Rheinische Masse verstärkt und auf den ehemals nahegelegenen Küstensaum hinweist (HENDRICKS & SPEETZEN 1983: Taf. 1.). Die in den Osning-Sandstein eingelagerten konglomeratischen Lagen zerfallen eckig und liefern einen an Milchquarzgeröllen reichen Grus. Als Folge der Verwitterung sind an Steilwänden aus Osning-Sandstein wabenartige Strukturen zu beobachten, die zum Beispiel an der Nadel (vgl. SPEETZEN 1970: Abb. 1) besonders gut zu studieren sind.

Der Quarzanteil beträgt durchschnittlich 95 % (SPEETZEN 1970). Nur stellenweise ist ein geringer Anteil von Feldspat und Glaukonit nachweisbar, der jeweils einen Wert von 2,5 beziehungsweise 2,1 % nicht übersteigt und besonders im höheren Teil des Osning-Sandsteins anzutreffen ist. Glimmer (vorherrschend Muskovit) sind nur sporadisch vertreten und auch die Schwermineralführung ist äußerst gering. Es handelt sich um ein verarmtes Spektrum aus Turmalin, Zirkon, Rutil, Granat und Staurolith. Bei geringen Rutilgehalten ist

das Turmalin/Zirkon-Verhältnis nahezu ausgeglichen. Auffallend ist der relativ hohe Anteil an metamorphen Mineralen.

Der Feinkorngehalt ($< 0,2$ mm) liegt zwischen 4 % im Südwesten und 1,5 % im Nordosten des Blattgebiets. Die Sortierungswerte schwanken zwischen 1,35 im küstennäheren und 1,20 im küstenferneren Bereich und sind somit als gut zu bezeichnen. Ein im Bereich des Blattgebiets nach Nordosten in Richtung Willebadessen vorspringender Bereich schlechterer Sortierung (1,35; SPEETZEN 1970: Taf. 13) ist vermutlich auf eine beckenwärts gerichtete Bodenströmung zurückzuführen. Der Rundungsgrad nimmt mit abnehmender Korngröße ebenfalls ab.

Die Zementation des Sandsteins ist hauptsächlich auf die Kornanlagerung selbst zurückzuführen, wobei es teilweise zu einem Weiterwachsen der Quarzkörner und einer Verkleinerung der Porenräume gekommen ist. Gelegentlich treten Drucklösungserscheinungen an den Berührungsstellen der Quarzkörner auf. Eine schwächere Zementation erfolgte auch durch limonitische Eisenverbindungen (Goethit), die sich in den verbliebenen Hohlräumen als schwarzbraune bis braungelbe, konzentrisch-schalige, seltener faserige Porenfüllungen gebildet haben. Eine eigentliche Matrix ist nur in geringem Maße ausgebildet und liegt durchweg unter 10 %. Die Matrix besteht überwiegend aus feinen Quarzsplittern, die teilweise durch Chalzedon verkittet sind (SPEETZEN 1970: 97).

Nach dem Modalbestand des Osning-Sandsteins, den Kennwerten zur Korngrößenzusammensetzung (vertikale und laterale Korngrößenverteilung, Rundungs- und Sortierungsgrad) sowie der Einfallrichtung der lokal deutlich ausgebildeten Schrägschichtung ergeben sich für den Raum Kleinenberg Ablagerungsbedingungen, die sowohl durch den Einfluß des Meers als auch durch Festlandsnähe geprägt sind. Am ehesten gleicht der Ablagerungsraum einem Ästuar, in dem zeitweilig der Einfluß des offenen Meers mit landeinwärts gerichteten Strömungen unterbrochen waren. Wie die Gesteinszusammensetzung zeigt, ist für den Osning-Sandstein des Blattgebiets neben der direkten Sedimentanlieferung aus dem Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges auch der Einfluß des südwestlich und südlich angrenzenden Buntsandstein-Gebiets nachzuweisen.

Fossilien: Der Osning-Sandstein ist im Blattgebiet weitgehend fossilfrei. Makrofossilien sind lediglich aus dem untersten Teil des Osning-Sandsteins, das heißt aus dem Bereich des Transgressionskonglomerats, bekannt. In dem Aufschluß im Kleinen Nonnenbusch (R 95 190, H 12 190) sind zum Beispiel Schalenabdrücke von *Loph*, an verstürzten Hangblöcken im Bereich des Bentenberges (R 98 770, H 15 220) Steinkerne von *Thetys* zu beobachten (Mitt. E. SPEETZEN, Münster). Probennahmen zur Bestimmung der Mikrofauna verliefen negativ. Häufiger treten im Osning-Sandstein Spuren sedimentbewohnender Organismen auf. Hierbei handelt es sich insbesondere um die röhrenförmigen Bauten von *Ophiomorpha*, die als 3 – 4 cm starke, sich y-artig verzweigende oder überkreuzende ovale Sandstränge mit einer charakteristischen höckerigen bis löcherigen Oberfläche vor allem in den höheren Profilabschnitten angetroffen werden. Die Bauten sind hauptsächlich parallel zur Schichtung ausgerichtet. Das Vorkommen von *Ophiomorpha* war offensichtlich an den Litoralbereich gebunden. Entsprechend häufig sind *Ophiomorpha*-Röhren im südlichen Eggegebirge, während sie im Osning-Sandstein des südöstlichen Teutoburger Waldes fehlen. Weitere Lebensspuren sind die ca. 1 cm dicken Sandstränge vom *Gordia-Typus* (vgl. KEMPER 1968: 79), die ebenfalls parallel zu den Schichtflächen auftreten, sowie sehr feine, schräg oder annähernd senkrecht zur Schichtung stehende röhrenförmige Gebilde unbekannter Herkunft.

Altersstellung: Aufgrund seiner Fossilarmut ist die stratigraphische Stellung des Osning-Sandsteins im Blattgebiet im einzelnen noch ungeklärt. Nach den bereits im vergangenen Jahrhundert bei Neuenheerse und Willebadessen (TK 25: 4319 Lichtenau) gemachten Ammonitenfunden sind jedoch verschiedene Unterkreide-Stufen belegt. Im Voreinschnitt des nicht zur Vollendung gekommenen Eisenbahntunnels an der Karlsschanze in der Südostecke des Blattgebiets Lichtenau wurde *Simbirskites decheni* (ROEMER) – leitend für Oberes Hauterive – (ROEMER 1852 a: 190; STILLE 1909: 25, 1935: 8), in dem großen Sandsteinbruch südlich des Neuenheersener Bahneinschnittes *Hoplites weissii* NEUMAYR & UHLIG – leitend für Apt – (STILLE 1909: 26, 1935: 8) gefunden. Somit reicht die Schichtenfolge nach STILLE (1909) vom Oberen Hauterive bis zum Apt, nach SPEETZEN (1970: 21) sogar bis ins Unteralt. Berücksichtigt man die Angaben von STILLE (1903: 12) über den Fund eines schlecht erhaltenen *Polyptychites* sp. aus dem Neuenheersener Sandsteinbruch, so ist auch nicht auszuschließen, daß im Osning-Sandstein des südlichen Eggegebirges bereits das untere Valangin (s. Tab. 5) vertreten ist.

Abgrenzung: Die Grenzziehung gegenüber dem unterlagernden Buntsandstein ergibt sich vor allem durch den Farbumschlag von Rotbraun nach Hellgrau. Der Gesteinswechsel ist gekennzeichnet durch das Aussetzen der für den Buntsandstein charakteristischen rotbraunen oder grüngrauen Toneinschaltungen. Stellenweise wird der Osning-Sandstein durch ein Transgressionskonglomerat eingeleitet. Im Hangenden geht der Osning-Sandstein ohne scharfe Grenze in den wiederum rostrot- bis braunrotgefärbten Gault-Sandstein über.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Osning-Sandstein ist im wesentlichen auf den nordöstlichen Teil des Blattgebiets beschränkt, wo er infolge der flachen bis söhligten Lagerung zwischen Kleinenberg und Holtheim einen ca. 7 km breiten Ausstrich besitzt. Von dort aus ist er teils flächenhaft, teils in Form einzelner Erosionsreste bis in den Bereich der Stadtwüstung Blankenrode zu verfolgen. Das am weitesten westlich nachgewiesene Vorkommen liegt am Südabhang des Sassenberges längs des Holtheimer Bachs.

Von etwa 15 m im äußersten Nordosten des Blattgebiets nimmt die Mächtigkeit des Osning-Sandsteins in südwestlicher bis westlicher Richtung über 14 m bei Kleinenberg und 11 m an der Nadel kontinuierlich ab, bis er bei Blankenrode auskeilt. Stellenweise, so im Bereich der Stadtwüstung Blankenrode oder im Bereich Marschallshagen vollzieht sich der Mächtigkeitsabfall von mehreren Metern bis auf wenige Dezimeter auch so rasch, daß an ein zum Teil tektonisch bedingtes untermeerisches Relief gedacht werden muß. Die heutige Verbreitungsgrenze des Osning-Sandsteins stellt mit Sicherheit einen Denudationsrand dar. Der ehemalige Küstensaum dürfte somit weiter im Süden gelegen haben ohne daß darüber genaue Angaben gemacht werden können. Der bis vor wenigen Jahren angenommene Meeresarm einer „Egge-Bucht“, der bis in den Raum Brilon gereicht haben soll (HEITFELD 1957) ist nach neueren Untersuchungen nicht mehr aufrecht zu erhalten (HISS & SPEETZEN 1986).

Aufschlüsse:

- Steinbruch nördlich von Kleinenberg, R 98 380, H 17 060 (vgl. SPEETZEN 1970: KI 5; vgl. Kap. 9.1: Aufschl. 5)
- Bentenberg, R 99 140, H 14 440 (vgl. SPEETZEN 1970: KI 4)
- Nadel, R 97 720, H 13 500 (vgl. SPEETZEN 1970: KI 3)

- Stadtwüstung Blankenrode, R 95 435, H 11 450 (vgl. SPEETZEN 1970: Kl 1), R 95 480, H 11 730 (vgl. SPEETZEN 1970: Kl 2)
- Im Kleinen Nonnenbusch R 95 190, H 12 190 (vgl. Abb. 5)

3.4.2 Gault-Sandstein (krlm1)

Gaultsandstein STILLE 1904, 1935

Gault-Sandstein SPEETZEN 1970

Gesteine: Im nordöstlichen Blattbereich wird der Osning-Sandstein von dem stratigraphisch nur wenig jüngeren Gault-Sandstein überlagert. Hierbei handelt es sich allgemein um einen mehr oder weniger porösen, mittelfesten, mittel- bis feinkörnigen Sandstein, der durch Hämatit (Fe_2O_3) zum größten Teil intensiv rostrot bis braunrot gefärbt ist und den Ackerboden in charakteristischer Weise färbt. Die Porosität ist wahrscheinlich auf einen primären Kalkgehalt zurückzuführen, der im Laufe der Zeit durch Verwitterung weggeführt wurde.

Der Gault-Sandstein beginnt nach PREDL (1978: 37) im Blattbereich zuunterst mit einem bis 0,30 m mächtigen Basiskonglomerat, das überwiegend aus Lagen mit weißen bis gelblichweißen Milchquarzgeröllen (bis zu 6 mm), weißen und hellbraunen Tonsteingeröllen (bis zu 10 mm) sowie Geröllen aus dichtem Goethit besteht; Quarzit- und Kieseliefgerölle sind außerordentlich selten. Ob die Eisenhydroxid-(Goethit-)Gerölle primär als Toneisenstein-(Siderit-)Gerölle vorgelegen haben, ist infolge der starken sekundären Neubildung von Eisenhydroxid nicht mehr feststellbar. Die stärker konglomeratischen Lagen mit einem zum Teil hohen Schluffanteil verwittern ähnlich dem unterlagernden Osning-Sandstein zu großen gerundeten Blöcken. Stellenweise, so zum Beispiel am Westrand des Bentenberges sowie an der Südwestecke des Piepersieks, sind an der Basis des Gault-Sandsteins hellgefärbte, ca. 0,30 – 0,80 m mächtige kieselige Partien ausgebildet, die relativ fossilreich sind. Auch in stratigraphisch etwas jüngeren Bereichen des Gault-Sandsteins, zum Beispiel im Aufschluß am Kälberbruch, sind derartige spiculitische Einlagerungen anzutreffen, die hauptsächlich aus Schwammnadeln und einem diese umgebenden sehr feinen Zement aus mikrokristallinem Quarz bestehen (W. M. SCHMIDT 1976: 38).

Die stratigraphisch höher liegenden Profilabschnitte des Gault-Sandsteins sind relativ einheitlich ausgebildet. Generell handelt es sich um einen Mittelsandstein mit einem Quarzkorngehalt von ca. 75 – 90 %, der an der Geländeoberfläche zu eckigen Bruchstücken und Grus verwittert. Feinsandlagen oder grobsandig-feinkiesige Einschaltungen treten weitgehend zurück. Der Sortierungsgrad ist nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) mit 1,11 – 1,46 größtenteils gut bis sehr gut. Der Rundungsgrad der teilweise undulös auslöschenden Quarzkörner nimmt mit der Korngröße zu. Als Nebengemengteile sind vor allem Feldspäte, Glimmer, Apatit sowie akzessorisch einzelne Schwerminerale vorhanden. In den höheren Teilen des Gault-Sandsteins ist der Farbton überwiegend mittelbraun; stellenweise auftretende grünliche Gesteinsfarben gehen auf den Gehalt von Glaukonit zurück. Häufig, insbesondere in den höchsten Teilen des Gault-Sandsteins (z. B. in dem Aufschluß an der Mariengrotte; vgl. Kap. 9.1: Aufschl. 7) ist eine mehr oder weniger deutliche Schrägschichtung ausgebildet, die eine Schüttungsrichtung nach Süden zeigt (PREDL 1978: 20).

Auf die Matrix des Gault-Sandsteins entfallen ca. 10 - 25 % des Gesteinsvolumens. Diese besteht zu etwa 1 % aus mikrokristallinem Quarz (PREDL 1978), überwiegend jedoch aus Eisenhydroxid – vorwiegend Goethit, stark untergeordnet Hydrohämätit und sporadisch Lepidokrokit –, welches die Quarzkörner mehr oder weniger stark umkrustet. Nicht selten sind einzelne Partien zu Eisenschwarten verfestigt. Das Eisenhydroxid ist vorwiegend in situ gebildet worden, wobei das Eisen autochthoner Herkunft ist.

Fossilien: Der Fossilinhalt in den basisnahen Schichten besteht nach den Beobachtungen von STILLE (1904) im Bereich des Bentenberges aus den Resten von *Pecten darius* D'ORBIGNY, *Inoceramus (I.) concentricus* PARKINSON und Spongien. Aus dem ehemaligen Steinbruch oberhalb des Kälberbruchs (R 97 030, H 17 600) sind Reste von Muscheln, *Dentalium* sp. sowie Schwammnadeln bekannt geworden. W. M. SCHMIDT (1976) beschreibt aus dem angrenzenden Blattgebiet 4420 Peckelsheim die Formen *Inoceramus concentricus* PARKINSON, *Inoceramus ewaldi* SCHLÜTER, *Entolium orbiculare* SOWERBY, *Dentalium* sp. und *Exogyra* sp. Im nördlich benachbarten Blattgebiet 4319 Lichtenau wurden darüber hinaus die Cephalopoden *Callihoplites auritus* (SOWERBY) und *Neohibolites minimus* (MILLER) im Gault-Sandstein nachgewiesen (ROEMER 1852 b, 1854; STILLE 1935).

Bis auf die untersten Gesteinslagen ist der Gault-Sandstein fossilarm. Allerdings sind einzelne oder in Lagen angereicherte Grabgangfüllungen recht häufig zu beobachten.

Altersstellung: Aus dem Auftreten von *Inoceramus concentricus* und *Inoceramus ewaldi* in den Basisschichten folgt, daß die Sedimentation im untersten Mittelalt begann (W. M. SCHMIDT 1976: 42). *Callihoplites auritus* (SOWERBY) ist für Oberalt leitend (H. G. OWEN 1973). Somit dürfte der Gault-Sandstein zumindest teil- oder gebietsweise jünger als Mittelalt sein.

Abgrenzung: Der Gault-Sandstein liegt zum Teil dem Buntsandstein diskordant auf, zum Teil geht er aus dem Osning-Sandstein mehr oder weniger kontinuierlich hervor. Im einen wie im anderen Falle ist eine Abgrenzung nicht immer leicht. Gegenüber dem Osning-Sandstein tritt der Gault-Sandstein morphologisch nicht so deutlich hervor. Von den Sandsteinen des Oberen Buntsandsteins (Röt) hebt sich der Gault-Sandstein vor allem durch sein gröberes Korn und die eingelagerten Geröllagen ab. Die Abgrenzung gegenüber dem Osning-Sandstein ergibt sich vor allem durch den markanten Farbumschlag von Hellgrau nach Rostrot, daneben ist der Grenzbereich durch die konglomeratische und fossilführende Basisbank des Gault-Sandsteins markiert. Die genaue Grenzziehung wird häufig allerdings dadurch erschwert, daß die basisnahen Schichten des Gault-Sandsteins stellenweise (z. B. am Bentenberg) mit hellgefärbten Sandsteinen beginnen beziehungsweise durch Stau- oder Grundwassereinfluß sowie durch Witterungseinflüsse stark gebleicht sein können. Die Hangendgrenze ergibt sich im allgemeinen durch die auflagernden Tonmergelsteine des Cenoman-Mergels (Oberkreide). Lokal geht der Gault-Sandstein in seinem Hangenden in glaukonitführende Grünsandsteine über, die als jüngste Ablagerungen der Unterkreide-Zeit vor allem im mittleren und westlichen Blattgebiet entwickelt sind.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Gault-Sandstein keilt, von Nordosten her zwischen Holtheim und Kleinenberg auf das Blattgebiet übergreifend, schon wenige Kilometer weiter südlich aus und wird westlich einer Linie Nadel – Taubenheide nicht mehr angetroffen. Seine größte Verbreitung besitzt er bei annähernd flacher Lagerung im Bereich des Bentenberges sowie nordwestlich von Kleinenberg. Die Mächtigkeit des Gault-

Sandsteins beträgt am nordöstlichen Rand des Blattgebiets ca. 15 m und im Bereich des Bentenberges nur ca. 12 m.

Aufschlüsse:

- Mariengrotte westlich Kleinenberg, R 97 430, H 16 850
- Grube am Kälberbruch, nordöstlich der Bundesstraße B 68, R 97 000, H 17 600

3.4.3 Kedinghausener und Wünnenberger Schichten (krlW)

Grünsand des Neokoms STILLE 1904

Rüthener Grünsandstein (partim) HEITFELD 1957, SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974

Kedinghausener und Wünnenberger Schichten HISS & SPEETZEN 1986

Gesteine: Nach STILLE (1904: 12) sind im mittleren und nordwestlichen Blattbereich in den hangendsten Partien des „Neokomsandsteins“ südwestlich von Holtheim und am südlichen Marschallshagen relativ mürbe, zum Teil gröberkörnige und konglomeratische Sandsteine anzutreffen, die durch einen mehr oder weniger hohen Glaukonitgehalt gekennzeichnet sind. Ähnliche Vorkommen werden von STILLE (1904: 12) auch vom nordwestlichen Bentenberg, von der Taubenheide und vom nördlichen Teil der Flachskämpfe beschrieben, wo sie den Ablagerungen des Buntsandsteins direkt auflagern. Weitere Vorkommen wurden im Verlaufe der Kartierung auch an anderen Stellen des Raumes Holtheim – Kleinenberg – Marschallshagen angetroffen, wobei in den Aufschlüssen und Bohrungen neben gröberkörnigeren Partien überwiegend glaukonitführende Fein- und Mittelsandsteine beobachtet wurden. Im Bereich Marschallshagen (s. Kap. 9.1: Aufschl. 6, R 94 220, H 15 040) sind zum Beispiel im Hangenden feinkörniger, glimmerführender, weißgrauer bis gelbbrauner Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins schwach bis mäßig glaukonitführende Fein- bis Mittelsandsteine von 3–4 m Mächtigkeit ausgebildet. Die Glaukonitführung ist im unteren Teil gering und zudem überwiegend an tonigere Grabgangfüllungen gebunden, nach oben nimmt der Glaukonitgehalt zu und erreicht Werte bis zu 6 %.

Gesteinsanalyse (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Fundort: Bachriß südöstlich der ehemaligen Glashütte Marschallshagen (s. Kap. 9.1: Aufschl. 6); oberste Bank

makroskopisch: grau- bis grünlichbrauner Fein- bis Mittelsandstein

mikroskopisch: Sand (92 Vol.-%) bestehend aus Quarz, akzessorisch Orthoklas, Orthoklasperthit, Zirkon, Staurolith, Erz- und Gesteinsfragmenten (Lydit, Schluffstein, Quarzit) sowie Glaukonit (6 Vol.-%) mit einer Grundmasse aus feinkristallinem Quarz, sehr untergeordnet Goethit, Tonmineralen (Illit, Glaukonit, akzessorisch Kaolinit); Korngröße der Sandkörner um 500 µm; angerundet; Sortierung gut; Bindung durch Kornverwachsung

Befund: leicht toniger und glaukonitischer Mittelsandstein

Eine Gesteinslage ähnlicher Ausbildung wurde am Südufer des Holtheimer Bachs (R 93 060, H 15 720) gegenüber dem Sassenberg angetroffen. Glaukonitische Sandsteine größerer Mächtigkeit wurden auch in den Bohrungen Oberhagen (CB 1/88, R 96 942, H 15 441) und CB 18/88 Bentenberg (s. Kap. 9.2: Brg. 6) beobachtet.

Fossilien: Einziges Makrofossil war die Grabspur von *Ophiomorpha* in einem losen Sandsteinblock von der Basis der ehemaligen Mergelgrube (R 94 000, H 15 220) südlich der Glashütte Marschallshagen. Die Mikrofauna (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. und C. FRIEG, Deutsche Montan Technologie, Bochum) lieferte einige wenige sandschalige Foraminiferen, und zwar:

Acratiammina neocomiana BARTENSTEIN, *Arenobulimina (Pasternakia) macfadyeni* CUSHMAN, Ar. (*Pasternakia*) *chapmani* CUSHMAN, *Eggerellina intermedia* REUSS), *Haplophramoides*, *Glomospira*, *Ammobaculites* sp. aff., *Ammodiscus* sp., *Gümbelina* sp. aff., *Tritaxia* sp., Radiolarien

Altersstellung: Aufgrund der Mikrofauna gehören die Ablagerungen zum tieferen Oberalb. Dies wird insbesondere durch das Erstauftreten von *Arenobulimina (Pasternakia) chapmani* zusammen mit den Endformen der *macfadyeni*-Reihe in den Aufschlüssen Marschallshagen, Holtheim und der Bohrung Oberhagen belegt (FRIEG & KEMPER 1989). Vergleichbare Sandsteinablagerungen der höheren Unterkreide sind weiter im Westen (TK 25: 4417 Büren, 4418 Wünnenberg) die Kedinghausener Schichten, die dort als küstennahe Randfazies des Flammenmergels angesehen werden (HISS & SPEETZEN 1986). Die von STILLE (1904: 12) erwähnten gröberkörnigen und konglomeratischen Glaukonit-sandsteine könnten auch den Wünnenberger Schichten entsprechen, die im Raum Wünnenberg als grobsand- und kiesführendes Äquivalent des Rüthener Grünsands teils über den Kedinghausener Schichten, teils über älteren Ablagerungen liegen (HISS & SPEETZEN 1986). Wünnenberger Schichten wurden unmittelbar westlich des Blattlandes in verschiedenen Bohrungen noch in einer Mächtigkeit von 1–2 m angetroffen und dürften somit zumindest im Westteil des Blattgebiets Kleinenberg (s. Taf. 1 in der Anl.) noch mit einiger Sicherheit vorhanden sein. Als weitere Deutung bietet sich eine bis in das tiefere Oberalb reichende grünsandige Ausbildung des Gault-Sandsteins an, da in mehreren Bohrungen südlich von Kleinenberg eine Wechsellagerung zwischen roten und hellgrünen Sandsteinlagen bei zurücktretenden Rottönen zu beobachten ist (s. Kap. 9.2: Brg. 6). Dies würde übereinstimmen mit der Tatsache, daß der aus dem Gault-Sandstein des Eisenbahneinschnitts westlich von Neuenheerse (TK 25: 4319 Lichtenau) nachgewiesene *Callihoplites auritus* (SOWERBY) für eine Subzone des Oberalbs leitend ist (H. G. OWEN 1973; vgl. SKUPIN 1983, 1985).

Abgrenzung: Von den Schichten des Mittleren Buntsandsteins und Gault-Sandsteins unterscheidet sich der Grünsandstein vor allem durch einen plötzlich einsetzenden und nach oben zunehmenden Glaukonitgehalt. Gegenüber dem hangenden Cenoman-Mergel erfolgt die Grenzziehung durch das Sand-, Kies- und Phosphoritknollen führende Transgressionskonglomerat an der Cenoman-Basis.

Verbreitung und Mächtigkeit: Innerhalb des Blattgebiets ist der Grünsandstein an mehreren Stellen kleinflächig in dem Bereich Holtheim, Marschallshagen und südlich Kleinenberg nachzuweisen. Er ist dort teils als geringmächtige Auflage von wenigen Zentimetern (z.B. Holheimer Bach) oder Dezimetern (Marschallshagen) über älteren Sedimenten (Mittlerer Buntsandstein, Osning-Sandstein) entwickelt, in Bohrungen bei Oberhagen und am Bentenberg wurden Mächtigkeiten von 8 und 14 m nachgewiesen. Die vom nördlichen Teil der Flachskämpfe beschriebenen harten, Fossilreste und Phosphoritknollen führenden Sandsteinlagen, die von STILLE (1904: 12) ebenfalls als „Neokomsandstein“ gedeutet werden, sind aufgrund ihrer Ausbildung vermutlich als Basisschichten des Cenomans (s. Kap. 3.5.1.1) aufzufassen.

Das lokale Auftreten des Grünsandsteins ist vermutlich durch Abtragungsvorgänge im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen bedingt. Zum anderen wird eine flächenhafte Darstellung durch die teilweise schlechten Aufschlußverhältnisse sowie die schwierige Abtrennung vom Osning-Sandstein verhindert beziehungsweise erschwert.

3.5 Oberkreide

Basierend auf den Angaben von BECKS (1843) und HEINRICH (1844, zitiert in GEINITZ 1849/50) stellte ROEMER (1854) als einer der ersten eine Gliederung der unteren Oberkreide im Münsterland auf. SCHLÜTER (1866, 1871 – 1876) erweiterte und ergänzte sie, womit er die Grundlage für eine rund 100 Jahre gültige Gliederung legte. In den vergangenen Jahren verbesserte die Erforschung des Cenomans und Turons im nordwestdeutschen Raum die Kenntnisse der Litho- und Biostratigraphie. Die daraus erwachsene Event-Stratigraphie ermöglicht es, regionale litho- und biofazielle Unterschiede besser auszugleichen und eine überregionale Korrelation durchzuführen. Die Event-Stratigraphie gewinnt insbesondere nach der Angleichung der nordwestdeutschen Gliederung an das internationale Standardschema und der Weiterentwicklung der Inoceramen-, Cephalopoden- und Echinidenstratigraphie zunehmend an Bedeutung (ERNST & SCHMID 1979, ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, ERNST & WOOD & HILBRECHT 1984, WOOD & ERNST & RASEMANN 1984). Eine zusammenfassende Darstellung zum derzeitigen Stand der Kreide-Stratigraphie geben BIRKELUND et al. (1984).

Im Gegensatz zur Unterkreide ist die Oberkreide überwiegend kalkig-mergelig bis tonig-mergelig ausgebildet. Mehr kalkig bis kalkig-mergelige Ablagerungen zu Beginn (Cenoman und Turon), mehr tonig-mergelige Sedimente (Coniac – Campan) gegen Ende der Oberkreide kennzeichnen den Sedimentationsverlauf. Daneben sind innerhalb der einzelnen Oberkreide-Stufen des südöstlichen Münsterlandes auch in der horizontalen Erstreckung deutliche Faziesdifferenzierungen zu beobachten. Sowohl im Cenoman wie im Turon macht sich die randliche Lage des Blattgebiets zur ehemaligen Meeresküste durch Einschaltungen von Glaukonitsanden und -mergeln bemerkbar.

3.5.1 Cenoman

Gegenüber der überwiegend sandig-mergeligen und glaukonitführenden Fazies des westlichen Ruhrgebiets ist das Cenoman im Osten und Südosten des Münsterlandes merklich kalkiger ausgebildet. Vom Liegenden zum Hangenden kann häufig eine Dreigliederung der Sedimente in Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk vorgenommen werden, früher identisch mit dem Unter-, Mittel- und Obercenoman. Nach neuerer Gliederung (ERNST & SCHMID 1979, ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1984, KAPLAN & BEST 1985) werden Cenoman-Mergel und Cenoman-Pläner (= *varians*-Pläner) dem Untercentoman, der Cenoman-Kalk der *rhodomagense*- und *pictus*-Zone zusammen mit der *plenus*-Zone dem Mittel- bis Obercentoman zugerechnet.

3.5.1.1 Cenoman-Mergel (krc1)

Cenomanmergel STILLE 1904
Cenoman-Mergel SKUPIN 1989

Gesteine: Die karbonatischen Ton- und Schluffsteine des Cenoman-Mergels liegen dem paläozoisch-mesozoischen Untergrund diskordant auf, wobei die Basisschichten als geringmächtige, gröberklastische Transgressionssedimente entwickelt sind. Der Übergang in die eigentlichen Cenoman-Mergel ist meist durch eine rasche Abnahme des Kies-, Sand- und Glaukonitgehalts gekennzeichnet.

Tabelle 6

Geröllverteilung im Basiskonglomerat der Kreide im Autobahneinschnitt bei Blankenrode (nach EL-ARNAUTI 1971)

Gesteinsbestand der Gerölle	Anteil der Arten		Gew.-%	Herkunft
	Stück	%-Anteil		
Quarz	150	54,4	55,1	Devon und Karbon des Rheinischen Schiefergebirges
quarzitische Sandsteine und Grauwacken	47	17,0	18,9	
Kieselschiefer	14	5,1	5,4	
kalkige Mergel, Mergel und Schluffsteine	41	14,8	4,5	Zechstein am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges
Phosphoritknollen	24	8,7	16,1	syndimentär
Summe	276	100,0	100,0	

Generell bestehen die losen Gerölle oder karbonatisch verfestigten Geröllagen der Basisablagerungen korngößenmäßig meist aus einem Fein- bis Grobkies, in dem Mittelkies vorherrschend ist. Das Geröllspektrum (s. Tab. 6) umfaßt hauptsächlich Gesteine aus dem Devon und Karbon des Rheinischen Schiefergebirges (Quarze, quarzitische Sandsteine, Grauwacken, Lydite) sowie aus dem am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges anstehenden Zechstein (kalkige Mergel, Mergel- und Schluffsteine). Die Schluff- und Sandkörner bestehen in erster Linie aus Quarzen und Gangquarzen mit vereinzelt Einschlüssen von Biotit und Apatit sowie Glaukonitkörnern mit einem mittleren Durchmesser von 200 – 300 µm. In geringer Menge treten Glimmer (Biotit und Muskovit), Bruchstücke von Lyditen, Fossilfragmente und kohlige Tonsteinbröckchen mit recht unterschiedlichem Rundungsgrad hinzu. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus Illit, Mikrit bis Mikrospatit (ca. 12 %) und feinkristallinem Quarz (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Weitere charakteristische Bestandteile der Basisschichten sind graue bis braunviolette, bis zu mehrere Zentimeter große kugelige bis walzenförmige Phosphoritknollen, die neben der phosphoritischen Grundmasse aus eingelagerten Quarz- und Glaukonitkörnern sowie zum Teil zahlreichen Fossilresten bestehen. Die Grundmasse ist durchschnittlich aus 25 – 30 % Quarz, 60 – 65 % Apatit und ca. 10 % Glimmer und Tonmineralen (EL-ARNAUTI 1971: 26) zusammengesetzt. Je nach chemischer Zusammensetzung und Anteil der mineralischen Verunreinigungen schwanken Härte, Farbton und Form mehr oder weniger stark. Verschiedentlich angetroffene Ammonitenreste zeigten eine perlmuttglänzende aragonitische Schalenerhaltung, eine Erscheinung, die sonst eher von der Hauptaragonitfazies des Beckeninnern her bekannt ist (KEMPER & ZIMMERLE 1982).

Die Phosphoritknollen bildeten sich vermutlich frühdiagenetisch in Sedimenten mit phosphatreichen Porenwässern in der Nachbarschaft abgestorbener Organismenreste

(NOWACK 1983). Hinweise für aufgearbeitete Phosphoritknollen aus den unterlagernden Unterkreide-Sedimenten, wie sie sonst an der südlichen Peripherie des Beckens zu finden sind (KENNEDY & GARRISON 1975, ZIMMERLE 1982) fehlen. Wegen der darin vorgefundenen Makro- und Mikrofauna kann aber eine solche Aufarbeitung auch nicht völlig ausgeschlossen werden. Nach den regionalgeologischen Verhältnissen sind die tiefsten sand- und glaukonitführenden Schichten der Oberkreide aufgrund der Phosphoritknollenführung mit der „Hangenden Mergellage“ der weiter westlich liegenden Ablagerungsgebiete gleichzusetzen (SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974).

Oberhalb des Basiskonglomerats nehmen Geröll- und Sandgehalt rasch ab und werden nach einem kurzen Übergangsbereich von graugrünen bis gelblichbraunen, zum Teil schwach sandigen bis schwach glaukonitischen, grauen bis dunkelgrauen Tonmergelsteinen abgelöst. Neben einzelnen Phosphorit- und Markasitkongregationen sind darin immer wieder Schalenreste oder Abdrücke von Inoceramen, Cephalopoden und Schwämmen anzutreffen. Die Grundmasse besteht aus Illit, Fireclay, feinstkristallinem Quarz und mikritischem Calcit, der teilweise zu Mikrospatit rekristallisiert ist. Den Hauptteil der Schlufffraktion stellen eckige und subangulare Quarze, zu denen untergeordnet Feldspäte, Muskovite und einzelne Glaukonitkörner treten (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). In den höheren Profiltteilen sind zunehmend carbonatreichere, zum Teil dickbankige bis laibartige Kalkmergelsteinlagen zwischengeschaltet, die deutlich fester sind. Sie werden nach oben zu immer zahlreicher und leiten schließlich zu den hornsteinführenden Mergelkalksteinen des Cenoman-Pläners über.

Fossilien: Aus dem Cenoman-Mergel des Blattgebiets konnte eine relativ reichhaltige Makrofauna und -flora geborgen werden. Insbesondere der tiefste Teil der Schichtenfolge lieferte zahlreiche Fossilfundstücke, die zum Teil in den Mergeln, zum Teil in den eingelagerten Phosphoritknollen eingebettet waren.

So lieferte die im Bereich Marschallshagen (R 94 935, H 14 300) direkt über Schichten des Mittleren Buntsandsteins ausgebildete Phosphoritknollenlage zahlreiche Muscheln der Gattung *Thetys* (*Thetys minor* (SOWERBY) und *Thetys laevigata* (SOWERBY)) zusammen mit einzelnen Exemplaren von *Panopea* sp. (Bestimmung C. I. WOOD, London). Diese Faunengesellschaft wurde ergänzt durch einige wenige Ammonitenbruchstücke, vermutlich *Mantelliceras saxbii* (SHARPE) und *Mantelliceras* ex gr. *mantelli/cantianum*. Eines der Exemplare ist möglicherweise auch als Übergangsform von *Mantelliceras/Stoliczkaia* beziehungsweise *Stoliczkaia* sp., der Leitform des Oberalbs, zu deuten (Bestimmung C. W. WRIGHT, Seaborough).

Zahlreiche Einsprenglinge von millimeter- bis zentimetergroßen Holzresten stammen von Gymnospermen (*Protopinaceae*; Bestimmung A. SELMEIER, München). Bereits vor wenigen Jahren wurde zwischen den Geröllen des Basiskonglomerats im Autobahneinschnitt südlich von Blankenrode (R 93 200, H 10 700) das Rostrum eines *Neohibolites praeultimus* SPAETH gefunden (SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974: 220), einer Leitform des Oberalbs.

Wenig höher im Profil, ca. 1–2 m oberhalb der Basis, konnte am Südwestrand der Stadtwüstung Blankenrode (R 95 300, H 11 390) als große Seltenheit das Exemplar eines *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY) geborgen werden (Mitt. M. HISS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Ungefähr in der gleichen Position fanden sich im Ostteil des Düstern Grundes (R 94 540, H 13 010) die Schalenabdrücke von *Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY) sowie von *Inoceramus crippsi* MANTELL. Der Bacheinschnitt südöstlich des Sassenberges bei

Marschallshagen (R 93 000, H 15 730) lieferte mehrere Exemplare von *Inoceramus anglicus* WOODS. Südlich des Forsthauses Marschallshagen (R 93 000, H 15 220) fand sich das Exemplar eines *Cymatoceras deslongchampsianus* (D'ORBIGNY), und entlang der Straße Meerhof – Oesdorf wurden wenig südlich von Meerhof (R 91 100, H 07 920) vereinzelt die Steinkerne von *Schloenbachia varians* (SOWERBY) sowie die Reste von Kieselschwämmen angetroffen. Der Baugrubenaushub der Kläranlage Holtheim (R 92 800, H 16 850) lieferte schließlich neben den Schalenabdrücken von *Inoceramus crippsi* MANTELL noch die unbestimmbaren Reste von zusammengeschwemmtem organischen Feindetritus.

Eine Reihe von mikropaläontologischen Untersuchungen, vor allem aus den Basischichten der Profile „Auf der Asche“ (R 92 680, H 09 370), Autobahneinschnitt Blankenrode (R 93 315, H 10 660; R 93 200, H 10 700), Düsterer Grund (94 480, H 13 140; 94 130, H 13 220) und Marschallshagen (R 94 220, H 15 040; R 94 935, H 14 300; R 95 140, H 14 050) – siehe auch Kap. 9.1: Aufschl. 3, 6 – erbrachten eine reiche Mikrofauna (Bestimmung W. KNAUFF und K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., C. FRIEG, Deutsche Montan Technologie, Bochum). Hierbei sind im tiefsten Teil des Cenoman-Mergels überwiegend sandschalige Foraminiferen (z. B. die Gattungen *Arenobulimina*, *Voloshinoides*, *Hagenowella*), nach oben zu mehr und mehr kalkschalige (z. B. die Gattungen *Gavelinella*, *Hedbergella*, *Rotalipora*) anzutreffen. Umfangreiche Faunenlisten hierzu veröffentlichten SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER (1974). Ostracoden und Radiolarien treten weitgehend zurück. Lokal wie zum Beispiel im Bereich Düsterer Grund ist eine speziell westfälische Mikrofauna ausgebildet, wie sie etwa in den Grünsanden bei Essen oder den Muschelsanden bei Mülheim-Heissen oder auch am Kassenberg vorhanden ist. Diese für die grünsandige oder grünsandig-mergelige Marginalfazies charakteristische Faunenassoziation ist verarmt und weicht von derjenigen des Niedersächsischen Beckens ab.

Altersstellung: Durch das Auftreten von *Neohibolites ultimus*, *Aucellina gryphaeoides* sowie *Inoceramus anglicus* ist biostratigraphisch das tiefste Untercentoman belegt. Das gemeinsame Auftreten von *N. ultimus* und *A. gryphaeoides* entspricht vermutlich dem *ultimus/Aucellina*-Eustato-Event des niedersächsischen Raums („*ultimus*-Grünsand“; ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983) – Abbild der ersten großen Cenoman-Transgression (KEMPER 1984: 477). Die Faunenelemente des Oberalbs wie *Stoliczkaia* und *Neohibolites praeultimus* sind demgegenüber vermutlich erst sekundär durch Aufarbeitung von Unterkreide-Sedimenten in die Basisschichten des Untercentomans gelangt. Der höhere Teil der Schichteinheit umfaßt die *mantelli*-Zone und reicht vermutlich bis in die *saxbii*-Zone hinein.

Auch durch die Mikrofauna wird das cenomane Alter der Basisschichten bestätigt. Die aus Phosphoritknollen stammenden Mikrofaunenreste erbrachten übereinstimmend eine Einstufung in das Untercentoman. Als tiefste Einstufung ergab sich für die Phosphoritknollen des Aufschlusses Marschallshagen II (R 94 935, H 14 300) tieferes Untercentoman. Demgegenüber scheinen die umgebenden Mergel allgemein etwas jünger zu sein und sind etwa dem tieferen Teil des höheren Untercentomans zuzuordnen. Die stellenweise, wie zum Beispiel in dem Transgressionskonglomerat des Aufschlusses Nonnenbusch (R 95 190, H 12 190), zu beobachtenden albschen Mikrofaunenelemente sind ebenso wie die Makrofaunenreste vermutlich von abgetragenen Unterkreide-Sedimenten abzuleiten.

Abgrenzung: Durch seine geringe Festigkeit und Verwitterungsbeständigkeit macht sich der Cenoman-Mergel morphologisch im allgemeinen durch eine flache Ausräumungszone bemerkbar, die nach oben zu in einen sich versteilenden Oberhang übergeht. Gegen die Sandsteinablagerungen des Buntsandsteins oder der Unterkreide im Liegenden

hebt sich der Cenoman-Mergel vor allem durch das mehr oder weniger rasche Aussetzen des Sand- und Glaukonitgehalts beziehungsweise die beginnende Carbonatführung ab. Hilfreich zur Abgrenzung gegen das Liegende ist auch die unmittelbar über der Basis auftretende grau- bis braunviolette Phosphoritknollenlage. Im Hangenden läßt sich der Cenoman-Mergel gegen den darüber folgenden Cenoman-Pläner zum einen durch das Häufigerwerden fester Kalkmergel- und Mergelkalksteinlagen, zum anderen durch das Einsetzen schwach detritischer oder schwach glaukonitischer Plänerkalksteine mit einer beginnenden Hornsteinführung abgrenzen.

Verbreitung und Mächtigkeit: In größerer Verbreitung ist der Cenoman-Mergel vor allem östlich von Kleinenberg anzutreffen, wo er sich im Bereich des Kleinenberger Grabens kuppen- und rückenbildend in Nord-Süd-Richtung erstreckt. Im Bereich des Ettberges südwestlich der Bundesstraße B 68 erhebt sich der Cenoman-Mergel ca. 30 m über das Gelände. Eine größere Verbreitung besitzt der Cenoman-Mergel auch im Bereich von Holtheim, wo er durch die Ausräumung des darüber folgenden Cenoman-Pläners an der Geländeoberfläche zutage tritt. Von Holtheim südwärts über Marschallshagen und Blankenrode hinaus bildet er den Steilabfall der Kreide-Tafel zur östlich angrenzenden Trias-Landschaft. Weiter westlich kommt der Cenoman-Mergel nur noch selten an den Hängen der in die Kreide-Bedeckung eingeschnittenen Täler zum Vorschein. Die Mächtigkeit des Cenoman-Mergels dürfte 20 – 30 m betragen, die des Transgressionskonglomerats liegt zwischen 0,1 und 0,3 m.

Aufschlüsse:

- Bacheinschnitt am Südwestrand der Stadtwüstung Blankenrode, R 95 300, H 11 390
- Bachufer zwischen dem Sassenberg und der ehemaligen Glashütte Marschallshagen südlich von Holtheim, R 93 000, H 15 730
- Quellschneise im Ostteil des Düsteren Grundes, R 94 540, H 13 010
- Straßenböschung südlich Meerhof, R 91 100, H 07 920

3.5.1.2 Cenoman-Pläner (krc2)

Cenomanpläner STILLE 1904

Gesteine: Der Cenoman-Pläner (= *varians*-Pläner) geht aus dem unterlagernden Cenoman-Mergel durch zunehmende Einschaltung von gelblichgrauen, im Innern blaugrauen, festen und dichten, zum Teil hornsteinführenden wulstig-knolligen Mergelkalksteinbänken hervor und bildet in seinem überwiegenden Teil eine Abfolge von grauen bis dunkelgrauen oder hellgrauen, harten, unregelmäßig gebankten Mergelkalksteinen mit dünnen, grauen bis dunkelgrauen Kalkmergel- und Tonmergelsteinschichten. Durch zahlreiche dünne Tonmergelbestege innerhalb der einzelnen Mergelkalksteinbänke ist das Gestein von einem mehr oder weniger dicht gescherten, unregelmäßig flaserig-welligen Ablösungsmuster durchsetzt (Plänerfazies). Der Carbonatgehalt der festeren und dichteren Bänke liegt zwischen 60 und 80 %, die Mergelsteinschichten weisen Carbonatgehalte zwischen 30 und 50 % auf. Hinzu kommt ein unterschiedlich hoher Gehalt an Quarz, Glaukonit sowie Bio- und Lithoklasten. Bei den biogenen Komponenten handelt es sich überwiegend um Inoceramenprismen, andere Schalenfragmente, Schwammnadeln, Foraminiferen und vereinzelt Ostracoden. Eine schlierig-bioturbate Struktur ist weit verbreitet. Die weiter westlich in den Blattgebieten 4418 Wünnenberg (SKUPIN 1989) und 4417 Büren

(Hiss 1989) an der Basis des Cenoman-Pläners entwickelte, stärker glaukonitführende „Fossilbank“ ist im Raum Kleinenberg nicht mehr nachzuweisen.

Gesteinsanalyse (Untersuchung A. SCHERP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Fundort: ehemaliger Steinbruch am Hauptweg östlich Meerhof, R 91 530, H 11 040

makroskopisch: hell- bis mittelgrauer Kalkmergelstein

Röntgenbeugungsanalyse: 56,2 Gew.-% Calcit, 22,8 Gew.-% Quarz (subangulare oder angerundete Quarzkörner von 0,015 – 0,06 mm), 1 % Feldspat, 3 % Kaolinit 3 % Glaukonit (grünlich oder gelbbraun verwitterte Glaukonitkörner von 0,03 – 0,06 mm), 14 % Illit und Illit-Montmorillonit-Wechselschichtminerale

Befund: glaukonithaltiger, biomikritischer Kalkmergelstein

Generell nehmen die Beimengungen an Sand, Glaukonit und arenitischem Feindetritus von unten nach oben kontinuierlich ab, sind jedoch auch in den höheren Profiltteilen in bestimmten Bereichen leicht erhöht und machen sich dort auf den Bruchflächen der Gesteine durch eine typische Rauigkeit bemerkbar. Ein Bereich mit stärkerem Gehalt an Sand, Glaukonit und Kalkdetritus ist insbesondere der Hemmerner Grünsand im Mittelabschnitt des Cenoman-Pläners (SEIBERTZ 1979). Charakteristischstes Merkmal innerhalb der Plänerfazies ist jedoch das Auftreten von Hornsteinen, das heißt Kieselsäurekonkretionen unregelmäßiger bis kugeliger Gestalt, die sich durch ihre dunkelgraue bis schwarze Farbe deutlich von der grauen bis hellgrauen karbonatischen Grundmasse abheben. Diese zum Teil mächtigeren kieseligen und hornsteinführenden Gesteinsbänke sind splitterig und hart. Die Hornsteine selbst erreichen Dezimetergröße. Teils sind sie scharf begrenzt, teils gehen sie ganz allmählich in die Matrix über. Für derartige Hornsteinknollen ist ein CaCO_3 -Gehalt von ca. 8 – 10 % anzunehmen (SKUPIN 1989). Die Hornsteine sind mit großer Wahrscheinlichkeit durch Verdrängung eines ehemals vorhandenen Carbonatgesteins entstanden (PETTJOHN 1957).

Bei der Verwitterung des Cenoman-Pläners wird das CaCO_3 aus den frischen Gesteinspartien stellenweise rasch hinweggeführt, so daß ein mürbes, schwammig-poröses kieseliges Gesteinsskelett von schmutziggrauer bis leuchtend hell bis ockergelber oder orangegelber Farbe übrig bleibt. Es entsteht der überwiegend aus Kieselsäure zusammengesetzte „Hottenstein“, der in der Mitte häufig noch einen festeren Gesteinskern erkennen läßt, der seinerseits von einer hellen Verwitterungsrinde umgeben ist. Häufig sind auch die eingelagerten Kieselknollen weitgehend zersetzt.

Gesteinsanalyse (Untersuchung A. SCHERP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Fundort: Nähe Hauptweg bei Meerhof, R 91 480, H 11 870

makroskopisch: hellgraues, weiches und sehr leichtes Gestein mit vielen Mikroporen (herausgelöste Foraminiferen und Calcispären)

Röntgenbeugung: 60 % Quarz, 15 % Ton (Illit, z. T. Glaukonit, Illit-Montmorillonit, Kaolinit); restliche Bestandteile (etwa 25 – 30 %) sind röntgenamorph und bestehen wahrscheinlich überwiegend aus amorpher Kieselsäure, darin ca. 3 % gelbbraun verwitterte Glaukonitkörner und zahlreiche subangulare und angerundete Quarze von 0,03 – 0,08 mm

Nach der Umwandlung des Mergelkalksteins in Hottenstein enthält das Gestein deutlich weniger Illit-Montmorillonit. Man kann daraus schließen, daß sich die Hottensteine dadurch bildeten, daß die bei der Verwitterung der Tonminerale freiwerdende Kieselsäure in amorpher Form im Gestein verbleibt und eine Art Gerüst bildet, während die Kationen in Lösung weggeführt werden (VON ZEJSCHWITZ 1988). Je nach Klüftigkeit des Gesteins verläuft die Hottensteinbildung an der Kreide-Oberfläche unterschiedlich schnell, und es kommen,

so zum Beispiel im Raum Fürstenberg (TK 25: 4418 Wünnenberg), neben einer flachen Verwitterungsrinde bis zu 10m breite und 2–3m tiefe schacht- oder wurzelförmige Auflockerungszonen vor (MERTENS 1982: 218). Nach STILLE (1904: 19) sind insbesondere die älteren Abschnitte des Cenoman-Pläners von der Entkalkung betroffen.

Fossilien: Charakteristisch für den Cenoman-Pläner ist eine mäßig arten- und individuenreiche Fauna von Cephalopoden und Lamellibranchiaten. Diese sind besonders im unteren Abschnitt häufiger anzutreffen, während sie in den höheren Profiltteilen seltener werden. Insgesamt erbrachten die Fossilaufsammlungen im Blattgebiet folgende Formen:

Mantelliceras cantianum (SPATH), *Mantelliceras dixonii* SPATH, *Mantelliceras lymense* (SPATH), *Parapuzosia* (*Austiniceras*) *austeni* (SHARPE), *Schloenbachia varians* (SOWERBY), verschiedene Subspezies, *Cymatoceras* sp., *Inoceramus crippsi crippsi* MANTELL, *Inoceramus virgatus virgatus* SCHLÜTER, *Inoceramus crippsi hoppenstedtensis* TRÖGER, *Inoceramus tenuis* MANTELL, *Aequipecten asper* (LAMARCK), *Aequipecten beaveri* (SOWERBY), *Orbirhynchia mantelliana* (SOWERBY), *Boubeithyrus* sp. (= *Terebratulina biplicata* SOWERBY), *Bathrotomaria* cf. *dixonii* COX, *Holaster subglobosus* (LESKE), *Camerogalerus cylindricus* (LAMARCK), *Plicatula inflata* SOWERBY, einen Haifischzahn, Schwämme

Bei der Mikrofauna dominieren weiterhin die agglutinierenden Foraminiferen, doch treten kalkschalige Formen vermehrt hinzu. Eine für den Bereich des Straßenaufschlusses zwischen Husen und Holtheim (R 90 600, H 16 300) durchgeführte Mikrofaunenbestimmung erbrachte folgende Formen (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. und C. FRIEG, Deutsche Montan Technologie, Bochum):

Arenobulimina cf. *anglica* CUSHMAN, *Gavelinella baltica* BROTZEN, *G. cenomanica* (BROTZEN), *Hagenowella obesa* (REUSS), *Marssonella trochus* (D'ORBIGNY), *M. ozawai* CUSHMAN, *Voloshinoides advena* (CUSHMAN)

Altersstellung: Der Cenoman-Pläner umfaßt biostratigraphisch das mittlere und obere Untercentoman sowie den tiefsten Abschnitt des Mittelcentomans. Generell ist der tiefere Teil gekennzeichnet durch das massenhafte Auftreten von *Schloenbachia varians* und *Inoceramus virgatus*, was dem *Schloenbachia/virgatus*-Event des Teutoburger Waldes (KAPLAN & BEST 1985) und Südniedersachsens entspricht (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983). Sichtbarstes Merkmal dieser Fossilanreicherung ist im Bereich des Haarstrangs die Fossilbank HEITFELDS (1963), welche etwa den Beginn des Events markiert. Dieses fällt ungefähr zusammen mit dem ersten Auftreten von *Mantelliceras saxbii* (SHARPE), der Leitform des mittleren Untercentomans. Von *Mantelliceras dixonii*, der Leitform des höheren Untercentomans wurde nur ein einziges Exemplar am Südrand des Huserklees (R 91 480, H 17 000) gefunden. Die höchsten Teile des Cenoman-Pläners gehören vermutlich entsprechend den Verhältnissen im Blattgebiet 4418 Wünnenberg (SKUPIN 1989) bereits dem Mittelcentoman an.

Abgrenzung: Die Abgrenzung von dem Cenoman-Mergel im Liegenden ergibt sich durch die vermehrte Einschaltung von festen, dichten Kalkmergel- und Mergelkalksteinbänken sowie das Hinzutreten eines schwachen Sand- und Glaukonitgehalts. Kennzeichnend ist vor allem das Einsetzen einer zunächst schwachen, dann zunehmend stärker werdenden Verkieselung mit Hornsteinbildung. Im Hangenden eignet sich zur Grenzziehung das Auftreten der „rauen Bank“ (s. Kap. 3.5.1.3.1).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten des mittleren und höheren Untercentomans streichen auf der Westhälfte des Blattgebiets Kleinenberg weitflächig an der Geländeoberfläche aus und bilden dort den nahen Untergrund der flach nach Nordwesten

einfallenden Kreide-Tafel. Infolge ihrer Hornsteinführung treten die Cenoman-Pläner vielfach härtlingsbildend in Erscheinung und bilden eine Reihe flacher Kuppen wie beispielsweise Humbertsberg, Schneefelder Berg, Mittelberg, Herrenberg, Stuckenberg, Großer Schalksberg, Sassenberg und Boddenberg. Die Mächtigkeit des Cenoman-Pläners beträgt ca. 30 – 40 m.

Aufschlüsse:

- Depental, R 90 040, H 16 800
- Samensberg, R 89 900, H 16 480
- Hayersberg, R 90 040, H 16 070
- Stennekenberg, R 90 740, H 16 000
- Dalheim, R 89 450 H 15 170; R 89 320, H 14 900; R 89 270, H 14 500; R 89 250, H 14 300; R 89 650, H 13 900
- Tiggesgrund; R 89 700, H 14 750; R 89 910, H 14 500; R 89 290, H 14 500; R 89 480, H 14 480
- Kleiner Schalksberg, R 89 970, H 12 650
- Sieserkamp, R 92 930, H 13 070
- Altenautal R 93 200, H 13 170
- Schurenberg, R 93 560, H 10 580

3.5.1.3 Cenoman-Kalk

Cenomankalk STILLE 1904
Cenoman-Kalk SKUPIN 1989

Unter der Bezeichnung Cenoman-Kalk wird die gesamte Schichtenfolge zwischen der Obergrenze des Cenoman-Pläners und der Unterfläche des Turons zusammengefaßt. Entsprechend der unterschiedlichen lithologischen Beschaffenheit wird dieser Komplex im Blattgebiet in die Flaserkalkstein-Folge und die darüber folgende Coccolithenkalkstein-Folge zusammen mit den *plenus*-Schichten unterteilt.

3.5.1.3.1 Flaserkalkstein-Folge (krc3)

Gesteine: Die Flaserkalkstein-Folge zeigt in ihrer lithologischen Ausbildung sowohl Anklänge an die darunter liegenden Plänerkalksteine des Untercenomans als auch bereits Merkmale der darüber folgenden Kalksteinserie des Obercenomans.

Sichtbarstes Merkmal für eine teilweise noch plänerartige Ausbildung ist dabei die basale „rauhe Bank“, die neben einem erhöhten Gehalt an Carbonatdetritus auch eine mäßig starke Sand- und Glaukonitführung besitzt. Stellenweise sind in der „rauen Bank“ Kalkknollen zu beobachten (z. B. südwestlich von Dalheim und Huserklee), die teils auf Aufarbeitung, teils auf eine stärkere Bioturbation zurückzuführen sind. Der überwiegend aus dichtem, grau- bis hellgraugefärbtem Mergelkalkstein, zurücktretend auch aus schwach phosphoritischem, grau- bis grauviolettgefärbtem Kalkstein aufgebaute Gesteinskörper erscheint häufig an der Oberfläche mehr oder weniger intensiv grün gefärbt. Der Durchmesser der Carbonatgerölle beträgt maximal 4 cm.

Gesteinsanalyse (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Fundort: Dalheim, R 88 660, H 13 710

makroskopisch: mittelgrauer bis schwach grünlichgrauer Mergelkalkstein mit einzelnen Glaukonitkörnern, geröllführend beziehungsweise bioturbat durchwühlt

mikroskopisch: dichte, mikritische – mikrosparitische Grundmasse aus Calcit (86,8 Gew.-%), feinkristallinem Quarz, Illit, Illit-Montmorillonit-Wechselschichtminerale, Kaolinit, akzessorischer Pyrit mit Fossilresten (Foraminiferen, Bivalven, Echinodermen und Vertebratenfragmente), einzelnen Schluff- und Feinsandkörnern (1 %, ca. 200 µm), Glaukonit (6,4 Vol.-%), Muskovitblättchen, akzessorisch Feldspat, sowie Intraklasten aus tonigem Biomikrit

Befund: glaukonit- und intraklastenführender toniger Biomikrit

Die im frischen Zustand massige und feste Bank spaltet unter dem Einfluß der Verwitterung entlang feinen Tonbestegen flaserig auf und ist dann auf den Bruchflächen uneben und rauh.

In der Gesteinsfolge über der „rauen Bank“ geht der Gehalt an arenitischem Kalkdetritus, Schluff und Sand schrittweise zurück, und es wechseln schwach detritus-, schluff- und sandführende Mergelkalksteinbänke mit reineren, bereits coccolithenführenden Kalksteinbänken ab. Insgesamt handelt es sich um eine hornstein- und glaukonitfreie, teils detritus-, schluff- und sandführende, teils detritus-, schluff- und sandfreie Mergelkalksteinsfolge. Häufig sind darin auch kugelige oder geradlinig bis bogige Pyritkonkretionen zu beobachten, welche die 0,5–1,0 cm breiten Hohlräume von Grabgängen nachzeichnen. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke schwankt im Zentimeter- und Dezimeterbereich.

Fossilien: In der Flaserkalkstein-Folge sind Makrofossilien relativ häufig. Vor allem in der „rauen Bank“ wurden mehrfach Fossilreste angetroffen. Insgesamt wurde folgende Fauna beobachtet:

Acanthoceras rhotomagense BRONGNIART, *Parapuzosia (Austiniceras) austeni* (SHARPE), *Calycoceras* sp., *Euomphaloceras (Cunningtoniceras) inerme* (SHARPE), *Cymatoceras deslongchampsianus* (D'ORBIGNY), *Turrillites costatus* LAMARCK, *Turrillites scheuchzerianus* BOSC, *Schloenbachia varians* (SOWERBY) – verschiedene Subspezies, *Camerogalerus cylindricus* (LAMARCK), *Sternotaxis trecensis* (LEYMERIE), *Holaster subglobosus* (LESKE), *Inoceramus pictus* SOWERBY, *Inoceramus schoendorfi* HEINZ, ein Haifischzahn

Altersstellung: Die „raue Bank“ an der Basis der Flaserkalkstein-Folge liegt voll in der *Turrillites-costatus*-Zone, der tiefsten Zone des Mittelcenomans. *Turrillites costatus* erreicht dort sein Häufigkeitsmaximum, tritt jedoch vereinzelt schon etwas tiefer innerhalb der *Mantelliceras-saxbii*-Zone auf (vgl. SKUPIN 1989). Mehrere Funde von *T. costatus* aus dem Bereich der „rauen Bank“ sind etwa östlich von Dalheim im Nonnenholz (R 89 870, H 15 160) und am Paschenberg (R 89 460, H 14 740) belegt.

Eventstratigraphisch entspricht der Bereich der „rauen Bank“ mit großer Wahrscheinlichkeit dem im oberen Abschnitt der *T. costatus*-Zone liegenden *Actinocamax-primus*-Event (vgl. KAPLAN & BEST 1985, DAHMER & ERNST 1986). Ein faunistischer Beweis steht noch aus, doch kann die Bankabfolge mit Aufschlüssen im Teutoburger Wald parallelisiert werden (Hiss 1989). Die „raue Bank“ markiert in etwa den Grenzbereich Unter-/Mittelcenoman.

Der übrige Teil der Flaserkalkstein-Folge umfaßt biostratigraphisch die *T. acutus*- sowie die *Acanthoceras-jukesbrownei*-Zone. Das Mid-Cenomanian-Eustato-Event an der Basis der *T. acutus*-Zone ist durch das Einsetzen einer planktonischen Foraminiferenfauna nach einer Transgressionsverlangsamung (Mid-Cenomanian-Non-Sequence) gekennzeichnet

(CARTER & HART 1977). Makrofaunistisch ist dieser Bereich durch das gemeinsame Auftreten von *Sciponoceras baculoide* MANTELL, *Inoceramus tenuistriatus* NAGAO & MATSUMOTO und *I. schöndorfi* markiert. Dicht unterhalb erreichen *Acanthoceras rhotomagensis* und *Parapuzosia (Austiniceras) austeni* zusammen mit *Holaster subglobosus* nach Beobachtungen in Niedersachsen und im Teutoburger Wald ihre Häufigkeitsmaxima (KAPLAN & BEST 1985: 97). Eine ähnliche Faunenvergesellschaftung konnte in Lesesteinen im Bereich Huserklee (z. B. R 91 850, H 16 850 und R 90 760, H 16 550) beobachtet werden.

Die an der Obergrenze der Flaserkalkstein-Folge auftretende Austernlage mit *Pycnodonte vesicularis* (LAMARCK), zum Beispiel an der Straßenböschung östlich von Husen (R 88 850 – 89 250, H 16 920 – 17 150) fällt nach KAPLAN & BEST (1985) biostratigraphisch noch in die *A.-jukesbrownei*-Zone, ist aber kennzeichnend für den Grenzbereich Mittel-/Obercenoman.

Abgrenzung: Die Basis an der Flaserkalkstein-Folge ergibt sich durch den Gesteinskörper der „rauen Bank“. Diese macht sich feldgeologisch vor allem durch die an der Oberfläche schmutziggraubraune Farbe der flaserig zerfallenden Gesteinsstücke sowie die Rauigkeit der Spaltflächen bemerkbar. Die Obergrenze der Flaserkalkstein-Folge fällt in den Bereich einer weit durchhaltenden Mergellage mit dem darin befindlichen Austern-Event.

Verbreitung und Mächtigkeit: Bei gleichlaufendem Streichen von Schichtung und Geländemorphologie bildet die Flaserkalkstein-Folge im allgemeinen die Südhälfte der morphologisch schwach herausragenden Schichtstufe des Cenoman-Kalks. Örtlich macht sich der Grenzbereich, so zum Beispiel südwestlich von Dalheim, auch durch eine schwache Geländedepression bemerkbar. Die Mächtigkeit der „rauen Bank“ beträgt ca. 0,8 – 1,0 m. Die Gesamtmächtigkeit der Flaserkalkstein-Folge liegt bei ca. 10 – 12 m.

3.5.1.3.2 Coccolithenkalkstein-Folge und *plenus*-Schichten (krc4)

Oberste Cenoman-Kalke STILLE 1904 (partim)
Cenoman-Kalk SCHULTE 1937 (partim)

Gesteine: Die Ablagerungen des Obercenomans sind lithologisch zweigeteilt. Einem carbonatreicheren Komplex im Liegenden (Coccolithenkalkstein-Folge) stehen kalk- und tonmergelreichere Ablagerungen (*plenus*-Schichten) im Hangenden gegenüber.

Bei den Gesteinen der Coccolithenkalkstein-Folge handelt es sich allgemein um dichte gelblichgraue bis weißgraue Kalksteinbänke (ca. 90 – 95 % CaCO_3) mit glattem bis muscheligen Bruch. Charakteristisch ist eine kleinstylolithische Verzahnung der Schichtflächen. Durch intensive Flaserung und Klüftung spalten die im frischen Zustand recht harten und festen Gesteine an der Geländeoberfläche weiter auf und zerfallen schnell zu einem dünnplattigen bis scherbigen, scharfkantigen Gesteinsgrus. Weit verbreitet ist eine hellgraue bis graue bioturbate Fleckung. Diese ist zum Teil durch kugelige oder geradlinige bis bogige Pyritkonkretionen stärker betont. Nach den mikrofaziellen Merkmalen handelt es sich um mikritische Kalksteine, die massenhaft aus Coccolithen, das sind Calcitplättchen von planktonisch lebenden Algen, den sogenannten Coccolithophoriden, zusammengesetzt sind. Aufgrund ihrer geringen Größe (\varnothing meist um 5 μm) sind sie erst unter dem Rasterelektronenmikroskop zu erkennen. Die Verteilung im Sediment ist neben verschiede-

nen primären Faktoren wie Produktionsrate und Meereszonierung abhängig von der Art der Sedimentation (FLÜGEL 1978: 36).

Das höchste Cenoman ist durch eine geringmächtige Wechselfolge von mergeligen bis kalkigen, plattigen oder knolligen Gesteinslagen gekennzeichnet. Dieser Übergangsbereich zwischen der Coccolithenkalkstein-Folge und dem Einsetzen des Rotpläners an der Basis der *labiatus*-Schichten wird als *plenus*-Schichten bezeichnet.

Die in den *plenus*-Schichten von unten nach oben an Zahl und Mächtigkeit abnehmenden Mergelkalksteinlagen sind teils flaserig-wellig, teils wulstig-knauerig entwickelt. Die sogenannte *plenus*-Bank oder Kalkknollenbank beziehungsweise Kalkknollendachbank (SEIBERTZ in VOIGT & SEIBERTZ 1978: 28) im unteren Teil der *plenus*-Schichten besitzt überregionale Bedeutung für stratigraphische Vergleiche. Sie ist vor allem in den ehemals küstennahen Bereichen des westlichen Haarstrangs und im östlichen Ruhrgebiet (FIEGE 1927, HISS 1982: 100) recht deutlich entwickelt, während sie in den küstenfernen Bereichen des Münsterlandes nicht zu beobachten ist (vgl. KAPLAN & SCHMID 1983). Die Kalkknollenbank ist eine Hartgrundbildung, die bei verringerter Wassertiefe und Sedimentation im Zuge einer Regression des Kreide-Meers an der Wende Cenoman/Turon entstanden ist (HISS 1985: 153). Sie ist besonders schön im Bereich des Huserklees (R 92 150, H 18 220) entwickelt, wo sie aus zahlreichen bis zu 8 cm großen plattigen bis kugeligen, zum Teil angebohrten Carbonatgeröllen besteht, die in einer gröberkörnigen und bioarenitischen Grundmasse eingebettet sind (s. Abb. 6).

Fossilien: Die an Makrofossilien ausgesprochen armen Coccolithen-Kalksteine (= „Arme *rhotomagense*-Schichten“) lieferten innerhalb des Blattgebietes eine spärliche Fauna mit

Acanthoceras ex gr. *rhotomagense/jukesbrownei*, *Cyclothyris latissima* (SOWERBY), *Orbirhynchia dispansa* PETTIT, *Orbirhynchia praedispansa* PETTIT, *Orbirhynchia multcostata* PETTIT, *Phyllocrinus* aff. *alekseevi* ARENDT

Die Vertreter der Gattung *Orbirhynchia* liegen in einem engbegrenzten Bereich im höchsten Teil der Coccolithenkalkstein-Folge und stellen dort ein auffallendes Oeko-Event dar.

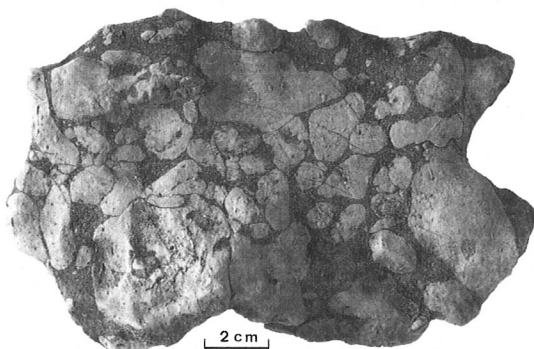
Den *plenus*-Schichten sind mit hinreichender Sicherheit nur die Funde von *Actinocamax plenus* BLAINVILLE aus dem Bereich Huserklee (STILLE 1904: 20) und *Inoceramus pictus* SOWERBY unmittelbar östlich von Husen zuzuordnen.

Eine mikropaläontologische Untersuchung (K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. und C. FRIEG, Deutsche Montan Technologie, Bochum) an einem Lesestein aus der Kalkknollenbank erbrachte folgende Formen:

Rotalipora cf. *cushmani* (MORROW), *Arenobulimina* (*Pasternakia*) *chapmani* CUSHMAN, *Arenobulimina* (*Ar.*) *prestii* (REUSS), *Gavelinella* cf. *baltica* BROTZEN, *Gavelinella berthelini* (KELLER), *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN), *Lingulogavelinella belorussica* (AKIMETZ), *Lingulogavelinella tourainensis* BUTT, *Praeglobotruncana delrioensis delrioensis* (PLUMMER), *Praeglobotruncana stephani turbinata* (REICHEL)

Altersstellung: Biostratigraphisch entsprechen die Coccolithen-Kalksteine dem tiefen Obercenoman innerhalb der *Calycoceras-naviculare* – beziehungsweise *Inoceramus-pictus*-Faunenzone. Beide Formen wurden in Lesesteinen im Bereich des Huserklees (R 91 100, H 17 180) angetroffen.

Abb. 6
Kalkknollenbank der *plenus*-Zone;
Lesesteinfund am Huserklee (R 92 150,
H 18 220)



Der für die *plenus*-Schichten namen-
gebende Belemnit *Actinocamax plenus*
belegt mittleres bis höheres Obercenoman. Der den höchsten Teil des Cenomans repräsentierende *Neocardioceras judii* (BARROIS & GUERNE) wurde nicht nachgewiesen. Ob diese Ammonitenzone dort ganz oder teilweise

durch eine Schichtlücke vertreten ist, läßt sich nur vermuten, aber nicht sicher belegen.

Abgrenzung: Lithologisch heben sich die hellen Coccolithenkalksteine nur undeutlich von den darunter liegenden Flaserkalksteinen des Mittelcenomans ab. Die im Teutoburger Wald und im Eggegebirge vorhandene Mergellage mit dem *Pycnodonte*-Event (Austern-Event) (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983) ist nur stellenweise unter günstigen Aufschlußverhältnissen nachzuweisen. Die Obergrenze der *plenus*-Schichten wird kartiertechnisch mit dem Einsetzen einer Rotfärbung (Rotpläner) gezogen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten des Obercenomans streichen im Nordwestteil des Blattgebiets zwischen Dalheim und Holtheim zum Teil an der Geländeoberfläche aus (z. B. nördl. des Holtheimer Berges). Dort, wo sie unter die Schichtstufe des Unter- und Mittelturons abtauchen, bilden sie entlang den parallel zum Schichtenstreichen verlaufenden Ausräumungszonen zum Teil schmale Hangsäume. Ein Inselvorkommen liegt, bedingt durch eine tektonische Tieflage, am Westheimer Abbruch nordwestlich von Blankenrode.

Die Mächtigkeit der Coccolithenkalkstein-Folge beträgt ca. 8 – 10 m; die *plenus*-Schichten dürften etwa 2 m mächtig sein.

Aufschluß:

- Straßenböschung östlich von Husen, R 88 850 – 89 250, H 16 920 – 17 150

3.5.2 Turon

Als höchste Schichten der Oberkreide treten im Blattgebiet Sedimente des Unter- und Mittelturons auf. Für diesen stratigraphisch tieferen Teil des Turons ist die seit SCHLÜTER (1871 – 1876) in Norddeutschland gebräuchliche Standardgliederung nach Fossilzonen auch heute noch gültig.

3.5.2.1 *labiatus*-Schichten mit Rotpläner (krt1; krt1R)

Mytiloidesmergel STILLE 1904
Labiatusmergel SCHULTE 1937
labiatus-Schichten

Gesteine: Die turone Abfolge beginnt mit dem Rotpläner (krt1R) – einer nur wenige Dezimeter mächtigen Serie aus Kalkmergelsteinen, untergeordnet auch Tonmergelsteinen

oder Mergelkalksteinen, die in wechselnder Intensität rot bis rotbraun gefärbt sind. Der Rotpläner ist eine Randfazies der vor allem im südlichen Niedersachsen und Teutoburger Wald weitverbreiteten und mächtigeren Bunten Wechselfolge (KAPLAN & SCHMID 1983, HILBRECHT 1986). Die dem Rotpläner eigentümliche Rotfärbung ist auf unterschiedlich starke Beimengungen von Hämatit (Fe_2O_3) zurückzuführen.

An der Basis und im obersten Teil ist die Rotfärbung hauptsächlich auf flaserige Tonbesteuge und mergelige Zwischenlagen am Rande von wulstig-knolligen Kalkabscheidungen, teilweise auch nur auf Gesteinsklüfte beschränkt. In carbonatreicheren Gesteinspartien treten blaßrote Gesteinsverfärbungen auf. Im Übergangsbereich zu den *labiatus*-Schichten kommen auch gelbrote bis gelbgrüne oder olivgrüne Farbtöne vor.

Die Ursache der Rotfärbung ist noch nicht hinreichend geklärt. Der Fazieswechsel an der Wende Cenoman/Turon ist nach ERNST & SCHMID & SEIBERTZ (1983) eventuell auf eine Sedimentationsunterbrechung im Gefolge einer eustatischen Meeresverflachung und einströmenden arktischen, sauerstoffreichen Wassers (oxisches Event) zurückzuführen. Von KEMPER (1987: 104) werden klimatische Ursachen angenommen. Danach führte ein an der Wende Cenoman/Turon einsetzender Klimaumschwung von ariden zu humideren Verhältnissen zur Einspülung von Tonmaterial in das Meeresbecken.

Über dem Rotpläner folgen zunächst graue oder grüngraue plattige bis scherbige Kalkmergelsteine sowie untergeordnet Tonmergelsteine, die an der Luft schnell verwittern und feinblättrig zerfallen. Der Carbonatgehalt liegt meist zwischen 60–70 % CaCO_3 . Durchweg gering ist der Schluff- und Feinsandgehalt, der einen Anteil von 5 % nicht übersteigt. Im oberen Teil der *labiatus*-Schichten schalten sich zunehmend harte, dichte, hellgraue wulstige oder knollige Kalkmergel- bis Mergelkalksteinbänke mit 70 % CaCO_3 ein, die in die Schichtenfolge der *lamarcki*-Schichten überleiten.

Fossilien: Die *labiatus*-Schichten gehören zu den fossilreichsten Gesteinsabschnitten des Blattgebiets. Während der Rotpläner recht fossilarm ist, werden auf den Schichtflächen der darüber liegenden, feinblättrig aufspaltenden Kalk- und Tonmergelsteine in großer Zahl die Schalenabdrücke der Inoceramengattung *Mytiloides* angetroffen. Vereinzelt fanden sich herausgewitterte Calcitfüllungen der Brachiopoden *Gibbithyris semiglobosa* (SOWERBY), *Orbiryhynchia cuvieri* (D'ORBIGNY) und *Isocrania gracilis* (SCHLOTHEIM). Wenig unterhalb der Grenze zum Mittelturon wurde ein *Lewesiceras peramplum* (MANTELL) aufgesammelt.

Altersstellung: Biostratigraphisch umfassen die Ablagerungen des Rotpläners und der *labiatus*-Schichten die Ammonitenzonen des *Watinoceras coloradoense* (HENDERSON) und *Mammites nodosoides* (SCHLÜTER). Der in Europa seltene *Watinoceras coloradoense* tritt zusammen mit frühen Vertretern der Inoceramengattung *Mytiloides* auf und ist vermutlich auf die untersten 2–4 m der *labiatus*-Schichten beschränkt (vgl. SKUPIN 1989). Der für das Unterturon namensgebende *I. (Mytiloides) mytiloides* MANTELL ist leitend für das untere Unterturon. Das obere Unterturon wird durch *I. (Mytiloides) hercynicus* PETRASCHKE und *I. (Mytiloides) subhercynicus* SEITZ repräsentiert (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983). Der Ammonit *Mammites nodosoides* (SCHLÜTER) tritt vor allem im mittleren und höheren Profilverteil auf, wo auch *Lewesiceras* häufiger vorkommen. Mikrofaunistisch sind die *labiatus*-Schichten im wesentlichen der *Whiteinella-archaeocretacea*-Zone zuzuordnen (FRIEG 1986).

Abgrenzung: Die Basis des Unterturons wird durch das Einsetzen der Rotfärbung gekennzeichnet. Im Hangenden werden die *labiatus*-Schichten mit deutlicher Grenze vom Bochumer Grünsand (s. Kap. 3.5.2.2) überlagert.

Verbreitung und Mächtigkeit: Entlang dem Südostrand der Paderborner Hochfläche bilden die *labiatus*-Schichten eine deutliche Geländestufe. Sie ist auf die leichte Ausräumbarkeit der Tonmergelsteine zwischen den härteren Mergelkalksteinen des Obercenomans und Mittelturons zurückzuführen. Die Mächtigkeit der *labiatus*-Schichten beträgt ca. 25 – 30 m, die des Rotpläners ca. 1,0 – 1,5 m.

3.5.2.2 *lamarcki*-Schichten mit Bochumer Grünsand (krt2; krt2B)

Gesteine: Gegenüber den *labiatus*-Schichten nimmt der Carbonatgehalt im basalen Teil des Mittelturons deutlich zu. Bezeichnend ist zudem ein geringer, jedoch charakteristischer Sand- und Glaukonitgehalt. Der Glaukonit ist vorzugsweise auf Mergelfugen und in Mergeltaschen oder Grabgängen in den durch eine starke Bioturbation und Aufarbeitung überprägten Mergelkalksteinbänken angereichert (ca. 3 %). Auf den Gesteinsbruchflächen ist meist nur eine mehr oder weniger deutliche Glaukonitpigmentierung erkennbar. Aufgrund seiner stratigraphischen Position ist der basale Teil des Mittelturons dem im südwestlichen Münsterland in größerer Mächtigkeit entwickelten Bochumer Grünsand (BÄRTLING 1908, 1921) gleichzusetzen.

Oberhalb des Bochumer Grünsands besteht die Schichtenfolge des Mittelturons aus zum Teil dickbankigen, flaserig bis knauerigen, weiß- bis gelbgrauen Mergelkalksteinen, die mit geringmächtigen, grauen Kalkmergel- bis Tonmergelsteinen wechsellagern. Der Kalkgehalt liegt meist bei 60 – 70 % CaCO_3 , doch kommen in einzelnen Kalksteinbänken oder Mergelsteinzwischenlagen auch höhere oder niedrigere CaCO_3 -Gehalte vor. Vereinzelt ist auch ein schwacher Sand- und Glaukonitgehalt festzustellen. Die Grundmasse der Gesteinsbänke ist durch Grabgänge häufig bioturbat gestört. Mitunter zeigen diese Lebensspuren in frischem Zustand auf den Schichtflächen ein hell- bis dunkelgrünes Muster sich überkreuzender Gänge aus diagenetisch gebildetem Glaukonit.

Fossilien: Das Mittelturon ist allgemein recht arm an Arten und auch nicht sehr reich an Individuen. Am häufigsten ist das für die Schichtstufe namensgebende Fossil *Inoceramus lamarcki lamarcki* PARKINSON anzutreffen. Es kommt im Bereich Huserklee zusammen mit *I. apicalis* WOODS vor. Weiterhin fanden sich dort *Allocrioceras schlüteri* (WINDMÖLLER) und *Terebratulina lata* (ETHERIDGE).

Altersstellung: Biostratigraphisch umfaßt das Mittelturon die Zone des *Collignoniceras woollgari* (MANTELL), weiterhin wird es durch Inoceramen des *apicalis/cuvierii/lamarcki*-Formenkreises definiert. Im Blattgebiet ist der untere Teil, die *apicalis/cuvierii*-Zone nur in geringer Mächtigkeit entwickelt und im wesentlichen auf den Bochumer Grünsand beschränkt. Das schon wenige Meter über dem Bochumer Grünsand zu beobachtende gemeinsame Auftreten von *I. lamarcki* mit *I. apicalis* läßt darauf schließen, daß Teile der *apicalis/cuvierii*-Zone nicht ausgebildet sind. *Terebratulina lata* repräsentiert in England den Bereich der *T.-lata*-Zone (höheres Mittelturon, E. OWEN 1987). *Allocrioceras schlüteri* ist charakteristisch für den höchsten Abschnitt des Mittelturons (KAPLAN 1986, 1989).

Abgrenzung: Der Bochumer Grünsand ist trotz seines teilweise sehr geringen Sand- und Glaukonitgehalts ein guter Leithorizont an der Basis des Mittelturons. Die Hangengrenze der *lamarcki*-Schichten ist im Blattgebiet nicht ausgebildet.

Verbreitung und Mächtigkeit: Tiefere Abschnitte der *lamarcki*-Schichten schließen in der Nordwestecke des Blattgebiets östlich von Husen im Bereich des Kosephberges den von den *labiatus*-Schichten gebildeten Steilhang nach oben hin ab. Von der insgesamt ca. 60 – 80 m mächtigen Schichteinheit sind im Blattgebiet nur etwa 20 – 25 m ausgebildet; ca. 1,0 – 1,5 m davon entfallen auf den Bochumer Grünsand.

Aufschluß:

- Westhang des Kosephberges östlich von Husen R 89 150, H 17 550

Känozoikum

3.6 Tertiär

Seit dem Rückzug des Kreide-Meers war das Blattgebiet Festland. Während des Tertiärs unterlag die Landoberfläche der Verwitterung und Abtragung. Mehrere Hebungsphasen führten in Verbindung mit wechselnden Klimabedingungen zur Entwicklung eines Altflächensystems, dessen unterschiedliche Höhenniveaus bis in das Gebiet des nördlichen Sauerlandes zur verfolgen sind. Die Verebnungsflächen sind stellenweise durch Paläoböden oder fluviatile Terrassenreste gekennzeichnet.

Die am höchsten gelegene und zumindest teilweise tertiärzeitliche Verebnungsfläche ist die im Westteil des Blattgebiets entwickelte Verebnung des Cenoman-Pläners am Südostrand des Sintfeldes. Sie gehört zum Altflächensystem der Paderborner Hochfläche, die in südliche Richtung Anschluß an die Rumpffläche des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges findet (Höhnscheid-Fläche, KÖRBER 1956). Von ca. +300 m NN bei Dalheim steigt sie im Blattgebiet auf ca. +440 m NN im Bereich Meerhof an. Nach neueren Untersuchungen (PETERMEIER 1982, SKUPIN 1989) sind hierbei mehrere aufeinanderfolgende Teilniveaus auszuscheiden, von denen nur die südlichsten und am höchsten gelegenen Flächenteile im Bereich Meerhof mit Sicherheit tertiärzeitlicher Entstehung sind. Sie entsprechen etwa dem „Niveau 2“ (PETERMEIER 1982, SKUPIN 1989). Weite Bereiche der Cenoman-Verebnung des Sintfeldes sind in ihren morphologisch tiefer liegenden Teilen jedoch jünger und einem jungtertiärzeitlichen bis altpleistozänen (Niveau 1, s. Kap. 3.6.1) oder altpleistozänen Entwässerungssystem zuzuordnen. Dieses war vermutlich entlang einem alten Aftelauf (SCHULTE 1937, TIMMERMAN 1959, FEIGE 1961) über Alme und Lippe zum Rhein gerichtet.

Das Niveau 2 ist bei einem gegenüber der Geländeoberfläche flacheren Schichteneinfällen vermutlich mit der Geländeverebnung der *lamarcki*-Schichten nordöstlich von Husen (Kosephberg, +320 bis +350 m NN) in Verbindung zu bringen ist. In Bezug zur absoluten Höhenlage entspricht das Niveau 2 wiederum ungefähr dem Waldecker Altflächensystem, das nach MNICH (1976, 1979) südlich von Marsberg (TK 25: 4519 Marsberg) in einer durchschnittlichen Höhenlage von +390 bis +420 m NN im Ausstrichsbereich von Zechstein und Buntsandstein entwickelt ist. Die Anlage und Tieferlegung der Waldecker Rumpffläche erfolgte vermutlich etwa gleichzeitig mit der Ausgestaltung des Sintfeldes durch ein altes Diemel-Flußsystem mit Glinde und Orpe. Dieses ist südlich des heutigen

Diemellaufs stellenweise durch Verebnungsflächen mit einer lockeren Schotterstreu aus Devon/Karbon- und Zechstein-Geröllen mit einem beträchtlichen Quarzanteil nachzuweisen. Der hohe Anteil an Quarzgeröllen läßt vermuten, daß es sich hierbei um aufgearbeitete und nur geringfügig transportierte Reste des tertiärzeitlich intensiv verwitterten Untergrundes (z. B. Zechstein-Konglomerat) handelt. Die Ausgestaltung erfolgte nach MNICH (1979: 250) vermutlich erst nach der Beseitigung der Cenoman-Deckschichten etwa ab dem Mitteloligozän und im Jungtertiär, wobei auch ältere subcenomane Altflächenanteile freigelegt und mit einbezogen wurden.

3.6.1 Präglaziale Terrasse („t)

Die tertiären Rumpfflächen wurden durch die Heraushebung des Sauerlandes an der Wende Tertiär/Pleistozän leicht verbogen und verstellt (OESTREICH 1926; KOCKEL 1926; PAECKELMANN 1928, 1931; KÖRBER 1956; ARNOLD 1959; SCHMIDT & PLESSMANN 1961). Gleichzeitig setzte eine verstärkte Tiefenerosion ein und die Altflächen wurden von weitgespannten, flach eingemuldeten „wannenartigen“ Talformen abgelöst. Dieses nach WORTMANN (1936) „präglaziale“ Troglflächen- und Trogterrassensystem („t) ist entlang der Diemel in Form mehrerer Felsterrassen, zum Beispiel am Felsberg und Meierberg nordöstlich von Oesdorf und Meierhagen, 1,5 km nördlich von Billinghamen nachzuweisen. Südlich des Blattgebiets zeichnen sich die Felsterrassen durch eine lose Schotterbestreuung aus, deren Dichte teilweise stark wechselt. Die Streuschotter bestehen dort hauptsächlich aus kantengerundeten Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges (Grauwacken, Grünschiefer, Diabase, Quarzite), zu denen außerdem Zechstein- und Kreide-Kalkgerölle treten. Bemerkenswert ist der hohe Anteil an Quarzgeröllen – vermutlich Umlagerungsprodukte der älteren tertiärzeitlichen Verwitterung (MNICH 1979: 269). Im Vergleich zu den Stufenflächen des Haarstrangs und der Paderborner Hochfläche entspricht die präglaziale Trogterrasse dem Niveau 1 (PETERMEYER 1982) oder Haarstrang-Niveau II (HEMPEL 1962: 269). Mit einer Höhenlage zwischen + 340 bis + 365 m NN vermittelt es morphologisch zwischen den allmählich ansteigenden, stellenweise auch schwach gestuften Hochflächenniveaus und den tiefer liegenden Flußterrassenflächen.

3.7 Quartär

Ablagerungen des Quartärs sind im Blattgebiet vor allem auf die Talzüge, Rinnen, Mulden oder Unterhanglagen beschränkt, wo sie sich in durchweg geringer Mächtigkeit angesammelt und erhalten haben. Quartärzeitliche Lockersedimente erreichen dort Mächtigkeiten von weniger als 2 bis maximal 15 m. Unter dem klimatischen Wechsel mehrerer Kalt- und Warmzeiten kam es während des Pleistozäns wiederholt zur Erosion, Akkumulation und Umlagerung von unverfestigten Lockergesteinen sehr unterschiedlicher Zusammensetzung. Zur Umlagerung von Sedimenten kam es auch während des gesamten jüngeren Quartärs, im Holozän, bis zur Gegenwart. Eine detaillierte stratigraphische Gliederung des Quartärs gibt Tabelle 7.

Tabelle 7
Gliederung des Quartärs

	Jahre vor heute (aus SPEETZEN 1986)	Norddeutschland		Blattgebiet Kleinenberg
Holozän	— 2 600	Postglazial	Subatlantikum	Auenlehm (L.ta); Niedermoor (Hn); Anmoor und Moorede (Hm); Ablagerungen in Tal- kerben und Talsohlen der Nebentäler (qh); Flußbettablagerungen (G); Rutschmassen (..r)
	— 4 500		Subboreal	
	— 7 500		Atlantikum	
	— 8 800		Boreal	
	— 10 000		Präboreal	
Jung-	— 13 000	Weichsel-Kaltzeit	Jüngere <i>Dryas</i> -Zeit	Schwemmlehm (..u), Schwemmkegel
			Alleröd-Interstadial	
			Ältere <i>Dryas</i> -Zeit	
			Bölling-Interstadial	
			Älteste <i>Dryas</i> -Zeit	
Pleistozän	— 27 000	Hochglazial		Fließende (..fl)
	— 125 000	Frühglazial		
	— 200 000	Eem-Warmzeit		
		Warthe-Stadium		
		Gerdau-Interstadial		
		Drenthe-Stadium		Schotterkörper
	— 500 000	Holstein-Warmzeit		Übergang Schotterstreu - Schotterkörper
		Elster-Kaltzeit		
		Cromer-Komplex		
		Menap-Kaltzeit		
Alt-	— 1 000 000	Waal-Warmzeit		Felsterrasse mit loser Schotterstreu
	— 2 000 000	Eburon-Kaltzeit		Felsterrasse mit loser Schotterstreu
		Tegelen-Warmzeit		
		Prätegelen, Brüggen-Kaltzeit		Felsterrasse mit loser Schotterstreu

3.7.1 Pleistozän

Die während des Tertiärs wirksame flächenhafte Abtragung und Einebnung der Landschaft wurde während des Pleistozäns als Folge der allmählichen Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges durch eine linienhafte Erosion abgelöst; entlang den Gewässern kam es zur Talbildung und Sedimentation.

Ausgehend von dem Trogterrassensystem des Oberen Pliozäns bis Altpleistozäns ist der Zeitabschnitt des Alt- bis Mittelpleistozäns im wesentlichen durch Schotterreste der Diemel belegt. Ehemals vorhandene interglaziale oder interstadiale Bildungen (z. B. Cromer-, Holstein- oder Eem-Warmzeit) sind der Abtragung zum Opfer gefallen. Die Alterseinstufung der vorgefundenen Terrassen ist somit lediglich aus der relativen Höhenlage zueinander sowie aus dem Abstand zur heutigen Talsohle abzuleiten. Daneben steht die Korrelation zu den Terrassenniveaus anderer Flüsse (Alme, Weser). Während der Weichsel-Kaltzeit kam es zur Aufschotterung der Niederterrasse. Die älteren quartären Sedimente sowie die Festgesteine wurden von Löß überdeckt. Als Höhenlage der jeweiligen Terrassenbasis ergeben sich folgende Werte:

	Höhe der Terrassenbasis über Talaue
Präglaziale Terrasse („t)	
östlich Vorwerk Felsberg; R 93 200, H 09 120 (Felsterrasse)	125 m
2 km nordöstlich von Westheim auf dem Meierberg; R 94 600, H 08 500 (Felsterrasse)	145 m
1,5 km nördlich von Billighausen auf dem Meierhagen; R 97 100, H 08 800 (Felsterrasse)	140 m
Obere Hauptterrasse (Ho)	
Bereich Hoppenberg südöstlich Oesdorf; R 92 000, H 07 500 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	110 m
südöstlich Vorwerk Felsberg; (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	
a) R 92 750, H 08 530	95 m
b) R 93 350, H 08 600	100 m
südlich Felsberg; R 93 900, H 08 320 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	100 m
Mittlere Hauptterrasse (Hm)	
Hoppenberg; R 92 480, H 07 300 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	70 – 90 m
Höleken; R 93 850, H 08 020 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	90 m
südlich Meierberg; R 94 500, H 08 200 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	80 – 100 m
ostsüdöstlich Meierberg; R 95 230, H 08 260 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	90 m
Untere Hauptterrasse (Hu)	
Hoppenberg-Südost; R 93 200, H 07 200 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	58 – 63 m
Dahlberg; R 93 980, H 07 400 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	45 – 55 m
Höleken; R 94 250, H 07 900 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	40 – 60 m
ca. 750 m nordwestlich von Wrexen am Klußberg; R 98 250, H 08 850 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	40 – 50 m
500 m südlich der Missgunst Mühle bei Wrexen; R 98 900, H 07 500 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	48 m

ca. 750 m südwestlich von Wrexen; R 99 300, H 07 750 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	40 – 50 m
ca. 1,5 km südöstlich von Wrexen – entlang der A 44, R 98 950, H 07 270 (Felsterrasse mit loser Schotterstreu)	40 – 53 m
Obere Mittelterrasse (Mo)	
Dahlberg-Süd; R 94 000, H 07 500 (Übergang Schotterstreu – Schotterkörper)	30 – 40 m
Höleken-Süd; R 94 300, H 07 500 (Übergang Schotterstreu – Schotterkörper)	30 – 40 m
zwischen dem Südwestrand von Wrexen und der A 44; R 99 500, H 07 450 (Übergang Schotterstreu – Schotterkörper)	25 – 40 m
Untere Mittelterrasse (Mu)	
nördlich der Straße Westheim – Wrexen am Südrand des Blattgebiets R 94 100 - 96 000, H 07 150 - 08 950 (Schotterkörper)	5 – 30 m
am südwestlichen Ausgang von Wrexen; R 98 850, H 07 950 (Schotterkörper)	5 – 20 m
Niederterrasse, holozäne Flußablagerungen (N; ,G)	
Bereich der Talaue; R 95 000 - 00 000, H 07 130 - 08 700 (Schotterkörper)	

3.7.1.1 Prätegelen bis Elster-Kaltzeit

Die ältesten pleistozänen Ablagerungen im Blattgebiet sind Schotterreste der Diemel-Hauptterrasse. Als älteste der pleistozänen Flußterrassen ist ihre Zuordnung oft schwierig und an manchen Stellen nur mit großer Unsicherheit nach der allgemeinen Höhenlage an lokalen Hangverebnungen oder nach Streuschotterfunden durchzuführen. Durch die im Laufe der Zeit einwirkenden Erosionskräfte sind die Schotterreste darüber hinaus verschleppt und die Terrassenkanten verwischt. Aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage können im Blattgebiet drei verschiedene Unterstufen der Hauptterrasse ausgeschieden werden. Auch WORTMANN (1936) und MNICH (1976, 1979) gliederten die Diemel-Hauptterrasse in drei Stufen, während MEIBURG (1969, 1979), GOTTER (1978) und HORN (1982) nur eine Hauptterrassenstufe ausschieden.

Nach MNICH vollzieht sich innerhalb der Hauptterrassenfolge gegenüber den oberpliozänen bis altquartären Terrassen ein Wandel zur heutigen Kieszusammensetzung, indem der Quarzanteil zugunsten von wenig verwitterten Geröllen aus dem Sauerland stark zurücktritt.

3.7.1.1.1 Obere Hauptterrasse (Ho)

Der Oberen Hauptterrasse der Diemel werden mehrere unzusammenhängende Felsterrassen mit einer lockeren Streuschotterbedeckung zwischen Westheim und Wrexen zugeordnet. Hervorzuheben sind insbesondere die nördlich des Dahlbachs parallel dazu auftretenden Verebnungsflächen, die nach GOTTER (1978: 95) nur selten dichte Streuschotter zeigen. Kleinere Flächen befinden sich weiter östlich, und zwar südlich des Felsberges sowie westlich des Hoppenberges südlich Oesdorf. Die Terrassen liegen zwischen +320 und +340 m NN, was einem Terrassenabstand von 90 – 110 m über der heutigen Talaue entspricht. Die am Meierberg in ähnlicher Höhe gelegene Terrasse – von GOTTER als Präglaziale Terrasse dargestellt – enthält neben Buntsandstein-Geröllen aus dem dort Anstehenden, Lydit-, grauackartige Sandstein-, Tonstein- und „Tuff“gerölle (3 cm Ø).

Auffallend sind die großen Mengen an kleinen (0,5 – 3 mm) Geröllen aus oberkarbonischem Lydit und grauackentartigem Sandstein. Altersmäßig ist die Obere Hauptterrasse vermutlich dem Prätegelen (Brüggen-Kaltzeit?) zuzuordnen.

3.7.1.1.2 Mittlere Hauptterrasse (Hm)

Das nächst tiefer gelegene Terrassenniveau ist in einer Höhe von ca. 70 – 90 m über dem Diemeltal, das heißt zwischen + 300 und + 320 m NN entwickelt. Als Beispiel seien die Hangverebnungen am Hoppenberg, oberhalb der Flur Höleken und südlich des Meierberges angeführt. Durchweg handelt es sich um Felsterrassen mit einer dünnen Streuschotterung, wobei die Schotterreste teils auf Carbonatgesteinen des Zechsteins, teils auf Sandsteinen und Tonen des Buntsandsteins lagern. Die Schotter im Bereich des Hoppenberges (R 92 500, H 07 200) führen überwiegend grauackentartige Sandsteine des Oberkarbons (etwa 40%), daneben vor allem Quarzit, Kieselschiefer, Lydit und etwa zu 10% Gerölle aus Zechstein-Kalkstein, die teilweise entkalkt sind (MNICH 1979). Die Gerölle sind durchweg gut kantengerundet. Stratigraphisch kommt für dieses Hauptterrassenniveau die Aufschotterungsphase der Eburon-Kaltzeit in Betracht.

3.7.1.1.3 Untere Hauptterrasse (Hu)

Die Untere Hauptterrasse ist an mehreren Stellen zwischen Westheim und Wrexen in einer Höhenlage zwischen + 240 und + 290 m NN, das heißt ca. 40 – 60 m über der heutigen Talau ausgebildet. Eine Gruppe von Verebnungsflächen liegt westlich und östlich des Dahlbachs zwischen dem Dahlberg und dem Bereich Höleken; drei weitere Vorkommen sind nach WORTMANN (1936: 403) dicht oberhalb von Wrexen zu beobachten. Letztere deuten nach GOTTER (1978: 88) auf einen ehemaligen Umlaufberg hin mit der höchsten Erhebung am Höhenpunkt 251,7. Für ein Vorkommen weiter flußaufwärts bei Westheim (TK 25: 4519 Marsberg), das MNICH (1979: 282) als obere Mittelterrasse beschrieben hat, ergibt sich ein hoher Anteil an oberkarbonischen grauackentartigen Sandsteinen mit zurücktretenden Anteilen von Quarziten, Kieselschiefern und Lyditen. Dieses Terrassenniveau wurde vermutlich während der Menap-Kaltzeit angelegt.

3.7.1.1.4 Obere Mittelterrasse (Mo)

Nach WORTMANN (1936) ist die Höhendifferenz zwischen der Unteren Haupt- und Oberen Mittelterrasse mit ca. 5 m nur minimal. MNICH (1979: 266) verzichtete deshalb vermutlich auf eine Höhenangabe für die Untere Hauptterrasse, statt dessen stufte er die zwischen 40 und 60 m über dem Talniveau liegenden Schotterreste einheitlich als Ablagerungen der Oberen Mittelterrasse ein.

Die vermuteten Terrassenstufen auf den geneigten und nur schwach überschotterten Nordhängen des Diemeltals sind in der Tat nur schwer gegeneinander abzugrenzen. Unter Berücksichtigung der Geländebeziehungen und der Schotterhäufigkeit ist jedoch für die Obere Mittelterrasse eine Höhenlage von ca. + 250 bis + 260 m NN, das heißt 25 – 40 m über dem jetzigen Talniveau anzunehmen. Streuschotter sind gegenüber der Unteren Hauptterrasse häufiger zu beobachten. Sie leiten sukzessive in den Schotterkörper der Unteren Mittelterrasse über. Vorkommen der Oberen Mittelterrasse sind östlich von Westheim am Fuße des Dahlberges und südlich der Gemarkung Höleken sowie zwischen dem südlichen

Ortsrand von Wrexen und der Trasse der Bundesautobahn A 44 beziehungsweise der südöstlichen Ecke des Blattgebiets anzutreffen. Eine dort ausgebildete Geländedepression ist eventuell Teil eines ehemaligen Diemelmänders, der sich in die höher liegende Terrasse der Unteren Hauptterrasse eingeschnitten hat. Teile dieser Geländevertiefung können allerdings auch jüngerer Entstehung sein. Dafür spricht vor allem die dort im Verbreitungsgebiet der Fließerden auftretende Oberflächenbeschotterung, die nicht tiefer als 15 – 20 cm in das Fließerdeprofil hineinreicht (GOTTER 1978: 70). Die Schotter der Oberen Mittelterrasse bestehen aus Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges (Devon, Karbon) sowie Anteilen des Zechsteins und Buntsandsteins. Die Obere Mittelterrasse wurde vermutlich während der Elster-Kaltzeit abgelagert.

3.7.1.2 Saale-Kaltzeit

Während der Hauptphase der saalezeitlichen Inlandvereisung (Drenthe-Stadium) lag das Blattgebiet südlich der entlang der Nordabdachung der Paderborner Hochfläche verlaufenden Vereisungsgrenze im periglazialen Klimabereich, wo es überwiegend zur fluviatilen Aufschotterung von Terrassen und der Aufwehung von älteren Lössen kam (vgl. SKUPIN 1985).

3.7.1.2.1 Untere Mittelterrasse (Mu)

Die ausgeprägteste und am weitesten durchhaltende Hangterrasse im Diemeltal ist die Untere Mittelterrasse auf der linken Talseite zwischen Westheim und Wrexen. Auf eine Entfernung von 2 km Länge und etwa 200 – 300 m Breite ist dort im Bereich einer flachwelligen Unterhangverebnung ein stellenweise 6,5 m mächtiger Kieskörper entwickelt. Dieser ist meist von einer schluffig-tonigen bis schluffig-sandigen Fließerde unterschiedlicher Mächtigkeit überdeckt. Der bis auf + 215 m NN herabreichende Fließerdekörper trägt an der Oberfläche umgelagerte Mittelterrassenschotter. Die Terrassenbasis liegt zwischen + 220 und + 250 m NN und damit ca. 15 – 30 m über dem jetzigen Talauenniveau. Nach MNICH (1979: 288) überwiegen deutlich plattige und kantengerundete grauackenerartige Sandsteingerölle. Die Quarz- und Kieselschiefergerölle sind infolge ihrer größeren Härte mehr eckig bis schlecht gerundet. Die Terrassenschotter zwischen der ehemaligen Missgunst Mühle (R 98 570, H 08 050) und der ehemaligen Kupfer-Mühle (R 99 600, H 08 250) – südlich der Straße gelegen – sind wahrscheinlich ebenfalls der Unteren Mittelterrasse zuzuordnen (GOTTER 1978: 85). Aufgrund der relativen Höhenlage sowie des Nachweises interglazialer eem- oder frühweichselzeitlicher Torfe an der Oberkante der Unteren Mittelterrasse weiter flußaufwärts ist als Entstehungszeitraum die Saale-Kaltzeit anzunehmen.

3.7.1.3 Weichsel-Kaltzeit

Während der Weichsel-Kaltzeit entsprachen die klimatischen und geologischen Verhältnisse weitgehend denjenigen der Saale-Kaltzeit. Durch Frostverwitterung entstanden große Mengen von Gesteinsschutt, der von den Gewässern aufgenommen, umgelagert und als Schotter in den Taleinschnitten zurückgelassen wurde. Auf den Hochflächen setzte sich Lössstaub ab. Während der kurzen Auftauphasen der Sommermonate geriet das Boden- und Verwitterungsmaterial an den Talhängen ins Fließen und wurde solifluidal umgelagert.

Im benachbarten Blattgebiet 4519 Marsberg ist ein Torfvorkommen bekannt, das unter weichselzeitlicher Fließerde liegt. Dieses Vorkommen bei der Gärtnerei Brügger in Marsberg wurde aufgrund seiner Lage bisher als eem- (PAECKELMANN & KÜHNE 1936, MNICH 1979) oder gar als holsteinzeitlich (WORTMANN 1936) gedeutet.

Zur Klärung dieser Frage wurde das Vorkommen mittels einer Schlitzsondierbohrung neu erschlossen und pollenanalytisch untersucht (Untersuchung H.-W. REHAGEN, Geol.-L.-Amt Nordrh.-Westf.). Das unmittelbar nördlich des Wohnhauses der Gärtnerei (R 90 630, H 04 170) aufgenommene Torfprofil lag unter einer ca. 5 m mächtigen kiesig-steinigen Fließerde und hatte eine Mächtigkeit von 0,35 m.

Die Baumpollenspektren des Torfs zeigen das Bild eines borealen Waldes, der zunehmend von Nadelhölzern beherrscht wird. Infolge der geringen und wenig sippenreichen Nichtbaumpollenflora ist mit einer hohen Bewaldungsdichte zu rechnen. Waldzusammensetzungen dieser Art kommen während eines kühleren Klimas vor, wie es im letzten Drittel eines Interglazials oder in einem längeren, bewaldeten Interstadial angetroffen wird. Das Auftreten von *Picea omoricoides*, die einen erheblichen Teil der *Picea*-Pollensumme repräsentiert, die regelmäßige Anwesenheit von *Larix* sowie die Funde von *Bruckenthalia* (Ericales) sind die pollenfloristischen Kriterien für eine Einstufung in das frühweichselzeitliche Brörup-Interstadial. Im Vergleich zu anderen, umfassenderen Brörup-Pollendiagrammen entspricht der aufgenommene Profilabschnitt den Zonen EW 4b + c von Amersfoort (ZAGWIJN 1961) beziehungsweise der Zone WF IIb von Rederstall/Holstein (MENKE & TYNNI 1984), die dem oberen Abschnitt des Brörup-Interstadials angehören.

Im Blattgebiet Kleinenberg sind solche frühweichselzeitlichen Torfe bisher nicht bekannt.

3.7.1.3.1 Niederterrasse (N)

In dem 400 – 800 m breiten Talabschnitt der Diemel zwischen Westheim und Wrexen ist keine eigene Niederterrassenverebnung oder -kante ausgebildet. Die Niederterrasse wird vielmehr von jungen, holozänzeitlichen Kiesablagerungen überdeckt, die durch Umlagerung aus diesen hervorgegangen sind (s. Kap. 3.7.2.2). Somit ist der eigentliche, weichselzeitliche Niederterrassenkörper nur in Resten und in größerer Tiefe anzutreffen.

Im Unterschied zu den Terrassenkörpern des Alt- und Mittelpleistozäns ist in den Kiesen der Niederterrasse ein größerer Feinkornanteil enthalten. Der Schotter besteht zum größten Teil ebenfalls aus grauackentartigen Sandsteinen, der Anteil an Diabasen, Lyditen und Buntsandstein-Geröllen ist gegenüber den älteren Terrassen jedoch leicht erhöht. In der Baugrube der Kläranlage Westheim wurden auch Zechstein-Kalkgerölle angetroffen. Die Grauwacken sind meist frisch und im Gegensatz zu den Diabasen nur teilweise verwittert. Die Schotter sind generell gut kantengerundet. Als maximale Schotterlänge wurden 35 cm gemessen. Die Mächtigkeit des Kieskörpers beträgt ca. 5 m.

3.7.1.3.2 Fließerde („fl)

Noch während der Kaltzeiten wurde das im periglazialen Klimabereich entstehende Frostschuttmaterial des Gesteinsuntergrundes wieder abgetragen und mit dem gleichzeitig eingewehten Löß sowie mit Verwitterungsbildungen der Warmzeiten (z. B. Weißlehm, Terra

fusca, Hottensteinschlufflehm) solifluidal vermengt. Über dem Dauerfrostboden des nahen Untergrundes gerieten während der Sommermonate die kurzfristig auftauenden wassererfüllten Schichten aus sandig-tonigem Verwitterungsmaterial schon bei geringer Hangneigung ($1 - 2^\circ$) ins Fließen und setzten sich nach mehr oder weniger langem Transport wieder ab. Je nach der Zusammensetzung kann dabei zwischen Fließerden mit zurücktretendem und mit überwiegendem Feinkornanteil unterschieden werden.

Die größte Verbreitung haben im Blattgebiet die Verwitterungsprodukte des Osning-Sandsteins, die entlang dem Südrand des Eggegebirges die Talhänge in einem Saum von 50 – 1 000 m Breite nahezu völlig bedecken. Dabei wirken die Fließerden morphologisch ausgleichend, das heißt, sie füllen Vertiefungen auf und vermindern das Gefälle mancher Steilhänge. Bemerkenswert sind die zahlreichen Abflußrinnen – insbesondere am Südrand des Bentenberges – die parallel zur Fließrichtung die Schuttmassen gliedern. Im näheren Umfeld vor den zum Teil hochaufragenden Steilwänden (z. B. am Opferstein, R 99 570, H 14 670) liegt zuoberst ein Hangschutt aus meist großen, eisenschüssigen, schwach gerundeten, vorwiegend weißlichgrauen Sandsteinblöcken. In der Regel sind sie faust- bis kopfgroß, einzelne Stücke können aber auch Ausmaße von mehreren Kubikmetern annehmen, wie etwa am Rande des Hardehausener Talkessels, wo sie in Form unregelmäßiger Blockhalden über Buntsandstein liegen. Weiter talabwärts nehmen die Blöcke an Gewicht und Zahl ab und gehen in flach auslaufende Fließerdekörper mit mäßiger Blockbestreuung oder mit kleineren Sandsteintrümmern über. Die Grundmasse ist stets schluffig-sandig oder schluffig-tonig, mitunter auch mergelig, mit einem eckigen bis angerundeten Grobanteil von Zentimeter- bis Dezimetergröße (Sandstein, Tonstein, Tonmergelstein). Die Farben schwanken zwischen Braun, Gelblichbraun, Grünlichgrau und Grau; stellenweise zeigt sich eine rostfarbene Bänderung.

Fließerden aus Verwitterungsmaterial des Osning-Sandsteins finden sich, wie schon angedeutet, vor allem an den Steilhängen des Bentenberges, von wo aus sie zum einen in die Ausräumungszone des Hardehausener Talkessels, zum anderen in die Niederung der Sauer bei Kleinenberg überleiten. Die Mächtigkeit geht von maximal 15 m in der Nähe des Steilhanges bis auf wenige Dezimeter in den Randbereichen zurück. In geringerer Verbreitung sind Fließerden aus Material des Osning-Sandsteins auch noch in unmittelbarer Nähe des Osning-Sandsteinbruchs nördlich von Kleinenberg (s. Kap. 9.1: Aufschl. 5) zu beobachten.

Im Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins sind Fließerden größerer Mächtigkeit am Westhang des Pölinxer Grundes ausgebildet. Sie bestehen aus einem strukturlosen Gemenge von rötlichen Sandsteinbrocken und deren Verwitterungsprodukten. Der Lößanteil ist gering, nimmt aber nach oben hin zu. Die Fließerden haben in diesem Gebiet sicherlich eine weit größere Verbreitung als in der geologischen Karte dargestellt, doch wurde in der Mehrzahl der Fälle infolge der geringen Mächtigkeit oder der fraglichen Natur des Lockergesteinsmaterials auf eine Darstellung verzichtet. Die durch einen mäßig hohen bis hohen Lößanteil charakterisierten „Lößfließerden“ sind als Einzelvorkommen über das ganze Blattgebiet verstreut, werden aber wegen der Schwierigkeit, sie von anderen Lößderivaten abzutrennen, in Kapitel 3.7.1.3.3 „Löß-Deckfolge“ beschrieben.

Die Fließerden des Blattgebiets sind in ihrer Hauptmasse zweifellos weichselzeitlich. Reste älterer Fließerden mit Anteilen fossiler Bodenbildungen und ohne jüngere Lößbeimengungen (vgl. DAHM 1958) wurden nicht beobachtet.

3.7.1.3.3 Löß-Deckfolge (Löß)

Vor der ursprünglichen Lößüberdeckung sind im Raum Kleinenberg heute nur noch geringe Reste vorhanden. Sie sind fast ausnahmslos an erosionsgeschützte Lagen wie Unterhänge, Mulden und Rinnen gebunden, wo sie im allgemeinen zusammen mit Fließerden und jungen Abschwemmassen erhalten sind. Die Abschwemmassen besitzen bei fehlendem Humusgehalt beziehungsweise hohem Schluffanteil eine große Ähnlichkeit mit umgelagertem Löß. Wegen der nur wenig voneinander abweichenden Gesteinsausbildung sind ähnlich anderen Gebieten unter dem Begriff Löß-Deckfolge die drei stratigraphisch-genetischen Einheiten holozänzeitlicher Hanglehme, weichselkaltzeitlicher Löß und weichselkaltzeitliche Lößfließerde in der geologischen Karte zusammengefaßt. Im folgenden werden die verschiedenen Einheiten im einzelnen beschrieben.

Lößfließerde

Die braunen bis gelbbraunen Lößfließerden sind durch Abspülung oder Bodenfließen hauptsächlich zu Beginn und während der Hauptphase der Lößanwehung entstanden. Sie enthalten stets Beimengungen von Gesteinsverwitterungsmaterial. Nach der Tiefe nehmen Grus- und Steingehalt zu, und die Korngrößenzusammensetzung ist stärkeren Schwankungen unterworfen. Durch Verlagerung am Hang sind die Lößfließerden im Gegensatz zum echten Löß geschichtet. Lößfließerden kommen vorzugsweise an nord- und ostexponierten Talhängen vor. Die Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt 0,6–1,0 m und erreicht maximal etwa 2 m.

Lößumlagerungen haben auch noch im Spätglazial stattgefunden, so daß als Entstehungszeitraum der Lößfließerden das Hoch- und Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit anzunehmen sind. Einige Procente an brauner Hornblende und Titanit in den Schwermineralspektren der Lößfließerdevorkommen östlich Husen (R 89 210, H 16 940; vgl. MERTENS 1985: 41) und des Naturschutzgebietes Mittelwald, Staatsforst Neuenheerse (R 97 050, H 12 425) bezeugen, daß der Alleröd-Tuff des Laacher-See-Vulkans bis hierher gelangt ist (Untersuchung U. WEFELS und H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Jüngerer Löß

Frischer, kalkhaltiger Löß ist im Blattgebiet nur noch stellenweise anzutreffen. Unverwitterter Löß wurde zum Beispiel östlich von Husen an der Basis einer mehrere Meter mächtigen Muldenauskleidung gefunden (MERTENS 1985: 41). Durch die Verwitterung ist der Löß heute meist vollständig entkalkt und zu Lößlehm umgewandelt. Nicht umgelagerter Lößlehm dürfte im Blattgebiet ebenfalls nur sehr gering verbreitet sein; er ist wie der kalkhaltige Löß vor allem an die erosionsgeschützten Lagen wie Unterhänge, Mulden und Rinnen gebunden (DAHM 1958: 30, 33). Dort steht er teilweise direkt an der Geländeoberfläche an, teilweise ist er in Form einzelner, mehrere Dezimeter dicker Lagen in der Lößfließerde enthalten.

Auf den höher gelegenen Plateauflächen blieben Reste von Lößlehm nur geringmächtig (2–3 dm) erhalten. Im Bereich der Paderborner Hochfläche ist der Lößlehm mit dem darunter liegenden Kalksteinverwitterungslehm (Terra fusca) und Hottensteinverwitterungslehm häufig solifluidal eng verzahnt.

Generell besteht der gelb- bis graubraungefärbte Lößlehm aus einem sandig-tonigen Schluff mit einem für Lößböden charakteristischen steilen Anstieg im Grobschluff (0,01–0,02 mm) bis Mehlsandbereich (0,02–0,05 mm). Das Mengenverhältnis der beiden

Kornfraktionen beträgt etwa 1 : 2 und macht etwa 75 % des Gesamtmaterials aus (DAHM 1958: 30).

Ähnlich den anderen Quartär-Gebieten Westfalens erfolgte die Ablagerung des Lösses im Blattgebiet während des Hochglazials. In einer von Westen nach Osten abnehmenden Mächtigkeit wurde Grobschluffmaterial auf den Festgesteinen und älteren Quartär-Ablagerungen abgesetzt. Die Sedimentation durch Westwinde führte schon primär zu einer in Abhängigkeit vom Relief recht unterschiedlichen Ausgangsmächtigkeit des Lösses. So sind größere Lößmächtigkeiten vor allem auf den ostwärts exponierten Talhängen anzutreffen, welche im Windschatten, das heißt auf der Leeseite der Geländeauftragungen liegen.

Hanglehm

Der innerhalb der Löß-Deckfolge zuoberst liegende Schichtenkomplex ist aus den darunter anstehenden Schichteneinheiten (Lößfließerde, Löß) durch flächenhafte Umlagerung hervorgegangen. Im Gegensatz zum äolisch abgelagerten Löß ist er meist geschichtet und enthält ähnlich wie die Lößfließerde einen geringen Prozentsatz an Sand oder Gesteinsmaterial. Stellenweise sind auch geringe Mengen an humosen Bestandteilen anzutreffen. Ähnlich dem Schwemmlehm (s. Kap. 3.7.2.1) ist seine Umlagerung und Sedimentation vermutlich während des Holozäns erfolgt.

3.7.2 Holozän

Die Ablagerungen des Holozäns gehen zum Teil ohne deutliche Grenze aus den Ablagerungen des Pleistozäns hervor und sind wie diese in den unteren Hanglagen und Tälern anzutreffen, wo sie unter gemäßigten Klimabedingungen sedimentiert worden sind. Im Einflußbereich kalkhaltiger Quellen kam es zur Abscheidung von Sinterkalk. In den grundwassernahen Schichten der Täler bildeten sich Torfe und anmoorige Flächen.

3.7.2.1 Schwemmlehm („u)

In den Rinnen, Hangmulden und schmalen Talböden der Seitentäler, welche in die tiefer liegenden Haupttäler des Blattgebiets überleiten, haben sich vielfach lockere Abschwemmungen der umliegenden Hänge angesammelt. Sie sind aus den Lößablagerungen und deren Umlagerungsprodukten (Lößfließerden) sowie aus den Verwitterungsbildungen älterer Quartär-Ablagerungen oder des unmittelbaren Gesteinsuntergrundes (z. B. Hottenstein-schlufflehm, Kalksteinverwitterungslehm) hervorgegangen. Im Verbreitungsgebiet der Oberkreide-Gesteine sind Lage und Form der Schwemmlehmbildungen prinzipiell von ihrem Vorkommen in bestimmten Reliefpositionen abhängig. Während die süd- und südwestexponierten Trockentäler durchgehend mit Schwemmlehm gefüllt sind, enden die Schwemmlehme in den nord- und ostexponierten Hangrinnen teilweise abrupt bereits im Ober-, Mittel- oder Unterhang. Die Ursache hierfür ist vermutlich sowohl in rückschreitender Erosion der einzelnen Bäche als auch in einem flächenhaften Abtrag entlang dem Unterhang zu suchen (VON ZEJSCHWITZ 1988: 29).

Im allgemeinen besteht der Schwemmlehm aus einem relativ steinfreien, sepiabraunen bis dunkelbraunen oder graubraunen sandig-tonigen Schluff, der nach der Tiefe zu in eine steinhaltige, stärker schluffig-tonige oder sandig-tonige Fließerde übergeht. Gelegentlich zeigt das akkumulierte Erosionsmaterial eine deutliche Schichtung mit Gesteinsverwitte-

rungsgrus, wobei die Korngrößenzusammensetzung stärkeren Schwankungen unterworfen ist. Die in den Trockentälern der Paderborner Hochfläche lagernden Abschwemmassen sind darüber hinaus meist stärker humos und besitzen durchschnittlich einen Gehalt von 1,5 – 2,5 % organischer Substanz, ausnahmsweise auch bis zu 3,5 % (VON ZEZSCHWITZ 1988: 33). Die Mächtigkeit dieser Rinnenfüllungen schwankt durchschnittlich zwischen 0,5 und 2,0 m, stellenweise werden auch bis zu 3 m erreicht.

Der Schwemmlehm entstand überwiegend während des Holozäns. Hierfür spricht insbesondere der in den oberen Profiltteilen häufig zu beobachtende höhere Humusgehalt sowie die geringe Lagerungsdichte der Bodenteilchen. Unterschiedlich starke Humusanreicherungen innerhalb der humusführenden Profilabschnitte lassen erkennen, daß die Verschwemmung und Ablagerung in mehreren Phasen vor sich ging. Mit ¹⁴C-Datierungen wurde versucht, den Bildungszeitraum dieser Abschwemmassen einzuengen. Datierungen an Proben aus dem unteren Bereich tiefreichend humoser Profilabschnitte auch aus dem Raum Wünnenberg und Lichtenau (VON ZEZSCHWITZ 1980) lassen darauf schließen, daß die Akkumulation des Schwemmlehms hauptsächlich in der Zeit um Christi Geburt stattgefunden hat. Sie umfaßte einen Zeitraum von ca. 700 – 800 Jahren und reicht von der Jüngeren Eisenzeit bis in die Jetztzeit hinein. Geologisch spielten sich diese Vorgänge damit vollständig innerhalb des Subatlantikums ab.

Allerdings sind die Befunde mit einigen Unsicherheiten belastet. Die ¹⁴C-Datierungen am Humus der Kolluvien können nur als ungefähre Mindestalter gewertet werden, da jüngere Pflanzen- und Wurzelreste sowie von oben her infiltrierte Huminsäure die Messungen verfälschen können. Unter Einbeziehung archäologischer Befunde muß man davon ausgehen, daß seit der bronzezeitlichen Siedlungs- und Rodungsperiode (1 700 – 900 v. Chr.) erhebliche Sedimentumlagerungen im Bereich der Paderborner Hochfläche stattgefunden haben (VON ZEZSCHWITZ 1980).

3.7.2.2 Flußbettablagerungen (,G)

Ähnlich wie bei anderen Flüssen – etwa Ruhr (JANSEN 1980, PIEPER 1990) und Rhein (KLOSTERMANN 1989) – sind auch an der Diemel holozänzeitliche Schotterablagerungen nachzuweisen. Sie sind den pleistozänen Niederterrassenschottern aufgelagert, aus denen sie durch Aufarbeitung und Umlagerung hervorgegangen sind. Die lithologische Zusammensetzung entspricht somit weitgehend derjenigen der Niederterrasse mit grauen, schwarzgrauen und rötlichgrauen Kiesanteilen aus dem Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges (grauwackenartiger Sandstein, Quarzit, Lydit, Kalkstein) und dem Mesozoikum der Hessischen Senke (Buntsandstein). Zur Identifizierung und Abtrennung sind hauptsächlich Merkmale wie Schichtung, Korngröße sowie eingelagerte Schluffe, Sande und Torfe heranzuziehen. Der innerhalb des Schwermineralspektrums vorhandene hohe Anteil an vulkanischen Bestandteilen wie Pyroxen (52,5 %) und braune Hornblende (14,6 %) (Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ist vermutlich von Diabasgeröllen abzuleiten. Nicht auszuschließen ist allerdings auch der Einfluß des allerödzeitlichen Eifel-Vulkanismus, dessen Auswirkungen in nordöstlicher Richtung bis nach Skandinavien zu beobachten sind (BOGAARD & SCHMINCKE 1985).

Nach den aus der Baugrube der Kläranlage Westheim (TK 25: 4519 Marsberg) vorliegenden Untersuchungsergebnissen (s. Kap. 3.7.2.3) beträgt die Mächtigkeit der Flußbettablagerungen im Diemeltal mindestens 1,8 m. Über die maximale Mächtigkeit und Verbreitung ist nichts bekannt.

3.7.2.3 Auenlehm (L,ta)

In den breiten Talauen von Altenau und Diemel liegt eine mehr oder weniger geschlossene Decke von Auenlehm. Die Auenlehme sind recht einheitlich zusammengesetzt. Generell überwiegt ein brauner bis graubrauner sandig-toniger Schluff. Die Analyse eines Auenlehms aus der Baugrube Kläranlage Westheim (TK 25: 4519 Marsberg, R 94 900, H 06 770) erbrachte 12 % Ton, 74 % Schluff – davon 35 % Grobschluff, 4 % Sand. Hinzu kommen gelegentliche Einschaltungen von Kies, welche auf den ständigen Wechsel in der Wasserführung zurückzuführen sind und jeweils Gerölle des im Oberlauf oder seitlich anstehenden Gesteinsuntergrundes enthalten. Im Diemeltal sind örtlich an der Basis gelblich- oder rötlichbraune, tonige Schluffe anzutreffen, die von den im Untergrund anstehenden Gesteinen des Buntsandsteins abzuleiten sind. Die Mächtigkeit des Auenlehms erreicht maximal 3,5 m.

Der Auenlehm ist zumindest teilweise recht jung und wurde örtlich über holozänzeitlichen Flußschottern abgelagert. Dies geht aus einem in der Baugrube der Kläranlage Westheim in den holozänen Diemelschottern (s. Kap. 3.7.2.2) zwischen 1,5 und 1,8 m Tiefe beobachteten humosen Schluffband hervor, das nach pollenanalytischen Untersuchungen (R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) sehr jung ist und erst während des Subatlantikums (Nachwärmezeit), das ist die Zone XI (Buchenzeit) nach OVERBECK (1975), gebildet wurde.

3.7.2.4 Ablagerungen in Talkerben und Talsohlen der Nebentäler (qh)

Da insbesondere in den Seitentälchen infolge der rasch wechselnden Sedimentationsverhältnisse (Unterschneidungen der Hänge, Gesteinsrippen, Auskolkungen des Bachbetts usw.) eine kleinräumige Auskartierung der Bodenverhältnisse nicht möglich ist, wurde in diesen Bereichen auf eine differenzierte Darstellung verzichtet. Die Quartär-Sedimente in den Nebentälern bestehen in der Regel aus einem gelb- bis graubraun- oder rotbraun- bis braunrotgefärbtem sandig-tonigen Schluff mit Einlagerungen von Kies und Steinen. Die Mächtigkeit der Ablagerungen beträgt durchschnittlich weniger als 1 m und erreicht nur stellenweise maximal 1,5 m.

3.7.2.5 Schwemmkegel

An den Mündungen der kleinen Seitentäler in die breiteren Haupttäler haben sich während des Holozäns stellenweise deltaförmige Schwemmkegel gebildet. Sie setzen sich aus dem von den Nebenbächen mitgeführten Fein- und Grobmaterial zusammen und bestehen je nach den Gesteinsschichten der umliegenden Hänge aus einem Gemenge von braunem, graubraunem, rötlichbraunen oder braunrotem Ton, Schluff und Sand mit zwischengelagertem Gesteinsgrus. Diese Schwemmkegel bildeten sich durch Verringerung des Fließgefälles und nachlassende Transportkraft des Gewässers beim Übertritt in die Talaue des Haupttals. Die Schwemmkegel fallen meist gleichmäßig zur Talaue ab und überragen diese um Beträge bis zu 3 m. Im Mündungsbereich des Klingelbachs ist der Schuttfächer bis in das Tal des Wäschebachs vorgedrungen und hat dort den Wasserlauf zum Ausweichen gezwungen.

3.7.2.6 Sinterkalk (,Ks)

In den Bachtälern des Kreide-Verbreitungsgebiets sind verschiedentlich junge Kalkabscheidungen („Bachtuffe“, STIRN 1964: 54) anzutreffen. Der in den klüftigen Kalk- und Tonmergelsteinen des Cenoman-Pläners und Cenoman-Mergels gelöste Kalk wird zum Teil bereits nach wenigen Metern unterhalb des Quellaustritts wieder ausgeschieden oder zum Teil erst weiter bachabwärts an besonders dafür geeigneten Stellen – etwa im Bereich von Gefälls- oder Querschnittsveränderungen – ausgefällt.

Als Beispiele hierfür seien zwei Vorkommen im Altenautal angeführt. So haben sich im Übergangsbereich zwischen Düsterem Grund und Altenautal (R 93 310, H 13 780) über dem grusig-steinigen bis sandig-schluffigen Untergrund in einem kleineren Areal Kalkkrusten gebildet, die stellenweise zu zentimeter- bis dezimeterdicken, porösen, mürben oder festen Sinterterrassen angewachsen sind. Diese breiten sich vom östlichen Hangfuß fächerartig gegen den Bachlauf aus und sind aus einem mehr oder weniger starren Mooskalkgerüst („Moostuff“) aufgebaut, das im einzelnen wiederum aus zahlreichen Moostuffwällen mit dazwischenliegenden Wasserbecken zusammengesetzt ist. Kalkknollenbildungen infolge von Umkrustungen unter Mitwirkung von „Algen“ treten weitgehend zurück.

Auch am Südufer des Holtheimer Bachs sind derartige Kleinterrassen aus „Moostuff“ entwickelt. Sie sind dort einem etwa 1,30 m mächtigen Sinterkalkblock aufgesetzt, der sich am Ende eines seitlich zutretenden, etwa 40 - 50 m langen Wassergerinnes im Übergangsbereich zum Holtheimer Bach gebildet hat. Die dort aus graugelbem bis bräunlichweißem Calciumcarbonat bestehende Sinterkalkabscheidung hat im Verlaufe ihres Emporwachsens eine natürliche Barriere gegen einen direkten und geradlinigen Übertritt in den Holtheimer Bach gebildet und den untersten Abschnitt des Gerinnes schiefwinklig zu sich abgelenkt. Erst unmittelbar beim Übertritt in den Holtheimer Bach fallen die Sinterterrassen kaskadenartig zu diesem hin ab. Im rückwärtigen Aufstau dieser Moostuffwälle sowie weiter bachaufwärts sind die im flachen, teils stehenden, teils strömenden Wasser liegenden Blätter, Zweige, Sand- und Gesteinsstücke rundum von weiß- bis gelbgrauen, an der Oberseite auch blaugrauen Carbonatkrusten umschlossen, die teils durch eine rauhe, warzig-blumenkohlartige Oberfläche, teils durch einen glatten, dichten, gallertartigen Überzug aus „Algenwatte“ gekennzeichnet sind. Je nach der Form des umkrusteten Kerns treten teils kugelige, teils abgeplattete Sinterkalkknollen (Onkoide) auf, deren Durchmesser von wenigen Millimetern (umkrustete Sandkörner) bis zu Dezimetergröße reicht (Abb. 7). Im Anschnitt zeigen diese Knollen eine Aufeinanderfolge heller spongioser, sparitischer bis mikrosparitischer (Frühjahr) und dunkler mikritischer (Sommer – Herbst) Schichten, die durch den jahresperiodischen Wechsel und eine dadurch bedingte verschiedenartige Intensität der biogenen Kalkfällung und Kalkanlagerung hervorgerufen wird (STIRN 1964: 12). Hierbei ist neben einer durch CO₂-Aufnahme bedingten Kalkfällung ein natürlicher Niederschlag von Calcitkristallen und anderer Partikel von Bedeutung (GRÜNINGER 1965, FALKER 1988).

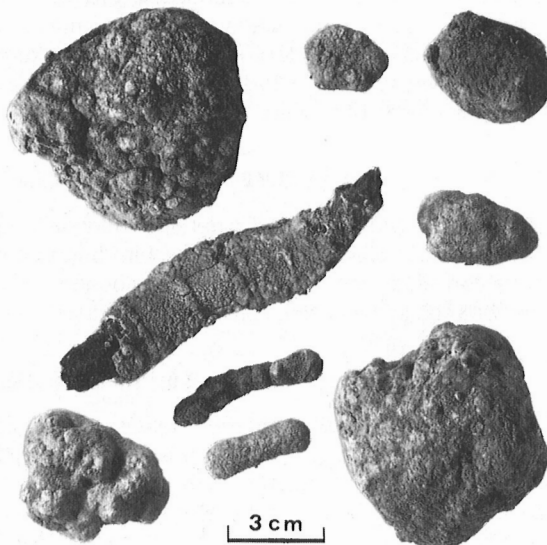
Eine biogene Sinterkalkbildung unter Verschiebung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts durch Pflanzen ist vor allem für weniger bewegtes Wasser charakteristisch. Die phytogene Kalkfällung ist wiederum abhängig von der Geländeform, der Wasserführung und den Lichtverhältnissen, so daß innerhalb eines Gewässers verschiedene Stadien der Sinterkalkbildung zu unterscheiden sind (WALLNER 1934: 4). Entsprechend den Verhältnissen im Blattgebiet 4417 Büren (Hiss 1989) sind am Aufbau dieser Kalkknollen Cyanobakte-

Abb. 7

Blaualgenkalkknollen und -krusten aus dem Bachbett eines Zuflusses des Holtheimer Baches (R 92 960, H 15 760)

rien (z. B. *Phormidium incrustatum* (NÄGELI) GOMONT und *Schizothrix calciola* (AGARDH) beteiligt, Organismen, die lange Zeit als Algen („Blaugrünalgen“) bezeichnet wurden (HARTKOPF-FRÖDER & HISS & LEINFELDER 1989). Sie sind besonders gut in den spongösen und sparitischen bis mikrosparitischen Lagen zu erkennen, wo sie häufig büschelförmig angeordnet sind.

Die Sinterkalkablagerungen sind nach palynologischen Untersuchungen im Blattgebiet 4417 Büren (Hiss 1989) hauptsächlich im mittleren Holozän (Ende Präboreal – Atlantikum) entstanden. Wie rezent ummantelte Zweig- und Aststücke zeigen, erfolgt eine Kalkabscheidung auch noch in heutiger Zeit.



3.7.2.7 Niedermoor („Hn)

Auf den wasserundurchlässigen Schichten des Oberen und Mittleren Buntsandsteins sowie des Cenoman-Mergels sind wiederholt Niedermoore anzutreffen. Hervorzuheben sind insbesondere die zahlreichen Niedermoorflächen westlich und südwestlich von Kleinenberg (Kälberbruch, Piepersiek, Hillerbruch). Hinzu kommen eine Reihe kleinerer Vorkommen in den Bach- und Flußniederungen von Sauer und Altenau, und zwar vorzugsweise an der Einmündung seitlicher Zuflüsse (z. B. Holtheimer Bach). Dem Torf ist stets ein mehr oder weniger starker mineralischer Anteil beigemischt. Hierbei handelt es sich um eingeschwemmten Ton, Sand und Schluff (Hang- und Schwemmlehm, Auenlehm). Zum Teil wurden Sand, Grus und Steine auch zur Verbesserung der Trittfestigkeit künstlich auf die Niedermoorflächen aufgebracht, so zum Beispiel westlich von Kleinenberg im Bereich Katharinenhof (s. auch Kap. 5.2.1).

Im allgemeinen beträgt die Mächtigkeit des Niedermoortorfs weniger als 1 m. Im Bereich Kleinenberg ist die Mächtigkeit stellenweise durch die Abgrabung von Torf nachträglich reduziert.

Nach den an drei Torfvorkommen vorgenommenen pollenanalytischen Untersuchungen (Untersuchung H.-W. REHAGEN und R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) bildete sich der Torf durchweg erst während des Subatlantikums (Nachwärmezeit). Die beiden älteren, an der Geländeoberfläche anstehenden Niedermoorvorkommen westlich Katharinenhof (R 96 550, H 17 060) und südlich von Kleinenberg (R 98 850, H 14 960) sind vermutlich dem ältesten Teil des Subatlantikums, der Zone X nach OVERBECK (1975) zuzurechnen; sie datiert

ins erste vorchristliche Jahrtausend. Das jüngere, unter einer 2,0 m mächtigen Schwemmelahmschicht begrabene Niedermoorvorkommen südwestlich von Holtheim (R 93 280, H 16 350) entstand im mittleren Teil des Subatlantikums, der Zone XI nach OVERBECK (1975) beziehungsweise IX nach FIRBAS (1949, 1952); dies entspricht der Zeit nach Christi Geburt bis etwa ins frühe Mittelalter.

3.7.2.8 Anmoor und Moorerde (,Hm)

Anmoor und Moorerde sind in der Kartendarstellung zusammengefaßt. Sie treten in erster Linie als ca. 20 – 30 cm starke, humose bis torfige, schwarzgraue Versumpfungsflächen am Rande von Niedermooeren auf und sind neben den stark zersetzten Pflanzenresten durch einen beträchtlichen Anteil von Sand, Schluff und Ton gekennzeichnet.

3.7.2.9 Rutschmassen (,r)

Im Blattgebiet sind an mehreren Stellen unregelmäßig wulstige, zum Teil blockübersäte Rutschmassen zu beobachten. Sie sind vorwiegend an den Erosionsrand des Kreide-Deckgebirges gebunden, der sich als mehr oder weniger hohe Steilkante über die Schichtfläche des Buntsandsteins erhebt. Bedingt durch die wasserstauende Wirkung der wenig durchlässigen Röt-Ton/Schluffsteine ist es im Grenzbereich Kreide/Buntsandstein, das heißt im Unterhangbereich der Kreide-Bedeckung stellenweise zu umfangreichen Verlagerungen der hangenden Gesteinsschichten gekommen. Neben der Zone stärkerer Durchfeuchtung als Auslöser des Gleitvorgangs spielen als weitere Ursachen die Exposition des Hanges sowie das Einfallen der Schichten eine Rolle.

Größere zusammenhängende Rutschungsgebiete, die auf Massenverlagerungen im Grenzbereich Kreide/Buntsandstein zurückzuführen sind, liegen südlich von Blankenrode (MAASJOST 1976: 19) und östlich von Meerhof (s. Kap. 7.4) sowie südlich von Kleinenberg im Bereich des Bentenberges. Kleinere Rutschungen kommen des weiteren nördlich von Blankenrode an den Hängen des Hohesteins am Rande der Altenau und im Pietschergrund vor. Gänzlich innerhalb des Verbreitungsgebiets des Buntsandsteins liegt die Böschungsrutschung (R 94 400, H 09 980) im Krögergrund, einem Seitental des Wäschebachs südöstlich von Blankenrode (KÜHN-VELTEN & DÜRO 1967). Bei den Rutschmassen des Bentenberges spielen als Gleitmittel neben den stauenden Gesteinen des Buntsandsteins sicherlich auch die in den dort vorhandenen Fließerden eingelagerten Lößkomponenten eine Rolle.

Die Rutschungen entstanden vermutlich alle in geschichtlicher, teilweise sogar erst in jüngster Zeit, zum Beispiel in Verbindung mit den starken Niederschlägen am 16. Juli 1965 (s. Kap. 6.1). In diesen Bereichen sind bei entsprechenden Voraussetzungen weitere Rutschungen möglich.

3.7.2.10 Künstliche Aufschüttung (,y)

Bei den künstlichen Ablagerungen oder Auffüllungen des Blattgebiets handelt es sich in erster Linie um natürlichen Abfall oder Abraum. Diese wurden auf die Geländeoberfläche direkt (Dammschüttungen, Halden von Bergwerken und Natursteingewinnungsbetrieben) oder in verbliebenen Restlöchern ehemaliger Kalk- und Sandsteinbrüche eingebracht. Ein Teil der Ablagerungen oder Abgrabungen ist heute wieder mit kulturfähigem Bodenmaterial überdeckt und wird forst- oder landwirtschaftlich genutzt.

4 Gebirgsbau

Das Blattgebiet liegt am östlichen Schollenrand des Rheinischen Massivs (MEIBURG 1982: 14) im Übergangsbereich zwischen Rheinischer Masse (STILLE 1908: 23) und Hessischer Senke (WOLBURG 1969: 54). Die Grenze beider tektonischer Einheiten verläuft etwa Nord – Süd durch den Westteil des Blattgebiets (Abb. 8).

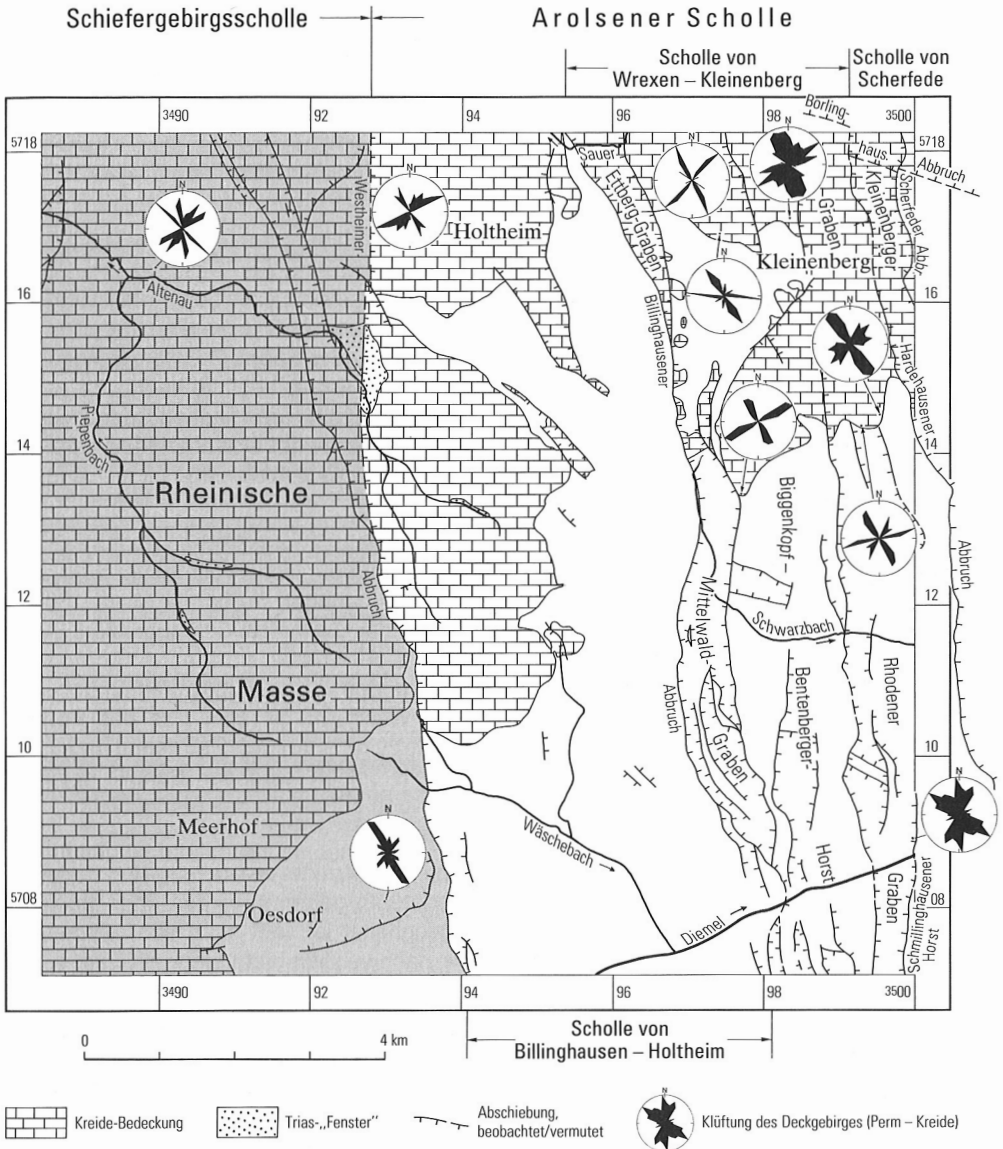


Abb. 8 Tektonischer Bau

Das präquartäre Gebirge ist in zwei tektonische Stockwerke gegliedert – in den variscisch gefalteten Unterbau mit Ablagerungen des Devons und Karbons und das permisch-triassisch-kretazische Deckgebirge. Das obere Stockwerk lagert diskordant auf dem gefalteten Untergrund. Während oberkarbonische Ablagerungen in einem kleinen Vorkommen bei Westheim zutage streichen, liegt die Grenzfläche beider Stockwerke am nordöstlichen Rand des Blattgebiets etwa bei 800 – 1 000 m unter Geländeoberfläche.

Die in der Rotliegend-Zeit beginnende Aufstiegstendenz des Rheinischen Schiefergebirges relativ zu der absinkenden Hessischen Senke führte zur jungkimmerisch angelegten Trennung beider Einheiten in Form eines staffelartigen Abbruchsystems. Die Störungslinien haben sich dabei teilweise bis in die diskordant auf den älteren mesozoischen Schichten liegenden Oberkreide-Ablagerungen durchgepaust.

4.1 Lagerungsverhältnisse

Der gefaltete Untergrund des Blattgebiets gehört paläogeographisch zum südlichen Randbereich der subvariscischen Vortiefe und wurde während der Westfal-Zeit an das Variscische Gebirge angefaltet (HOYER & PILGER 1971: 44). Die Oberkarbon-Ablagerungen bei Westheim gehören zu einer nach Nordosten abtauchenden Sattelstruktur, die etwa in der Verlängerung des Briloner Sattels liegt (= Ostsauerländer Sporn, RICHTER-BERNBURG 1950), und die als untermeerischer Rücken die Zechstein-Fazies beeinflusste (KULICK et al. 1984: 54 u. Taf. 14). Die Falten besitzen in diesem Raum meist einen flachen Südost- und einen steilen oder überkippten Nordwestflügel. Die Faltenachse des Ostsauerländer Sporns streicht um 50° und taucht mit 1 – 3° nach Nordosten ab. Die Schieferung fällt mit ca. 30° nach Südosten ein (SCHWARZKOPF 1983: 42).

Die Bruchschollen des Deckgebirges gehen auf den spätoberjurassischen bis frühkretazischen Abbruch der Hessischen Senke zurück. Die erzgebirgische Vorzugsrichtung der Faltenachsen im Rheinischen Schiefergebirge wurde überlagert durch die Nord – Süd-Ausrichtung des Sedimentationsraums mit Beginn der Zechstein-Transgression. Abschnittsweise wird der östliche Schiefergebirgsrand durch steil einfallende Störungen markiert. Die Gesamtsprunghöhe der Schollenabsenkungen von ca. 1 000 m verteilt sich auf mehrere Staffelbrüche, die vom Paläozoikum bei Westheim bis zum Lias des Egge-Lineaments (MEIBURG 1982: 213) auf etwa 11 km Breite zu einer Art Schollentreppe mit einer gleichsinnigen stufenartigen Tieferlegung der jeweils östlich folgenden Scholle geführt haben (Abb. 8). Diese Schollengliederung läßt sich auch außerhalb des Blattgebiets nach Norden und Süden weiterverfolgen (STILLE 1932: 151).

Ob Rheinische Masse und Hessische Senke unter der Kreide-Verbreitung durch einen einzigen „Westfälischen Hauptabbruch“ (WOLBURG 1953) getrennt werden oder ob eine schmale Randstaffelzone vermittelnd zwischengeschaltet ist, läßt sich nicht eindeutig klären. In einigen Bereichen ist die Störungszone nachweislich nicht mehr als 5 km breit (MEIBURG 1982: 17).

In der Übergangszone zwischen Rheinischer Masse und Hessischer Senke lebten einige der jungkimmerisch angelegten Störungen spät- beziehungsweise postkretazisch (Iaramisch) wieder auf; ihre Sprunghöhen können im Kreide-Deckgebirge 50 – 60 m betragen. Die vorwiegend in eggischer Richtung verlaufenden Hauptstörungen sind steilstehende Abschiebungen. Es sind Ausweitungsbrüche als Folge einer Dehnungsbeanspruchung (KOSCHYK 1982, MEIBURG 1982: 13). Sie können im Streichen in Staffelbrüche mit kleineren

Sprunghöhen auffiedern oder in Abschnitten starker Dehnung mehrere hundert Meter breite Gräben bilden. Weniger signifikant sind im Blattgebiet Nordwest – Südost-Störungen; auf der Scholle von Wrexen – Kleinenberg lassen sich auch Nordost- und Nordwest- bis Ostsüdost-Richtungen nachweisen. Bei all diesen Verwerfungen handelt es sich ebenfalls um Abschiebungen als Ausdruck der vorherrschenden Zerrungstektonik. Die Größenordnung der Sprunghöhen bewegt sich bis etwa 30 m, selten auch bis 70 m; an der Hohen Breite westlich Marschallshagen beträgt der Versatz vermutlich mehr als 100 m.

Die diskordant auf dem variscisch gefalteten Unterbau liegenden Perm- und Trias-Ablagerungen fallen generell flach zum zentralen Teil der Hessischen Senke hin ein. Stärker abweichende Streich- und Fallwerte treten teilweise in der Nähe von Störungslinien auf. Die Mächtigkeit der Zechstein- und Buntsandstein-Schichten nimmt nach Westen hin ab. Bohrungen im westlich anschließenden Blattgebiet 4418 Wünnenberg haben ergeben, daß permische Gesteine etwa 1,5 – 4 km von der östlichen Grenze des Blattgebiets entfernt auskeilen. Unterer Buntsandstein ist im benachbarten Blattgebiet nur noch in zwei Bohrungen bei Atteln nachgewiesen (SKUPIN 1989: 29).

Die Unterkreide-Transgression erfolgte auf annähernd ebenem Untergrund. Die flache Lagerung der Kreide-Schichten bewirkt breite Ausstrichflächen in der Karte.

4.1.1 Schiefergebirgsscholle

Der Westteil des Blattgebiets gehört zur Schiefergebirgsscholle (VON ZEJSCHWITZ 1988: 18); sie wird im Osten begrenzt durch den Westheimer Abbruch (STILLE 1932: 151), der als der eigentliche präkretazische Ostrand der Rheinischen Masse bezeichnet wird. Diese Störungslinie ist eine steil nach Osten einfallende Abschiebung, die sich nach Süden zu bis in die Korbacher Bucht verfolgen läßt. Unter dem kretazischen Deckgebirge wird ihre nördliche Verlängerung in der Regel als „Westfälischer Hauptabbruch“ angesehen (u. a. ROSENFELD 1978: 134). Im Blattgebiet kann der Westheimer Abbruch in mehrere parallel verlaufende Einzelabschiebungen auffiedern, wie montangeophysikalische Untersuchungen (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung 1980) entlang der Verwerfungslinie im Raum Blankenrode vermuten lassen. Zudem haben sich parallele Horst- und Grabenzonen gebildet – gleichfalls zu beobachten an den nach Osten hin nächstfolgenden Schollenrändern. Die Störungen sind kimmerisch angelegt und teilweise bis ins Paleozän nachbewegt worden; entsprechend sind die Versatzbeträge recht unterschiedlich. Vom Wäschebachtal bis zum südlichen Rand des Blattgebiets können Sprunghöhen bis zu etwa 200 m angesetzt werden; an den Bleikuhlen dürfte der Versatz noch 150 – 170 m betragen (s. Abb. 10 rechts, S. 112). Zum nördlichen Rand hin steigt die Sprunghöhe – teilweise unter dem Kreide-Deckgebirge – wieder auf etwa 200 m an. Die laramischen Gebirgsbewegungen führten nach der Kreide-Sedimentation zu einer in einigen Abschnitten weiteren Tieferlegung des Ostteils der Scholle – im Schnitt um 20 m, maximal etwa 40 m.

Die Schiefergebirgsscholle läßt nahezu das gesamte tektonische Geschehen im Blattgebiet erkennen. In ihr streichen sowohl die ältesten (Namur A) als auch die jüngsten zutage tretenden Festgesteine (*lamarcki*-Schichten) des Blattgebiets aus. In dem Dreieck Oesdorf – Bleikuhlen – Westheim treten Zechstein und Unterer Buntsandstein auf, die diskordant das variscisch gefaltete Grundgebirge überlagern. Diesen Teil der Schiefergebirgsscholle bezeichneten STILLE & MESTWERDT (1935: 2) als Zechstein-Staffel von Westheim. Westlich des Dahlberges öffnet sich im Tal des Dahlbachs ein tektonisches Fenster mit

oberkarbonischen Gesteinen einer nach Nordosten abtauchenden Faltenachse des Rheinischen Schiefergebirges (vgl. Kap. 4.1).

Die Zechstein-Staffel von Westheim zeigt mit ihren breiten Schichtenausstrichen ein flaches Einfallen in nordöstlicher Richtung, wobei der variscische Faltenbau noch schwach erkennbar ist. Auch die diagonal verlaufende, westlich des Felsberges in Nord – Süd-Richtung abdrehende Verwerfung in den Zechstein- und ältesten Buntsandstein-Schichten scheint sich zunächst den variscischen Störungslinien einzuordnen, um sich mit Annäherung an den östlichen Schollenrand der jüngeren Vorzugsrichtung anzupassen. Die Versatzbeträge liegen zwischen wenigen Metern am Dahlberg und maximal 40 m am Hoppenberg.

Das kretazische Oberstockwerk lagert diskordant auf Schichten der Gelnhausen-Folge (Unterer Buntsandstein), die in mehreren kleinen Aufbrüchen innerhalb der Kreide-Verbreitung zutage tritt. Mit Ausnahme des westlichen Sassenberges, wo geringmächtiger Osning-Sandstein der Unterkreide nachgewiesen ist, bilden Cenoman-Mergel die Basis der Kreide-Ablagerungen. Die Kreide-Schichten fallen mit 5 – 10° flach nach Nordwesten ein.

Bei Husen, am westlichen Blattgebietsrand, endet ein Graben, der quer zur Streichrichtung turone Schichten mit Versatzbeträgen von 30 – 35 m verwirft; nach Süden schließt sich eine kleine Horststruktur mit unbedeutender Sprunghöhe an. Im Blattgebiet 4418 Wünnenberg schwenkt der südliche Störungsast des Grabens in Westsüdwest – Ostnordost-Richtung ein und ist bis östlich von Haaren zu verfolgen (SKUPIN 1989: 82). Der Graben mit seinen parallelen Verwerfungen zwischen dem Sassenberg und nördlich vom Huserklee kann als paralleler Dehnungsbruch des Westheimer Abbruchs angesehen werden. Die Sprunghöhen betragen maximal 40 m. Der am Holtheimer Berg nach Nordosten abspalten-de Störungsast quert eine Synklinalstruktur, die sich bis in den Unterkreide-Graben bei Oberhagen fortsetzt. Die Sprunghöhe erreicht etwa 20 m.

4.1.2 Arolsener Scholle

Im gesamten Bereich der Arolsener Scholle überdecken permisch-triassische Sedimentgesteine den variscisch gefalteten Unterbau. Eine Ausnahme bildet der Abschnitt nordöstlich des Winzenberges am nordöstlichen Blattrand, wo vermutlich im Trias-Stockwerk der Borlinghausener Abbruch (vgl. Kap. 4.1.2.2) – die südliche Begrenzung des Südlichen Egge-Senkungsfeldes (STILLE 1932: 151) – das Blattgebiet tangiert. Nach Osten zu endet die Arolsener Scholle am Egge-Lineament (MEIBURG 1982: 213; TK 25: 4420 Peckelsheim) – einer Störungszone, die vom Meinberger Graben bis zum Knüll südöstlich des Kellerwaldes reicht und die den Ostrand des Rheinischen Massivs sensu MEIBURG bildet.

Die Arolsener Scholle ist während des Mesozoikums an mehreren eggisch gerichteten Dislokationszonen in einzelne Bruchschollen zerlegt worden, in denen meist flach gelagerte Schichten treppenförmig zum Zentrum der Hessischen Senke abgesetzt sind. Sie umfaßt im Blattgebiet von West nach Ost folgende Teilschollen:

Scholle von Billingshausen – Holtheim
Scholle von Wrexen – Kleinenberg
Scholle von Scherfede

Innerhalb dieser Einheiten haben sich weitere Gräben, Halbgräben sowie Horste gebildet, die überwiegend Nord – Süd streichen.

4.1.2.1 Scholle von Billinghamen – Holtheim

Der Mittelteil des Blattgebiets gehört zur Scholle von Billinghamen – Holtheim. Sie stellt die nördliche Fortsetzung einer tektonischen Einheit dar, die in südlicher Verlängerung am Kellerwald-Horst (TK 25: 4719 Korbach) endet und von KULICK (1968: 149) als „Meininghauser Scholle“ bezeichnet wurde. Dieser Abschnitt wird von Gesteinen des Zechsteins, des Unteren sowie des tieferen Mittleren Buntsandsteins aufgebaut. Der nordwestliche Schollenteil ist weitgehend von kretazischen Ablagerungen diskordant überdeckt.

Der Perm/Trias-Struktur gab STILLE (1932: 152) zunächst die Bezeichnung „Wrexener Staffel“, später bezeichnete er diesen Bereich als „westlichen Teil der Buntsandstein-Staffel von Wrexen“ (STILLE & MESTWERTD 1935: 2). Die flache Lagerung der Buntsandstein-Schichten bedingt breite Geländeausstriche. Generell fällt die Scholle schwach nach Nordosten ein.

Von der Unterkreide (Osning-Sandstein) sind nur geringmächtige Restvorkommen erhalten, die zudem im Vergleich zur Oberkreide von tektonischen Vorgängen stärker betroffen wurden. Nach der Unterkreide-Transgression ist es offenbar zu Zerrungen gekommen, die zur Bildung einzelner Gräben und Halbgräben geführt haben; zum Teil sind ältere Störungen wiederbelebt worden wie etwa die Grabenstruktur im Hillerbruch. Auffallend ist eine bevorzugt nordwestliche Ausrichtung der Störungslinien. Die Sprunghöhen betragen nur wenige Meter bis maximal etwa 30 m. Ebenfalls nur geringe Versätze bewirkten kleinere Abschiebungen im Grenzbereich Unterer/Mittlerer Buntsandstein im Gebiet des Warburger Waldes. Die Störung westlich des Meierberges ist als paralleler Dehnungsbruch des Westheimer Abbruchs anzusehen.

Die Nord – Süd-Störung an der Hohen Breite, westlich von Marschallshagen, ist vermutlich die nördliche Fortsetzung des Westheimer Abbruchs, die sich nach Norden und Süden unter den Kreide-Deckschichten fortsetzt. Ebenfalls während der jungkimmerischen Faltungsphase dürfte die graben- beziehungsweise horstähnliche Struktur bei Westheim entstanden sein, deren Schichten um etwa 160 m versetzt wurden. Da halitische Sedimente für einen möglichen Salzaufstieg nicht in Frage kommen, dürften auch diese Störungen eine Folge der Dehnungs- und Zerrungsbeanspruchungen im Zusammenhang mit der Entstehung des Westheimer Abbruchs sein.

Den Ostrand der Billinghamen – Holtheimer Scholle markiert eine Verwerfungslinie, die vom Kellerwald-Horst (TK 25: 4720 Waldeck) im Süden bis nach Asseln (TK 25: 4319 Lichtenau) im Norden – dort innerhalb des Kreide-Stockwerks – zu verfolgen ist. Der im wesentlichen eggisch streichende Billinghamener Abbruch (VON ZEESCHWITZ 1988: 20) verwirft im Blattgebiet großenteils Schichten der Volpriehausen-Folge gegen Ablagerungen der Solling- und Röt-Folgen. Nahe der Diemeltalung werden beiderseits der Störung auch ältere Buntsandstein-Schichten erfaßt. Die Sprunghöhen bewegen sich von etwa 100 m im Diemeltal bis maximal 180 m im weiteren Störungsverlauf nach Norden zu. Nordöstlich des Oberhagens sind auch Kreide-Sedimente von der Verwerfung erfaßt worden, das heißt, es fand eine laramische Nachbewegung entlang der jungkimmerisch vorgezeichneten Abschiebungsfläche statt.

Ähnlich wie der westliche Schollenrand zeigt auch der Billinghamener Abbruch zahlreiche parallel verlaufende Zerrungs- und Dehnungsbrüche, insbesondere auf der tiefer liegenden Scholle. Am Abfall zur Diemel ist die Störungslinie leicht bogenförmig nach Osten versetzt und schneidet mehrere Graben- und Horststrukturen ab. Dort haben sich in

Begleitung des Hauptabbruchs auch auf der westlichen Scholle parallele Dehnungsbrüche mit nur wenigen Metern Schichtenversatz ereignet.

4.1.2.2 Scholle von Wrexen – Kleinenberg

Die Scholle von Wrexen – Kleinenberg zeigt durch ein parallel zu den Randstörungen, im wesentlichen Nord – Süd gerichtetes, jedoch mehrfach auch diagonal- und querverworfenes Störungssystem einen komplizierten Bruchschollenbau. Es haben sich mehrere breite, nahezu den gesamten Ostteil des Blattgebiets in Längsrichtung durchziehende Horste und Gräben gebildet, die diese Teilscholle der Arolsener Scholle weiter gliedern:

Mittelwald-Graben
Biggenkopf – Bentenberg-Horst
Rhodener Graben
Kleinenberger Graben
Schmillinghausener Horst

Die Beträge der Vertikalverschiebungen innerhalb dieser tektonischen Einheit heben sich zum Teil gegenseitig auf, so daß die Scholle insgesamt nur ganz schwach nach Nordosten gekippt erscheint.

Innerhalb der Scholle von Wrexen – Kleinenberg treten mit Ausnahme des Volpriehausener Sandsteins alle Schichten des Mittleren und Oberen Buntsandsteins zutage. Die Hardeggen-Folge keilt jedoch nur wenig nördlich von Wrexen bereits aus. Der Nordteil der Scholle ist weitgehend von Kreide-Ablagerungen diskordant überdeckt; nur nordwestlich des Bentenberges, in der Sauerniederung mit ihren Nebenbächen, ist das tiefere triassische Stockwerk sichtbar. Der Gault-Sandstein hat in dieser Teilscholle die westlichste Verbreitung im Blattgebiet.

Die östliche Begrenzung der Scholle von Wrexen – Kleinenberg bildet der Hardehausener Abbruch (STILLE 1932: 151), der in den Kreide-Deckschichten nach Norden zu bis in das Blattgebiet 4319 Lichtenau zu verfolgen ist und im Bereich des östlichen Anschlußblatts 4420 Peckelsheim bis an die Diemel reicht. Vermutlich findet er im Ostabfall des Schmillinghausener Horstes (vgl. Kap. 4.1.2.2.5) seine südliche Fortsetzung. Die Sprunghöhe an dieser Schollengrenze beträgt nördlich von Hardehausen maximal 160 m; im Kreide-Stockwerk hat die Wiederbelebung etwa 40 m Versatz bewirkt.

Es wird vermutet, daß in der nordöstlichen Ecke des Blattgebiets auf der tiefer liegenden „Scholle von Scherfede“ (Kap. 4.1.2.3) Sedimentgesteine des unteren Mittelkeupers abgelagert und erhalten wurden (vgl. Kap. 3.3.3). Diese Annahme setzt eine Querstörung oder eine Schar von Diagonalstörungen in den triassischen Deckschichten voraus, wie sie auch im geologischen Kartenblatt 4420 Peckelsheim (STILLE & MESTWERDT 1935) nordwestlich von Borlinghausen angedeutet sind. Nach STILLE (1935: 19) handelt es sich um den Borlinghausener Abbruch, der die südliche Randverwerfung des Südlichen Egge-Senkungsfeldes (STILLE 1932: Taf. 8) markiert.

4.1.2.2.1 Mittelwald-Graben

Der Mittelwald-Graben setzt östlich des Meierhagens ein und reicht bis zum Veddernkamp, westlich des Bentenberges, wo seine Ostrandstörung fiederförmig ausläuft. Der

westliche Grabenrand ist identisch mit dem Billinghamseener Abbruch (Kap. 4.1.2.1). Die Grabenscholle wird von Gesteinen der Solling-Folge aufgebaut, im südlichen Teil treten auch Ablagerungen der Dettfurth-Wechselfolge zutage. Nahe dem Bördenweg, nordwestlich der Nadel, ist an einer Querstörung auf der tiefer liegenden Scholle Cenoman-Mergel erhalten; die Sprunghöhe beträgt dort etwa 20 m. Innerhalb des Mittelwald-Grabens sind zwischen Bremerbruch und dem Haus Mittelwald weitere tektonische Zerrungsformen aufgetreten, die mehr oder weniger parallel zu den Randstörungen verlaufen und vermutlich das gleiche jungkimmerische Entstehungsalter haben. Die Versatzbeträge schwanken zwischen 10 und 20 m; die Ostrandstörung hat eine Sprunghöhe von maximal 90 m.

Im Diemeltal schwenkt der Billinghamseener Abbruch bogenförmig nach Osten aus und schneidet den Mittelwald-Graben ab. Vermutlich findet dieser südlich der Diemel im Rhodener Forst seine Fortsetzung. Östlich des Oberhagens setzt eine weitere Grabenstruktur ein, die über die nördliche Blattgrenze hinaus bis nach Asseln (TK 25: 4319 Lichtenau) zu verfolgen ist. Dieser Ettberg-Graben wird von Carbonatgesteinen des Cenomans gebildet. Seine Ostrandverwerfung hat eine Sprunghöhe von etwa 20 m.

4.1.2.2.2 Biggenkopf – Bentenberg-Horst

Vom südlichen Rand des Blattgebiets dem Forst Rhoden aus erstreckt sich über den mittleren Teil der Wrexen – Kleinenberger Scholle bis zum westlichen Bentenberg ein bis zu 1 500 m breiter Horst, der durch Parallelstörungen aber auch durch Querverwerfungen in kleinere Teilschollen gegliedert ist. Die westliche Randstörung wird im Diemeltal durch den nach Osten ausschwenkenden Bogen des Billinghamseener Abbruchs überfahren. Westlich der Nadel bildet sie den Steilabfall der Unterkreide und fiedert nach Norden zu in zwei Störungsäste auf, die in Röt-Ablagerungen dann nicht mehr zu verfolgen sind. Der östliche Schollenrand zeichnet sich auch in den Unterkreide-Schichten des Bentenberges ab. Ob man in der Horststruktur am Steinhügel, nordwestlich von Kleinenberg, eine nördliche Fortsetzung sehen kann, ist nicht klar erkenntlich. Bemerkenswert ist eine nördlich des Bentenberges Nordost gerichtete Verwerfung, die den Kleinenberger Graben (Kap. 4.1.2.2.4) quert und vermutlich am Hardehausener Abbruch endet. Die Sprunghöhe beträgt etwa 20 m.

Der Biggenkopf – Bentenberg-Horst wird mit Ausnahme des Volpriehausener Sandsteins von allen Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins aufgebaut. Am Bentenberg bilden kretazische Sedimentgesteine das diskordante Oberstockwerk auf Schichten des Röts 1 und vermutlich auch des Röts 2. Die Hochscholle wird im Bereich des Schwarzbachquertals von einer zentralen Sattelstruktur eingenommen. Die Sprunghöhen der Randstörungen betragen maximal 90 m am Westabfall und bis zu 70 m am östlichen Schollenrand. In den Kreide-Deckschichten macht der Versatz etwa 10 m aus.

Innerhalb des Horstes treten mehrere Ost – West bis Westnordwest gerichtete Querverwerfungen auf, die von Nord – Süd-Störungen abgeschnitten sind. Sie schließen Ablagerungen der Dettfurth- und der ältesten Solling-Folge ein. Die nahezu rechtwinklig angelegten Querbrüche haben kimmerisches Alter, sind aber laramisch nicht wiederbelebt worden. Die Sprunghöhen der Randstörungen können bis zu 70 m ausmachen.

4.1.2.2.3 Rhodener Graben

Südlich von Wrexen tritt mit etwa 400 m Breite eine Nord – Süd verlaufende Grabenscholle ins Blattgebiet, die südsüdwestlich von Schmillinghausen (TK 25: 4520 Warburg; HORN 1982: 133) einsetzt und bis zum Bentenberg verfolgbar ist. Östlich von Kleinenberg findet die Tiefscholle vermutlich im Kleinenberger Graben (Kap. 4.1.2.2.4) ihre Fortsetzung. Der Rhodener Graben (KULICK 1968: 151), der bei Hardehausen bis zu 1 150 m breit wird, besteht aus Schichten des Mittleren und des Oberen Buntsandsteins mit Ausnahme der tieferen Volpriehausen-Folge. Am Bentenberg bilden Kreide-Sedimentgesteine diskordant lagernd das Oberstockwerk. Die Grabenscholle hat im Bereich des querenden Schwarzbachtals eine Hochlage und fällt im Blattgebiet nach Süden und Norden sanft ab. Die Sprunghöhen der Randstörungen betragen im mittleren Teil wenige Dekameter und können nach beiden Richtungen etwa 60 – 70 m Versatz erreichen. Im Kreide-Stockwerk sind ca. 10 m anzusetzen.

Innerhalb des Rhodener Grabens tritt im Verlauf des Warburger Weges eine Nordwest – Südost gerichtete Teilscholle auf, die durch Nord – Süd-Störungen abgeschnitten wird. In ihr treten Ablagerungen der Dettfurther Wechselfolge und der Wilhelmshausener Schichten auf; die Versatzbeträge liegen zwischen 10 und 20 m. Die Vergitterung der Störungen belegt, daß die Querverwerfungen während der laramischen Gebirgsbildungsphase nicht wiederbelebt wurden. In nördlicher Richtung folgen eine Reihe weiterer Längsstörungen; die Sprunghöhen betragen kaum mehr als 10 m. Nordwestlich des Bentenberges quert eine Diagonalstörung die Fortsetzung in den Kleinenberger Graben.

4.1.2.2.4 Kleinenberger Graben

Östlich von Kleinenberg verläuft ein etwa 1,4 km breiter und ca. 4 km langer Nord – Süd gerichteter Graben, der von Ablagerungen der Kreide aufgebaut wird. Die Westrandstörung zieht sich durch den Ort Kleinenberg, wo Mergelsteine des Unter Cenomans gegen Schichten des Röt 2 beziehungsweise der Unterkreide verworfen sind. Die Sprunghöhe beträgt etwa 10 – 20 m. Am östlichen Grabenrand kann der Versatz im Kreide-Stockwerk auch 30 m ausmachen.

Parallel zu den Randstörungen zieht sich mitten durch den Kleinenberger Graben (STILLE 1904: 26) der Hardehausener Abbruch, für den eine Sprunghöhe von ca. 200 m angesetzt wird (vgl. Kap. 4.1.2.2). Im äußersten Nordosten des Blattgebiets hat der Borlinghausener Abbruch, der den Kleinenberger Graben in Ostnordost-Richtung quert, vermutlich einen Schichtenversatz von zusätzlich 300 m bewirkt (vgl. Kap. 4.1.2.2 und 4.1.2.3).

4.1.2.2.5 Schmillinghausener Horst

Südöstlich von Wrexen reicht der westliche Streifen des Schmillinghausener Horstes (HORN 1982: 134) gerade noch in das Blattgebiet. Die Hochscholle schließt im Süden an den Wetterburger Horst (TK 25: 4620 Arolsen) an und läuft im Diemeltal aus. Ihre Westgrenze wird von der östlichen Randstörung des Rhodener Grabens gebildet, die einen Schichtenversatz von 60 – 70 m bewirkt hat. Auf der Horstscholle treten Ablagerungen der mittleren Solling-Folgen zutage.

4.1.2.3 Scholle von Scherfede

Der Geländeabschnitt östlich des Hardehausener Abbruchs am nordöstlichen Rand des Blattgebiets gehört zur Scherfeder Scholle, deren triassischer Anteil von STILLE (1932: 151) als „Röt-Wellenkalk-Staffel von Scherfede“ bezeichnet wurde. Die östliche Schollengrenze verläuft außerhalb der Kreide-Deckschichten zwischen dem Varenberg und Scherfede (TK 25: 4420 Peckelsheim), wo sie den Westrand der Rimbecker Scholle (MEIBURG 1982: 84) markiert.

Die Scherfeder Scholle wird von Ablagerungen des obersten Röts und des Unteren Muschelkalks aufgebaut. Im Blattgebiet ist der überwiegende Teil von transgredierter Kreide diskordant überlagert. Nördlich des Borlinghausener Abbruchs werden unter dem Kreide-Stockwerk Schichten des unteren Mittelkeupers vermutet (vgl. Kap. 4.1.2.2). Der Schichtenversatz beträgt ca. 300 m. Parallel zum Hardehausener Abbruch verläuft die Ostrandstörung des Kleinenberger Grabens (Kap. 4.1.2.2.4); beide Schollengrenzen bewirken einen Versatz des querenden Borlinghausener Abbruchs.

4.1.3 Münsterländer Kreide-Becken

Die nach Osten und Südosten ausstreichenden kretazischen Schichten beziehungsweise deren Transgressionsreste markieren den Südostrand des Münsterländer Kreide-Beckens innerhalb des Blattgebiets. Vor dem vordringenden Unterkreide-Meer waren die Niveauunterschiede an der jungkimmerisch angelegten Schollentreppe infolge starker Abtragung weitgehend ausgeglichen. Die Unterkreide-Sandsteine verlieren von Osten nach Westen stark an Mächtigkeit, um schließlich zu Beginn des westlichen Drittels im Blattgebiet ganz auszukeilen (vgl. Kap. 3.4.1 und 3.4.2). Die Oberkreide-Deckschichten zeigen ein geringes Einfallen in nordwestliche Richtung. Der schüsselförmige Bau der Oberkreide-Sedimente des Münsterlandes ist im wesentlichen auf Hebungs- und Einengungsvorgänge während der spätsubherzynen oder iaramischen Gebirgsbildung zurückzuführen (ARNOLD 1977: 119).

Generell zeigen die Kreide-Ablagerungen im Blattgebiet regelmäßige Lagerungsverhältnisse. Lediglich eine Reihe von Nord – Süd- oder auch Diagonalstörungen mit Sprunghöhen bis zu 20 m durchziehen das Kreide-Gebirge. Die Bruchlinien waren teilweise seit dem Oberjura vorgezeichnet und lebten am Ende der Kreide-Zeit erneut auf. Besonders ausgeprägt ist die Klüftung des Gesteins. Im Gegensatz zu den Störungen haben bei der Zerklüftung normalerweise keine tektonischen Bewegungen stattgefunden. Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Störungen und Klüften sowie eine wechselseitige Beeinflussung bei der Anlage von Störungen und Klüften ist allerdings nicht ausgeschlossen (FIEDLER 1965). Durch eine Reihe von Untersuchungen sind die klufftektonischen Verhältnisse in der Oberkreide des Münsterländer Beckens recht gut bekannt (ARNOLD 1964, EL-RAAY 1972, KOHEL 1974). Danach werden die Carbonatgesteine vorherrschend von bankrechten Klüften durchzogen. Diese meist ebenflächigen Trennbrüche verlaufen senkrecht zur Schichtung. Es treten jedoch auch Diagonalklüfte auf, die schiefwinklig zur Schichtung orientiert sind.

Entsprechend ihrer Verwitterungsbeständigkeit sind in den Gesteinsschichten entweder weit ausgeräumte Talrinnen entstanden, oder die Abfolgen bilden steil ansteigende

Höhenzüge und mitunter großflächige Plateaus. Mehrere Quertäler gliedern das Gebirge und haben sich tief in die Kalksteinschichten eingeschnitten. Die teilweise verkarsteten Gesteine der Oberkreide haben verschiedentlich zu örtlichen Einbrüchen (Erdfällen) geführt.

4.1.4 Erdfälle

Erdfälle und Dolinen sind im wesentlichen auf die verkarstungsfähigen Carbonatgesteine des Zechsteins und der Oberkreide beschränkt. Der Großteil liegt im Bereich der Paderborner Hochfläche, einem charakteristischen Erdfallgebiet, vermutlich dem größten in Nordrhein-Westfalen (KALTERHERBERG in PRINZ 1973). Im Ausstrichsbereich des Zechsteins ist die Zahl der Erdfälle nur gering (z. B. am Rosenberg, s. Abb. 5, S. 59) und zum Teil auf Paläokarst beschränkt (s. Kap. 3.2.2.1.2). Im Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins kommen Erdfälle fraglicher Entstehung nur ganz vereinzelt vor (z. B. östlich der Stadtwüstung Blankenrode).

Die Gesteinshohlräume sind eine Folge der Verkarstung. In den Oberkreide-Gesteinen haben sich, vorzugsweise entlang von tektonischen Störungen oder Klüften, klaffende Spalten, Röhren oder Hohlräume gebildet, die direkt oder indirekt mit der Gesteinsoberfläche verbunden sind. Den Kluft- oder Verwerfungslinien folgend, sind die Hohlformen häufig perlschnurartig aufgereiht. Durch allmähliches oder ruckweises Nachsinken des über dem jeweiligen Hohlraum verbliebenen Fest- und Lockergesteinsmaterials ist es schließlich zur Entstehung von nahezu kreisrunden oder mehr langgestreckten Einsturztrichtern von 5 – 10 m Tiefe gekommen. Ein Teil dieser Einsturztrichter ist heute durch nachträglich eingeschwemmtes Gesteins- und Bodenmaterial mehr oder weniger vollständig aufgefüllt oder durch künstliche Verfüllung wieder ganz aus dem Landschaftsbild verschwunden, da sie für die Landwirtschaft eine beträchtliche Behinderung darstellen. Bei vollständiger Verfüllung durch einen der genannten Vorgänge ist ein solcher Erdfall häufig nur durch das Heranziehen älterer topographischer Karten auszumachen.

Über den Entstehungszeitraum der Erdfälle ist nur wenig bekannt. Sie entstanden vermutlich seit der Heraushebung des Sauerlandes und dessen Nordrand, die im Jungtertiär begann. Ablagerungen des Tertiärs sind in den Erdfällen allerdings nicht nachzuweisen.

5 Nutzbare Lagerstätten

Im Blattgebiet besitzen gegenwärtig nur die Steine-und-Erden-Vorkommen eine wirtschaftliche Bedeutung. Allerdings wird inzwischen nur noch eine Abbaustelle genutzt. Seit dem Mittelalter und noch bis in unser Jahrhundert hinein wurden im Tagebau sowie im Stollen- und Schachtbetrieb an mehreren Stellen Buntmetallerze gewonnen.

5.1 Erze

Am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges treten in Carbonatgesteinen des Zechsteins 3 und im Unterocenoman (Oberkreide) spätdiagenetische bis epigenetische (BREITKREUZ 1987: 11) Blei- und Zink-Mineralisationen auf, die bereits im Mittelalter

Gegenstand bergmännischen Abbaus gewesen sind. Im Blattgebiet wird um 1449 die Blei-Zink-Erzlagerstätte „Bleikaulen“ bei Blankenrode erstmals urkundlich erwähnt (SCHRIEL 1954: 247). Die Erzvorkommen sind an eine Nord – Süd verlaufende Störung (Westheimer Abbruch) gebunden und auf Gangspalten (POELMANN 1924: 107) oder metasomatisch (STILLE 1904: 27) in die Carbonatgesteine der Oberkreide gelangt. In nördlicher und südlicher Fortsetzung der Bleikuhlen finden sich entlang dem Westheimer Abbruch zahlreiche alte Pingen und meist verstürzte Stolleneingänge (s. Abb. 10 links, S. 112).

5.1.1 Blei- und Zinkerze

Nur wenig südwestlich von Blankenrode findet man im Naturschutzgebiet Bleikuhlen und auf den südlich davor gelegenen Halden vereinzelt Lesesteine mit Bleiglanz und Galmeierzen. Sie zeugen von dem ehemaligen Erzabbau, der sich zunächst auf die Gewinnung von Bleierz beschränkte („Bligkullen“, HENKEL 1974: 119 oder „Blykaulen“, LIPPERT 1966: 133) und sich erst viel später auch dem Galmeivorkommen widmete.

Historisches: Über die ältere Periode des Bergbaus in der Grube Bleikaulen ist recht wenig bekannt. Im Jahr 1872 fand man beim Wiederaufwältigen des alten Tagebaus – laut Aktennotiz der im Bergrevier Hamm aufbewahrten Akten – „ein großes, teilweise verrostetes Römerschwert“. Der Schluß auf eine Erzförderung bereits in römischer Zeit ist nach WÖHLKE (1957: 34) aber sehr zweifelhaft. SCHRIEL (1959: 144) datiert die Anfänge bis um die Mitte des 12. Jahrhunderts zurück und sieht den Abbau auf Blei in Verbindung mit der Gründung der Stadt und Burg Blankenrode. In einer Familienchronik über ANNA FRANZISKA VON RÜDEN aus Blankenrode tauchen die Grafen von Brobecke auf, die um 1449 als Eigentümer der Grube genannt werden, in deren Besitz sich die Abbaufelder aber auch schon vorher befanden (SCHRIEL 1954: 247). 1544 werden häufige Streitigkeiten über die Lehnverhältnisse zwischen dem Fürstbischof von Paderborn und den Grafen von Waldeck berichtet (LIPPERT 1966: 133). Im 17. und 18. Jahrhundert findet das Bergwerk noch mehrfach Erwähnung; es wurde vermutlich um 1745 auf 100 Jahre stillgelegt (SCHRIEL 1954: 247).

Von 1845 – 1853 wurden erste Versuche unternommen den alten Erzbergbau an den Bleikaulen wieder aufzunehmen. Es wurden ein Schacht und verschiedene Versuchsstrecken angelegt, und später auch ein Stollen vom Wäschegrund aus geführt (AMELUNG 1853: 217). In den folgenden Jahren fand kein geregelter Bergbau statt; man förderte lediglich Erze, die beim Stollenvortrieb (Wäschegrundstollen) und an den Versuchsstrecken angefahren wurden. Erst in den Jahren 1873 – 1883 wurde unter stetiger Erhöhung der Bergbaubelegschaft – zuletzt 38 Beschäftigte – und mit der Anlage neuer Schächte und Stollen (s. Abb. 9) der Erzabbau intensiviert und die Förderleistung erhöht. Zur besseren Erschließung der Lagerstätte wurden südlich des Tagebaus zwei Stollen aufgeföhren, deren eine Sohle 15 m unter der Oberfläche lag, die zweite befand sich auf 32 m unter Gelände; die Gesamtstollenlänge betrug 1 100 m. Der Tagebau hatte zu jener Zeit eine Länge von ca. 250 m, eine Breite von 30 m und eine Tiefe von 18 m. Abgebaut wurden vorwiegend Galmeierze, von denen jedoch nur die höherprozentigen Konzentrate – etwa 35 % Zn – gewonnen wurden. Im Jahr 1882 wird mit 1 807 t die höchste Fördermenge erreicht, wobei auch 20 t Bleierze anfielen (SCHRIEL 1954: 248). Die Erze wurden anfänglich nach Marsberg und später nach Letmathe gebracht. Absatzschwierigkeiten führten schließlich 1884 zur Stillegung des Bergwerks.

Etwa um 1916 wurde der Bergwerksbetrieb gezielt wieder aufgenommen. Im Tagebau und zeitweise auch auf den beiden Sohlen südlich des Tagebaus wurde Erz gewonnen. Der tiefste Schacht wurde bis auf 40 m abgeteuft. 1921 wurde der Betrieb erneut eingestellt.

Eine vierte kurze Betriebsperiode erfuhren die Bleikaulen 1926 und 1927. Abgebaut wurde sowohl im Tagebau als auch auf der 15-m-Sohle. Die Galmeierze hatten einen durchschnittlichen Gehalt von 18 % Zn; die Förderleistung lag bei etwa 45 t im Monat (SCHRIEL 1954: 249). 1938 wurde im südlichen Teil des Tagebaus nochmals ein 29 m tiefer Schacht abgeteuft, an den sich jedoch keine weiteren Versuchsstrecken anschlossen. In späteren Gutachten von K. FRICKE (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., 1950) und W. SCHRIEL (Univ. Göttingen, 1954) wird wegen zu geringer und wegen ungünstiger Verteilung der Erzmengen sowie wegen der hohen Belastung je Tonne Erz durch Aufbereitungs- und Transportkosten von einer Wiederaufnahme des Bergwerks Bleikaulen abgeraten. Die geschätzten Vorkommen belaufen sich auf ca. 15 000 t Zink, von denen jedoch nur etwa 5 000 t gewinnbar wären.

Wenn auch ein wirtschaftlicher Nutzeffekt dieser Vorkommen nicht mehr gegeben ist, so haben insbesondere in Botanikerkreisen die Bleikuhlen internationale Beachtung gefunden. Auf den schwermetallhaltigen Böden findet sich mit seinen blauen bis rötlichvioletten Blüten das Galmeiveilchen (*Viola guestphalica* NAUENBURG n. sp.), das in Europa einzig nur an dieser Stelle von Mai bis Oktober wächst und blüht (ERNST 1968 a, 1968 b; NAUENBURG 1986: 98).

Geologische Situation: Die Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleikaulen ist an die Carbonatgesteine des Unter Cenomans (Oberkreide) gebunden, die im Raum Blankenrode transgressiv Sand- und Tonsteine der mittleren Volpriehausen-Folge (Mittlerer Buntsandstein) überlagern. Nach Westen zu enden die Kreide-Schichten an einem jungkimmerisch angelegten und im Paleozän wieder aufgerissenen, Nord – Süd streichenden Dehnungsbruch (Westheimer Abbruch), der an den Bleikuhlen Oberkreide neben Unteren Buntsand-

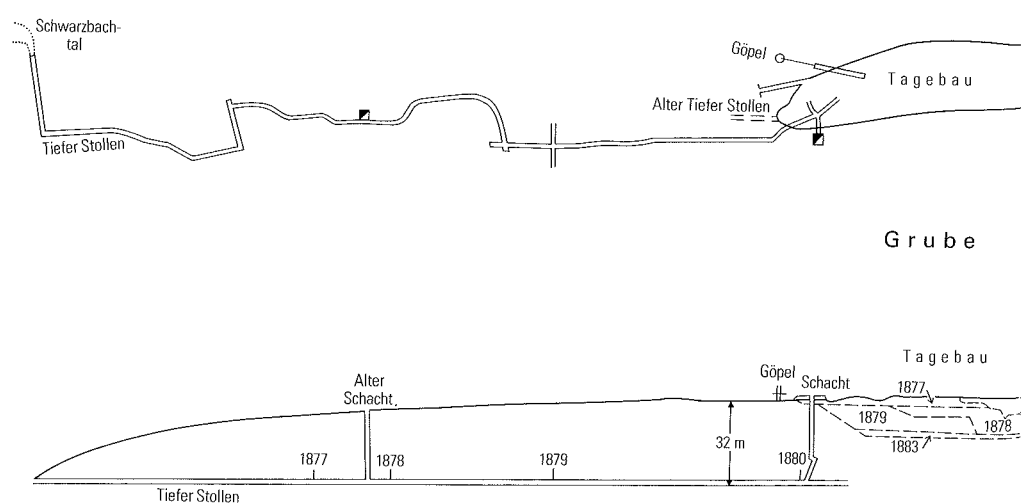
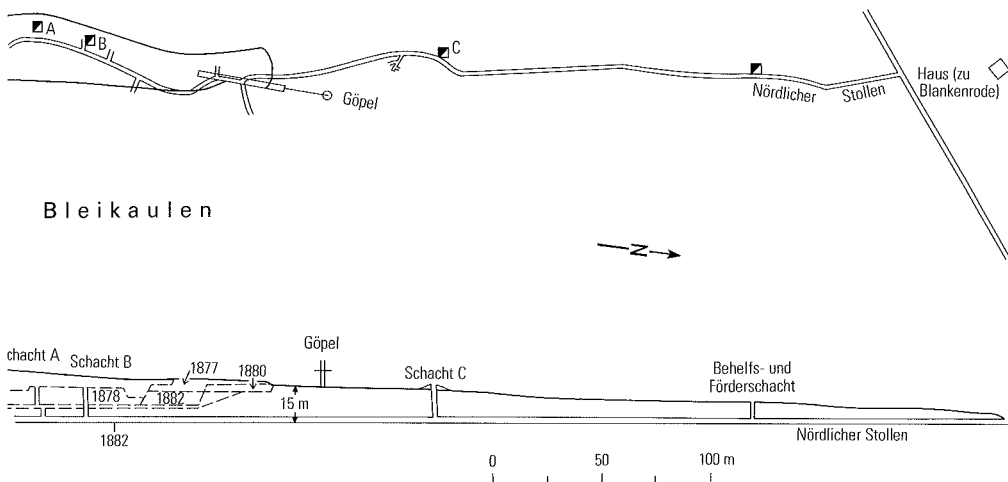


Abb. 9 Stollen- und Tagebausituation an der Blei-Zink-Erzgrube Bleikaulen im Grund- und Profilriß (Entwurf: Ges. Ing. M. Cahen, Köln - wahrscheinlich aus dem Jahr 1883)

stein versetzt hat. Die Spunghöhen im ehemaligen Tagebaubereich betragen, etwa 150–170 m (Abb. 10 rechts). Der Westheimer Abbruch diente als Aufstiegsweg für aszendente hydrothermale Erzlösungen (SCHRIEL 1954: 247, BREITKREUZ 1987: 1). Im Cenoman-Mergel und insbesondere im Cenoman-Pläner erfüllten die erzführenden Lösungen Klüfte und Hohlräume (POELMANN 1924: 107) oder es kam zu metasomatischen Verdrängungen im Nebengestein (STILLE 1904: 27). Bei den Blei-Zinkmineralisationen handelt es sich um spätdiagenetische bis epigenetische Vererzungen (BREITKREUZ 1987: 11). Nach SCHRIEL (1954 : 269) erfolgte die Mineralisation im Tertiär. BREITKREUZ (1987: 135) hält eine Anreicherung der erzführenden Lösungen mit Metallen aus tonigen oder mergeligen Gesteinen für wahrscheinlich. Als mögliche Muttergesteine nennt er die relativ buntmetallreichen devonischen oder unterkarbonischen Schwarzschiefer. Für eine Mobilisation und den anschließenden Transport der Buntmetalle werden magmatogene CO₂-Wässer angeführt, die im Zusammenhang mit tertiärem Vulkanismus stehen. SCHAEFFER (1984) führt die Mineralisationen auf einen eigenständigen Vererzungszyklus ohne wesentliche Umlagerungen variscischer Gangerze zurück. Messungen der Pb-Isotopenverhältnisse gaben Hinweis auf eine lateralsekretionäre Abkunft der Buntmetalle.

Erzführung: Aus alten Beschreibungen der Grube Bleikaulen geht hervor, daß die Carbonatgesteine von einem unregelmäßigen Netzwerk von Trümern verschiedenster Streichrichtung mit fast reinem bleihaltigen Galmeierz durchsetzt oder metasomatisch galmeierzhaltig sind. Außerdem kommen Gänge vorwiegender Bleiglanzführung vor. Die klastischen Ablagerungen des Buntsandsteins zeigen keinerlei Vererzungsspuren. Erzminerale sind im wesentlichen Galmei und Bleiglanz; daneben werden auch Schwefelkies, Schalenblende und Brauneisenstein genannt (SCHRIEL 1954: 251). STILLE (1904: 27) erwähnt vom Nordende der Bleikuhlen Strontianit.

Von den primären sulfidischen Erzen tritt der Bleiglanz als hochprozentiges Glasurerz in Verwachsung mit Kalkspat, Schwefelkies und Schalenblende auf (SCHRIEL 1954: 252).



Schalenblende und Schwefelkies sind größtenteils in die oxidischen Erze Galmei und Brauneisenstein umgewandelt worden. Der graubraune Galmei kann auf Gängen – von denen in der Grube Bleikaulen insgesamt zehn festgestellt wurden – ziemlich rein auftreten; Analysen ergaben bis zu 48 % Zn (SCHRIEL 1954: 253). Er ist teilweise dicht und schalig, erscheint aber auch schaumig, voller Hohlräume und vielfach in eigenartigen bizarren, stalaktitischen Formen (POELMANN 1924: 107). Die metasomatisch vererzten Zonen führen Zn-Gehalte bis zu 32 %, im Durchschnitt etwa 10 – 12 % (SCHRIEL 1959: 145); mit Entfernung von den Gängen nimmt die Konzentration ab.

Die Erzführung der Lagerstätte reicht vermutlich bis in eine Teufe von 45 – 50 m (Abb. 10 rechts). Von den Bleikuhlen nach Nordnordwesten zu sind entlang dem Westheimer Abbruch auf etwa 1 500 m Erstreckung teilweise noch Aufschürfungen und alte Pingenzüge zu beobachten; in südlicher Richtung sieht man mehrere ausgedehnte Halden aufgeschüttet (Abb. 10 links). Nach geophysikalischen und bodengeochemischen Untersuchungen im Großraum Blankenrode (VOGELANG 1980, HINDEL 1986, FAUTH & HINDEL 1988) ist neben der näheren Umgebung des alten Tagebaus auch das Gebiet nördlich davon – im Streichen des Westheimer Abbruchs – als erzhöflich anzusehen. Auf einer Länge von etwa 2,5 km wurden sulfidische Mineralisationen nachgewiesen; die Blei-Zink-Vererzung reicht nördlich der Bleikuhlen bis nahe Sieserkamp. Nach Osten zu sind im Kreide-Gebirge rund 25 m von der Vererzung erfaßt.

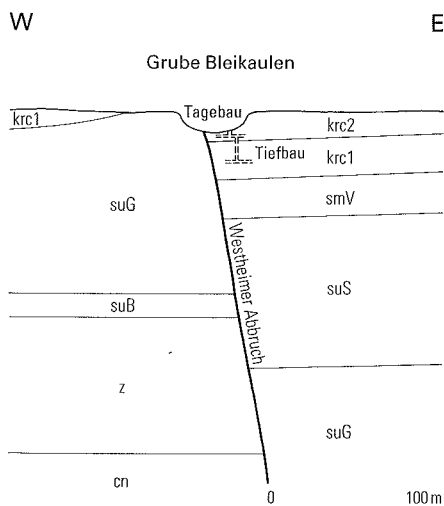
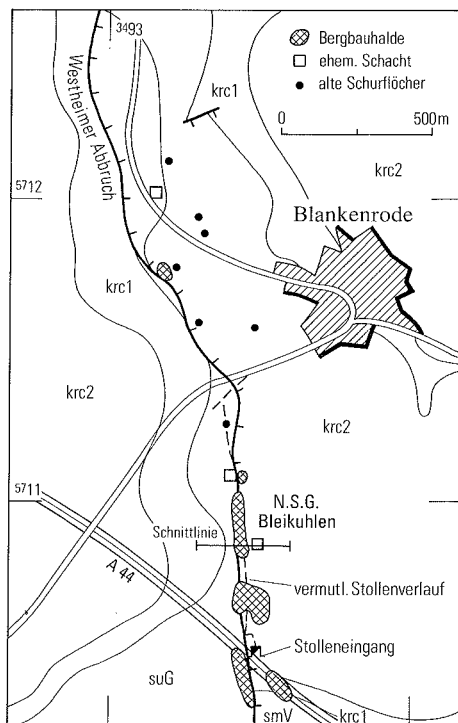


Abb. 10
Blei-Zink-Erzabbau Blankenrode
links: bergmännische Aktivitäten im Gebiet um Blankenrode; rechts: geologischer Schnitt an der ehemaligen Grube Bleikaulen (Schichtensymbole s. Taf. 1 in der Anl.)

Etwa 2 km östlich des Westheimer Abbruchs wurden in der Umgebung der Stadtwüstung Blankenrode in den Böden über Buntsandstein-Ablagerungen zum Teil ausgedehnte Bleianomalien festgestellt (HINDEL 1986: 20). Auch westlich der Bleikuhlen und im Tal des Wäschebachs sind verschiedentlich höhere Bleikonzentrationen nachgewiesen. Diese Vorkommen können sicherlich auf die Kontamination der Böden durch Auswirkungen des ehemaligen Tagebaus Bleikaulen zurückgeführt werden. Weitere Bleianomalien wurden im Bereich der Zechstein-Verbreitung (Plattendolomit/Leine-Folge) östlich von Oesdorf und am südwestlichen Hoppenberg festgestellt (HINDEL 1986: 17).

Im Blattgebiet sind neben der Grube Bleikaulen noch eine Reihe ehemaliger Blei-Zink-Erzbergwerke bekannt:

- Grube Californien, verliehen 1879 auf Blei- und Zinkerz (u. a. im Raum Dalheim)
- Grube Colorado, verliehen 1879 auf Blei- und Zinkerz (Raum Meerhof – Oesdorf)
- Grube Maria, verliehen 1873 auf Zinkerz (Raum Oesdorf)
- Grube Martin, verliehen 1879 auf Blei- und Zinkerz (u. a. im Raum Oesdorf – Westheim)
- Grube Morgenstern, verliehen 1880 auf Bleierz (Raum Westheim – Oesdorf)

5.1.2 Eisenerze

Während des Blei-Zink-Erzabbaus in der Grube Bleikaulen wurden an der Hauptstörung des Westheimer Abbruchs oft derbe Massen von Brauneisenstein angetroffen (SCHRIEL 1954: 254). Es handelt sich um primären Schwefelkies, der in der Oxidationszone durch Verwitterung in Limonit umgewandelt wurde. Obwohl die Erze bis zu 50 % Fe enthalten können, hat ein gezielter Abbau niemals stattgefunden. Geringe Limonitanreicherungen finden sich örtlich auch in Kalksteinen des Zechsteins 1 oder in den Unterkreide-Sandsteinen. 1879 wurde unter anderem im Raum Oesdorf – Westheim die Grube Joseph auf Eisenerz verliehen; nähere Angaben darüber fehlen jedoch.

Seit dem 16. Jahrhundert erfolgte die Verhüttung der Eisenerze in Schmelzöfen bevorzugt an Bachläufen unter Ausnutzung der Wasserkraft (LIPPERT 1966: 83); es entstanden viele Schmieden und Hämmer. 1611 ist von den Mönchen des ehemaligen Klosters Hardehausen im Hammerbachtal ein Eisenhammer (Hardehauser Hammerhof; TK 25: 4420 Peckelsheim, R 00 120, H 10 460) gegründet worden, der bis 1876 Bestand hatte. Fünf weitere Hämmer lagen an der Orpe, die westlich von Wrexen in die Diemel mündet: Biggenhammer (R 97 750, H 07 410), Ottenshammer, Pickhardshammer, Rotshammer und Hammer (alle TK 25: 4519 Marsberg).

5.1.3 Kupfer- und Uranerze

Im Buntsandstein östlich von Wrexen (Steinberg; TK 25: 4420 Peckelsheim) sind zahlreiche Kupfer- und Uranerzimpregnationen aus der Solling-Folge bekannt. Vermutlich treten solche Impregnationen auch im südöstlichen Blattgebiet auf. Pflanzenführende Tonsteinlagen der Trendelburger und Karlshafener sowie auch der Stammener Schichten enthalten eine Kupfer-Uranerz-Mineralparagenese, die an inkohlte Pflanzenreste gebunden ist (MEISL 1965 b: 267). Am Steinberg wurden teilweise Kupfererze mit einem durchschnittlichen Erzgehalt von 9,7 % Cu abgebaut (SÖFNER 1939). Weitere Schürfversuche auf Kupfererze gab es bei Dalheim (LIPPERT 1966: 82); die Grube Schmalzgrube, unter anderem im Raum Oesdorf, war 1856 auf Kupfererz verliehen worden.

Diese Erzvorkommen sind an postvariscische Störungslinien gebunden. MEISL (1965 a: 260) deutet die Mineralisation als epigenetische Bildungen. Die Erze stammen aus aszendenden, telethermalen, das heißt sehr niedrig temperierten Lösungen (MEISL 1965 b: 279). Als Metallieferant wird das Grundgebirge in Betracht gezogen.

Kupfermineralisationen sind auch an Klüfte und Störungen in spezialgefalteten, tektonisch zerrütteten Kieselschiefern und Lyditen des Unterkarbons und im transgredierenden Zechstein gebunden (BREITKREUZ 1987: 13). Bodengeochemische Untersuchungen (HINDEL 1986: 13) ergaben eine erhöhte Kupferkonzentration (bis 100 ppm) über Ablagerungen des Zechsteins 3 (Plattendolomit).

5.2 Steine und Erden

Von den zahlreichen über das Blattgebiet verstreuten Gewinnungsstellen der Steine und Erden (Abb. 11) ist heute nur noch ein großflächiger Abbau im Mittleren Buntsandstein vorhanden. Kiese und Sande wurden bis vor wenigen Jahren noch im Diemeltal östlich von Westheim abgegraben. Der Abbau von Sandsteinen der Unterkreide sowie Kalksteinen der Oberkreide findet zum Teil seit Jahrzehnten nicht mehr statt oder wird nur kurzfristig für den örtlichen Bedarf betrieben. Das gleiche gilt für die früher als Ziegelrohstoff verwendeten Tonmergelsteine des Cenoman-Mergels sowie die Ton- und Schluffsteine des Oberen Buntsandsteins südlich von Kleinenberg.

5.2.1 Sandstein und Sand

Von den Ablagerungen des Buntsandsteins eignen sich vor allem die Sandsteine der mittleren Solling-Folge für bautechnische Zwecke. Diese meist dickbankigen und festen Sandsteine wurden früher in einer Reihe von Steinbrüchen im Raum Wrexen, etwa südlich und nördlich der Adam- und Evasteine und am Steinberg (TK 25: 4420 Peckelsheim) sowie im Raum Hardehausen, zum Beispiel beim Kloster Hardehausen und südlich des Opfersteins gewonnen. Der einzige heute noch im Abbau befindliche Steinbruchbetrieb im Raum Wrexen liegt am Klusberg (R 00 000, H 09 300; s. Kap. 9: Aufschl. 2). Bei dem von Süden nach Norden fortschreitenden Abbau der Trendelburger und Karlshafener Schichten wird der Sandstein in großem Stil mittels Sprengung gewonnen. Die anfallenden Blöcke werden anschließend gemahlen und als Putz- und Mauersand verwendet. Tonsteinlinsen oder -lagen werden durch Siebung aus dem Korngemisch entfernt. Verschiedene kleinere, ehemals für die Gewinnung von Bausand angelegte Buntsandsteinbrüche, etwa östlich von Oesdorf am Krähengrund oder bei Marshallshagen sind zum Teil recht alt (vgl. WÖHLKE 1957: Kt. 3).

Früher fand der Mittlere Buntsandstein, zu Sand vermahlen, auch als Rohstoff für die Glasherstellung Verwendung. Der Eisenoxidgehalt des Buntsandsteins lieferte hierbei ein hell- bis dunkelgrünes oder grünlichblaues Glas (W. LIPPERT 1966: 83). Im Bezirk „Grünes Hüttchen“ nördlich der Stadtwüstung Blankenrode wurde zwischen 1674 und 1679 ein Glaswerk betrieben (W. LIPPERT 1966: 130) und mit Unterbrechungen bis 1881 weitergeführt (HENKEL 1974: 120). Glas- und Schmelzofenreste dieser Glashütte wurden erst vor kurzem durch W. SCHLEICHER, Blankenrode, wiederentdeckt; sie befand sich nördlich des Blankenroder Bachs ungefähr in Höhe der Fischteiche (R 96 320, H 13 050). Die Bezeichnungen

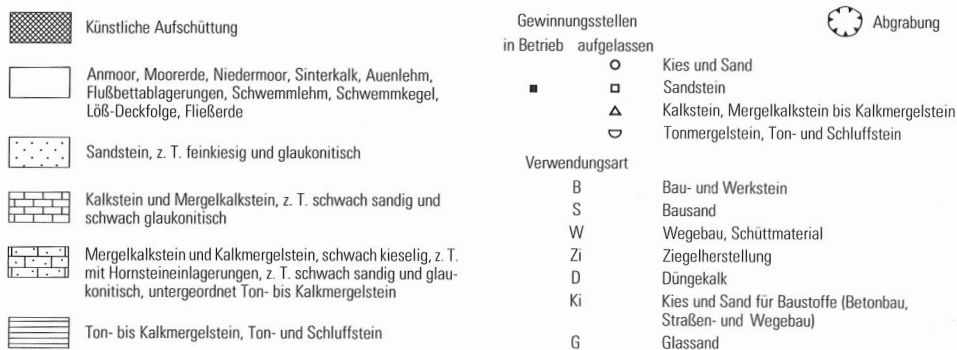
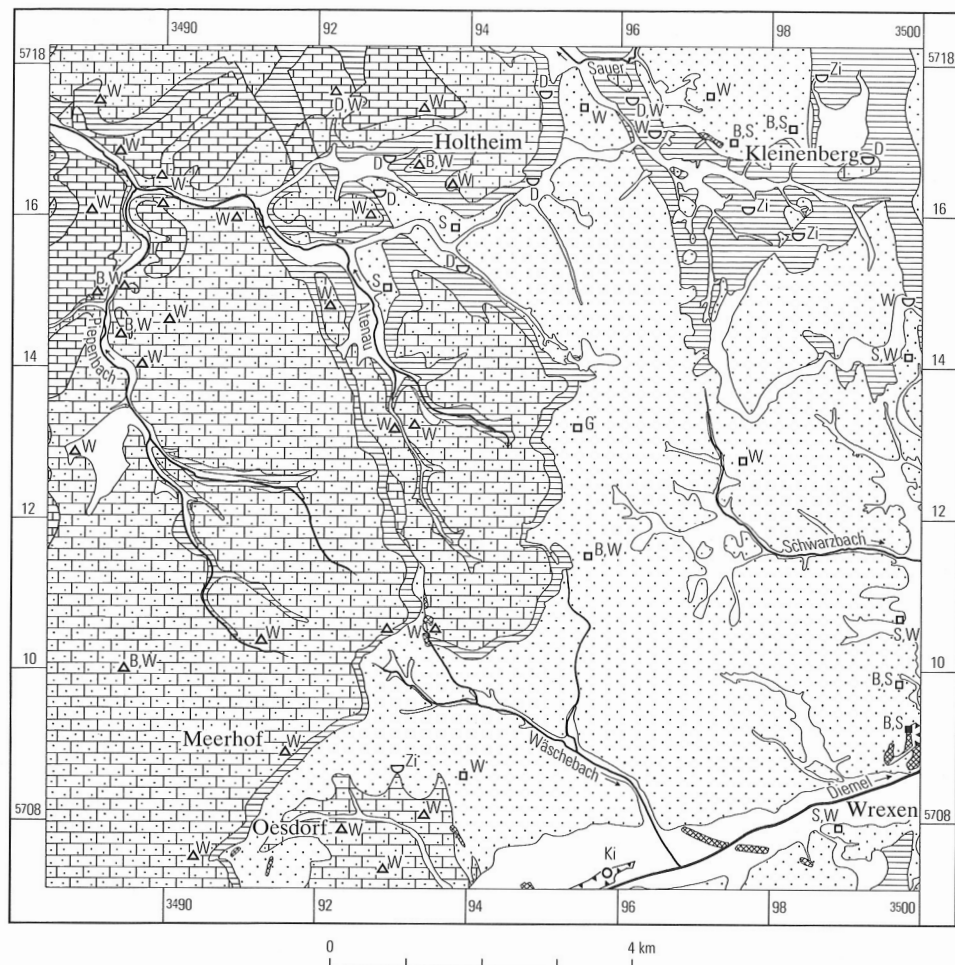


Abb. 11 Steine und Erden

Hüttchenberg und Grünhüttenweg erinnern noch heute daran. Das verwendete Material stammte vermutlich aus den Elendslöchern und enthielt neben Buntsandstein vermutlich auch geringe Anteile des darüber liegenden Osning-Sandsteins.

Die zweite bei Blankenrode gelegene Glashütte Sieserkamp im Altenautal bestand von 1826 – 1883 (HENKEL 1974: 120, H. J. LIPPERT 1982). Bei Marschallshagen südlich von Holtheim wurde von 1836 – 1914 Hohlglas hergestellt (K. LIPPERT 1961, MICUS 1961). Das Ausgangsmaterial für die Glasherstellung dieser beiden Hütten – zumindest für die Glashütte Sieserkamp – kam allerdings von außerhalb; man benutzte die hellen Tertiär-Sande von Dörentrup bei Lemgo und die Talsande der Weser bei Höxter (H. J. LIPPERT 1982: 26).

Der helle oder schwach bräunliche Osning-Sandstein der Unterkreide ist ein seit langem geschätztes Baumaterial. Früheste sichtbare Beweise hierfür sind die in der Stadtwüstung Blankenrode freigelegten Grundmauern der Burgruine, einer Anlage des 13. Jahrhunderts. Das dort verwendete Gesteinsmaterial wurde vermutlich aus dem gleichzeitig angelegten Burggraben entnommen. Die heute im Bereich der Stadtwüstung vorhandenen Steinbrüche sind wesentlich jünger und waren bis gegen Ende der 40er Jahre in Betrieb.

Bis in die Gegenwart dauerte der Abbau des Osning-Sandsteins nördlich von Kleinenberg (Semberg). Bis 1949 war der Steinbruch als Interessenten- oder Allgemeingut jedem Bürger von Kleinenberg zur unentgeltlichen Entnahme von Bausteinen oder Bausand zugänglich. 1960 wurde der Abbau eingestellt; seit dem 1. Januar 1974 ist das Steinbruchgelände vom Kreis Paderborn unter Schutz gestellt und als Naturdenkmal ausgewiesen. In den Sandsteinbrüchen auf der Taubenheide wurden von der Gemeinde Holtheim Material für die Befestigung von Wegen und Bausand gewonnen. Der Abbau wurde ebenfalls im Jahre 1960 eingestellt.

Eine ähnliche Verwendung wie der Osning-Sandstein fand auch der Gault-Sandstein. Die auf Kleinenberger Gemarkung liegenden Steinbrüche wurden zur Gewinnung von Baustein, der an der Luft recht fest wurde, Bausand und später hauptsächlich Füllmaterial für Wegebefestigungen oder die Filterschicht von Sportplätzen angelegt. Für den im Gemeindebesitz befindlichen Steinbruch westlich der Mariengrotte besteht das Recht auf Abgrabung noch heute. Die Entnahme ist jedoch gering und die Verfüllung mit Bauschutt hat von Westen her eingesetzt. Ein Restloch soll als Feuchtbiotop bestehen bleiben.

Die Auftragung von Gault-Sandstein im Bereich des Silberberges ist heute flächen- und höhenmäßig stark verkleinert. Der Gault-Sandstein wurde von Osten her abgegraben; das Sandmaterial wurde zum Übersanden der angrenzenden moorigen und anmoorigen Flächen verwendet.

5.2.2 Kalkstein, Kalkmergelstein

Von den im Blattgebiet anstehenden Kalksteinen, Mergelkalksteinen und Kalkmergelsteinen wurde in früherer Zeit aus zahlreichen Steinbrüchen Material für den örtlichen Bedarf gewonnen. Die meist in Ortsnähe angelegten Steinbrüche lieferten hauptsächlich Bruchsteine für den Haus- und Wegebau oder Branntkalk als Düngekalk für die Landwirtschaft. Der weitaus größte Teil der Steinbrüche wurde in den hornsteinführenden, recht festen und verwitterungsbeständigen Mergelkalksteinen und Kalkmergelsteinen des Cenoman-Pläners angelegt, der im Blattgebiet Kleinenberg mächtigsten und verbreitetsten Oberkreide-

Stufe. Einige wenige Steinbrüche lagen in den hochprozentigen Zechstein-Kalksteinen und im Cenoman-Kalk.

Für die Ortschaft Holtheim lieferten vor allem die Steinbrüche im Bereich des Holtheimer Berges das Material für den Haus- und Wegebau. So wurde das Material für die 1911 gebaute Straße Lichtenau – Holtheim etwa zwei unmittelbar entlang der Trasse angelegten Steinbrüchen entnommen; das Material für die 1862 gebaute Straße Lichtenau – Husen entstammt verschiedenen Steinbrüchen im Bereich des Hellwegs sowie einem Steinbruch östlich von Husen. Die noch heute morphologisch erkennbaren Steinbrüche in unmittelbarer Ortsnähe, zum Beispiel am Ostrand des Holtheimer Berges und am Lippsberg sind wesentlich jünger und waren etwa bis zum Jahre 1960 in Betrieb.

Die zahlreichen Steinbrüche im Bereich Husen – Dalheim, etwa entlang dem Altenautal und deren Nebenbächen (Piepenbach, Tiggesgrund und Depental), dienten überwiegend der Gewinnung von Wegebaumaterial; eventuell wurden aber auch einige Wirtschaftsgebäude des Klosters Dalheim damit aufgebaut. Die gemeindeeigenen Steinbrüche von Meerhof lagen ca. 2 km westlich des Ortes. Die Ortschaft Kleinenberg versorgte sich mit Material von der Kuppe des Ettberges. Vor allem die in den höchsten Partien des Cenoman-Mergels eingelagerten Kalkmergel- und Mergelkalksteinbänke wurden dort zur Wegebefestigung gewonnen. Diese Bänke sind wenig verwitterungsbeständig und zerfallen relativ leicht.

Die hornsteinfreien, carbonatreichen Kalksteine des Oberen Cenomans wurden demgegenüber als Brannt- und Düngerkalk verwendet. Hierfür ist im allgemeinen ein Carbonatgehalt von über 75 % CaO erforderlich. Einer dieser Kalköfen befand sich nordwestlich von Holtheim unmittelbar südlich des Hellwegs (R 92 540, H 17 640). Er wurde zu Beginn des 1. Weltkrieges stillgelegt.

Über den Abbau der Zechstein-Ablagerungen ist wenig bekannt. Die östlich von Oesdorf gelegenen ehemaligen Steinbrüche, die heute überwiegend verfüllt und eingeebnet wurden, sind zumeist im Plattendolomit angelegt. Dieser diente hauptsächlich zur Gewinnung von Schottermaterial, wurde aber auch gebrannt (Düngerkalk). Das gleiche gilt vermutlich für das Material aus dem noch heute vorhandenen Steinbruch am Rosenberg im Zechstein-Kalk und Hauptdolomit.

Von den Mergelkalk- und Kalkmergelsteinen des Turons haben im Blattgebiet lediglich die festeren Gesteinsbänke des Mittelturons (*amarcki*-Schichten) für den Wegebau eine gewisse Verwendung gefunden. Die einzige bekannte Abbaustelle liegt am Westhang des Kosephberges östlich von Husen.

5.2.3 Tonmergelstein, Ton- und Schluffstein

Der einzige nennenswerte Abbau von Tonmergelstein, Ton- und Schluffstein fand zwischen 1890 und 1959 in der Ziegelei Möller südwestlich von Kleinenberg statt. Während des 1. und 2. Weltkrieges ruhte der Betrieb. Ausgangsmaterial waren die roten Ton- und Schluffsteine des Oberen Buntsandsteins und zwar des Röts 2 (= Bunte Serie) und die blaugrauen Tonmergelsteine des Cenoman-Mergels. Bis zum Jahre 1914 wurden überwiegend Ziegelsteine hergestellt. Nach der Modernisierung des Betriebes kam auch die Fertigung von Dachpfannen und Dränageröhren hinzu.

Eine weitere, noch ältere Abbaustelle lag nördlich von Kleinenberg im Bereich des Tegelgrundes. Die dort anstehenden Tonmergelsteine des Cenoman-Mergels wurden für die Herstellung von luftgetrockneten Ziegelsteinen gewonnen, die für die Innenwände der Fachwerkhäuser Verwendung fanden. Darüber hinaus wurden die relativ leicht gewinnbaren Tonmergelsteine früher an zahlreichen Stellen zwischen Holtheim und Kleinenberg abgegraben und zum Mergeln der Felder genutzt. Die Gruben waren teilweise recht tief und wurden stufenweise abgegraben. Erwähnenswert sind aus dem Bereich Holtheim die ehemaligen Abbaustellen am Fuße des Holtheimer Berges nördlich des Sassenberges, südlich der ehemaligen Glashütte Marschallshagen sowie östlich von Holtheim im Bereich der Taubenheide. Im Einzugsbereich von Kleinenberg gab es Abbaustellen am Ettberg und unterhalb des Warthügels.

5.2.4 Kies, Sand und Schluff

Bis vor wenigen Jahren wurde im Diemeltal (Dörpeder Mark) Kies und Sand zur Herstellung von Fertigbeton abgebaut. Die Tiefe der Abgrabung betrug ca. 5 m.

Die geringmächtigen Lehmvorkommen der Rinnen, Hangmulden und Täler wurden vor der Jahrhundertwende von kleineren Ziegeleibetrieben genutzt. So existierte östlich von Oesdorf unterhalb des Vorwerks Felsberg, dem ehemaligen Karolinenhof, eine Ziegelei, die den dort vorhandenen Schwemmlehm nutzte. Eventuell wurden auch einige Ton- und Schluffsteinlagen der darunter anstehenden Bröckelschiefer-Folge mitgewonnen. Sie befand sich in Gräflich Stolberg'schem Besitz und produzierte Ziegel für den Eigenbedarf. Die Produktion dauerte vermutlich bis etwa zum Ausbruch des 1. Weltkrieges. Heute weisen auf ihr Bestehen noch eine deutliche Abbaukante am westlichen Rand der Rinne sowie die Flurbezeichnung „Ziegelei“ hin. Das Walddorf Blankenrode bezog ehemals seinen Lehm aus dem südlich der Ortschaft gelegenen „Lehmstich“ nahe der Pension Dewenter. Lokale Abbaustellen von Ton- und Schluffstein oder Lehm befanden sich des weiteren bei Kleinenberg am Fuße des Semberges sowie bei der Glashütte Marschallshagen. Das dort gewonnene Material wurde zum Auskleiden der Wände von Fachwerkhäusern verwendet.

6 Hydrogeologie (G. MICHEL)

In den Erläuterungen zu einer geologischen Karte kann und soll das Kapitel Hydrogeologie nur einen Überblick über die Grundwasserverhältnisse vermitteln. Es vermag keinesfalls eingehendere, projektbezogene hydrogeologische Spezialuntersuchungen zu ersetzen.

Im Blattgebiet können drei hydrogeologische Bereiche unterschieden werden. Der Ostteil ist geprägt von den klastischen Serien des Mittleren Buntsandsteins, der Westteil von den Carbonatgesteinen der Oberen Kreide, der Mittelteil nimmt eine Zwischenstellung ein. Der Nord – Süd verlaufende Schollenbau differenziert das gegebene Schema. Die großen Verwerfungen wirken einerseits trennend und abdichtend, andererseits können sie lokal auch sehr wasserwegsam sein, wie einige größere Quellen erkennen lassen. Die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins sind mäßige bis gute Kluftgrundwasserleiter mit vielen kleinen Quellen. Die Kreide-Kalksteine sind örtlich verkarstet mit wenigen, wechselnd schüttenden Quellen.

Trotz der im allgemeinen guten Grundwasserhöffigkeit ist im gesamten Blattgebiet die Erschließung von Grundwasser durch Bohrbrunnen mit besonderen Risiken behaftet und hat sich in einigen Fällen als wenig effizient erwiesen. Der geringmächtige Porengrundwasserleiter der Diemeltalung ist hydrogeologisch bedeutungslos.

6.1 Hydrogeologischer Überblick

Das Blattgebiet berührt in seinem Nordteil das klassische Untersuchungsgebiet STILLES (1903), welches BAŞKAN (1970) erneut bearbeitet hat. Die große Paderborner Unwetterkatastrophe am 16. Juli 1965 veranlaßte KARRENBURG (1968), den ursächlichen Zusammenhängen zwischen Karsterscheinungen und meteorologischem Geschehen nachzugehen. Seine Untersuchungen erstreckten sich bis in das Buntsandstein-Gebiet von Wrexen – Scherfede. In diesem Zusammenhang hat VON ZEZZSCHWITZ (1967) über die Boden- und Vegetationseinflüsse auf Überschwemmungen und Erosionen berichtet. Die klimatischen Ursachen der Wolkenbrüche, die zu dem Katastrophenhochwasser im Sommer 1965 geführt haben, behandelte ROSCHKE (1967).

Für großräumige Betrachtungen wird auf drei Karten im Maßstab 1 : 500 000 verwiesen, auf die Karte Hydrogeologie aus dem Deutschen Planungsatlas, Band I, Nordrhein-Westfalen (1978), die Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen (1980) und die Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen (1980). Die wesentlichsten hydrogeologischen Fakten des Blattgebiets können der Abbildung 12 entnommen werden. Der stufenartige Schollenbau mit generell Nord – Süd streichenden Abbrüchen (s. Kap. 4.1) führte dazu, daß im Blattgebiet drei größere hydrogeologische Einheiten mit unterschiedlichem Schichtenaufbau nebeneinander liegen. Die Abbildung 13 zeigt das generelle Schema dieser Einheiten (Schollen) und ihrer hydrologischen Zusammenhänge. Jede der drei Schollen hat ihr eigenes hydrogeologisches Regime und läßt jeweils auch eine Stockwerksgliederung erkennen.

In der Westscholle (Schiefergebirgsscholle) sind zwei Grundwasserstockwerke ausgebildet. Das untere Grundwasserstockwerk besteht aus den sehr wasserwegsamem Carbonatgesteinen des Zechsteins, welche im Süden der Scholle im Raum Oesdorf – Meerhof zutage treten. In diesen hat sich ein eigenständiges Aquifersystem eingespielt, dessen Sohlschicht die geschieferten paläozoischen Ton- und Schluffsteine sind. Dieses Aquifersystem ist im Norden artesisch gespannt. Dort könnte das Grundwasser versalzt sein. Die ca. 100 m mächtigen Ton-, Schluff- und Feinsandsteine des Unteren Buntsandsteins wirken als Deckfläche. Darüber folgt das obere Aquifersystem, welches im weitesten Sinne noch zur Paderborner Hochfläche gehört. In diesem isopiezometrischen Stockwerk ist eine vertikal sehr stark schwankende, ungespannte Karstwasseroberfläche anzutreffen. Über das Ausmaß der Verkarstung ist wenig bekannt (vgl. Kap. 4.1.4). Die wenigen großen Quellen sind an Verwerfungszonen gebunden, an welchen sicherlich örtlich die Klüfte durch Kalksteinkorrosion aufgeweitet und damit besonders wasserwegsam sind. Generell wird das Gebiet ober- und unterirdisch nach Nordwesten zu den Paderquellen hin entwässert (STILLE 1903, BAŞKAN 1970).

Im Bereich der Mittelscholle bilden ebenfalls die Zechstein-Schichten das Untere Stockwerk. Das obere Stockwerk besteht aus den klüftigen Sandsteinen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, gemeinsam mit den diskordant auflagernden Sandsteinen der Unterkreide sowie lokal auch den Kalksteinen der Oberkreide.

Die Ostscholle weist drei deutlich getrennte Grundwasserstockwerke auf: Das 1. Stockwerk bilden die Kalk- und Dolomitsteine des Zechsteins (ca. 60–80 m), das 2. Stockwerk besteht aus Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins (im Mittel 200 m) und

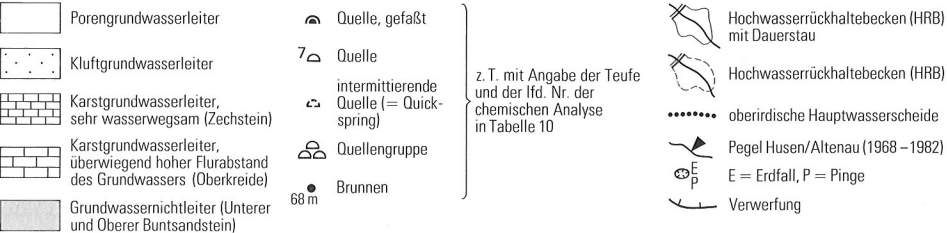
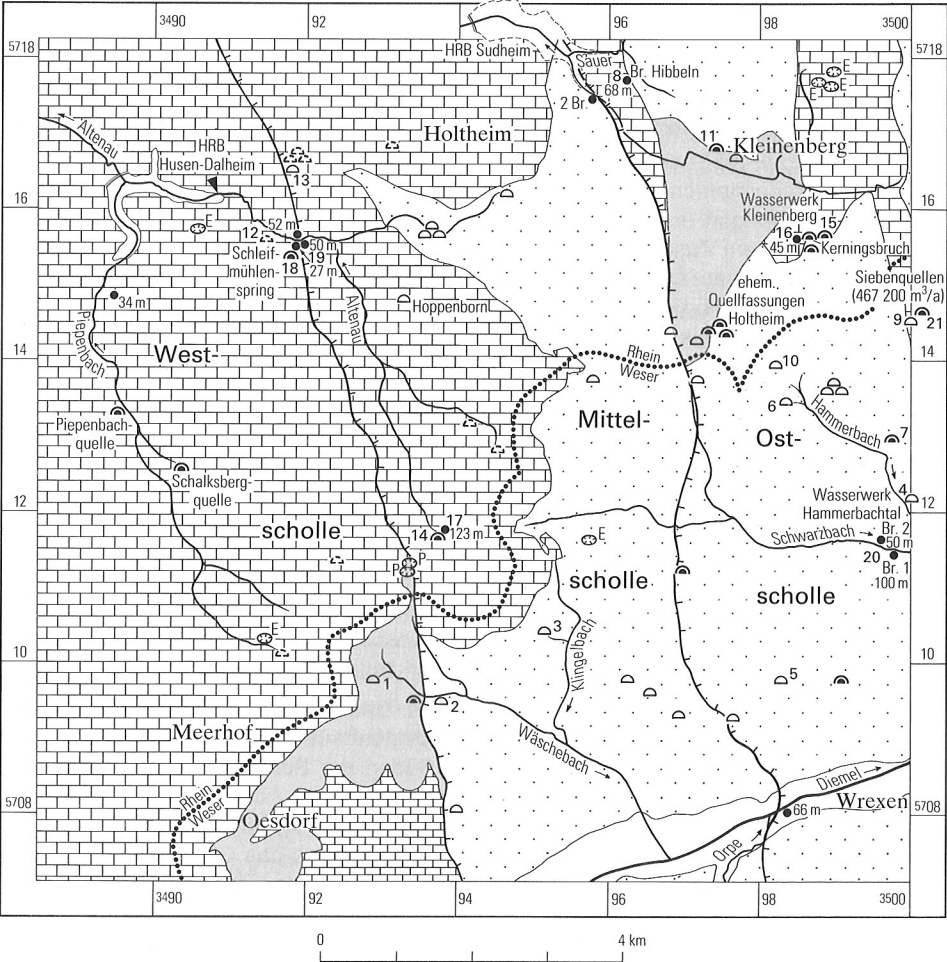


Abb. 12 Hydrogeologische Übersicht

das 3. Stockwerk aus Sandsteinen der Unterkreide (max. 20 m). Es ist nicht auszuschließen, daß das Grundwasser der Zechstein-Schichten versalzt und möglicherweise auch mit gelöstem Kohlenstoffdioxid angereichert ist. Die Grundwasserführung der Sandstein-Schluffstein-Folge des Mittleren Buntsandsteins ist an deren Trennfugendurchlässigkeit gebunden. Diese wiederum ist abhängig von der jeweiligen tektonischen Position, welche örtlich sehr wechselnde Anisotropieverhältnisse des Gebirges bedingt. Bei direkter Überlagerung durch Osning-Sandstein sind beide Sandsteinpakete unmittelbar hydraulisch miteinander verbunden. Im Nordostteil des Blattgebiets sind beide Sandsteinpakete durch die Röt-Schichten voneinander getrennt. Unter Röt-Bedeckung könnten die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins auch Mineralwasser enthalten, wie dies aus Nordhessen bekannt ist (RAMBOW 1977). Andererseits wurde im Jahre 1985 unmittelbar südöstlich des Blattgebiets in einer 151 m tiefen Bohrung in Rimbeck (TK 25: 4420 Peckelsheim) unter den Röt-Tonsteinen noch Süßwasser angetroffen.

Die Grundwasserführung im dritten Stockwerk, dem Osning-Sandstein, basiert vorwiegend auf Schichtfugen und der Klüftigkeit. Die Porosität, also die Gesteinsdurchlässigkeit, spielt hier keine Rolle. Die Fließgeschwindigkeiten in diesem stark klüftigen Sandstein sind beachtlich. So wurden 1987 vom Staatlichen Amt für Wasser- und Abfallwirtschaft Lippstadt in einem Markierungsversuch Abstandsgeschwindigkeiten zwischen 64 und 145 m/h ermittelt. Als relativ sehr ergiebig erweist sich auch der 45 m tiefe Bohrbrunnen (vgl. Tab. 10: Anal. 16) südlich von Kleinenberg, aus welchem 20 m³/h Grundwasser artesisch ausfließen.

Der beschriebene Stockwerksbau wird durch die zahlreichen tiefreichenden Verwerfungen (vgl. Taf. 1) örtlich gestört, und es bestehen dort durchaus auch vertikale hydraulische Verbindungen zwischen den einzelnen Stockwerken. Besonders eindrucksvoll zeigte dies eine 1973 abgeteufte 126 m tiefe Bohrung am Schleifmühlenspring (s. Kap. 9.2: Brg. 5). In dem bereits mit Stahlrohren ausgebauten Bohrloch trat ein sogenannter „Wasserschlag“

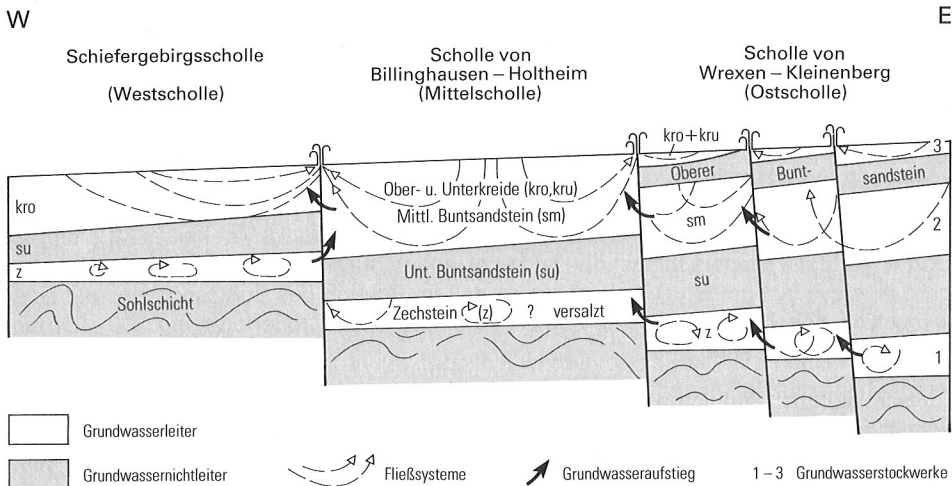


Abb. 13 Hydrogeologisches Schema

ein. Der Grundwasserspiegel fiel ganz plötzlich von 4 m auf 71 m unter Gelände ab, und die Aufsatzrohre wurden durch den entstehenden Sog zusammengequetscht. Was war geschehen? Im tiefsten Stockwerk war ein Karsthohlraum eingebrochen, und das Grundwasser des oberen Stockwerks ist von diesem „geschluckt“ worden.

6.2 Grundwasserneubildung

Die Wege zur Ermittlung der Grundwasserneubildung sind vielfältig, aufwendig und langwierig. Systematische Untersuchungen zur Grundwasserneubildung fehlen bisher im Blattgebiet. Es sind daher nur allgemeine Rückschlüsse auf die Neubildungsrate aus meteorologischen und hydrologischen Daten möglich.

Die vereinfachte Wasserhaushaltsgleichung ($N=V+A_o+A_u$) veranschaulicht die Beziehungen zwischen den Hauptkomponenten Niederschlag (N), Verdunstung (V), oberirdischem (A_o) und unterirdischem Abfluß (A_u). Die Höhe des unterirdischen Abflusses und damit der Grundwasserneubildung ist außer von den meteorologischen Elementen (vgl. Tab.1, S. 17) abhängig von topographischen Faktoren wie flaches oder steiles Relief, von geologischen Gegebenheiten wie geringe oder große Durchlässigkeit der oberflächennahen Schichten, und schließlich von Vegetation, Meliorationen und der Besiedlung.

Im Blattgebiet liegt die mittlere Niederschlagshöhe zwischen 700 mm im Westen und 950 mm im Osten am Eggerand. Die mittlere jährliche Verdunstungshöhe schwankt um 450 mm (SCHNELL 1955). Der Gesamtabfluß ($A_o + A_u$) ist der Restbetrag dessen, was die Verdunstung vom Niederschlag übrig läßt.

Für Wasserhaushaltsbetrachtungen wird der Abfluß häufig auf die Fläche eines Einzugs- oder Niederschlagsgebiets bezogen und als Abflußspende (q) bezeichnet. Sie ermöglicht direkte quantitative Vergleiche der Grundwasserabflüsse. Als Flächeneinheit wird km^2 gewählt. Die Einheit der Abflußspende ist $\text{l/s} \cdot \text{km}^2$ ($1 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ entspricht einer Wasserhöhe von 31,5 mm/Jahr). Im Blattgebiet beträgt die mittlere jährliche Abflußspende 11 - 14 $\text{l/s} \cdot \text{km}^2$ oder rund 350 - 430 mm Wasserhöhe (SCHNELL 1955).

Die Grundwasserneubildungsrate (unterirdischer Abfluß) ist naturgemäß wesentlich kleiner und ist von der Gesamtabflußspende abzutrennen. Hier wird auf das Schrifttum verwiesen (Arbeitskreis Grundwasserneubildung 1977; HÖLTING 1989). Für das Buntsandstein-Gebiet der südöstlich angrenzenden Blattgebiete 4520 Warburg und 4620 Arolsen gibt HÖLTING (in HORN 1982) eine Grundwasserneubildung von $2,8 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ($\approx 88,2 \text{ mm}$) an. Dort erreicht die Niederschlagshöhe im Mittel jedoch nur 600 mm. Im Blattgebiet Kleinenberg ist diese fast um ein Drittel größer, so daß im Bereich des Buntsandsteins mit einer wesentlich höheren Grundwasserneubildungsrate in der Größenordnung 200 - 250 mm gerechnet werden kann.

Nach WUNDT (1958) kann aus der Kleinstwasserführung der Flüsse (MNQ) die durchschnittliche Grundwasserspense abgeleitet werden. Für die Kreide-Schichten im Blattgebiet lieferte der ehemalige Pegel Husen/Altenau Anhaltswerte. Er wurde von 1968 bis März 1982 vom Staatlichen Amt für Wasser- und Abfallwirtschaft Lippstadt betrieben und mußte wegen des Baus des Hochwasserrückhaltebeckens Husen-Dalheim aufgegeben werden.

Sein Einzugsgebiet von 23,3 km² reichte bis zur Hauptwasserscheide südlich Blankenrode. Das arithmetische Mittel der Niedrigstwasserführung betrug 0,07 m³/s (Beobachtungszeitraum 1968 – 1981). Das entspricht einer Abflußspende von 3 l/s · km² (≈94,5 mm Wasserhöhe). BAŞKAN (1970) gibt für Ende Oktober 1962, also unter Trockenwetterbedingungen, die Abflußspende am Pegel Husen/Altenau mit 3,9 l/s · km² (≈123 mm Wasserhöhe) an.

6.3 Grundwasserbeschaffenheit

Im wesentlichen hängt die Grundwasserbeschaffenheit vom durchsickerten Boden, durchströmten Gestein, der Länge des Fließweges sowie der Verweilzeit im Untergrund ab. Bei einer genügend langen Verweilzeit tritt zwischen Gesteinschemismus und Grundwasserbeschaffenheit ein annähernd hydrogeochemisches Gleichgewicht ein. Diesen simplen Zusammenhang kannte schon der römische Naturforscher GAJUS PLINIUS SECUNDUS (PLINIUS d. Ältere; 23 – 79 n. Chr.): „Tales sunt aquae quales terrae per quas fluunt“; modern ausgedrückt: Die Grundwasserbeschaffenheit ist aquifer-spezifisch.

Im Grundwasser gelöste Hauptinhaltsstoffe (über 10 mg/l) sind die Kationen Natrium (Na⁺), Magnesium (Mg²⁺), Calcium (Ca²⁺) und die Anionen Cl⁻, HCO₃⁻, SO₄⁻. Als Nebenbestandteile (0,1 – 10 mg/l) gelten unter anderem Kalium (K⁺), Mangan (Mn²⁺), Eisen (Fe²⁺), Strontium (Sr²⁺) sowie Nitrat (NO₃⁻) und Fluor (F⁻). Spurenstoffe im Grundwasser (unter 0,1 mg/l) können viele Elemente des Periodensystems sein, zum Beispiel Kupfer (Cu²⁺), Blei (Pb²⁺), Jod (J⁻) und Brom (Br⁻). Als Indikatoren für anthropogene Verunreinigungen gelten vor allem die Stickstoffverbindungen Nitrat (NO₃⁻), Nitrit (NO₂⁻) und Ammonium (NH₄⁺) sowie Kalium (K⁺) und Phosphat (PO₄³⁻).

Die allgemeinste Wechselwirkung zwischen Wasser und Gestein drückt die Gesamthärte (GH) aus. Sie ist gleichzeitig das Charakteristikum der wesentlichsten Hauptinhaltsstoffe. Gesamthärte kennzeichnet den Gehalt an Erdalkalioxiden (CaO + MgO; 1° d entspricht 10 mg/l CaO bzw. 7,19 mg/l MgO). Die Carbonathärte (temporäre Härte) bezeichnet den Gehalt an Hydrogencarbonaten der Erdalkalien. Analytisch wird sie durch den Umschlagspunkt des Indikators Methylorange bei dem pH-Wert von 4,3 (Säurekapazität bis pH 4,3) ermittelt. Die Nichtcarbonathärte (bleibende Härte) beinhaltet die im Wasser noch gelösten Sulfate, Chloride, Nitrate, Silikate. Sie ergibt sich aus der Differenz von Gesamt- und Carbonathärte.

Der Waschmittelverbrauch hängt proportional vom Härtegrad des Wassers ab: Hartes Wasser erhöht den Verbrauch durch die Bildung unlöslicher Calcium- und Magnesiumseifen. Diesem Tatbestand wird in dem Wasch- und Reinigungsmittelgesetz – WRMG vom 20. August 1975 (BGBl. I S. 2255), geändert durch Gesetz vom 19. Dezember 1986 (BGBl. I S. 2615) – Rechnung getragen. Die Wasserversorgungsunternehmen haben dem Verbraucher den Härtebereich des von ihnen abgegebenen Trinkwassers in geeigneter Weise mitzuteilen. Es werden vier Härtebereiche unterschieden, wobei als Maßeinheit Millimol Gesamthärte je Liter gewählt ist. In der Tabelle 8 werden diese vier Härtebereiche mit den gebräuchlichen deutschen Härtegraden und den Millivalgehalten an Calcium und Magnesium verglichen.

Ein weiterer leicht bestimmbarer Parameter ist die elektrische Leitfähigkeit. Sie kann mit einem Leitfähigkeitsgerät an Ort und Stelle gemessen werden. Ihre Kenntnis gestattet Rückschlüsse auf die Summe der gelösten festen Bestandteile (≈Elektrolytgehalt

Tabelle 8
Wasserhärtebereich nach dem Waschmittelgesetz

Härtebereich	Gesamthärte*		Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (mval/l)
	(mmol/l)	(°d)	
1	bis 1,3	bis 7,3	bis 2,61
2	1,3 – 2,5	7,3 – 14	2,61 – 5,0
3	2,5 – 3,8	14 – 21,2	5,0 – 7,58
4	über 3,8	über 21,2	über 7,58

*Gesamthärte °d = $\frac{(\text{CaO} + 1,4 \text{ MgO}) \text{ mg/l}}{10}$

≈Gesamtmineralisation ≈Abdampfrückstand) der jeweiligen Wasserprobe. Zugleich dient sie dazu, bei Wässern gleicher Herkunft durch Wiederholungsmessungen Änderungen im Elektrolytgehalt festzustellen. Die spezifische elektrische Leitfähigkeit wird in $\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ gemessen: $1 \text{ S} \cdot \text{cm}^{-1} = 10^3 \text{ mS} \cdot \text{cm}^{-1} = 10^6 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Aus Vergleichsgründen wird sie neuerdings auf die Wassertemperatur von 25° C umgerechnet (früher 20° C). Aus der Multiplikation der Leitfähigkeit ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$) mit dem Faktor 0,725 ergibt sich angenähert der Abdampfrückstand (mg/l bei 25° C).

Tabelle 9
Grenzwerte der chemischen Stoffe im Trinkwasser
(aus: Trinkwasserverordnung vom 5. Dezember 1990, Anlage 2 u. 4)

(mg/l)		(mg/l)	
Arsen	0,01	Quecksilber	0,001
Blei	0,04	Antimon	0,01
Cadmium	0,005	Selen	0,01
Chrom	0,05	Phenole	0,0005
Cyanid	0,05	CKW ¹	0,01
Fluorid	1,5	PAK/PAH ²	0,0002
Nickel	0,05	TOC ³	0,01
Nitrat	50	PBSM ⁴ (einzelne Substanz)	0,0001
Nitrit	0,1	PBSM (insgesamt)	0,0005

¹ gelöste oder emulgierte Kohlenwasserstoffe und Mineralöle

² polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe/Halogenkohlenwasserstoffe, insgesamt

³ organische Chlorverbindungen, insgesamt

⁴ Pflanzenbehandlungs- und Schädlingsbekämpfungsmittel (Pestizide)

Für die Bundesrepublik Deutschland wurden im Anschluß an die EG-Richtlinie 80/778/EWG (Amtsblatt der EG Nr. L 229/11 vom 30. 8. 80) „über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch“ die Grenzwerte für chemische Stoffe sowie Kenngrößen und Grenzwerte zur Beurteilung der Beschaffenheit des Trinkwassers in der Verordnung über Trinkwasser und über Wasser für Lebensmittelbetriebe (Trinkwasserverordnung – TrinkwV) vom 22. Mai 1986 in der Neufassung vom 5. Dezember 1990 (BGBl. I S. 2612 – 2629) festgelegt (vgl. Tab. 9).

Die Tabelle 10 enthält 21 Analysen von Grundwässern aus Quellen und Brunnen. Die Analysen 1 – 14 repräsentieren aquifer-spezifische Grundwässer. Die Analysen 15 – 21 stammen aus Gewinnungsanlagen der öffentlichen Wasserversorgung, wobei auch hier die signifikante Abhängigkeit vom jeweiligen Grundwasserleiter zu erkennen ist.

Die chemischen Analysenbefunde werden in der Einheit Stoffmasse pro Liter (mg/l) angegeben, da es eine auch für Nichtfachleute anschauliche Größe ist. Dieses Vorgehen steht nicht im Widerspruch zum Gesetz über die Einheiten im Meßwesen vom 2. Juli 1969 in der Fassung vom 6. Juli 1973, welches für die Stoffmenge die Basiseinheit Mol (Einheitenzeichen mol) und für die Stoffmengenkonzentration (Molarität) die abgeleitete Einheit Mol durch Kubikmeter (mol/m^3) vorsieht. Numerisch gesehen handelt es sich dabei um vergleichsweise sehr hohe und deshalb schwer zu verstehende Werte. Hierzu ein Beispiel: Beim Sulfation entsprechen 548 mg/l einer Stoffmengenkonzentration von $13\,673\,\text{mmol}/\text{m}^3$ (Tab. 10: Anal. 8). Für Vergleiche wird auf die Umrechnungstabelle (Tab. 11) verwiesen.

Die Analysen 1 – 8 wurden so ausgewählt, daß fast jede Stufe des Unteren und Mittleren Buntsandsteins vertreten ist. Deutlich fallen die Wässer aus den relativ carbonatarmen und quarzreichen Aquiferen der Salmünster-, Solling- und Detfurth-Folge mit ihrer in der Regel (Ausnahme Anal. 4) sehr geringen Gesamtmineralisation auf (Anal. 2, 3, 5). Entsprechend liegt hier auch die Gesamthärte unter 5°d . Die Sandsteine der Gelnhausen- und der Solling-Folge weisen lagenweise karbonatische Bindemittel auf, ihre Gesamthärte erreicht $10 - 13^\circ\text{d}$ (Anal. 1, 6, 7). Es verwundert, daß trotz der im Gestein feinverteilten oxidischen Eisenminerale keins der beprobten Wässer einen nennenswerten Eisengehalt aufweist.

Die Analyse 8 stammt aus einem 68 m tiefen Bohrbrunnen, welcher Grundwasser aus Residualschichten des Röts fördert. Dieser ist im allgemeinen ein ausgesprochener Grundwassernichtleiter. Die hohen Gehalte an Calcium (548 mg/l) und Sulfat ($1\,425\,\text{mg}/\text{l}$) sprechen für sich: Es handelt sich um ein fast gesättigtes „Gipswasser“. Schwefel-Isotopenuntersuchungen ($^{34}\text{S} = 23,3\, \text{‰}$) lassen keinen Zweifel an der Zugehörigkeit zu Röt-Evaporiten aufkommen (MICHEL & NIELSEN 1977: 205).

Die Analyse 9 stammt von einer Quelle, welche aus den Kalksteinen des Unteren Muschelkalks entspringt. Die Gesamtmineralisation von nur $316\,\text{mg}/\text{l}$ und die Gesamthärte von nur 11°d lassen erkennen, daß die Verweilzeit des Grundwassers relativ kurz sein muß. Dafür spricht auch die für Muschelkalk-Wasser relativ geringe Carbonathärte von $7,8^\circ\text{d}$. Die Quelle besitzt somit nur ein relativ kleines Einzugsgebiet.

Im Grundwasser aus dem Osning-Sandstein sind erwartungsgemäß nur sehr wenige Inhaltsstoffe gelöst (Anal. 10). Der ebenfalls aus dem Osning-Sandstein nordwestlich von Kleinenberg entspringende Muttergottesbrunnen läßt aufgrund seines untypischen Chemismus Zuflüsse aus oberkretazischen Kalksteinen erkennen (Anal. 11). Der erhöhte Nitratgehalt (über $50\,\text{mg}/\text{l}$) geht auf anthropogene Verunreinigungen zurück.

Die Analysen 12 – 14 sind typisch für Grundwässer aus den Kalksteinen und Plänerkalksteinen der Oberkreide. Hier entspricht die Gesamthärte (14 – 17° d) fast der Carbonathärte (11 – 15° d). Bei den Erdalkalien dominiert das Calcium; Magnesium fehlt fast völlig.

Auf die genutzten Grundwässer (Anal. 15 – 21) lassen sich die aufgezeigten Beziehungen kommentarlos übertragen. Es sei lediglich bemerkt, daß die Entnahmestelle 21 wenige

Tabelle 10
Grundwasseranalysen

Nr. *	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Entnahmestelle	Wäschebach	im Wäschebachtal	im Klingelbachtal	Wildpferdgehege	Pölinxer Grund	Hammerbach	Landvolks-hochschule	Hibbeln	nördlich Hardehausen	Unterer Klippenweg
entnommen aus	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Brunnen	Quelle	Quelle
Lage R H	92 930 09 800	93 780 09 540	95 190 10 370	99 990 12 120	98 310 09 750	98 410 13 480	99 770 12 890	96 240 17 720	00 000 14 500	98 210 13 940
Tiefe (m)								68		
Geologie **	suG	suS	smV	smD	smD	smS	smS	so	muW1	kruO
Entnahmedatum	20.9.88	20.9.88	20.9.88	19.9.88	20.9.88	19.9.88	19.9.88	17.12.84	19.9.88	19.9.88
Temperatur (°C)	9,0	7,8	10,6	9,1	9,0	8,9	8,9		8,6	9,4
Leitfähigkeit (µS/cm)	465	256	192	440	234	397	503	2 310	403	197
pH	7,8	6,5	5,7	7,4	6,0	7,1	7,5	7,2	6,6	4,5
Gesamthärte (°d)	13,8	4,8	3,4	12,5	4,3	11,3	12,6	87,6	11,0	2,9
Härtebereich n. Waschmittelgesetz	2	1	1	2	1	2	2	4	2	1
Carbonathärte (°d)	10,0	2,0	< 0,2	8,7	0,3	7,7	8,4	7,1	7,8	< 0,2
Na ⁺ (mg/l)	2,4	6,7	4,6	4,2	7	3,3	10	11	7,1	5,6
K ⁺ (mg/l)	0,8	2,2	2	0,6	1,9	1,3	11,7	4,1	0,5	1,2
Mg ²⁺ (mg/l)	2,1	5,7	3,5	16,7	7	17,4	7	47,8	3,3	6,6
Ca ²⁺ (mg/l)	95,1	25,1	18,7	61,7	19	51,8	78,5	548	73,4	9,9
Mn ²⁺ (mg/l)	< 0,001	< 0,001	0,05	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,05	0,005	0,82
Fe ²⁺ (mg/l)	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,7	< 0,002	0,023
Cl ⁻ (mg/l)	10,9	20,1	12,1	14,8	15	9,1	18,1	10	20,5	10,5
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	217	42,7	< 5	189	6,1	168	183	156	170	< 5
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	48,3	29,1	48,3	35,8	55,9	52,6	49,6	142	31,6	34,5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	8,7	13,8	13,5	12,4	11,7	4,5	28	< 0,5	10,2	20,9
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	385,2	145,4	102,75	335,2	123,6	308,0	385,9	2 202,6	316,6	90,0

* ausführendes Inst.: Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., (1 – 7, 9 – 14); StAWA Lippstadt (8); Chem. Unters.-Amt Kreis Paderborn (15 – 21)

** Erl. der Symbole s. geologische Karte

Meter östlich vom Rand des Blattgebiets liegt. Wegen der Bedeutung dieser Quelle für die Trinkwasserversorgung (minimale Schüttung 1 000 m³/d) wurde jedoch auf ihre Nennung nicht verzichtet.

Hinweise auf wesentliche anthropogene Verunreinigungen (Ausnahme Anal. 11) liegen nicht vor. Versalztes Grundwasser wurde bisher nicht erbohrt, obwohl es in einigen Bereichen in größerer Tiefe durchaus zu erwarten ist (s. Kap. 6.1).

Tabelle 10
(Fortsetzung)

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Muttergottesbrunnen	Neuer Kamp	nördlich Boddenberg	Blankenrode Altenauquelle	südlich Kleinenberg 3 Quellen	südlich Kleinenberg Brunnen	Blankenrode Brunnen	Schleifmühlenspring Quelle Brunnen		WW Hammerbachtal Brunnen	Siebenquellen Quelle
Quelle 97 420 16 840	Quelle 91 480 15 630	Quelle 91 800 16 530	93 800 11 700	98 780 15 620	98 475 15 580 45	93 845 11 740 123	91 900 15 430	91 878 15 495 52	99 780 11 510 100	00 150 14 610
kru0	krc2	krc2	krc2	kru0	kru0	smS	krc2	Störung	smS	kru0+ muW1
20.7.88	20.9.88	20.9.88	20.7.88	19.7.88	19.7.88	9.3.88	9.3.88	19.7.88	12.10.81	6.1.88
9,5	8,2 589 7,2	8,1 589 7,3	10,0	10,0 160 5,7	9,5 120 5,9	8,0 500 7,1	6,5 520 7,2	9,0 600 7,3	10,8 330 7,4	9,0 370 7,2
10,6	14,3	16,8	17,0	2,8	1,9	16,2	16,8	17,4	9,0	10,6
2 3,6	3 11,2	2 10,9	3 12,5	1 0,5	1 0,5	3 15,7	3 14	3 15,1	2 7,8	3 7,6
40,2 1,8 4,3 68,9 0,037 < 0,002	3,4 1 2,3 98,4 0,047 < 0,002	3,1 < 0,1 1,1 118 < 0,001 < 0,002	3,8 0,7 0,9 120 0,002 < 0,002	6 9 0,22 < 0,05	3 7 < 0,05 < 0,05	3 110 < 0,05 < 0,05	2 116 0,05 < 0,05	6 113 < 0,031 0,3	14 41 < 0,05 0,08	5 67 < 0,05 < 0,05
83,4 79,3 47,2 54,8	9,5 244 34,6 6,1	16,4 238 56,3 23,5	20,1 272 44 14,6	11 12 20 23	9 12 12 12	6 342 6 1	15 305 23 12	11 330 31 2	10 171 32 3	21 165 30 18
379,9	399,3	456,4	476,1							

ohne Angaben: nicht untersucht

Tabelle 11
Umrechnungsfaktoren für Grundwasseranalysen

	Massen- konzentration (mg/l)	Stoffmengen- konzentration (mmol/m ³)	Äquivalent- konzentration (mmol/l)	deutsche Härtegrade (°d)
Gesamthärte	–	500	1,0000	2,8
Carbonathärte	–	1 000	1,0000	2,8
Natrium (Na ⁺)	1,0	43,5	0,0435	–
Kalium (K ⁺)	1,0	25,6	0,0256	–
Magnesium (Mg ²⁺)	1,0	41,1	0,0822	0,23
Calcium (Ca ²⁺)	1,0	25,0	0,0499	0,14
Mangan (Mn ²⁺)	1,0	18,2	0,0364	–
Eisen (Fe ²⁺)	1,0	17,9	0,0358	–
Chlorid (Cl ⁻)	1,0	28,2	0,0282	–
Hydrogencarbonat (HCO ₃ ⁻)	1,0	16,4	0,0164	0,046
Sulfat (SO ₄ ²⁻)	1,0	10,4	0,0208	–
Nitrat (NO ₃ ⁻)	1,0	16,1	0,0161	–

6.4 Grundwassernutzung

Die östlich des Westheimer Abbruchs zu vermutenden größeren Grundwasservorkommen werden bisher wenig genutzt. Entsprechende hydrogeologische Untersuchungen und Vorratsberechnungen stehen noch aus. Besonders grundwasserhöffig sind sowohl die tiefliegenden Kalk- und Dolomitsteine des Zechsteins als auch die klüftigen Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins und örtlich auch die Sandsteine der Unteren Kreide. Im Nordostquadranten dürften die Zechstein-Carbonate sogar Mineralwasser führen. Für den Westteil des Blattgebiets werden die Möglichkeiten, durch Bohrungen hygienisch einwandfreies Grundwasser zu erschließen, wesentlich ungünstiger beurteilt, weil die dort verbreiteten Oberkreide-Kalksteine verkarstet sind. Dagegen versprechen die unterlagernden Zechstein-Schichten eine gute Grundwasserführung.

Viele Ansiedlungen haben schon über 80 Jahre eine zentrale Wasserversorgung, so Kleinenberg (seit 1907), Holtheim (seit 1908), Husen (seit 1908), Dalheim, Blankenrode und Hardehausen. Während früher die Wassergewinnung nur auf gefaßten Quellen beruhte, erfolgt sie heute weitgehend durch Bohrbrunnen. Die Nutzung der Holzheimer Quelfassungen und der Piepenbachquelle südlich Dalheim wurde erst vor einigen Jahren aufgegeben.

Im Jahr 1989 stellt sich die Situation der öffentlichen Wasserversorgung wie folgt dar: Kleinenberg und Holtheim werden aus einem 45 m tiefen Brunnen und drei gefaßten Quellen im Kerningsbruch nördlich des Bentenberges mit Trinkwasser versorgt (Wasserrecht: 200 000 m³/a). Aquifer ist der Osning-Sandstein. Blankenrode, an der Altenauquelle gelegen, aus der es noch 1955 versorgt wurde, besitzt im Ortskern einen 1973 gebohrten, 123 m tiefen Brunnen (vgl. Kap. 9.2: Brg. 7) in den Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins (Wasserrecht: 35 000 m³/a). Meerhof und Oesdorf sind an den 20 m tiefen Brunnen

Westheim angeschlossen (TK 25: 4519 Marsberg, R 92 560, H 05 840). Aquifer ist kavernöser Zechstein-Kalkstein. Dalheim wurde früher aus der Piepenbach-, später aus der Schalksbergquelle versorgt. Seit Dezember 1986 ist Dalheim über den Hochbehälter Elisenhof (TK 25: 4418 Wünnenberg) an die Aabachtalsperre angeschlossen.

Husen wird aus der Wassergewinnungsanlage Schleifmühlenspring, Gemarkung Blindborn, mitversorgt. Weitere Abnehmer sind Atteln, Henglarn und Etteln. Betreiber ist die Stadt Lichtenau als Rechtsnachfolger des Altenauzentralwasserwerks (1908 – 1977). Es handelt sich um eine Quelfassung und drei Brunnen von 27 m, 50 m und 52 m Tiefe. Quelle und Brunnen liegen im Bereich einer tiefreichenden Störungszone, welche ihre Hauptzuflüsse aus dem weitflächig austreichenden Cenoman-Pläner erhalten dürfte. Vorrangig genutzt wird die Quellschüttung; die Brunnen 1 und 2 werden wechselnd dazugeschaltet, der Brunnen 3 weist erhöhte Eisengehalte auf und ist vorübergehend stillgelegt. In niederschlagsreichen Zeiten beträgt die Quellschüttung rund 2 000 m³/d; in Trockenzeiten vermindert sie sich auf rund 250 m³/d.

Das hessische Wrexen, ein Ortsteil von Diemelstadt, wird aus einem 100 m tiefen Brunnen versorgt. Er liegt östlich des Ortes (TK 25: 4420 Peckelsheim, R 00 500, H 08 200). Aquifer ist der Sandstein des Mittleren Buntsandsteins. Ebenfalls im Mittleren Buntsandstein stehen die zwei Brunnen (50 und 100 m tief) im Hammerbachtal südlich Hardehausen. Sie sind nicht besonders ergiebig (13 und 16 m³/h). Aus ihnen bezieht teilweise der Ortsteil Scherfede der Stadt Warburg sein Trinkwasser.

Bis Dezember 1988 sind für die Wassergewinnungsanlagen Kleinenberg, Blankenrode, Schleifmühlenspring und Hardehausen Schutzgebiete rechtskräftig festgesetzt worden. In diesen Gebieten gelten Nutzungsbeschränkungen durch Verbote in den Fassungsbereichen, den engeren und den weiteren Schutzzonen.

7 Ingenieurgeologie (B. JÄGER)

Die geotechnischen Eigenschaften des Untergrundes werden im folgenden zusammenfassend behandelt. Die Beschreibungen der Fest- und Lockergesteine können ingenieurgeologische, fels- und bodenmechanische Spezialuntersuchungen für bestimmte Baumaßnahmen nicht ersetzen.

Nach Geologie und Morphologie lassen sich im Blattgebiet Kleinenberg zwei größere Einheiten unterscheiden: Der östliche Bereich ist dem Eggegebirge im weiteren Sinne zuzurechnen, während der westliche Bereich noch zur Paderborner Hochfläche gehört. Diese Einheiten können durch die unterschiedliche Gesteinszusammensetzung und auch durch eine deutlich voneinander abweichende tektonische Überprägung (vor allem im Ostteil) gegeneinander abgegrenzt werden.

7.1 Festgesteine

7.1.1 Gesteine des Zechsteins

Die Festgesteine des Zechsteins in dem etwa 3 km² großen Vorkommen zu beiden Seiten des Dahlbachs am südlichen Rand des Blattgebiets bestehen in der Hauptsache aus einer Kalk-/Dolomitsteinfohle von plattiger, bankiger und auch massiger Ausbildung. In untergeordnetem Maße sind geringmächtige Ton- und Schluffsteinlagen zwischengeschaltet.

Der Verwitterungsgrad ist wegen der geringen Anzahl von Aufschlüssen nur allgemein zu beurteilen. Die Kalk- und Dolomitsteine sind überwiegend fest und wenig verwitterungsanfällig. Die meist nur geringmächtigen Tonsteineinlagerungen können jedoch nach Freilegung schnell zerfallen. In den Kalksteinen sind zwar Verkarstungserscheinungen zu beobachten, doch wurden bisher im Blattgebiet keine Erdfälle festgestellt. Die Zone stärkerer Gesteinsauflockerung reicht etwa 0,5 – 2 m unter die Felsoberfläche.

An natürlichen Trennflächen treten Schicht- und Kluffflächen auf. Die Schichtflächen fallen generell mit nur wenigen Grad nach Nordosten ein. Die Abstände der einzelnen Flächen betragen in den kalkigen Serien bis zu mehreren Dezimetern; die Dolomitsteine sind hingegen engständig geschichtet. Die meist steilstehenden Klüfte erstrecken sich im Dezimeter- bis Meterbereich, wobei sie teilweise in nur geringen Abständen auftreten.

Gesteinsausbildung, Verwitterungsgrad und Trennflächengefüge bestimmen in der Hauptsache das Verhalten des Gebirges, zum Beispiel bei Bauwerksgründungen oder Anschnitten. Die Gebirgsfestigkeiten (E-Werte) für den unverwitterten Fels betragen für die Kalk- und Dolomitsteine (mit Ausnahme bei Tonsteinlagerungen) größenordnungsmäßig 300 – 800 MN/m². In der verwitterten oberflächennahen Auflockerungszone können die Werte auf 100 – 50 MN/m² absinken. Die Kalk- und Dolomitsteine sind nach DIN 18 300 der Klasse 7 (schwer lösbarer Fels), die Gesteine der oberflächennahen Verwitterungszone der Klasse 6 (leicht lösbarer Fels) zuzuordnen.

Bei Bauwerksgründungen – auch am Hang – sollte die Gründungssohle möglichst einheitlich im Fels liegen. Dies gilt besonders für setzungsempfindliche Bauwerke bei hoher Belastung. Treten in der Gründungssohle teilweise auch Verwitterungslehme auf, so sind diese auszuräumen und durch Magerbeton zu ersetzen. In Kalksteinen können durch Verkarstung Hohlräume auftreten, worauf besonders zu achten ist. Bei Gründungen am Hang muß an der Talseite eventuell mit Pfeilern, Brunnen oder Pfählen, die den Hanglehm durchteufen, gerechnet werden. Für Fundamentdimensionierung und Bodenpressung wird auf DIN 1054 hingewiesen, für die Anlage von Dränagen auf DIN 4095 und für die Herstellung von Baugruben auf DIN 4124.

Für die Standsicherheit von Böschungen ist neben dem Grad der Verwitterung und Auflockerung des Gebirges vor allem das Trennflächengefüge entscheidend. Bei der Anlage einer Böschung im Fels ist unter anderem darauf zu achten, daß keine Trennflächen von größerer Erstreckung durch die Böschung unter Schnitten werden. Dies gilt auch für Verschneidungslinien, die beim Aufeinandertreffen zweier Trennflächen entstehen, wodurch keilförmige Ausbrüche möglich sind.

Die Kalk- und Dolomitsteine sind als Straßen- und Wegebaumaterial in abgestufter Körnung meist gut geeignet. Die Wasserwegsamkeit im Gebirge ist infolge der ausgeprägten Klüftigkeit – teilweise auch durch Karsthohlräume in Form unregelmäßiger Klufferweiterungen – gut.

7.1.2 Gesteine der Trias (Buntsandstein)

Gesteine des Buntsandsteins sind in der östlichen Hälfte des Blattgebiets weit verbreitet. Es handelt sich im wesentlichen um Ton- und Schluffsteine (mit Sandsteineinlagerungen) des Oberen Buntsandsteins (Röt), um mittel- bis grobkörnige Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins sowie um Ton-, Schluff- und Feinsandsteine des Unteren Buntsandsteins.

Das Trennflächengefüge in den Sandsteinen wird von Schicht-, Kluft- und Störungsflächen bestimmt. Die Schichtflächen, die in Dezimeter- bis Meterabständen auftreten, liegen meist flach; nur in der Nachbarschaft von Störungen können auch Schichtenverbiegungen auftreten. Die Klüfte stehen überwiegend steil und erstrecken sich bis zu mehreren Metern. Die ebenfalls steilstehenden Störungen sind teilweise bis zu einigen Kilometern zu verfolgen. In den Ton- und Schluffsteinen kommen demgegenüber deutlich weniger Trennflächen vor.

Die Verwitterung der Sandsteine reicht von wenigen Dezimetern bis etwa 2 m unter die Felsoberfläche und zeigt sich an einer deutlichen Gesteinsentfestigung und Auflockerung an Trennflächen. In Bereichen stärkerer tektonischer Beanspruchung – wie zum Beispiel im Südosten des Blattgebiets – kann die Gesteinsentfestigung bis über 10 m unter die Felsoberfläche reichen, so daß dort die Sandsteine zu Sand verwittert sein können. Die Tonsteine sind teilweise bis zu 3 m unter der Felsoberfläche verwittert.

Folgende Gebirgsfestigkeiten (E-Werte) werden geschätzt:

Sandstein in unverwittertem Zustand: 300 – 2 000 MN/m²

Sandstein in verwittertem Zustand: 50 – 200 MN/m²

Ton- bis Schluffstein in unverwittertem Zustand: 100 – 200 MN/m²

Ton- bis Schluffstein in verwittertem Zustand: 20 – 100 MN/m².

Bezüglich ihrer Lösbarkeit sind die Sandsteine nach DIN 18 300 überwiegend der Klasse 7 (schwer lösbarer Fels), die Ton- bis Schluffsteine den Klassen 6 und 5 (leicht lösbarer Fels, schwer lösbare Bodenarten) zuzuordnen.

Für Bauwerksgründungen gelten für die Sandsteine im wesentlichen die in Kapitel 7.1.1 getroffenen Aussagen. Die Ton- und Schluffsteine sind in allgemeinen Gründungstiefen meist zu bindigem Lockergestein verwittert. Vor allem unter Wassereinwirkung ist dies besonders zu berücksichtigen, da diese Lockergesteine zu Staunässebildung und zum Aufweichen neigen. Für Fundamentdimensionierung und Bodenpressung wird auf DIN 1054, für die Anlage von Drainage auf DIN 4095 und für die Herstellung von Baugruben auf DIN 4124 hingewiesen.

Bei der Anlage einer Böschung in unverwittertem Fels ist unter anderem darauf zu achten, daß keine Trennflächen größerer Erstreckung unterschritten werden. Dies gilt auch für Verschneidungslinien, die beim Aufeinandertreffen zweier Trennflächen entstehen, wobei sich keilförmige Ausbrüche bilden können.

Die Sandsteine eignen sich als Baurohstoff und als Wegebaumaterial; die tonig-schluffigen Abfolgen sind dafür nicht zu verwenden, da sie unter Wassereinfluß ihre Konsistenz ändern. Die Sandsteine besitzen eine große Wasserwegsamkeit auf Kluft- und Schichtflächen, deren Ausbildung (Öffnung, Ausfüllung, Erstreckung, Häufigkeit) dafür entscheidend ist. Die Ton- bis Schluffsteinfolgen sind nur gering durchlässig, abgesehen in Zonen stärkerer Auflockerung in der Nähe von Störungen.

7.1.3 Gesteine der Kreide

Kreidezeitliche Gesteine sind in der Westhälfte und im Nordosten des Blattgebiets verbreitet. Hierbei handelt es sich um Sandsteine der Unterkreide (Osning- und Gault-Sandstein) und um Kalk-, Mergelkalk-, Kalkmergelsteine des Cenomans und Turons

(Oberkreide). Die Gesteine sind im allgemeinen gut geschichtet, was sich in der plattigen, dünn- und dickbankigen Ausbildung zeigt.

Das Trennflächengefüge wird bestimmt durch Schicht- und Kluffflächen sowie durch einzelne Störungen. Die Schichtflächen fallen generell mit etwa 2° , maximal mit etwa 5° nach Nordwesten ein, erstrecken sich oft über viele Meter und treten in gegenseitigen Abständen von wenigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern auf. Die Schichtoberflächen sind überwiegend uneben bis wellig ausgebildet. Die Klüfte treten bevorzugt in Nord – Süd-, Nordost – Südwest- und Nordwest – Südost-Richtung auf und stehen meist steil. Sie erstrecken sich in der Regel über viele Gesteinsbänke und treten engständig (im Abstand von Zentimetern bis zu wenigen Dezimetern) auf. Es kommen aber auch Klüfte von größerer Erstreckung bis zu mehreren Metern vor. Insbesondere in der Nähe der Felsoberfläche können die Klüfte in den Kalk- und Mergelkalksteinen zu Spalten im Millimeter- bis auch Dezimeterbereich geöffnet sein. Stellenweise sind diese Spalten mit eingespültem oder eingestürzt schluffig-tonigen Lockermaterial erfüllt. Störungen sind insbesondere im mittleren und östlichen Blattgebiet nachgewiesen; sie stehen durchweg steil und streichen in Nord – Süd-Richtung.

Die Verwitterung der mergelig-kalkigen Gesteinsfolgen reicht von wenigen Dezimetern bis 3 m, bei überwiegend kalkiger Ausbildung bis etwa 2 m unter die Felsoberfläche. Die Verwitterung zeigt sich in der ausgeprägten Gesteinsentfestigung sowie der Auflockerung an Trennflächen. In den Kalk- und auch Mergelkalksteinen sind durch Kalklösung einzelne Klüfte zu unregelmäßig geformten Spalten erweitert, die zum Teil viele Meter unter Gelände reichen können. So entstehen auch in größeren Tiefen Hohlräume, in die hangendes Material nachbrechen kann und dadurch an der Oberfläche Erdfälle hervorrufen (vgl. Kap. 4.1.4).

Die Gebirgsfestigkeiten (E-Werte) liegen in den belastungsunempfindlichen, unverwitterten kalkigen bis mergelig-kalkigen Gesteinen zwischen 700 und 2 000 MN/m², in den kalkig-mergeligen und mergeligen Folgen zwischen 300 und 600 MN/m² und in den Sandsteinen zwischen 300 und 1 000 MN/m². In der oberflächennahen Auflockerungszone sinken die E-Werte zur Felsoberfläche hin deutlich bis auf 200 – 50 MN/m² ab. Bezüglich ihrer Lösbarkeit werden die Kalk-, Mergelkalk- und Sandsteine nach DIN 18 300 überwiegend der Klasse 7 (schwer lösbarer Fels), die Kalkmergelsteine überwiegend der Klasse 6 (leicht lösbarer Fels) zugeordnet; die oberflächennahe Auflockerungszone (unter der Lockergesteinsüberdeckung) ist ebenfalls der Klasse 6 zuzurechnen.

Für Gründungen gelten im wesentlichen die in Kapitel 7.1.1 getroffenen Aussagen. Im Verbreitungsgebiet der kreidezeitlichen Festgesteine ist allerdings stets darauf zu achten, ob im Gründungsbereich offene oder auch verfüllte Spalten oder gar größere Karsthohlräume vorhanden sind. Dann werden zusätzliche Gründungsmaßnahmen erforderlich, wie zum Beispiel Untergrundverpressung mit Zementsuspension, Tieferlegung des Gründungsniveaus oder Überbrückung des gestörten Bereichs durch zusätzlich bewehrte Fundamente.

Durch die oft regelmäßige Raumstellung der Trennflächen in den kreidezeitlichen Festgesteinen – Kluffflächen meist steil, Schichtflächen nahezu horizontal – und deren Erstreckung können Böschungen dem Trennflächengefüge angepaßt werden. Allerdings ist entsprechend dem Auflockerungsgrad des Gebirges, insbesondere in der Nähe der natürlichen Felsoberfläche, mit Steinschlag zu rechnen.

Die Kalksteine, Mergelkalksteine, Kalkmergelsteine und Sandsteine sind als Straßen- und Wegebaumaterial in abgestufter Körnung teilweise gut geeignet. Die Verwitterungsanfälligkeit nimmt jedoch mit zunehmendem Tongehalt und abnehmendem Kalkgehalt zu. Die Wasserwegsamkeit der Kreide-Ablagerungen ist infolge der teilweise ausgeprägten Klüftigkeit und gelegentlich durch Karsthohlräume (Kalksteine) – häufig in Form von unregelmäßigen Klüfterweiterungen – gut.

7.2 Lockergesteine

Die quartärzeitlichen Lockergesteine setzen sich in der Hauptsache aus sandig-kiesigen Ablagerungen (Flußterrassen), aus Steinen, Sand, Schluff und Ton (Hanglehme, Lößdecke und Fließerden) sowie aus Schluff (Auenlehm) und moorigen Ablagerungen im Verbreitungsgebiet der Flußauen zusammen.

Die im Diemeltal verbreiteten Kiese und Sande sind teilweise von größeren Schottern durchsetzt und können bis zu 5 m mächtig werden. Sie sind somit als tragfähiger Baugrund gut geeignet. Jedoch sind auch Einlagerungen von Schluff, Ton und Anmoor möglich, worauf bei Erkundungen besonders zu achten ist. Infolge des meist nur geringen Flurabstandes des Grundwassers können besondere Gründungsmaßnahmen erforderlich werden. Der E-Modul kann 70 – 120 MN/m² erreichen. Nach DIN 18 300 sind die Sande und Kiese der Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) zuzuordnen. Dieses Material ist zur Dammschüttung gut geeignet. Die in Höhen von 10–30 m über Talniveau der Diemel gelegentlich vorkommenden Mittelterrassenablagerungen, die bis zu 6,5 m mächtig sein können, sind nur von lokaler Bedeutung.

Die an den Talflanken der Diemel und einiger weiterer Flüsse und Bäche auftretenden Hanglehme und Fließerden erreichen in höheren Lagen Mächtigkeiten von 1 – 3 m; in den Unterhanglagen können stellenweise Mächtigkeiten bis 15 m auftreten. Sie setzen sich vorwiegend aus Schluffen und Tonen sowie auch Sanden zusammen mit einem zeitweise stark wechselnden Anteil von großen Felsblöcken (= Hangschutt). Bei Gründungen ist auf eine möglichst einheitliche Ausbildung der Substrate im Bereich der Gründungssohle zu achten. Wegen des manchmal hohen Anteils an Schluffen und Tonen sollten die für die Gründung zweckmäßigen Streifenfundamente konstruktiv bewehrt werden. Da Fließerden und Hanglehme teilweise wasserempfindlich sind, dürfen Baugruben nicht lange offen stehen; wenn sich dies trotzdem ergibt, können sie zum Beispiel mit einer Magerbetonschicht abgedeckt werden. Fließerde und Hanglehm sind nach DIN 18 300 den Bodenklassen 4 oder 5 (mittelschwer bzw. schwer lösbare Bodenarten) zuzuordnen.

Die in den Talbereichen auftretenden Auenlehme bestehen vorwiegend aus Schluff, der lagenweise tonig oder feinsandig, manchmal auch humos oder moorig ausgebildet sein kann. Gründungen in diesen bis 3,5 m mächtigen Talsedimenten sollten – wenn überhaupt – mit Plattenfundamenten oder einem Rost vorgenommen werden. Streifenfundamente können dann von Vorteil sein, wenn der Baugrund teilweise durch Kiessand ersetzt wird. Da normalerweise das Grundwasser hoch steht, ist bei Gründungen mit einer Wasserhaltung zu rechnen; es kann auch eine Gründung mittels Brunnen oder Pfählen in tiefer liegenden Schichten (Kies, Fels) erwogen werden. Der E-Modul liegt je nach Zusammensetzung bei 7 – 10 MN/m² und kann bei hohem Anteil humoser Beimengungen auch darunter liegen. Diese Sedimente sind als Baumaterial praktisch nicht geeignet und gehören nach DIN 18 300 überwiegend der Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) an.

In den Talauen und in einigen höher gelegenen Gebieten sind bereichsweise auch Moore und Anmoore verbreitet, die aus weichen, humusreichen Ablagerungen bestehen. Diese zeichnen sich durch hohe Wassergehalte und große Kompressibilität aus und sind als Baugrund nicht geeignet. Bei Gründungen sind sie deshalb auszuräumen und beispielsweise durch Kiessand zu ersetzen.

Für Baumaßnahmen im Bereich der Lockergesteine sind die im Kapitel 7.1.1 und 7.1.2 genannten DIN-Normen zu beachten.

7.3 Allgemeine Hinweise

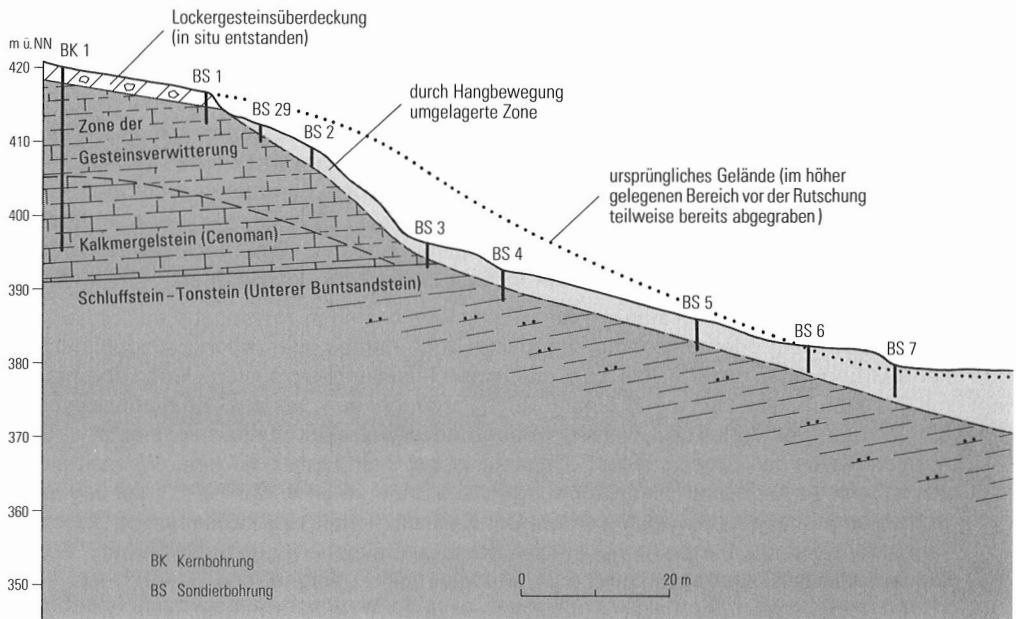
Bei Baumaßnahmen, insbesondere bei Gründungen ist zu beachten, daß die Frostein-dringtiefe im Boden 1–2 m betragen kann. Das Blattgebiet Kleinenberg liegt nach der Übersichtskarte der DIN 4149 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) außerhalb aktiver Erdbebenzonen.

7.4 Rutschung bei Blankenrode vom 17. Juli 1965

Am 17. Juli 1965 ereignete sich etwa 1,5 km südwestlich der Gemeinde Blankenrode an einem nach Südosten exponierten Hang des Wäscheberges eine großflächige Hangrutschung. Der gerutschte Hangbereich umfaßt ein Gebiet von 4 ha und liegt zwischen R 34 92 680 und 93 020 sowie H 57 10 200 und 10 480. Die allgemeine Hangneigung beträgt

NW

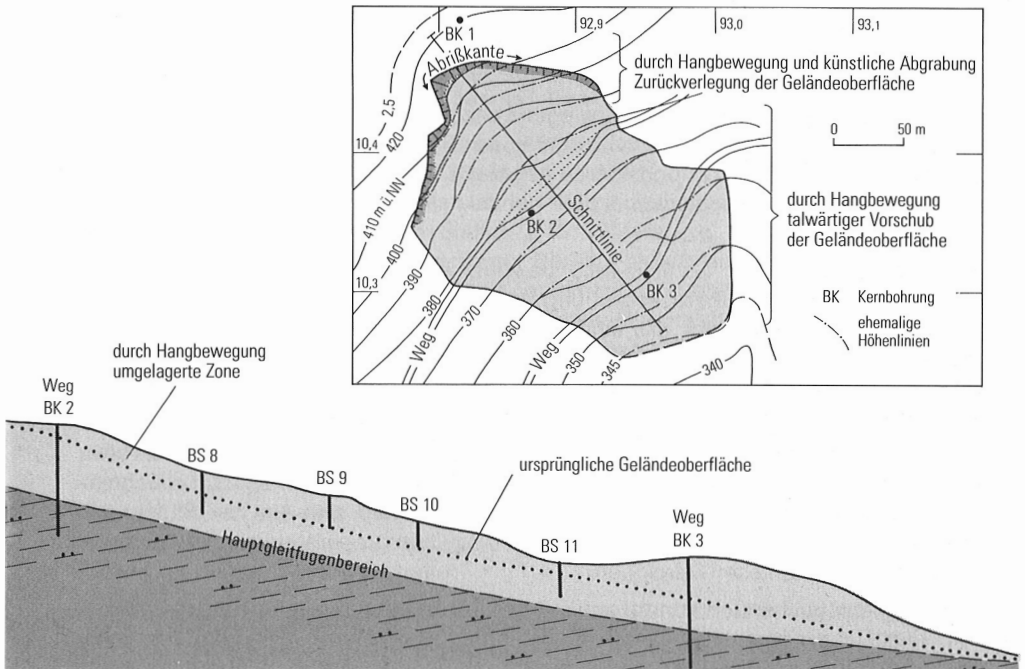
Abb. 14 Rutschung bei Blankenrode (17. Juli 1965)



15°, wobei unterhalb des Abrisses 30–40°, im Bereich des Forstweges (Waldlehrpfad) um 5° und im tieferen Teil 10–20° gemessen wurden. Insgesamt weist der Hang nach der Rutschung am 17. Juli 1965 ein stufenförmiges Profil auf, das sich bis heute nicht wesentlich verändert hat. Der obere Teil des Rutschgebiets ist teilweise frei von Vegetation, teilweise mit niedrigen Büschen, der untere Bereich mit bis zu 40 Jahren alten Buchen bestanden, die durch die Hangbewegung häufig in unterschiedliche Richtungen verstellt worden sind.

Am 16. Juli 1965 fiel in 2 ½ Stunden 135 mm Niederschlag. Das langjährige Mittel liegt bei 820 mm/Jahr. Die extrem hohen Regenfälle verursachten kurzfristig stärkere Aufweichungen im Untergrund des Hanges, der im oberen, steileren Abschnitt aus grauen bis gelbbraunen, an der Basis auch sandigen Kalkmergelsteinen des Cenomans (Cenoman-Mergel) aufgebaut ist (Abb. 14). Das Gestein ist dort (Kernbohrung 1) bis etwa 15 m unter Gelände stark entfestigt und aufgelockert – lagenweise (bis ca. 4 m) zu einem entkalkten Ton-Schluffgemisch. Die deutliche Zerlegung des Gesteinsverbandes durch Schicht- und Klufflächen reicht bis mindestens 25 m unter Gelände. Die Schichtflächen fallen mit 2–5° nach Nordwesten ein. Im Bereich der Kernbohrung 1, also etwas oberhalb des eigentlichen Rutschgebiets, werden die Kalkmergelsteine von einem steinigen Schluff-Tongemenge (Verwitterungszone) in einer Mächtigkeit um 2 m überlagert. Bei der Rutschung wurden die Kalkmergelsteine freigelegt und infolge der Bewegung in einzelne kleine Schollen zerlegt, die verkippt und gedreht sind.

SE



Im tiefer liegenden Teil des Hanges streichen rotviolette, zum Teil auch grüngraue sandige Ton- und Schluffsteine des Unteren Buntsandsteins aus. Diese sind überwiegend schwach kalkhaltig, weitgehend entfestigt (bis etwa 13 m unter Gelände) und werden durch vereinzelte Sandsteinlagen unterteilt, die einige Zentimeter bis etwa 1,5 m mächtig sind. Die Sandsteine sind teilweise zu Mittel- und Feinsand entfestigt, der wasserführend sein kann. Sie fallen ebenfalls – entsprechend der allgemeinen Schichtlagerung in diesem Bereich – mit wenigen Grad flach nach Nordwesten ein.

Diese Schichtenfolge wird hier im Mittel- und Unterhangbereich von einer bis zu 5 m mächtigen „Deckschicht“ überlagert, die aus tonig-schluffigem, schwach karbonatischem rötlichen Lockergesteinsmaterial besteht, das teilweise fein- bis mittelsandig ausgebildet und mit kleinen Gesteinsbrocken durchsetzt ist. Die eingelagerten Gesteinsbröckchen (Kantenlänge bis um 1 cm) sind überwiegend gelbbraun gefärbt. In den Kern- und Sondierbohrungen ist zum großen Teil der ursprüngliche Gesteinsverband noch zu erkennen. Dies deutet darauf hin, daß diese Verwitterungsschicht durch die Hangbewegung nicht sehr weit transportiert wurde.

Für die Untersuchung der geotechnischen Verhältnisse wurde im Jahr 1975 zunächst der Rutschbereich topographisch neu aufgenommen. Der eigentlichen Erkundung dienten drei Kernbohrungen und 28 Sondierbohrungen sowie geologische Geländeaufnahmen. An ungestörten und gestörten Proben wurden im boden- und felsmechanischen Laboratorium des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen die wichtigsten Bodenkennwerte ermittelt.

Die Werte für die Wichte des feuchten Bodens, der etwa 5 m mächtigen „Deckschicht“ des Rutschhanges liegen zwischen 19,8 und 20,7 kN/m³, die des trockenen Bodens zwischen 15,2 und 17,1 kN/m³ (Kernbohrung 3). Der natürliche Wassergehalt wurde mit 15 – 30,5 % des Trockengewichts bestimmt (Kernbohrungen 2 und 3). Der Kalkgehalt liegt zwischen 0,82 und 6,5 % in der „Deckschicht“ und steigt darunter etwas an.

Nach den Kornverteilungskurven (überwiegend bezogen auf die „Deckschicht“), liegt der Tonanteil zwischen 10 und 30 %, selten bis 45 %, der Schluffanteil zwischen 25 und 50 % und die Sandanteile zwischen 25 und 45 %, selten bis 68 %. Der Winkel der inneren Reibung wurde mit $\varphi = 26^\circ$ (Plu) bestimmt, wobei eine Kohäsion von $c = 30 - 40 \text{ kN/m}^2$ festgestellt wurde.

Bei der Rutschung vom 17. Juli 1965 bewegte sich im höher gelegenen steilen Hangabschnitt die durch frühere Abgrabung und natürliche Verwitterung aufgelockerte oberflächennahe Bodenschicht mit einer Gesamtmächtigkeit bis ca. 3,5 m. Von der Bewegung waren auch zahlreiche Gesteinsschollen betroffen, deren ursprünglicher Verband bei der Untersuchung 1975 noch deutlich zu erkennen war und die größenordnungsmäßig jeweils 1 – 3 m³ umfassen.

Im flacheren (mittleren und unteren) Abschnitt der Rutschung bewegte sich eine bis etwa 10 m mächtige Bodenschicht zwischen 10 und gut 20 m talwärts und zwar nicht gleichmäßig, sondern bereichsweise unterschiedlich. Dadurch bildete sich ein von Stufen und flachen Abschnitten gekennzeichnetes Relief mit einzelnen grabenförmigen Eintiefungen und auch flachen abflußlosen Bereichen.

Der Hauptgleitfugenbereich konnte anhand der Bohrungen nicht eindeutig festgestellt werden, zeigt jedoch vermutlich den in Abbildung 14 dargestellten Verlauf. Sehr wahrscheinlich liegt die Gleitfuge unter teilweise auch bei den 1975 durchgeführten Untersu-

chungen noch wasserführenden Sandlagen im schluffig-tonigen Bodenmaterial (Kernbohrungen 2 und 3), das durch die Wasserführung aufgeweicht wurde.

Ausgelöst wurde die Rutschung durch die länger andauernden starken Niederschläge im Juli 1965, die bekanntlich auch in der weiteren Umgebung verschiedenartige Schäden verursacht haben (KARRENBERG 1968). Das Niederschlagswasser sickerte flächenhaft ein. Besonders die Sandeinlagerungen nahmen dabei viel Wasser auf. Diese Durchfeuchtung bewirkte eine Verminderung der Scherfestigkeiten der bindigen Schichten, und die über einem aufgeweichten Bereich („Hauptgleitfugenbereich“) mit wahrscheinlich breig-flüssiger Konsistenz gelegenen Bodenschichten setzten sich talwärts in Bewegung. Erfahrungsgemäß vermindert sich die Kohäsion solcher schluffig-tonigen Ablagerungen nach Durchfeuchtung bis zum Wert 0; auch der Winkel der inneren Reibung kann zurückgehen. Beispielsweise wurden für eine gleichzeitig aufgetretene Rutschung im Krögersgrund – etwa 2 km östlich der Rutschung Blankenrode (vgl. Kap. 3.7.2.9; KÜHN-VELTEN & DÜRO 1967) – in vergleichbarem Substrat durch Rückrechnung für den Zeitraum der Rutschung ein Winkel der inneren Reibung von $\varphi = 18,9^\circ$ bei Kohäsion $c=0$ ermittelt. Die Rutschung begünstigend wirkte sich vermutlich auch aus, daß im oberen Hangbereich über die durch frühere Abgrabungen der Kalkmergelsteine versteilte Böschung dem tiefer gelegenen Bereich der späteren Rutschung gezielt Wasser zugeführt wurde.

Südwestlich der Rutschung Blankenrode sind im Bereich des ausstreichenden Unteren Buntsandsteins, also bei vergleichbaren geologischen Verhältnissen, Anzeichen für zahlreiche ehemalige Rutschungen erkennbar, die sich vermutlich in geschichtlicher Zeit ereigneten. Solche Bereiche (wie auch das Gebiet der Rutschung Blankenrode) sind nach der Umlagerung zunächst als stabil anzusehen. Unter der Einwirkung außergewöhnlicher, langandauernder Niederschläge sind jedoch erneute Hangbewegungen möglich.

8 Böden (H. DAHM-ARENS)

Im Blattgebiet haben zahlreiche Bodenbildungsfaktoren, die zudem in unterschiedlicher Kombination und Intensität wirksam gewesen sind, zu einem großen Formenreichtum der Böden geführt. Die Bodenverhältnisse des Blattgebiets Kleinenberg sind differenziert im nordöstlichen Quadranten des Blattes L 4518 Marsberg (1988) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 dargestellt. Darüber hinaus sind ausführliche Beschreibungen der Böden des Blattgebiets und seiner Umgebung veröffentlicht (DAHM-ARENS 1979, 1983, 1985, 1989). Um die Zahl der Bodeneinheiten in der Abbildung 15 überschaubar zu halten, wurden die Böden in elf Bodengesellschaften, entsprechend der Bodensystematik, zusammengestellt.

8.1 Böden aus Gesteinen des Zechsteins und der Oberkreide

Auf den flachgründig verwitterten Mergelkalk- und Kalkmergelsteinen der Oberkreide im Westteil sowie auf den Kalk- und Dolomitsteinen des Zechsteins im Südwestteil des Blattgebiets sind relativ großflächig Rendzinen verbreitet. Sie sind vielfach mit basenreichen Braunerden vergesellschaftet.

Die Rendzinen sind ausgesprochene Trockenstandorte. Das Bodenprofil besteht nur aus zwei Horizonten, dem humosen A-Horizont und dem darunter folgenden C-Horizont, dem nicht oder schwach angewitterten Ausgangsgestein. Ihre Flachgründigkeit bedingt

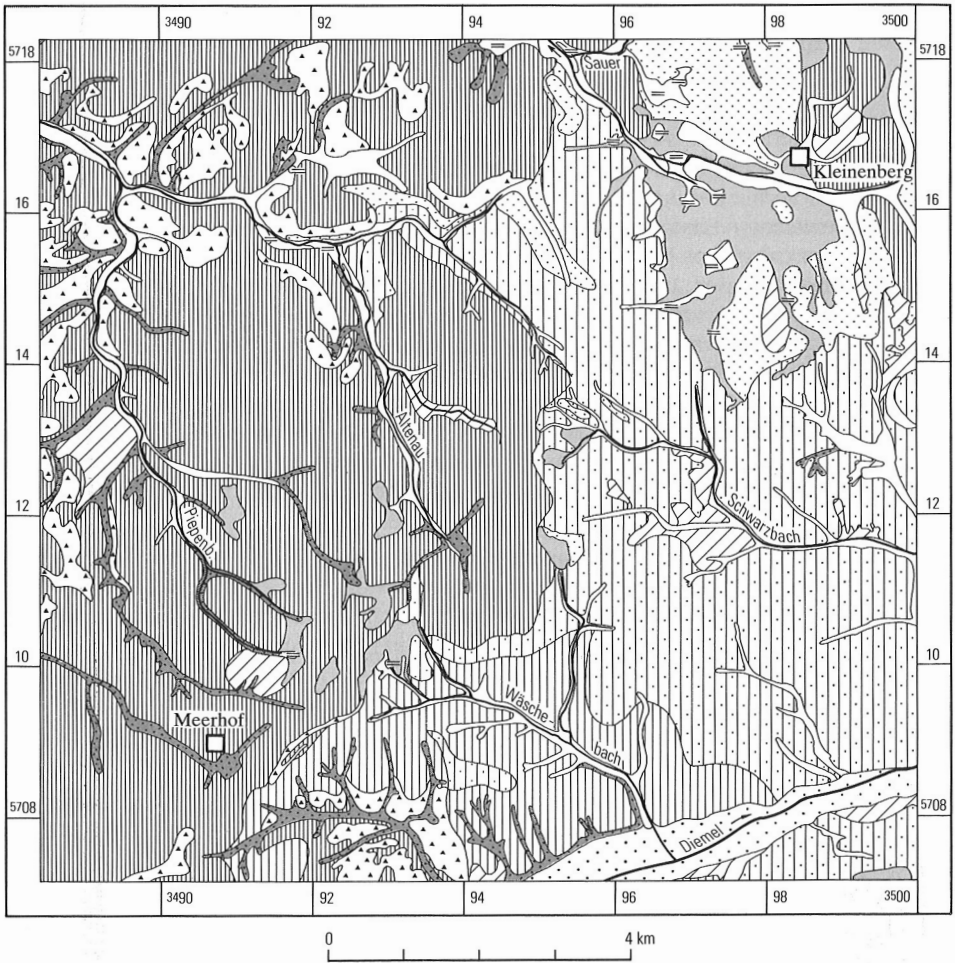


Abb. 15 Bodenkundliche Übersicht

ein nur geringes Wasserhaltevermögen. Bei landwirtschaftlicher Nutzung stehen damit der hohen Basensättigung, der tonig-lehmigen Bodenart und der guten Humusform – unter Wald handelt es sich meist um Mull mit engem C/N-Verhältnis – die Flachgründigkeit, der hohe Steingehalt und der ungünstige Wasserhaushalt gegenüber. Der größte Teil der Rendzinen steht jedoch unter Wald, fast ausschließlich unter Laubwald.

Die Übergangsbildungen Braunerde-Rendzina und Rendzina-Braunerde unterscheiden sich von den typischen Rendzinen im wesentlichen durch größere Profiltiefe. Unter dem humosen A-Horizont hat sich ein brauner Saum unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet, der als B_v -Horizont angesprochen werden muß. In den oberen Profiltteilen ist, bis auf das Bodenskelett, kein freies CaCO_3 enthalten. Demzufolge sind die chemischen Eigenschaften



steiniger toniger Lehm und lehmiger Ton,
z. T. kalkhaltig, 3 – 6 dm

Kalkmergel-, Mergelkalk-, Kalk- und Dolomitstein



steiniger sandig-toniger Lehm, z. T. kalkhaltig, 4 – 7 dm

Kalkmergel-, Mergelkalk-, Kalk- und Dolomitstein



steiniger lehmiger Sand, z. T. schluffig, 5 – 10 dm

Sandstein und Schluffstein



steiniger schwach lehmiger Sand 5 – 10 dm

Sandstein



steiniger schwach lehmiger Sand und Sand 3 – 8 dm

Sandstein



schluffiger Lehm 10 – 20 dm

Tonstein, Sandstein und Kalkstein



sandiger toniger Lehm und schluffiger Lehm,
z. T. steinig, 8 – 15 dm

Tonstein, Sandstein und Kalkstein



schluffiger Lehm 8 – 15 dm

Kies und Schotter



schluffiger Lehm und sandiger Lehm,
z. T. steinig, 8 – 12 dm

Tonstein, Sandstein und Kalkstein



Niedermoorort 4 – 10 dm

schluffiger und sandiger Lehm, z. T. steinig, 4 – 6 dm

Tonstein, Sandstein und Kalkstein



humoser schluffiger Lehm, z. T. steinig,
z. T. kalkhaltig, 8 – 12 dm

Kalkmergel-, Mergelkalk-, Kalk- und Dolomitstein

Rendzina

aus Kalkmergel-, Mergelkalk-, Kalk- und Dolomitstein (Oberkreide, Zechstein)

Basenreiche Braunerde

aus Kalkmergel-, Mergelkalk-, Kalk- und Dolomitstein (Oberkreide, Zechstein)

Basenarme Braunerde

aus Sand- und Schluffstein (Oberer Zechstein, Unterer Buntsandstein)

Podsol-Braunerde

aus Sandstein (Mittlerer Buntsandstein)

Podsol

aus Sandstein (Unterkreide)

Parabraunerde

aus Löss und Lössfließerden (Pleistozän)

Pseudogley

aus umgelagertem Verwitterungsmaterial und Lösslehm (Pleistozän) über Tonstein, Sandstein und Kalkstein (Kreide, Buntsandstein)

Auenboden

aus Flußablagerungen der Diemel (Holozän)

Gley

aus Bach- und Schwemmelehm der Bach- und Trockentäler (Holozän)

Niedermoor

aus Niedermoorort über Bach- und Flußablagerungen (Holozän)

Kolluvium

aus umgelagertem Verwitterungsmaterial und Lösslehm (Holozän, Pleistozän) der Bach- und Trockentäler

andere als die der Rendzinen. Sie weisen teils eutrophe, teils eu- bis mesotrophe Verhältnisse auf. Die Wasserhaltefähigkeit ist merklich höher, so daß sie ackerbaulich erfolgreicher genutzt werden können. Sie stellen jedoch ebenfalls trockene Standorte dar, die in ihrer Ertragsfähigkeit als Ackerland wenig befriedigen.

Die Rendzina-Braunerden aus den kalkhaltigen Gesteinen der Oberkreide und des Zechsteins leiten über zu den mittelgründigen Braunerden und diese wieder – meist am Hangfuß oder in Hangdellen, die Akkumulationslagen soliflukktiv oder erosiv bewegten Verwitterungsmaterials sind – zu den tiefgründigen basenreichen Braunerden. Landschaftlich und hinsichtlich des Ausgangsgesteins sind diese Böden eng benachbart mit den Rendzinen und durch fließende Übergänge als nahe verwandte Bodentypen innig mit diesen verbunden.

Bodenartlich handelt es sich um schwach tonigen Lehm mit einem mehr oder weniger hohen Steingehalt bis in die Krume, der das tonige Feinerdematerial auflockert und so die Stauung des Niederschlagswassers unterbindet. Vielfach ist im Oberboden ein geringer Schluffgehalt vorhanden, der auf Reste von Lößlehm zurückzuführen ist. Bei der tonreichen Feinsubstanz handelt es sich um Rückstandstone der Carbonatgesteinsverwitterung, die nur in sehr langen Zeiträumen die deckenförmige Anreicherung carbonatfreien Feinbodens erbracht hat. Möglicherweise sind auch präquartäre Verwitterungsreste als Bodenrelikte der Terra fusca – mit bis zu 70 % abschlämmbaren Bestandteilen ($< 0,002$ mm) – an der Zusammensetzung dieser Böden beteiligt. Stellenweise enthalten diese Braunerden Kalkmergelsteinschotter (Plänerschotter), die durch intensive (fossile) Verwitterung völlig entkalkt und zu sogenannten Hottensteinen umgewandelt sind. Auch haben diese Braunerden durch fortschreitende Verwitterung der im Solum enthaltenen Kalksteinbröckchen hohe nachschaffende Kraft. Die pH-Werte liegen stets über 5,5. Entsprechend eng gestaltet sich das C/N-Verhältnis mit Werten unter 20, was auf stickstoffreichere und bessere Humusform – mullartiger Moder bis Mull – schließen läßt. Die günstigen Trophieverhältnisse und die artenreiche Vegetation haben unter Wald mächtigere A_h -Horizonte entstehen lassen.

Diese eu- bis mesotrophen Braunerden mit anspruchsvoller Kraut- und Strauchvegetation sind ausgesprochene Edellaubholzstandorte. Sie sind fast ausnahmslos mit Altbuchenbeständen bestockt, zum Beispiel großflächig im Staatsforst Dalheim, denen stets Kirsche und Bergahorn beigemischt sind. Die hohen V-Werte (Basensättigung) von etwa 85 % bei S-Werten (Summe der austauschbaren basischen Kationen) von 11 mval/100 g Boden stehen mit der Vegetation in Einklang. Vielerorts werden die basenreichen Braunerden jedoch landwirtschaftlich genutzt. So dominiert im Gebiet von Meerhof, Oesdorf, Holtheim und Kleinenberg auf den weiten Verebnungsflächen der Ackerbau.

8.2 Böden aus Gesteinen des Buntsandsteins und der Unterkreide

Basenarme Braunerden aus Sand- und Schluffstein des Unteren Buntsandsteins (bis Oberen Zechsteins) kommen in exponierter, mäßig geneigter Lage südlich und östlich Oesdorf vor. Sie bestehen aus lehmigem Sand, schluffig-lehmigem Sand und schluffig-sandigem Lehm mit örtlich stark wechselndem Steingehalt meist bis in die Krume. Stellenweise sind im Oberboden Lößlehmreste enthalten. Vorherrschend ist eine mittlere Entwicklungstiefe; Erosionsgefahr ist auf allen Flächen gegeben. Die Böden sind locker, für Luft und Wasser gut durchlässig, leicht zu bearbeiten und deshalb seit sehr langer Zeit in

ackerbaulicher Nutzung. Bei genügender und gut abgewogener Düngung lassen sich selbst anspruchsvollere Getreidearten erfolgreich anbauen.

Podsol-Braunerden aus lehmigem Sand haben sich großflächig im östlichen Blattgebiet aus Sandstein des Mittleren Buntsandsteins gebildet. Der Stein- und Grusgehalt ist meist hoch und reicht bis in die Krume hinein. Dadurch wirken diese Böden locker, und der bodenartige Gesamtcharakter erscheint leichter als die abschlämmbaren Bestandteile anzeigen. Ihre Entwicklungstiefen sind weitgehend abhängig von der morphologischen Situation.

Größere Verbreitung haben die mittelgründigen Böden. Im allgemeinen nehmen sie die mäßig geneigten Hangflächen ein. Die relativ geringe Gründigkeit bedingt ein nur geringes Wasserhaltevermögen. Die Durchwurzelbarkeit ist jedoch nicht in jedem Fall mit der Gründigkeit identisch. Tiefwurzler können bei günstiger Schichtlagerung und Zerklüftung Wasser- und Nährstoffreserven aus dem Untergrund erschließen. Die Podsol-Braunerden mittlerer und geringer Entwicklungstiefe werden vorwiegend forstlich genutzt und sind sowohl mit Laubholz als auch mit Fichte bestockt. Es treten mesotrophe und meso- bis oligotrophe Humusformen auf. Moder und Rohhumusaufgaben fördern die Sauerhumusdurchschlämmung, was besonders unter Nadelholz im oberen Mineralboden podsolige Erscheinungen hervorruft. Diese Anfangsstadien der Podsolierung sind im Untersuchungsgebiet auf allen Braunerden, die aus Sandsteinen hervorgegangen sind, feststellbar. Der Podsolierungsgrad korrespondiert mit der Mächtigkeit des Auflagehumus. Podsolige Vorgänge, die zu einer Versauerung bis in den tieferen Unterboden führen, leiten über zu den Böden mit extremer Degradation, den Podsolen.

Die Böden großer Entwicklungstiefe haben meist einen relativ hohen Gehalt an Feinboden. Grus und Steine nehmen im Profil zur Tiefe hin zu, wobei die Skelettanteile stark wechseln. Ihr Verbreitungsgebiet erstreckt sich überwiegend auf Hangfußlagen, terrassenartige Talränder sowie Dellen oder große, weitgespannte Talanfänge. Merkmale frostdynamischer Vorgänge wie Eiskeile, Steineinregelungen und Aufpressungen sowie ihre weiträumig gleichbleibende Mächtigkeit sprechen dafür, daß es sich bei dem Substrat um Solifluktionsschutt und den sommerlichen Auftauboden des weichselzeitlichen Periglazials handelt. Die große Mächtigkeit – mitunter werden mehr als 4 m Lockermaterial angetroffen – und die günstige bodenartige Zusammensetzung ergeben einen ausgeglichenen Wasser- und Lufthaushalt. Aufgrund des größeren Solums verfügen sie über erhöhte Sorptionsfähigkeit, die ihrerseits zur Verbesserung der chemisch-physikalischen und biologischen Verhältnisse beitragen. Vernässungen lassen sich örtlich in wechselnder Tiefe feststellen. Ihre Ursache ist meist in Hangwasser oder in Hangnässe unmittelbar über dem Festgestein zu sehen.

Podsole aus Sand und schwach lehmigem Sand sowie ihre Übergangstypen zur Braunerde haben sich im Blattgebiet aus Sandstein der Unterkreide entwickelt. Die Verbreitung dieser Böden ist an den Bereich gebunden, in dem die Sandsteine an der Oberfläche anstehen. Es handelt sich dabei um die höheren Lagen im Staatsforst Hardehausen (Bentenberg, Nadel) und am Steinhügel nördlich Kleinenberg. Folge der exponierten Lage ist eine stets wirksame Erosion, die das Bodenmaterial in Kamm- und Oberhanglagen immer wieder abträgt und am Mittel- und Unterhang absetzt.

Die Profile in höheren Positionen sind stark steinig und nur flach- bis mittelgründig ohne deutliche Differenzierung. Erst in tieferen Lagen nimmt die Mächtigkeit des Solums zu, und

die Podsolentwicklung tritt profilmorphologisch in Erscheinung. Der Ausprägungsgrad ist relativ schwach. Selten sind die B-Horizonte verfestigt, und bisher konnte in keinem Profil Ortstein nachgewiesen werden. Es darf als wahrscheinlich angenommen werden, daß es sich um sekundäre Podsole handelt, denen ein kurzes Braunerdestadium vorausgegangen ist. Außerdem ist den Böden am Hangfuß vielfach bindigeres Material, stellenweise Lößlehm mit lokal stark wechselnden Anteilen, beigemischt. Untergeordnet ist auch fossiles Bodenmaterial, bestehend aus Graulehm-Plastosol-Bodenresten, mit eingemischt (DAHM 1958, 1982). Es beeinflusst deutlich die rezente Bodenbildung mit Tendenz zur Braunerde.

Die Podsole werden fast nur forstlich genutzt, da einmal die geringe Profiltiefe und der hohe Steinanteil sowie zum weiteren die exponierte Lage eine landwirtschaftliche Nutzung praktisch ausschließen. Es sind sehr schwach basenhaltige Standorte mit oligotrophen Verhältnissen (C/N-Werte um 27) und entsprechenden Humusformen.

8.3 Böden aus Ablagerungen des Quartärs

Es ist als gesichert anzunehmen, daß fast das gesamte Gebiet ehemals von einer geschlossenen Lößdecke überzogen war. Im letzten Glazial wurden die Hochflächen und exponierten Lagen weitgehend vom Löß befreit; in den Tälern, an den Unterhängen, in Mulden und Dellen reicherte sich das Lößmaterial an. In diesen Positionen konnten sich Parabraunerden entwickeln. Sie bestehen vorwiegend aus lehmigem Schluff und schluffigem Lehm. Der Tongehalt beträgt im Oberboden im Durchschnitt 15–20 % und nimmt im Unterboden auf 22–30 % zu. Zur Tiefe hin ist meist ein geringerer Stein- und Kiesgehalt festzustellen. Der an Ton verarmte lockere und infolge der durchmischenden Tätigkeit der Bodentiere schwach humose A₁-Horizont hebt sich durch seine aufgehellte Farbe deutlich von dem dichter gelagerten und bindigeren B₁-Horizont ab. Die Einschlämmung von Ton in den Unterboden führt zu einer sich fortlaufend steigernden Verdichtung, wodurch die Sickerwasserbewegung verzögert wird und vielfach Pseudogleybildungen auftreten. Fast alle im Untersuchungsgebiet vorkommenden Parabraunerden zeigen im Unterboden Staunässeeinfluß, dessen Ausprägungsbild bei den Parabraunerden aus umgelagertem Lößlehm, meist soliflukktiv vermengt mit Hanglehm, am deutlichsten ist. Die Parabraunerden aus Löß und Lößfließerden gehören zu den besten Böden des Gebiets. Wegen ihrer hohen Fruchtbarkeit werden sie meist landwirtschaftlich genutzt.

Pseudogleye haben sich im Blattgebiet aus dichtgelagerten ton- und schluffreichen Substraten, die das Niederschlagswasser stauen, gebildet. Der Vernässungsbereich beginnt meist an der Bodenoberfläche und reicht allgemein nicht tiefer als 1,3 m. Die Vernässungsperioden fallen mit den Zeiten starker Niederschläge und geringer Verdunstung (Herbst bis Frühjahr) zusammen. In der Vegetationszeit dagegen kommt es oft zu starker Austrocknung (Zementierung). Demzufolge stellen diese Böden wechselfeuchte Standorte dar.

Im Blattgebiet kommen sowohl primäre als auch sekundäre Pseudogleye vor. Die primären Pseudogleye haben sich zum einen aus geologisch zweischichtigen Profilen entwickelt – vor allem im Bereich der pleistozänen Solifluktsdecken über älteren Gesteinen – und zum anderen aus sehr bindigen Substraten, zum Beispiel aus verwittertem Tonstein des Oberen Buntsandsteins im Umkreis von Kleinenberg. Die sekundären Pseudogleye entwickelten sich dagegen durch pedogene Prozesse, vorwiegend durch

Tonverlagerung, wobei sich durch Tonanreicherung im B₁-Horizont ein geringdurchlässiger verdichteter Unterboden gebildet hat, der als Staukörper die Pseudovergleyung begünstigte.

Substrate für sekundäre Pseudogleye sind im Blattgebiet Löß und Lößfließerden. Solche Böden sind jedoch nicht sehr weit verbreitet, da in den meisten Fällen noch die vorhergehende Parabraunerdeentwicklung deutlich zu erkennen ist und die Böden dementsprechend benannt werden, zum Beispiel Pseudogley-Parabraunerde und Parabraunerde-Pseudogley.

Auf dem meist ebenen oder schwach geneigten Gelände sind bei den hohen Niederschlägen die Böden schnell mit Wasser übersättigt, so daß es zu Wasserstau an der Oberfläche kommt. Auch sind die Naßphasen in den ebenen und schwach muldigen Lagen recht lang, wodurch die Bearbeitung dieser Flächen erschwert wird. Eine Dränung ist deshalb empfehlenswert. Sie schaltet die Ertragsunsicherheit weitgehend aus.

Auenböden haben sich nur im Diemeltal entwickelt. Sie gehören zu den semiterrestrischen Böden, deren Ausbildung durch periodische Überschwemmung und einen stark schwankenden Grundwasserspiegel in Abhängigkeit von der Wasserführung des Flusses geprägt ist. Die übrigen Bildungsfaktoren treten im Vergleich dazu zurück. Sie begleiten die Diemel zu beiden Seiten in ebenen Streifen wechselnder Breite. Unterbrochen werden sie nur durch Altwasserrinnen und durch schmale Tälichen der zufließenden Bäche. Sie sind junge Bildungen, die sich aus erodiertem, meist schluffigem Bodenmaterial des Einzugsgebiets zusammensetzen, das sich bei Hochwässern über Kiesen und Schottern abgesetzt hat. Infolge der Zufuhr von Basen, zum Teil sogar von CaCO₃, ist die Reaktion überall neutral. Die Auenböden sind natürliche Grünlandstandorte. Durch Flußregulierung und umfangreiche Baumaßnahmen sind nur noch die tiefer gelegenen Flächen hochwassergefährdet. So kommt es, daß die Auenböden heute vorwiegend ackerbaulich genutzt werden.

In den tiefer liegenden Altwasserrinnen der Aue und in den Seitentälchen haben sich Auengleye entwickelt. Infolge des hoch anstehenden Grundwassers und der schlufftonigen Zusammensetzung haben diese Böden meist Naßgleycharakter. In den verlandeten Flußschlingen sind sogar kleinflächig anmoorige Bildungen anzutreffen.

Typische Gleye haben sich im Blattgebiet vorwiegend im Verbreitungsgebiet junger (holozäner) Bachablagerungen entwickelt. Der Grundwasserstand in diesen Böden stimmt weitgehend mit dem Wasserstand der Bäche überein und ist den natürlichen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. In der überwiegenden Zeit des Jahres liegt er zwischen 0,4 und 0,8 m unter Flur. Er steht im Frühjahr, vor Beginn der Vegetationsperiode, am höchsten und erreicht im Herbst, am Ende der Vegetationsperiode, seinen Tiefstand.

Oft weisen die engen Bachtäler starke Unebenheiten auf, die vielfach auf Hangrutschungen oder auf Schuttfächer der seitlich zusitzenden und im Sommer meist trockenfallenden Siepen zurückzuführen sind. Nicht selten haben sich bei starkem Gefälle die Bäche 2–3 m tief in die lockere Talfüllung eingeschnitten, so zum Beispiel die Altenau und nördlich Blankenrode der Piepenbach. Die Böden dieser Bereiche zeigen infolge der tiefen natürlichen Dränung vielfach Übergänge zu Gley-Braunerden bei entsprechender Tiefe des Grundwasserstands. Die natürliche Nutzung der Gleye ist Grünland.

Niedermoores aus jungen Torfen, die unmittelbar an der Oberfläche anstehen, konnten im Blattgebiet nur auf wenigen Flächen beobachtet werden. Sie kommen im Randbereich der Bachtäler, in alten Flußschlingen und in flachen Mulden vor, in denen das Grundwasser oder Hangwasser dauernd an oder über der Oberfläche steht. Die Mächtigkeit der

Torfschicht wechselt bei den einzelnen Vorkommen stark. Sie beträgt meist weniger als 1 m. Vielfach macht sie auch nur eine dünne Decke bis zu 4 dm aus, so daß Übergangsbildungen zum Moorgley und Anmoorgley vorliegen. Die Basis besteht vorwiegend aus Schluff mit abgerollten Steinen unterschiedlicher Größe und Zahl (z. B. Schwemmlehm). Kleinflächig haben sich infolge schlechter Wasserversorgung aus dem Grundwasser durch Hochwachsen aus den Niedermooren Zwischenmoore in Richtung auf flache Hochmoore entwickelt. Ein Beispiel dafür ist südwestlich Kleinenberg am Rande der Fischteiche zu finden.

Die Mooregebiete gehören zu den nur extensiv genutzten Flächen. Das kleine Zwischenmoor bei Kleinenberg steht zur Zeit unter Wald, wogegen die Niedermoore als Grünland genutzt werden, und zwar vorzugsweise als Mähwiesen, da sie wegen mangelnder Trittfestigkeit nur eingeschränkt beweidet werden können.

In den Trockentälern, Rinnen und Hangdellen sowie auf Terrassenflächen und Verebnungen ist vielfach zusammengeschwemmtes Bodenmaterial anzutreffen, das infolge Erosion durch Wasser von den Hängen abgespült wurde. Eine neue Bodenbildung hat am Ort der Ablagerung noch nicht oder kaum eingesetzt. Diese Böden werden als Kolluvien bezeichnet. Überwiegend sind sie aus dem Solum von Parabraunerden der ehemaligen Lößdecke und von Braunerden des Verwitterungsmaterials der Kalksteinoberfläche hervorgegangen. Entsprechend ihrer Herkunft bestehen diese Sedimente aus einem teils tonigen, teils sandigen Schluff, dem geringe Mengen an Steinen oder Kies des unmittelbar oder höher am Hang austreichenden Untergrundes beigemischt sind. Stärkere Humusanteile sind stets in den oberen, mehrere Dezimeter betragenden Profiltteilen festzustellen. Dazu kommt, daß die Sedimente basenreich, vielfach sogar sekundär aufgekalkt worden sind und stellenweise heute noch durch Wassereinfluß mit Kalk angereichert werden. Die Folge ist, daß Einflüsse der übrigen Bildungsfaktoren im Profilbild optisch nicht wirksam werden können. Grundwasser ist in auf die Bodenbildung einflußnehmender Tiefe kaum ermittelt worden. Lediglich bei extremen Niederschlägen führen die Rinnen Wasser. Meist sind die Kolluvien bis in eine Tiefe über 2 m gleichmäßig braun, schwach humos, gut durchlüftet und biologisch aktiv. Sie werden bevorzugt als Grünland genutzt, stehen aber auch stellenweise unter Wald.

9 Aufschlüsse und Bohrungen

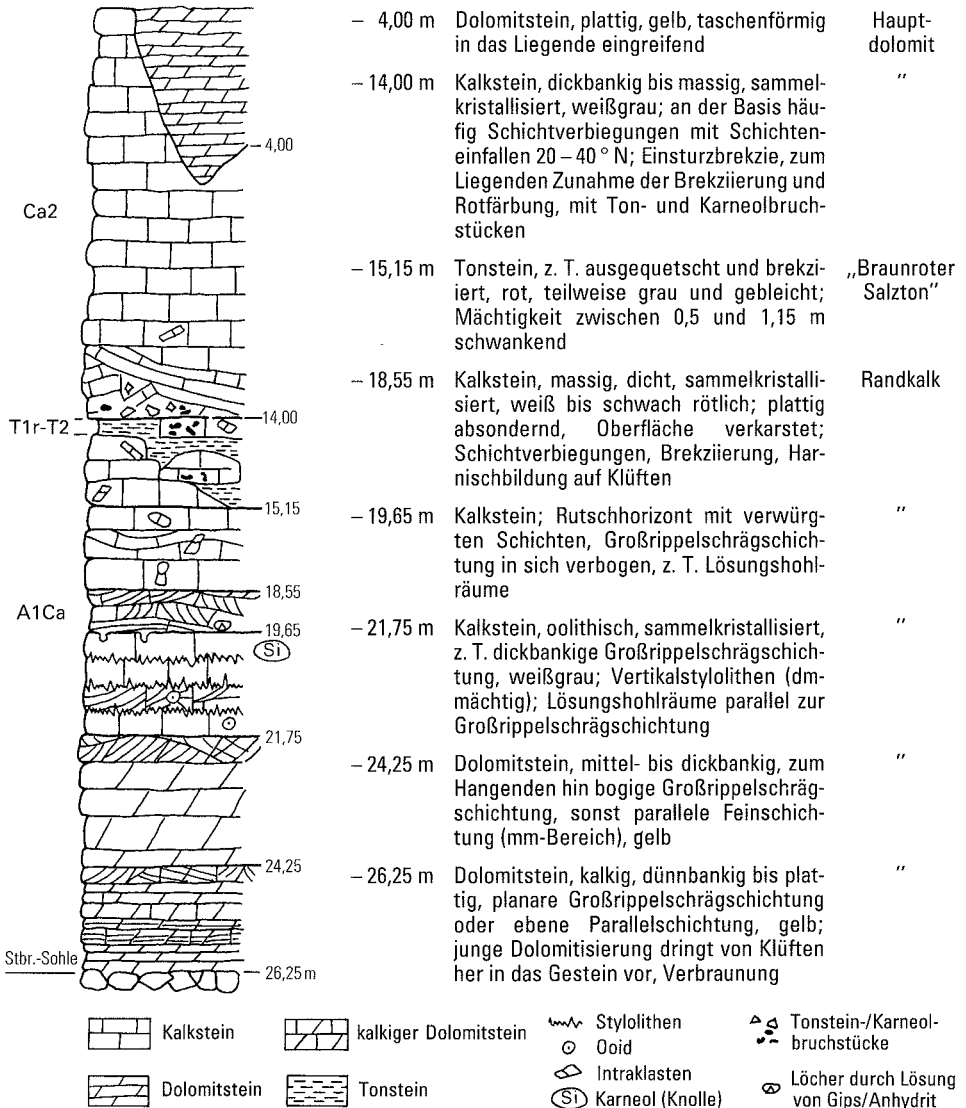
Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes sind derzeit 560 Bohrungen und Sondierungen vorhanden (Stand 1. Juni 1989). Davon hat eine Bohrung eine Endteufe zwischen 100 und 200 m, neun Bohrungen erreichten Endteufen zwischen 50 und 100 m, die übrigen 550 Bohrungen weniger als 50 m. Der größte Teil der während der Kartierung niedergebrachten Bohrungen diente der Neugliederung des Buntsandsteins beziehungsweise der Abtrennung Buntsandstein/Unterkreide-Sandstein. Zur Ergänzung der bereits früher bei geologischen und bodenkundlichen Aufnahmen durchgeführten rund 6040 Handbohrungen wurden 70 weitere Handbohrungen von 1–2 m Tiefe niedergebracht.

Nachstehend sind einige Schichtenverzeichnisse von Aufschlüssen und Bohrungen in teilweise gekürzter Form aufgeführt, um einen Einblick in die Abfolge und Ausbildung der Schichten zu geben, zumal einige Schichten an der Tagesoberfläche nicht anstehen. Die Nummern der Bohrungen stimmen mit denen der Bohrpunkte auf der geologischen Karte überein.

9.1 Aufschlüsse

Aufschluß 1

Name: Rosenberg (Bosenberg), 1,5 km östlich Oesdorf
 Lage: R 93 000, H 08 150, + 280 m NN
 Bearbeiter: KÜPER & KULICK & MALMSHEIMER in KULICK & PAUL
 (1987)



Aufschluß 2

Name: Sandsteinbruch am Klusberg
Lage: R 35 00 000, H 09 300, + 235 m NN
Bearbeiter: J. FARRENSCHON

- | | | | |
|---|--------|--|-------------------------|
| – | 4,0 m | Sandstein, fein- bis mittelkörnig, dickbankig und massig, glimmerstäubig, vorwiegend senkrecht geklüftet, braungrau bis violett, auch braunrot, z. T. fleckig oder gebändert, dann feinschichtig | Karlshafener Schichten |
| – | 4,3 m | Ton- und Schluffstein in Wechsellagerung, violettrot und grünlichgrau bis braungrau, glimmer-schichtig | ” |
| – | 8,8 m | Fein- bis Mittelsandstein, im höheren Abschnitt teilweise Porensandstein, glimmerstäubig, vorwiegend dickbankig, mit Quarzgeröllen, einzelne Bänke mit deutlicher Schrägschichtung, weißgrau, auch braungrau und grünlichgrau, mit hell- bis gelbbraunen (= Feldspat) und dunkelbraunen und schwarzen (= Mangan), z. T. sehr großen Einschlüssen, teilweise auch hellviolett gefärbt; vereinzelt millimeterdünne, braungraue bis grünlich-graue Ton- und Schluffsteinlagen | |
| – | 9,8 m | Sandstein, deutlich schräggeschichtet, weißgrau, mit dunkelvioletten bis schwarzen Toneinschlüssen, lagig oder knollig | Trendelburger Schichten |
| – | 10,1 m | Sandstein, weißgrau, mit graugrünen und hellgraugrünen Tonsteinlagen und -einschlüssen | Tendelberger Schichten |
| – | 10,5 m | Sandstein, hart, weißgrau, mit punktförmigen dunkel- und hellbraunen Einschlüssen | ” |
| – | 10,8 m | Sandstein, weißgrau, mit dunkelvioletten bis schwarzen Toneinschlüssen, lagig oder knollig | ” |
| – | 11,2 m | Sand und Sandstein, schwarzbraun, mit graugrünen Tonsteineinschlüssen | ” |

Aufschluß 3

Name: Autobahneinschnitt südwestlich Blankenrode
Lage: R 93 315, H 10 660, + 405 m NN
Bearbeiter: A. EL-ARNAUTI, EL-ARNAUTI (1971), SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER (1974: 220)

Hangendes:	Mergelstein, tonig, dünnplattig bis blättrig, dunkelgrau bis schwarz, verwittert recht mürbe und bröckelig, grau bis hellgrau	Cenoman-Mergel
- 0,16 m	Mergel, tonig, glaukonitisch, graugrün, verwittert gelblich, mit vereinzelt kleinen Geröllen (überwiegend Quarz)	''
- 0,24 m	Gerölllage mit Quarz, Kieselschiefer, Sandstein, Mergel sowie teilweise abgerollten Phosphoritknollen in toniger, glaukonitischer, grünlichgrauer bis grüner Grundmasse; Geröllgrößen: vorherrschend Mittelkies, auch Fein- und Grobkies	Cenoman Mergel
----- Transgressionsdiskordanz -----		
- 0,36 m	Sandsteinbank, quarzitisches, dolomitisch-kalkig, graublau, verwittert gelblichbraun, in laibförmiger Ausbildung (Mächtigkeit zwischen 5 und 20 cm) in das unterlagernde tonige Material eingedrückt	Gelnhausen-Folge
Liegendes:	Wechsellagerung von Tonsteinen, z. T. mergelig, mürbe, in nassem Zustand knetbar, 12–16 cm mächtig, hellgrau-bläulich, mit Sandsteinen, plattig, feinkörnig, hart, z. T. kalkig, rötlichgelb, mit gewellten Schichtoberflächen (Rippelmarken), verwittert intensiv gelb bis rostbraun	''

Aufschluß 4

Name: aufgelassener Sandsteinbruch im Kleinen Nonnenbusch

Lage: R 95 190, H 12 190, + 405 m NN

Bearbeiter: DAHM (1982: 207), J. FARRENSCHON, K. SKUPIN

- 2,5 m	Sandstein, dünnbankig, auch plattig, relativ mürbe, stückig brechend, weißgrau, gelbbraun und rostbraun verwitternd, mit schwarzer Manganpunkung; an der Basis mitunter Austernabdrücke (<i>Loph</i>); mit Fe-Krusten und Fe-Bänderung	Osning-Sandstein
- 2,9 m	Sandstein, konglomeratisch, gering verfestigt, z. T. verkieselt, gelbbraun und weißgrau, mit starker Geröllführung in Kiesfraktion (bis 10 cm Ø) – Kieselschiefer, Lydit, grauackentartiger Sandstein, Milchquarz, quarzitischer Sandstein, Quarzit; z. T. taschenförmige Ablagerung	''
----- Transgressionsdiskordanz -----		
- 3,1 m	Sandstein, kaum verfestigt, gebändert, z. T. feinlaminiert, weißgrau und hellbraun bis gelblichbraun	Detfurth-Folge

Aufschluß 5

Name: aufgelassener Sandsteinbruch am Tennisplatz in Kleinenberg
 Lage: R 98 380, H 17 060, + 350 m NN
 Bearbeiter: SPEETZEN (1970: 36)

- | | | |
|----------|---|----------------------|
| – 3,00 m | Sandstein, mittelkörnig, schwach feinkörnig, dünn- bis mittelbankig, relativ mürbe, braungelb | Osning-
Sandstein |
| – 3,80 m | Sandstein, mittelkörnig, wenig feinkörnig, dickbankig, schräggeschichtet, z. T. geflasert, braungelb, auch weiß | ” |
| – 3,85 m | Sandstein, mittelkörnig, braungelb bis gelbbraun, vereinzelte Gerölle (Quarz, quarzitischer Sandstein), prielartige Erosionsrinne | ” |
| – 7,55 m | Sandstein, mittelsandig, z.T. stark feinsandig, grobbankig, relativ mürbe, gelbbraun und weißgrau, schwarze Manganpunktung | ” |
| – 8,25 m | Sandstein, mittelsandig, schwach feinsandig, massig, braungelb | ” |

Aufschluß 6

Name: Bachriß südöstlich der ehemaligen Glashütte Marschallshagen
 Lage: R 94 220, H 15 040, + 317 m NN
 Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), H. GRÜNHAGEN (Petrographie), C. FRIEG und K. RESCHER (Mikropaläontologie)

- | | | |
|----------|--|---|
| – 2,40 m | Schluff, sandig-tonig, schwach grusig-steinig, braun bis gelbbraun oder graubraun | Fließerde
(Weichsel-Kaltzeit) |
| – 2,75 m | Fein- bis Mittelsandstein, mäßig glaukonitisch, graugrün, bei Verwitterung grünlichbraun, in einzelne Bänke aufspaltend | Keddinghausener
und Wünnenberger
Schichten (krIW) |
| – 2,95 m | Fein- bis Mittelsandstein, grünlichgrau bis weißgrau, mit Grabgangfüllungen, glaukonitisch, graugrün, in einzelne Bänke aufspaltend | ” |
| – 3,85 m | Fein- bis Mittelsandstein, weißgrau, gelblichgrau, mit Grabgängen, glaukonitisch, graugrün, in einzelne Bänke aufspaltend | ” |
| – 4,50 m | Fein- bis Mittelsandstein, weißgrau, gelblichgrau, schemenhaft schwach glaukonitführende Grabgänge, grünlichgrau bis schwach dunkelgrau, in einzelne Bänke aufspaltend | ” |

Aufschluß 7

Name: aufgelassener Sandsteinbruch in Kleinenberg (Mariengrotte)
Lage: R 97 430, H 16 850, + 345 m NN
Bearbeiter: SCHMIDT (1976: 35)

- 1,60 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, plattig, schwach porös, deutlich schräggeschichtet, Körner eisenumkrustet, rostrot	Gault-Sandstein
- 2,50 m	Sandstein, mittelkörnig, schwach feinkörnig, dünnbankig, Körner eisenumkrustet, schräggeschichtet, rostrot (Rinnenfüllung)	''
- 2,80 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, mit Ton- und Quarzgeröllen, fein- bis mittelkiesig, gelblichbraun bis rostrot; zum Hangenden hin mittel- bis grobkörnig, plattig, schwach porös, schräggeschichtet, Körner stark eisenumkrustet, rostrot	''
- 4,80 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, schwach feinkörnig, dickbankig, schwach porös, schräggeschichtet, Körner eisenumkrustet, an der Basis gelblichbraun, sonst rostrot, im Hangenden vereinzelt dunkle Tongerölle	''

9.2 Bohrungen

Bohrung 1

Name: CB 5/88 (Kälberbruch)
Lage: R 97 040, H 17 560, + 338 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
Bearbeiter: J. FARRENSCHON, J. ROTHER
Bohrverfahren: Kernbohrung
Bohrzeit: 30.3.1988

- 0,80 m	Sandstein, mittelsandig, schwach feinsandig, stark verwittert, dunkelrotbraun	Gault-Sandstein
- 6,50 m	Sandstein, mittelsandig, schwach fein- und grobsandig, eisenschüssig, porig bis löcherig, klüftig, dunkelrotbraun	''
- 7,50 m	Sandstein, mittelsandig, schwach feinsandig, konglomeratisch (Quarz), eisenschüssig, dunkelrotbraun und dunkelbraun (Basiskonglomerat)	''

– 9,50 m	Sandstein, feinsandig, schwach mittelsandig, schwach manganfleckig, klüftig, hellgelb und rostfarben	Osning-Sandstein
----- Transgressionsdiskordanz -----		
– 11,40 m	Tonstein, glimmerhaltig, grüngrau und gelb, wechsellagernd mit rotbraun und rotgrau	Oberer Buntsandstein
– 12,00 m	Tonstein und Mergeltonstein, schwach schluffig, glimmerhaltig, grau, grüngrau und dunkelgrau	”

Bohrung 2

Name: CB 1/86 (Husen)
 Lage: R 88 630, H 17 430, + 227 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
 Bearbeiter: K. SKUPIN, J. ROTHER
 Bohrverfahren: Kernbohrung
 Bohrzeit: 14.5.1986

– 1,4 m	Schluff, steinig, braun und graubraun	Fließerde
– 5,0 m	Kalkmergelstein, hellgrau und gelblichgrau	<i>labiatus</i> -Schichten
– 9,7 m	Kalkmergelstein, grau, z. T. hellgrau, hart	”
– 10,4 m	Kalkmergelstein, grau und gelblichgrau	”
– 10,6 m	Kalkmergelstein, hellgrau und grau, hart	”
– 12,4 m	Kalkmergelstein, grünlichgrau und gelblichgrau	”
– 15,7 m	Kalkmergelstein, grau, hart	”
– 18,0 m	Kalkmergelstein, grünlichgrau und grau, hart	”
– 25,0 m	Kalkmergelstein, grau, hart, klüftig	”
– 27,0 m	Kalkmergelstein, hellgrau und gelblichgrau, hart, klüftig	”
– 28,0 m	Kalkmergelstein, grau, hart, klüftig	”

Bohrung 3

Name: CB 6/88 (Holtheimer Wald)
 Lage: R 94 755, H 16 305, + 322 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Erkundung der Schichtenfolge

Bearbeiter: J. FARRENSCHON, J. ROTHER

Bohrverfahren: Kernbohrung

Bohrzeit: 31.3.1988

– 2,5 m Schluff und Feinsand, schwach mittelsandig, hellgraubraun Löß-Deckfolge

– 3,4 m Sandstein, feinsandig, schwach schluffig, glaukonitisch, klüftig, grau und grüngrau Osning-Sandstein

– 3,7 m Sandstein, stark mittelsandig, schluffig, gelb und gelbbraun, mit Geröllen (Kieselschiefer, Quarz) (Basiskonglomerat) "

----- Transgressionsdiskordanz -----

– 5,1 m Sandstein, feinsandig, schwach mittelsandig, geschichtet, klüftig, hellgelb und graugelb Volpriehausener Wechselfolge

– 5,4 m Tonstein, schluffig, schwach glimmerhaltig, rotbraun und hellgrau "

– 5,5 m Sandstein, grau und graugelb "

– 6,9 m Tonstein, schwach schluffig, glimmerhaltig, rotbraun, mit Sandstein, schluffig, hellgrau und gelbgrau "

– 7,8 m Sandstein, feingeschichtet, klüftig, hellgelbgrau und weißgrau, wechsellagernd mit Tonstein, glimmerhaltig, rotbraun "

– 9,0 m Sandstein, feinsandig, schwach mittelsandig, feingeschichtet, klüftig, hellgrau und weißgrau "

Bohrung 4

Name: Versuchsbohrung Kleinenberg 2/78

Lage: R 98 465, H 15 605, + 343 m NN

Auftraggeber: Stadt Lichtenau

Zweck: Grundwassererschließung

Bearbeiter: H.-D. DAHM, B. SCHUMACHER

Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung

Bohrzeit: Oktober 1978

– 2,0 m Schluff, stark sandig, steinig, gelbbraun Fließerde

– 4,0 m Schluff, stark tonig, kalkhaltig, steinig, braungrau "

– 17,0 m Tonmergel und Tonmergelstein, dunkelgrau, ab 15 m hellgrau bis grau, glaukonitisch Cenoman-Mergel

– 25,0 m Sandstein, fein- bis mittelkörnig, glaukonitisch, gelbgrau bis hellgrau Osning-Sandstein

- 35,0 m	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, hellgraugelb, an der Basis eisenschüssig, gelbbraun	Osning-Sandstein
----- Transgressionsdiskordanz -----		
- 48,0 m	Tonstein, z. T. etwas schluffig, rotbraun mit grün-grauen Partien	Röt-Folge
- 68,0 m	Tonstein, überwiegend grau, bei 50 m Sandsteinlagen, grau, bei 56 – 62 m mit Gips, grau	”
- 72,0 m	Tonstein, rotbraun, untergeordnet grüngrau, mit wenig Sandstein, hellgrau	Solling-Folge
- 80,0 m	Sandstein, feinkörnig, glimmerführend, rötlich-braun	”

Bohrung 5

Name: Schleifmühlenspring III (Altenautal)

Lage: R 91 880, H 15 480, + 260 m NN

Auftraggeber: Gemeinde Atteln

Zweck: Grundwassererschließung

Bearbeiter: H.-D. DAHM

Bohrverfahren: Lufthebebohrung

Bohrzeit: 27. 8. – 18. 9. 1973

- 4,6 m	Schluff, sandig, tonig, kiesig, mit Steinen	Löß-Deckfolge und Bachablagerungen
- 7,1 m	Kalksandstein, tonig, glaukonitisch, dunkelblaugrau	Cenoman-Mergel
- 9,5 m	Ton, stark mittelsandig, glaukonitisch, kalkhaltig, dunkelblaugrau	Grünsandstein des Oberalbs
- 12,0 m	Sand, fein- bis mittelkörnig, tonig, glaukonitisch, grün	Osning-Sandstein
- 14,0 m	Sandstein, mittel- bis grobkörnig, glaukonitisch, rostgelb und grüngelb	”
----- Transgressionsdiskordanz -----		
- 48,0 m	Tonstein, rotbraun, mit Sandstein, weißgrau, kalkhaltig	Gelnhausen-Folge
- 67,0 m	Sandstein, weißgrau, mit geringfügigen Einschaltungen von Tonstein, kalkhaltig, rotbraun	”
- 78,3 m	Tonstein, braun, mit Einschaltungen von Sandstein, grau, teils schmutziggelb und pyritführend, kalkhaltig	Bröckelschiefer-Folge

- 97,5 m	Dolomitstein, gelb (Porendolomit)	Leine-Folge
- 103,0 m	Kalkstein, grau (Algenkalk)	"
----- Störung -----		
- 111,0 m	Tonstein, braun, mit Einschaltungen von Sandstein, grau, teils schmutziggelb und pyritführend, kalkhaltig	Bröckelschiefer-Folge
- 126,0 m	Dolomitstein, gelb (Porendolomit)	Leine-Folge

Bohrung 6

Name: CB 18/88 (Bentenberg)
 Lage: R 98 770, H 15 450, + 358 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
 Bearbeiter: J. FARRENSCHON, J. ROTHER
 Bohrverfahren: Kernbohrung
 Bohrzeit: 13. 4. 1988

- 0,3 m	Fein- und Mittelsand, rotbraun, mit Sandstein, dunkelrotbraun (Verwitterungszone)	Gault-Sandstein
- 3,0 m	Sandstein, manganfleckig, hellgelb, hellgrüngrau, mit Sandstein, schwach feinkiesig, verkieselt, manganfleckig, hellgrüngrau	"
- 5,0 m	Sandstein, z. T. geröllführend (Quarz), schwach verkieselt, hellgrau und grüngrau	"
- 6,0 m	kein Kerngewinn	
- 6,6 m	Sandstein, manganfleckig, hellgrüngrau und hellgrau	"
- 7,0 m	Sandstein, schwach verkieselt, manganfleckig, hellgrau	"
- 9,0 m	Sandstein, schwach verkieselt, manganfleckig, hellgrüngrau und hellgrau	"
- 10,0 m	kein Kerngewinn	
- 13,8 m	Sandstein, schwach verfestigt, manganfleckig, hellgrüngrau und hellgrau	"
- 14,0 m	Sandstein, schwach verkieselt, manganfleckig, hellgrau und hellgrüngrau	"
- 14,7 m	kein Kerngewinn	
- 15,4 m	Sandstein, geröllreich (Quarz), rotbraun und dunkelrotbraun	"

– 17,5 m	Sandstein, stark glaukonitisch, manganfleckig, hellgelbgrau und hellgrüngrau	Osning-Sandstein
– 19,0 m	Sandstein, stark glaukonitisch, schwach manganfleckig, hellgelbgrau	”
– 21,7 m	Sandstein, stark glaukonitisch, schwach manganfleckig, hellgrüngrau und hellgrau	”
– 28,0 m	Sandstein, manganfleckig, stark klüftig, hellgelbgrau und hellgrau	”
– 29,0 m	Sandstein, glaukonitisch, manganfleckig, hellgrau und weißgrau	”

Bohrung 7

Name: Blankenrode II
 Lage: R 93 845, H 11 740, + 370 m NN
 Auftraggeber: Gemeinde Blankenrode
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bearbeiter: H.-D. DAHM
 Bohrverfahren: Rotary-Lufthebebohrung
 Bohrzeit: März 1973

– 1,5 m	Schluff, sandig, tonig, graubraun, mit Steinen	Fließerde
– 26,5 m	Kalkmergel, grau; an der Basis < 1 m schwarzgrauer, glaukonitischer, geröllführender, kalkhaltiger, sandiger Ton (Basiskonglomerat)	Cenoman-Mergel
— — — — — Transgressionsdiskordanz — — — — —		
– 51,0 m	Sandstein, gelb, teils braungelb, auch rötlichgelb, mit tonigen Lagen	Volpriehausener Sandstein
– 123,0 m	Wechselfolge aus Tonstein, meist braunrot, und Sandstein, weißgrau und braunrot	Salmünster-Folge

Bohrung 8

Name: Wrexen 1
 Lage: R 99 790, H 08 955, + 233 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
 Bearbeiter: H.-D. DAHM, H. GRÜNHAGEN (Petrographie)
 Bohrverfahren: Kernbohrung
 Bohrzeit: 19. 5. – 26. 5. 1976

- 1,40 m	Feinsandstein, gut geschichtet, glimmerstäubig, hellolivgrün und blaßgelb	Trendelburger Schichten
- 1,67 m	Feinsand- bis Schluffstein, tonig, feinstgeschichtet, glimmerschichtig, dunkelrötlichgrau	"
- 2,29 m	Feinsandstein, gut geschichtet, glimmerstäubig, hellolivgrün und blaßgelb	"
- 4,65 m	Mittelsandstein, gut geschichtet, lagenweise Quarzkörner, hellgrüngrau bis grauweiß	Wilhelmshausener Schichten
- 5,30 m	Mittelsandstein, tongerölleführend (bis 10 cm Ø), hellgrüngrau und gelblichbraun	"
- 6,30 m	Mittelsandstein, gut geschichtet, lagenweise Quarzkörner, hellgrüngrau bis grauweiß	"
- 7,64 m	Mittel- bis Grobsandstein, löcherig, hellgrünlichgrau und grauweiß, zur Basis zunehmend Tongerölle, olivgrün (meist < 2 cm Ø, selten bis 10 cm Ø)	"
- 8,00 m	Mittelsandstein, gut geschichtet, lagenweise Quarzkörner, hellgrüngrau bis grauweiß	"
- 9,40 m	Grobsandstein, löcherig, an der Basis einzelne Tongerölle	"
- 13,40 m	Mittelsandstein, diagonalschichtig, z. T. löcherig oder mit Tongeröllen (bis 2 cm Ø), hellgrau	"
- 13,70 m	Mittel- bis Grobsandstein, z. T. kiesig (Quarzgerölle bis 1,5 cm Ø), grünlichgrau und grauweiß	"
- 14,35 m	Mittelsandstein, stark löcherig, manganschüssig, z. T. gelb	"
- 14,80 m	Feinsandstein, z. T. mittelsandig, feingeschichtet, grau und gelboliv	Übergangsschichten
- 15,28 m	Feinsandstein, z. T. mittelsandig, mit Tongeröllen oder Tonbänderung, hellgelblichbraun und grauweiß	"
- 15,96 m	Mittelsandstein, diagonalschichtig, mit Feinsandbänderung und -geröllen, gelbbraun, bei 15,85 m grüne Tonlage mit sanderfüllten Fraßgängen (<i>Rhizocorallium</i> , <i>Corophioides</i>)	"
- 16,45 m	Feinsandstein, massig, dicht, rostfarben	"
- 16,70 m	Mittelsandstein mit Schluffschmitzen, tonig, grün	"
- 17,38 m	Mittelsandstein, graubraun, mit roten wolkigen Zonen und Lagen	"
- 17,60 m	Mittelsandstein, diagonalgeschichtet	"
- 17,80 m	Feinsandstein, feingeschichtet, eisen- und manganfleckig	"

– 17,99 m	Mittelsandstein mit roten Tonlagen und -schmitzen sowie sanderfüllten Trockenrissen	Übergangsschichten
– 18,68 m	Mittelsandstein mit Grobsandlagen, feingeschichtet, mit grünen Schluffschmitzen, gelbgrau und gelblichbraun	”
– 18,86 m	Feinsandstein, massig, hellgelbgrau	”
– 19,23 m	Feinsandstein mit roten wolkigen Lagen und Schmitzen, hellgelbbraun	”
– 19,37 m	Mittelsandstein, feingeschichtet, gelblichbraun	”
– 19,54 m	Mittelsandstein mit roten wolkigen Lagen und Schmitzen, hellgelbbraun	”
– 20,05 m	Mittelsandstein, feingeschichtet, gelblichbraun	”
– 20,12 m	Mittelsandstein mit roten Tonlagen und sanderfüllten Trockenrissen	”
– 21,00 m	Mittelsandstein, feinschichtig, mit grünen Feinsandlagen und Schmitzen, hellgrünlichgrau und grauweiß	”
– 21,47 m	Mittelsandstein, z. T. gut geschichtet, mit Zonen von roten und grünen wolkigen Lagen und Schmitzen, teilweise eisen- und manganschüssig, gelb	”
– 22,30 m	Feinsandstein, zuunterst Mittelsandstein, gut geschichtet, vereinzelt grüne schluffige Schmitzen, grauweiß, im oberen und unteren Teil graugelb; unregelmäßige, rissige, wulstige Grenzzone	”
– 23,55 m	Fein- bis Mittelsandstein, feinschichtig, mit wolkigen Lagen, dunkelrötlichgrau	Hardeggen- Abfolge 4
– 24,68 m	Mittelsandstein, gut geschichtet, häufig Zonen mit wolkigen roten Lagen und Schmitzen, stellenweise etwas löcherig, hellrotgrau und gelblich-grauweiß	”
– 25,01 m	Fein- bis Mittelsandstein mit Grobsandlagen, gut geschichtet, eisen- und manganschüssig, dunkelbraungrau, auch gelbbraun	”
– 25,87 m	Fein- bis Mittelsandstein, feinschichtig, mit wolkigen Lagen, dunkelrötlichgrau	Hardeggen- Abfolge 3
– 27,71 m	Fein- bis Mittelsandstein, feinschichtig, vereinzelt grüne Schluffschmitzen, hellgrünlichgrau	”
– 27,79 m	Mittelsandstein, eisen- und manganschüssig, gut geschichtet, braun	”
– 27,92 m	Fein- bis Mittelsandstein, feinschichtig, vereinzelt grünliche Schluffschmitzen, hellgrünlichgrau	”
– 28,14 m	Fein- bis Mittelsandstein, feinschichtig, mit runden weißen Entfärbungsflecken (1 cm Ø), dunkelrötlichgrau	Hardeggen- Abfolge 2

- 29,62 m	Fein- bis Mittelsandstein, feinschichtig, vereinzelt grünliche Schluffschmitzen, hellgrünlichgrau	Hardeggen- Abfolge 2
- 30,01 m	Mittelsandstein, feinschichtig, z. T. eisen- und manganschüssig, grauweiß, mit verdrückten roten und grünen Tonlagen, teils rote wolkige Lagen, mit zahlreichen Trockenrissen, ton- und sanderfüllt	"
- 31,13 m	Fein- bis Mittelsandstein, feinschichtig, vereinzelt grüne Schluffschmitzen, an der Basis Grobsandlagen, hellgrünlichgrau	"
- 31,58 m	Fein- bis Mittelsandstein, braunrot und grauweiß, auch schwach violett, z. T. fleckenförmig entfärbt, mit roten Tonfetzen	Hardeggen- Abfolge 1
- 34,86 m	Fein- bis Mittelsandstein, gut geschichtet, vereinzelt grüne Schluffschmitzen, wenige grüne Tonlagen mit Trockenrissen, hellgrünlichgrau bis olivgrau, auch grauweiß	"
- 35,10 m	Fein- bis Mittelsandstein, manganfleckig, löcherig, grünlichgrau bis oliv	"
- 39,60 m	Tonstein, schluffig, mit schwach karbonatischen Sand- und Tonlagen, braunrot und graugrün, mit grauweißen Schluff- bis Feinsandlinsen und grünen Tonschmitzen	Detfurther Ton

Bohrung 9

Name: Pappenfabrik (Wrexen)
 Lage: R 98 360, H 08 040, + 202 m NN
 Auftraggeber: Fa. C. D. Haupt, Wrexen
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bearbeiter: B. HÖLTING
 Bohrverfahren: Pennsylvanisches Schlagbohrverfahren
 Bohrzeit: Juni 1971

- 1,3 m	Sand und Kies	Flußbettablagerungen und Auenlehm
- 5,3 m	Kies, sandig-tonig	"
- 5,7 m	Schluff- und Tonstein, rotbraun, rosabraun (Verwitterungszone)	Volpriehausener Wechselfolge
- 37,7 m	Mittelsandstein und Schluffstein, braunrot und hellgrau, auch rotbraun	"

- | | | |
|----------|---|---------------------------|
| – 65,1 m | Mittelsandstein, z. T. Grobsandstein, teilweise schluffig, braunrot | Volpriehausener Sandstein |
| – 66,0 m | Tonstein, schwach sandig, braunrot | Übergangsschichten |

Bohrung 10

Name: CB 25/88 (Dahlbach)
 Lage: R 93 385, H 07 750, + 254 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
 Bearbeiter: J. FARRENSCHON, J. ROTHER
 Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
 Bohrzeit: 22. 4. 1988

- | | | |
|----------|--|------------------|
| – 2,0 m | Schluff, schwach feinkiesig, hellbraun und dunkelgrau | Bachablagerungen |
| – 4,0 m | Mergelstein, dolomitisch, hellbraun und gelbbraun | Werra-Folge |
| – 9,0 m | Mergelstein, dolomitisch, braun und gelbbraun | " |
| – 16,5 m | Mergelstein, dolomitisch, mit wenig Kalkstein, braun und gelbbraun | " |
| – 20,0 m | Dolomitstein, braun und dunkelbraun | " |
| – 25,0 m | Dolomitstein, braun und gelbbraun | " |

11 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- AL-ATRASCH, A. (1972): Stratigraphische und tektonische Untersuchung im Unterkarbon und im Zechstein bei Niedermarsberg/Ostsauerland. – Dipl.-Arb. TU Clausthal: 78 S., 10 Abb., 17 Diagr., 3 Tab., 2 Kt.; Clausthal-Zellerfeld. – [Unveröff.]
- AMELUNG, C. G. (1853): Die Erzgänge im Kreidemergel bei Blankenrode, unweit Stadtberge. – Verh. naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf., **10**: 217–219; Bonn.
- Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein. – Geol. Jb., **A 25**: 123–125; Hannover.
- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 19**: 3–98, 30 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- ARNOLD, H. (1959): Morphologische Probleme an der oberen Möhne. – Z. dt. geol. Ges., **111**: 746; Berlin.
- ARNOLD, H. (1964): Zur Klüftung der Münsterländer Oberkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 611–620, 6 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1977), mit Beitr. von HOYER, P., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4314**: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BACKHAUS, E., & LOHMANN, H., & REGENHARDT, H. (1957): Abschlußbericht der Kartierung des Reinhardswaldes. – 42 S., 8 Anl.; Celle (Mobil-Oil AG). – [Unveröff.]
- BACKHAUS, E., & LOHMANN, H., & REGENHARDT, H. (1958): Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 192–201, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BÄRTLING, R. (1908) Über die obere Kreide im Südosten des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. – Verh. naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf., **65**: 18–25; Bonn.
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., Abh., **72**: 161–217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BAŞKAN, M. E. (1970): Hydrogeologische Verhältnisse am Südostrand des Münsterschen Kreidebeckens und im Eggegebirge unter besonderer Berücksichtigung der Karsthydrologie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 537–576, 11 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- BEIERSDORF, H. (1968): Spuren syn- und postdiagenetischer tektonischer Beanspruchung in Karbonatgesteinen Mittel- und Südsaxoniens. – Diss. Univ. Göttingen: 84 S., 37 Abb.; Göttingen.
- BEYRICH, E., & ECK, H. (1870): Erläuterungen zu Blatt Nordhausen. – Geol. Spec.-Kt. Preußen u. thüring. Staaten 1 : 25 000, Erl., **4430**: 28 S.; Berlin.
- BEYRICH, E., & MOESTA, F. (1876): Erläuterungen zu Blatt Sontra. – Geol. Spec.-Kt. Preußen u. thüring. Staaten 1 : 25 000, Erl., **4925**: 35 S., 2 Kt.; Berlin.

- BIRKELUND, T., & HANCOCK, J. M., & HART, M. B., & RAWSON, P. F., & REMANE, J., & ROBASZYNSKI, F., & SCHMID, F., & SURLYK, F. (1984): Cretaceous stage boundaries – Proposals. – Bull. geol. Soc. Denmark, **33**: 3–20; Copenhagen.
- BOGAARD, P. VAN DEN, & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. – Bull. geol. Soc. Amer., **96** (7): 1 554–1 571, 17 Abb., 1 Tab.; Boulder/Col.
- BOIGK, H. (1957): Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. – Geol. Jb., **72**: 325–340, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover. – [Vorausdr. 1956]
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. – Geol. Jb., **76**: 597–636, 6 Abb.; Hannover.
- BREITKREUZ, H. (1987): Geochemische Charakteristik der Zechstein- und Oberkreide-Karbonate im Einflußbereich der Blei-Zink-Mineralisationen des Westheimer Abbruchs (NW-Hessen, E-Westfalen). – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., **6**: 165 S., 25 Abb., 42 Tab., 26 Taf.; Braunschweig.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – Geol. Jb., **A 90**: 3–125, 18 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- BÜHMANN, D., & RAMBOW, D. (1979): Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 125–138, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BÜRGENER, M. (1963): Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 111 Arolsen. – 94 S., 3 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumforsch.).
- BUSSE, E., & HORN, M. (1978): Neue Fossilfunde im Mittleren Buntsandstein NW-Hessens und ihre Bedeutung für die Paläogeographie. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 131–142, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- CARTER, D. J., & HART, M. B. (1977): Aspects of Mid-Cretaceous Stratigraphical Micropalaeontology. – Bull. brit. Mus. nat. Hist., (Geol.) **29** (1): 1–135, 53 Abb.; London.
- CLAUSEN, C.-D. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & GRÜNHAGE, H., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4515 Hirschberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4515**: 115 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4516**: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- DAHM, H.-D. (1958): Merkmale und Verbreitung periglazialer Fließerden im südlichen Egge-Gebirge. – Geol. Jb., **76**: 25–36, 6 Abb.; Hannover.
- DAHM, H.-D. (1982): Paläoböden am nördlichen Rand des Sauerlandes. – Geol. Jb., **F 14**: 204–213, 2 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- DAHM-ARENS, H. (1979): Böden und Relief der Warburger Börde und ihrer Umrahmung. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd., **33**: 207–215, 3 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- DAHM-ARENS, H. (1983): Die Böden auf Trias-Gesteinen im ostwestfälischen Hügelland. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **38**: 479–484; Göttingen.

- DAHM-ARENS, H. (1985): Die Bodenbildungen aus den Gesteinen des Zechsteins am Ostrand der Rheinischen Masse. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **43** (2): 727 – 732, 1 Abb.; Göttingen.
- DAHM-ARENS, H. (1989): Die Böden des Teutoburger Waldes und seines Vorlandes. – Decheniana, **142**: 137 – 146, 2 Abb.; Bonn.
- DAHMER, D.-D., & ERNST, G. (1986): Upper Cretaceous Event-Stratigraphy in Europe. – Lecture Notes in Earth Sci., **8** (Global Bio-Events): 353 – 362, 3 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- DELERI, S. Y. (1976): Die Stratigraphie und Fazies des Zechsteins im Ostsauerland, im Raum Adorf-Niedermarsberg. – Diss. TU Clausthal: 162 S., 59 Abb., 12 Tab., 13 Anl.; Clausthal-Zellerfeld (Böneck-Druck).
- DIEDERICH, G. (1964): Die Beckenfazies des Unteren Buntsandsteins (su, Trias) in Hessen und den südlichen Nachbargebieten. – Diss. Univ. Frankfurt: 267 S., 51 Abb., 12 Tab., 7 Taf.; Frankfurt/Main. – [Unveröff.]
- DIEDERICH, G. (1967): Zur Stratigraphie des Unteren Buntsandstein im deutschen Buntsandsteinbecken. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 875 – 890, 2 Tab.; Hannover.
- DIN 1054 (1976): Baugrund, zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl. – 30 S., 15 Abb., 10 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 300 (1974): VOB Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vorschriften für Bauleistungen, Erdarbeiten. – 11 S.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4084 (1981 / 1983): Baugrund, Gelände- und Böschungsbruchberechnungen, mit Beibl. 1 u. Beibl. 2. – 16 S., 14 Abb., 2 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4095 (1973): Baugrund, Dränung des Untergrundes zum Schutz von baulichen Anlagen, Planung und Ausführung, mit Beibl. – 7 S., 7 Abb.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4124 (1981): Baugruben und Gräben, Böschungen, Arbeitsraumbreiten, Verbau. – 17 S., 14 Abb., 5 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten, Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten. – 14 S., 6 Abb., 3 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- EL-ARNAUTI, A. (1971): Die Kreide-Basis zwischen Essentho und Blankenrode (SE-Rand des Münsterschen Kreidebeckens). – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 42 S., 10 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Münster. – [Unveröff.]
- EL-RAAY, M. (1972): Feinstratigraphie und Kluftektonik in der Oberkreide des Grenzgebietes zwischen Osning und Eggegebirge. – Diss. Univ. Münster: VII, 91 S., 30 Abb., 1 Tab., 2 Kt.; Münster. – [Unveröff.]
- ERNST, G., & SCHMID, F. (1979), unter Mitarb. von KLISCHIES, G.: Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover. – In: Aspekte der Kreide Europas. – Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 11 – 46, 15 Abb.; Stuttgart.
- ERNST, G., & SCHMID, F., & SEIBERTZ, E. (1983), unter Mitarb. von KELLER, S., & WOOD, C. J.: Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- ERNST, G., & WOOD, C. J., & HILBRECHT, H. (1984): The Cenomanian-Turonian boundary problem in NW-Germany with comments on the north-south correlation to the Regensburg Area. – Bull. geol. Soc. Denmark, **33**: 103 – 113, 4 Abb.; Copenhagen.

- ERNST, W. (1968 a): Der Schwermetallrasen von Blankenrode, das *Violetum calaminariae westfalicum*. – Mitt. flor.-soz. Arb.-Gem., N. F., **13**: 261 – 262; Rinteln (Todenmann).
- ERNST, W. (1968 b): Das *Violetum calaminariae westfalicum*, eine Schwermetallpflanzengesellschaft bei Blankenrode in Westfalen. – Mitt. flor.-soz. Arb.-Gem., N. F., **13**: 263 – 268, 2 Abb., 3 Tab.; Rinteln (Todenmann).
- FALKER, U. (1988): Chemische Untersuchungen zur Bildung von Kalktuffen in der Bombecker Aa (Baumberge, Zentralmünsterland). – Die Höhle, Z. Karst- u. Höhlenkde., **39** (2): 33 – 43, 4 Abb.; Wien.
- FAUTH, H., & HINDEL, R. (1988): 40 Jahre Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben – Geochemie. – Geol. Jb., **A 109**: 301 – 312, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- FEIGE, W. (1961): Talentwicklung und Verkarstung im Kreidegebiet der Alme. – Spieker, **11**: 3 – 66, 13 Abb.; Münster.
- FIEDLER, K. (1965): Strukturgeologische Untersuchungen zur Querplattung (Sigmoidalklüftung) in den Oberkreide-Kalken des Osnings. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **34**: 5 – 125, 49 Abb., 8 Taf.; Hamburg.
- FIEGE, K. (1927): Die fazielle Differenzierung des Cenomans am Südrande der rheinisch-westfälischen Kreide. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **1926**: 66 – 103, 3 Taf.; Bonn.
- FIEGE, K. (1938): Die Epirogenese des Unteren Muschelkalkes in Nordwestdeutschland, Tl. 1. – Zbl. Mineral., Geol., Paläont., (B) **1938**: 143 – 170; Stuttgart.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **1**, Allgemeine Waldgeschichte. – VIII, 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **2**, Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. – 256 S., 18 Abb., 39 Tab.; Jena (Fischer).
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FRANTZEN, W. (1889): Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **9**: 453 – 479, 2 Taf.; Berlin.
- FRIEG, C. (1986): Planktonische Foraminiferen zwischen Ober-Alb und Mittel-Turon im Ruhrgebiet. – Geol. Paläont. Westf., **6**: 50 – 72, 6 Abb., 4 Taf.; Münster.
- FRIEG, C., & KEMPER, E. (1989), unter Mitarb. von BALDSCHUN, R.: Mikropaläontologische Gliederung und Abgrenzung von Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., **A 113**: 73 – 193, 16 Abb., 24 Taf.; Hannover.
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1977): Sediment-Petrologie, Tl. 2, Sedimente und Sedimentgesteine, 3. Aufl. – 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜRSICH, F. T. (1974): On *Diplocraterion* TORELL 1870 and the Significance of morphological features in vertical spreitenbearing U-shaped trace fossils. – J. Palaeont., **48**: 952 – 962, 5 Abb.; Tulsa.
- GEINITZ, H. B. (1849/50): Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. – IV, 292, [26] S., 12 Taf.; Freiberg/Sachsen (Graz & Gerlach).

- GOTTER, M. (1978): Geomorphologische Untersuchungen an Verebnungsflächen und Terrassenzügen im Oberlauf der Diemel (Ost-Westfalen). – Mag.-Arb. TH Darmstadt: 130 S., 47 Abb., 1 Tab.; Darmstadt. – [Unveröff.]
- GRÜNINGER, W. (1965): Rezente Kalktuffbildung im Bereich der Uracher Wasserfälle. – Abh. Karst- u. Höhlenkde., **E 2**: 113 S., 31 Abb., 11 Tab.; München.
- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **4**: 1 – 102, 1 Tab.; Hannover.
- GRUPE, O., & PAECKELMANN, W. (1936), mit Beitr. von KÜHNE, F., & PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Marsberg. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **4519**: 61 S., 4 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- GUNZERT, G. (1958): Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **24**: 61 S., 14 Abb., 7 Tab.; Wiesbaden.
- HARTKOPF-FRÖDER, C., & HISS, M., & LEINFELDER, R. R. (1989): Holozäne Süßwasserkalke im Alme- und Aftetal südlich von Büren (Kreis Paderborn, Nordrhein-Westfalen). – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **69**: 261 – 289, 12 Abb., 2 Tab.; Münster.
- HEITFELD, H. (1957): Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtgvor und Essentho. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105** (1): 79 – 112, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HEITFELD, H. (1963): Zur Frage der Anwendbarkeit chemisch-feinstratigraphischer Methoden in der Oberkreide am Nordostrand des Sauerlandes zwischen Möhnetalsperre und Altenbeken. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**: 135 – 146, 4 Abb., 1 Beil.; Stuttgart. – [LOTZE-Festbd.]
- HEMPEL, L. (1962): Pleistozäne Pseudorumpfflächen am Haarstrang. Beiträge zur Quartärgeologie und Morphologie Westfalens. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962** (2): 83 – 89, 1 Abb.; Stuttgart.
- HENDRICKS, A., & SPEETZEN, E. (1983): Der Osning-Sandstein im Teutoburger Wald und im Egge-Gebirge (NW-Deutschland) – ein marines Küstensediment aus der Unterkreide-Zeit. – Abh. westf. Mus. Naturkde., **45**: 1 – 11, 7 Abb., 1 Taf.; Münster.
- HENKEL, G. (1974): Geschichte und Geographie des Kreises Büren. – 260 S., 40 Abb., zahlr. Fotos, 12 Tab., 1 Kt.; Paderborn (Schöningh).
- HERRMANN, A. (1956): Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. – Geol. Jb., **72**: 341 – 345, 1 Abb.; Hannover.
- HERRMANN, A. (1959): Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 317 – 327, 1 Tab.; Wiesbaden.
- HERRMANN, A., & HOFRICHTER, E. (1963 a): Die Hardeggen-Folge (Abfolgen 1 – 4) des Mittleren Buntsandsteins in der nördlichen Hessischen Senke. – Geol. Jb., **80**: 561 – 652, 8 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, A., & HOFRICHTER, E. (1963 b): Die Faziesgliederung der tieferen Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins Südniedersachsens. – Geol. Jb., **80**: 653 – 740, 9 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Hannover.

- HILBRECHT, H. (1986): On the correlation of the Upper Cenomanian and Lower Turonian of England and Germany (Boreal and N-Tethys). – *Newsl. Stratigr.*, **15** (3): 115–138, 8 Abb., 2 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- HINDEL, R. (1986): Anwendung und Entwicklung von Suchmethoden auf verdeckte Blei-Zink-Fluorit-Baryt-Lagerstätten im postvariszischen Deckgebirge der Bundesrepublik Deutschland, Teilgebiet Geochemie. – BMFT-Förderungsvorh. 03 R 2399, 7. Zwischenber.: 23 S., 1 Tab., 10 Anl.; Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.). – [Unveröff.]
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – *Geol. Jb.*, **84**: 637–716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HISS, M. (1982): Lithostratigraphie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (südöstliches Münsterland). – *Münstersche Forsch. Geol. Paläont.*, **57**: 59–135, 9 Abb., 3 Tab., 5 Kt.; Münster.
- HISS, M. (1985): Faziesanalyse der Cenoman-Sedimente am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (S-Rand der Münsterschen Kreidebucht). – *Münstersche Forsch. Geol. Paläont.*, **63**: 109–170, 13 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Münster.
- HISS, M. (1989), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & JÄGER, B., & MICHEL, G., & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4417 Büren. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1 : 25 000, Erl., **4417**: 152 S., 15 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HISS, M., & SPEETZEN, E. (1986): Transgressionssedimente des Mittel- bis Oberalb am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1986** (11): 648–670, 9 Abb.; Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1989): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, 3. Aufl. – 396 S., 109 Abb., 39 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HÖLTING, B., & GRÖTICKE, W. (1965): Erfahrungen bei Brunnenbohrungen im Rotary-Verfahren im Kreis Waldeck. – *Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau*, **16** (2): 47–51; Berlin.
- HÖLTING, B., & KULICK, J., & RAMBOW, D. (1974): Stratigraphische und hydrogeologische Ergebnisse von Brunnenbohrungen in Schichtfolgen des Unteren Buntsandsteins und Zechsteins im Nordteil des Kreises Waldeck/Hessen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 229–269, 3 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- HOLZAPFEL, E. (1879): Die Zechsteinformation am Ostrande des Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirges. – *Diss. Univ. Marburg*: 45 S., 1 Tab.; Marburg. – [Unveröff.]
- HOPPE, W. (1976): Zur Bildungsgeschichte des Buntsandsteins im Germanischen Buntsandsteinbecken. – *Z. geol. Wiss.*, **4**: 1 457–1 471, 4 Abb.; Berlin.
- HORN, M. (1982), mit Beitr. von BERNHARD, H., & BLUM, R., & BRACHT, K., & BUSSE, E., & EHRENBERG, K.-H., & HÖLTING, B., & REICHMANN, H.: Erläuterungen zu Blatt 4520 Warburg. – *Geol. Kt. Hessen* 1 : 25 000, Erl., **4520**: 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- HORN, M., & KULICK, J. (1969), mit Beitr. von EHRENBERG, K.-H., & HÖLTING, B., & KUTSCHER, F., & MEISL, S., & PLASS, W., & WENDLER, R.: Erläuterungen zu Blatt 4720 Waldeck. – *Geol. Kt. Hessen* 1 : 25 000, Erl., **4720**: 227 S., 35 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.

- HOYER, P., & PILGER, A. (1971): Tektonik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 41 – 46, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- HUTTEL, P., & MAUSFELD, S. (1987): Karbonat-Diagenese in evaporitischen Serien am Beispiel des Staßfurt-Karbonats. – Symp. Zechstein, internat., 1987, Kassel, Hannover, Abstr./Posters: 42 – 43; Bochum.
- JANICKE, A. (1984): Die Geologie des Gebietes zwischen Essentho, Westheim und der Diemel (MTB Madfeld NE und MTB Marsberg NW). – Dipl.-Kart. Univ. Bochum: 47 S., 20 Abb., 2 Anl.; Bochum. – [Unveröff.]
- JANSEN, F. (1980), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & RABITZ, A., & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4510 Witten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4510**: 176 S., 22 Abb., 20 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H. (1983): Die fossilen Floren im Namur des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **31**: 327 S., 112 Abb., 10 Tab., 56 Taf.; Krefeld.
- JUNGWIRTH, J., & SEIDEL, G. (1968): Die faziellen Änderungen der Zechsteintone in Thüringen. – Jb. Geol., **2**: 271 – 280, 5 Abb.; Berlin.
- KÄDING, K.-CH. (1977): Salinarformation des Zechsteins. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Erl., **4323**: 13 – 16, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KÄDING, K.-CH. (1978 a): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123 – 130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- KÄDING, K.-CH. (1978 b): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 233 – 252, 8 Abb.; Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1986): Ammonite Stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. – Newsl. Stratigr., **17** (1): 9 – 20, 4 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1989): Die heteromorphe Ammonitengattung *Allocrioceras* SPATH aus dem Turon von Nordwestdeutschland. – Geol. Paläont. Westf., **15**: 71 – 105, 5 Abb., 9 Taf.; Münster.
- KAPLAN, U., & BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), 1, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 103, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U., & KELLER, S., & WIEDMANN, J. (1984): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenoman. – Schr.-R. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **7**: 307 – 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KAPLAN, U., & SCHMID, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA) und die Feinstratigraphie des hohen Ober-Cenoman im Hesseltal bei Halle in Westfalen (NW-Deutschland). – Veröff. Naturkde.-Mus. Bielefeld, **5**: 20 S., 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- KARREBERG, H. (1968): Niederschlagsintensität und Erosion im Karstgebiet von Paderborn bei dem Unwetter vom 16. Juli 1965. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 41 – 64, 8 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- KÄSTNER, H., & SEIDEL, G. (1965): Zur Ausbildung des Oberen Buntsandsteins (Röt) in Westthüringen. – Geologie, **14**: 145 – 152, 2 Abb.; Berlin.

- KEMPER, E. (1968): Einige Bemerkungen über die Sedimentationsverhältnisse und die fossilen Lebensspuren des Bentheimer Sandsteins (Valanginium). – Geol. Jb., **86**: 49 – 106, 13 Abb., 8 Taf.; Hannover.
- KEMPER, E. (1973 a): The Valanginian and Hauterivian stages in northwest Germany. – Geol. J., Sonderbd., **5**: 327 – 344, 4 Abb., 2 Tab.; Liverpool.
- KEMPER, E. (1973 b): The Aptian and Albian stages in northwest Germany. – Geol. J., Sonderbd., **5**: 345 – 360, 2 Abb., 2 Tab.; Liverpool.
- KEMPER, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete, mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide, 5. Aufl. – 206 S., 45 Abb., 13 Tab., 34 Taf.; Nordhorn-Bentheim (Heimatver. Grafschaft Bentheim e. V.).
- KEMPER, E. (1984): Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., **A 75**: 465 – 487, 7 Abb.; Hannover.
- KEMPER, E. (1987): Das Klima der Kreide-Zeit. – Geol. Jb., **A 96**: 5 – 185, 38 Abb., 20 Taf.; Hannover.
- KEMPER, E., & ZIMMERLE, W. (1982): Das Ablagerungsmilieu zur Zeit des späten Apt und frühen Alb im Niedersächsischen Becken. – Geol. Jb., **A 65**: 655 – 680, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KENNEDY, W. J., & GARRISON, R. E. (1975): Morphology and genesis of nodular phosphates in the Cenomanian Glauconitic Marl of south east England. – *Leithania*, **8**: 339 – 360, 12 Abb., 1 Tab.; Oslo.
- KENNEDY, W. J., & ODIN, G. S. (1982): The Jurassic and Cretaceous time scale in 1981. – In: ODIN, G. S. [Hrsg.]: Numerical Dating in Stratigraphy, Tl. 1: 630 S.; Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore (Wiley & Sons).
- KIPPER, E. (1908): Die Zechsteinformation zwischen dem Diemel- und Lutter-Tale am Ostrande des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung der Kupfer-, Gips-, Eisen-, Mangan-, Zink-, Blei-, Cölestin- und Schwerspat-Vorkommen. – Glückauf, **44**: 1 029 – 1 036, 1 065 – 1 075, 1 101 – 1 110, 1 137 – 1 149, 6 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Essen.
- KLOSTERMANN, J. (1989), mit Beitr. von NÖTTING, J., & PAAS, W., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4304**: 154 S., 14 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KOCKEL, C. W. (1926): Zur Piedmonttreppe im Rheinischen Schiefergebirge. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., (B) **1926**: 289 – 297; Stuttgart.
- KOHEIL, M. (1974): Zur Stratigraphie und Tektonik des Turons im Teutoburger Wald zwischen Bockhorst und Kohlstädt. – Diss. Univ. Münster; Münster. – [Unveröff.]
- KÖRBER, H. (1956): Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Mitt. geogr. Ges. Würzburg, **3**: 155 S., 12 Abb., 6 Taf., 4 Kt.; Würzburg.
- KOSCHYK, K. (1982): Reflexionsseismische Untersuchungen nach dem MINI-SOSIE-Verfahren in der Niederhessischen Senke. – Arch.-Ber. Hess. L.-Amt Bodenforsch.; Wiesbaden. – [Unveröff.]
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – Freiburger Forsch.-H., **C 280**: 1 – 56 [Tl. 1]; 1 – 71 [Tl. 2]; 12 Tab. [Tl. 3]; Leipzig.

- KRÄMER, F. (1961): Sedimentuntersuchungen im Mittleren Buntsandstein (sm) Südniedersachsens. – Diss. Univ. Frankfurt 181 S., 27 Abb., 15 Tab., 7 Taf., 4 Kt.; Frankfurt/Main. – [Unveröff.]
- KÜHN-VELTEN, H., & DÜRO, F. (1967): Der Geländebruch im Krögersgrund bei Blankenrode in Westfalen. – Engng. Geol., **2** (2): 117 – 134, 8 Abb., 2 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- KÜHNE, F. (1927): Das oberste Untercarbon, Zechstein-Buntsandstein und Kreide nordöstlich des Briloner Sattels. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **48**: 376 – 386, 3 Abb.; Berlin.
- KÜHNE, F. (1934): Die Gliederung des Flözleeren. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., **1932/33**: 42 – 50, 2 Tab.; Bonn.
- KULICK, J. (1961): Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 276 – 309, 8 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1966): Der Untere Buntsandstein am Südrande des Kellerwaldes (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 182 – 200, 1 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1968), mit Beitr. von KÜTHE, H., & KUTSCHER, F., & MATTHESS, G., & MEISL, S., & NIESCHALK, A., & NIESCHALK, CH., & RABIEN, A., & SEMMEL, A., & WENDLER, R.: Erläuterungen zu Blatt 4719 Korbach. – Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Erl., **4719**: 272 S., 32 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 8 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- KULICK, J., & LEIFELD, D., & MEISL, S., & PÖSCHL, W., & STELLMACHER, R., & STRECKER, G., & THEUERJAHN, A.-K., & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 3 – 223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- KULICK, J., & PAUL, J. [Hrsg.] (1987): Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand. – Symp. Zechstein, internat. 1987, Kassel, Hannover, Exk.-Führer, **2**: 1 – 309, 170 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.
- KUMM, A. (1941): Trias und Lias. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen e. V., N. F., **2** (1): 328 S., 79 Abb.; Oldenburg i. O. (Stalling). – [Zugl. Veröff. Prov.-Inst. Landesplan., Landes- u. Volkskde. Niedersachsen Univ. Göttingen (A 1) **2** (1)]
- KÜPER, J. (1982): Geologische Karte des Gebietes südöstlich von Marsberg. – Dipl.-Kart. Univ. Bochum: 58 S., 11 Abb., 1 Anl.; Bochum. – [Unveröff.]
- KUPFAHL, H.-G. (1958): Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 202 – 214, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KUPFAHL, H.-G. (1981), mit Beitr. von ANDERLE, H.-J., & BUSSE, E., & EHRENBERG, K.-H., & HAHNER, A., & JANSSEN, R., & KULICK, J., & PLAUMANN, S., & RAMBOW, D., & REICHMANN, H., & RITZKOWSKI, S., & RÖSING, F., & STRECKER, G., & ULRICH, H.-J., & VAUPEL, O.: Erläuterungen zu Blatt 4723 Oberkaufungen. – Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Erl., **4723**, 2. Aufl.: 212 S., 15 Abb., 17 Tab., 3 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F. (1960): Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 243 – 245; Wiesbaden.
- LEGGIEWIE, R., & FÜCHTBAUER, H., & EL-NAJJAR, R. (1977): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). – Geol. Rdsch., **66**: 551 – 577, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- LEPPLA, A. (1892): Über die Zechsteinformation und den Unteren Buntsandstein im Waldeckischen. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **11**: 40–82, 2 Abb.; Berlin.
- LIPPERT, H.-J. (1982): Die Blankenroder Glashütte auf Sießerkamp 1826–1883. Ein Beitrag zur Blankenroder Chronik. – 60 S., 29 Abb., 3 Kt.; Blankenrode. – [Unveröff.]
- LIPPERT, K. (1961): Ort und Glashütte Marschallshagen. – Warte, **22** (3): 11–13, 2 Abb.; Paderborn.
- LIPPERT, W. (1966): Das Eggegebirge und sein Vorland. – 401 S., 45 Abb., 3 Kt.; Paderborn (Junfermann).
- MAASJOST, L. (1952): Das Eggegebirge. – Landschaftsführer westf. Heimatbund, **4**: 56 S., 39 Abb.; Münster (Aschendorff).
- MAASJOST, L. (1973): Südöstliches Westfalen. – Samml. geogr. Führer, **9**: IX, 173 S., 38 Abb., 7 Tab., 1 Kt.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- MAASJOST, L. (1976): Landschaftliche Besonderheiten im Paderborner Land. – Heimatkdl. Schr.-R., **1976** (7): 36 S., 14 Abb.; Paderborn (Volksbank Paderborn).
- MEIBURG, P. (1969): Die Warburger Störungszone. Ein Beitrag zur Geologie des Warme-Diemel-Gebietes (Nordhessen/Ost-Westfalen). – Diss. Univ. Münster: 395 S., 71 Abb., 15 Tab., 49 Taf., 5 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- MEIBURG, P. (1979): Terrassen-Niveaus und Vertikalbewegungen im Diemelgebiet. – In: Deutsche Forschungsgemeinschaft [Hrsg.]: Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges. 3. Schwerpunkt-Kolloquium: 20–25, 5 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – Geotekt. Forsch., **62**: II, 267 S., 84 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MEISEL, S. (1959): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 98 Detmold. – Geogr. Landesaufl. 1 : 200 000. Naturr. Gliederung Deutschlands, Bl. 98: 40 S., 1 Abb., 1 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
- MEISL, S. (1965 a): Die Uran-Anreicherungen in den tertiären Braunkohlen Nordhessens, zugleich ein Beitrag zur geochemisch-lagerstättenkundlichen Bedeutung des radioaktiven Ungleichgewichtes. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 229–265, 14 Abb., 8 Tab., 15 Taf.; Wiesbaden.
- MEISL, S. (1965 b): Meta-Zeunerit in uranföhrnden vererzten Pflanzenresten im Oberen Buntsandstein bei Wrexen/Waldeck (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 266–280, 5 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- MENKE, B., & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. – Geol. Jb., **A 76**: 3–120, 18 Abb., 7 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- MERTENS, H. (1982): Paläoböden im Paderborner Raum. – Geol. Jb., **F 14**: 217–218, 1 Abb.; Hannover.
- MERTENS, H. (1985): Vom westlichen Eggelängstal nach Kirchborchen. Die Böden im Bereich des Ellerbachtales. – Landschaftsführer westfäl. Heimatbund., **10**: 147 S., 46 Abb.; Münster.

- MICHEL, G., & NIELSEN, H. (1977): Schwefel-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten ostwestfälischer Mineralwässer. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 185 – 227, 16 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MICUS, J. (1961): Glück und Glas. – Warte, **22** (3): 41 – 42, 1 Abb.; Paderborn.
- MNICH, J. (1976): Struktur, Entstehung und Datierung von Altreliefs und Altflächensystemen bei Niedermarsberg. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd., **24**: 56 – 67, 4 Abb.; Berlin.
- MNICH, J. (1979): Das mittlere Diemeltal bei Marsberg und seine angrenzenden Hochflächen. Eine geomorphologische Detailkartierung. – Diss. Univ. Bonn: 355 S., 74 Abb.; Bonn. – [Unveröff.]
- MÖHRING, W. (1909): Der Zechstein am nördlichen Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Berlin: 67 S.; Berlin. – [Unveröff.]
- MÖLLER, H. (1985): Petrographie und Fazies des Plattendolomits (Leine-Karbonat, Ca3) im hessischen Zechstein-Becken. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **20**: 255 S., 92 Abb., 13 Tab., 14 Taf.; Bochum.
- NAUBURG, J. D. (1986): Untersuchungen zur Variabilität, Ökologie und Systematik der *Viola tricolor*-Gruppe in Mitteleuropa. – Diss. Univ. Göttingen: 124 S., 34 Abb., 3 Tab.; Göttingen.
- NOWACK, B. (1983): Phosphoritknollengenese am Beispiel des Alb und Cenoman im südlichen Münsterland. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 76 S., 40 Abb., 2 Tab., 3 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- OESTREICH, K. (1926): Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. Geomorph., **2**: 135 – 159, 10 Abb., 2 Taf.; Leipzig.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (K. Wachtholz).
- OWEN, E. (1987): Introduction. – In: SMITH A. B. [Hrsg.]: Fossils of the Chalk: 9 – 14, 2 Abb.; London (Palaeont. Assoc.).
- OWEN, H. G. (1973): Ammonite faunal provinces in the Middle and Upper Albian and their palaeogeographical significance. – Geol. J., Sonderbd., **5**: 145 – 154, 3 Abb.; Liverpool.
- PAECKELMANN, W. (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 370 – 412, 15 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1931): Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **52**: 472 – 519, 3 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1979), mit Beitr. von BOTKE, H., & DIEDERICH, G., & FICKEL, W., & HÖLTING, B., & HORN, M., & PLAUMANN, S., & ULRICH, H.-J.: Erläuterungen zu Blatt 4618 Adorf. – Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Erl., **4618**, 2. Aufl.: 127 S., 11 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- PAECKELMANN, W., & KÜHNE, F. (1936), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Madfeld. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **4518**: 79 S., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 385 – 422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.

- PAUL, J. (1982): Zur Rand- und Schwellenfazies des Kupferschiefers. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 571 – 605, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- PETERMEYER, G. (1982): Zur Morphogenese der Briloner Hochfläche und des Sintfeldes. – Diss. math.-naturwiss. Fak. Univ. Düsseldorf: 128 S., 39 Abb., 5 Tab.; Essen.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary Rocks. – 718 S., 173 Abb., 119 Tab., 38 Taf.; New York (Harper & Brothers).
- PIEPER, B. (1990), mit Beitr. von HEWIG, R., & KALTERHERBERG, J., & KAMP, H. VON, & SCHRAPS, W.-G., & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4508 Essen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4508**, 2. Aufl.: 136 S., 14 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- PISKE, J., & SCHRETZENMAYR, S. (1984): Sedimentationszyklen im Staßfurtkarbonat und ihre Modifikation durch azyklische Vorgänge. – Z. geol. Wiss., **12**: 83 – 100, 7 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 71 – 97, 10 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- POELMANN, H. (1924): Über das Auftreten von Blei- und Zinkerzen bei Blankenrode in Westfalen. – Cbl. Mineral., Geol., Paläont., **1924**: 106 – 108; Stuttgart.
- PREDL, H.-P. (1978): Zur Stratigraphie und Tektonik der Unter- und Oberkreide im Raum Kleinenberg (südliches Egge-Gebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 119 S., 17 Abb., 3 Taf., 3 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- PRINZ, H. (1973), unter Mitarb. von CRAMER, K., & CRAMER, P., & DILLMANN, W., & EMMERT, U., & HERRMANN, F., & KALTERHERBERG, J., & NIEDERMAYER, J., & REIFF, W., & RESCH, M., & REUM, E., & RUDOLF, W., & TEMMLER, H., & TRIEB, W., & WESTRUP, J.: Verbreitung von Erdfällen in der Bundesrepublik Deutschland. – 36 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch. u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Deutschland).
- RAMBOW, D. (1967 a): Die Hardegsen-Folge (Buntsandstein) in den Bohrungen Beberbeck und Haarhausen (Hessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 76 – 82, 1 Taf.; Wiesbaden.
- RAMBOW, D. (1967 b): Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 83 – 101, 2 Abb.; Wiesbaden.
- RAMBOW, D. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung in Nordhessen. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 297 – 304, 2 Abb.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1951): Zwei Beiträge zu Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: 1. Waldeck, 2. Nordsudeten. – Geol. Jb., **65**: 145 – 212, 16 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover. – [Sonderdr. 1950]
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955 a): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843 – 854, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955 b): Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 876 – 899, 8 Abb.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 127 – 132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1985): Zechstein-Anhydrite. Fazies und Genese. – Geol. Jb., **A 85**: 3 – 82, 50 Abb., 7 Taf.; Hannover.

- ROEHL, E. (1963): Zur Fazies, Petrographie und Lithogenese der Zechstein-2-Karbonate in der nördlichen Hessischen Senke. – Diss. Univ. Kiel: 118 S., 5 Abb., 7 Taf.; Kiel.
- ROEMER, F. (1852 a): Über das Alter des Kreidesandsteins im südlichen Teil des Teutoburger Waldes. – N. Jb. Mineral., Geogn., Geol. u. Petrefaktenkde., **1852**: 185–191; Stuttgart.
- ROEMER, F. (1852 b): Notiz über die Auffindung von Ammonites auritus in Kreideschichten bei Neuenheerse im Teutoburger Walde als Beitrag zur Entscheidung der Frage nach Art der Vertretung des Gault in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **4**: 728–733, 1 Abb.; Berlin.
- ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen Westphalens. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinld. u. Westph., **11**: 29–180, 2 Abb., 1 Kt.; Bonn.
- ROSCHKE, G. (1967): Das Katastrophen-Hochwasser 1965 am Dreiländereck Nordrhein-Westfalen – Hessen – Niedersachsen, seine natürlichen Ursachen und verheerenden Folgen. – Wasserwirtschaft, **57**: 102–109, 8 Abb.; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **156**: 132–155, 9 Abb.; Stuttgart.
- RÖSING, F. (1966), mit Beitr. von BUSSE, E., & HENTSCHEL, H., & KUTSCHER, F., & MEISL, S., & PFEFFER, P., & RAMBOW, D., & SCHÖNHALS, E., & WENDLER, R.: Erläuterungen zu Blatt 4621 Wolfhagen. – Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Erl., **4621**: 246 S., 13 Abb., 8 Tab., 2 Diagr.; Wiesbaden.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., **3**: 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Braunschweig.
- SCHLÜTER, C. (1866): Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. – Z. dt. geol. Ges., **18**: 35–76; Berlin.
- SCHLÜTER, C. (1871–1876): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. – Palaeontographica, **21** (1–5): 1–120, 35 Taf. [= Tl. 1]; **24** (1–4): 1–143, 20 Taf. [= Tl. 2]; Cassel.
- SCHMIDT, H., & PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – Samml. geol. Führer, **39**: 151 S., 8 Abb., 24 Taf., 1 Kt.; Berlin (Borntraeger).
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. – 461 S., 1 220 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ. (Hohenlohe'sche Buchhdlg. F. Rau).
- SCHMIDT, M. (1938): Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag 1938. – 143 S., zahlr. Abb.; Öhringen/Württ. (Hohenlohe'sche Buchhdlg. F. Rau).
- SCHMIDT, W. M. (1976): Stratigraphie und Tektonik der Unter-Kreide im südlichen Egge-Gebirge (Raum Kleinenberg). – Dipl.-Kart. Univ. Münster: 68 S., 16 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 2 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Kt., zahlr. Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.).
- SCHRIEL, W. (1953): Die gegenseitigen Beziehungen der Erzparagenese variscischen und tertiären Alters erläutert an der Stellung des Bensberger und Ramsbecker Erzbezirkes zur Paffrather Kalkmulde und dem Massenkalksattel von Brilon nebst einem Vergleich mit anderen Gebieten. – N. Jb. Mineral., Mh., **1952**: 239–253; Stuttgart.

- SCHRIEL, W. (1954): Alter und Vererzung des Westheimer Abbruches am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Roemeriana, **1**: 241 – 272, 3 Abb.; Clausthal-Zellerfeld. – [DAHLGRÜN-Festschr.]
- SCHRIEL, W. (1959): Zusammenhänge alter (variszischer) und junger (tertiärer) Erzparagenesen, geschildert anhand von Blei-Zinklagerstätten am Nord- und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Freiburger Forsch.-H., **C 57**: 125 – 150, 19 Abb.; Berlin.
- SCHULTE, H. (1937): Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes. – Abh. westf. Prov.-Mus. Naturkde., **8** (1): 58 S., 2 Abb., 2 Taf.; Münster.
- SCHWARZKOPF, Th. (1983): Die Geologie des Gebietes um Marsberg-Oesdorf. – Dipl.-Kart. Univ. Bochum: 54 S., 19 Abb., 1 Tab., 9 Anl.; Bochum. – [Unveröff.]
- SEIBERTZ, E. (1979): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel“-Kreide zwischen Rüthen und Erwitte (Alb-Coniac, SE-Münsterland). – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 85 – 92, 6 Abb.; Heidelberg.
- SKUPIN, K. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & REHAGEN, H.-W., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. **1**: 25 000, Erl., **4217**: 120 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1985), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4317 Geske. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. **1**: 25 000, Erl., **4317**: 155 S., 16 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1989), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & VIETH-REDEMANN, A., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4418 Wünnenberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. **1**: 25 000, Erl., **4418**: 151 S., 15 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- SMITH, D. B. (1980): The evolution of the English Zechstein basin. – Contr. Sediment., **9**: 7 – 34, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- SÖFNER, R. (1939): Die Kupfererze von Wrexen. – Z. angew. Mineral., **1**: 417 – 430, 7 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- SPEETZEN, E. (1970): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Osning-Sandstein (Unter-Kreide) des Egge-Gebirges und des südöstlichen Teutoburger Waldes (Westfalen, NW-Deutschland). – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **18**: 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf.; Münster.
- SPEETZEN, E. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen. – In: Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, 1. – Einführ. Vor- u. Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Münster (Westf. Mus. Archäol.).
- SPEETZEN, E., & EL-ARNAUTI, A., & KAEVER, M. (1974): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **145**: 207 – 241, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- STAESCHE, K. (1930): Über Zechstein und Unteren Buntsandstein am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **51**: 290 – 301, 2 Taf.; Berlin.
- STARK, H. (1957): Versuch einer Gliederung des Unteren Buntsandsteins und einer Feingliederung des Mittleren Buntsandsteins bis zu den Hauptgervillienbänken im Vogler und Homburgwald. – Geol. Jb., **72**: 315 – 324, 3 Abb.; Hannover.

- STEIN, V. (1968): Stratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Südniedersachsens. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 819–828, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- STILLE, H. (1903): Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen zu Paderborn. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., N. F., **38**: 129 S., 3 Abb., 6 Taf.; Berlin. – [Unveränd. Nachdr. in Geol. Jb., **C 14**; Hannover 1976]
- STILLE, H. (1904): Erläuterungen zu Blatt Kleinenberg. – Geol. Spezialkt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Erl., **4419**: 27 S., 1 Tab.; Berlin.
- STILLE, H. (1908): Erläuterungen zu Blatt Peckelsheim. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Erl., **4420**: 29 S.; Berlin.
- STILLE, H. (1909): Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. – Z. dt. geol. Ges., **61** (Mber.): 17–26, 1 Tab.; Berlin.
- STILLE, H. (1932): Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **139**: 137–158, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- STILLE, H. (1935): Erläuterungen zu Blatt Lichtenau. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **4319**, 2. Aufl.: 24 S., 1 Abb.; Berlin.
- STILLE, H., & MESTWERDT, A. (1935): Erläuterungen zu Blatt Peckelsheim. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **4420**, 2. Aufl.: 29 S., 1 Abb.; Berlin.
- STIRN, A. (1964): Kalktuffvorkommen und Kalktufftypen der Schwäbischen Alb. – Abh. Karst- u. Höhlenkde., **E 1**: 92 S., 23 Abb., 4 Tab., 1 Kt.; München.
- THIERMANN, A. (1984): Kreide. – In: KLASSEN, H. [Hrsg.]: Geologie des Osnabrücker Berglandes: 427–461, 9 Abb., 3 Tab., 2 Anl.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.).
- TIETZE, K.-W., & KOSLOWSKIK, W., & KLEUSBERG, T. (1988): Sedimentologische Betrachtung der Folgen-Gliederung des Buntsandsteins in der Hessischen Senke. – Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, 3., 1988, Bochum, Exk. B: 6–8, 1 Tab.; Marburg.
- TIMMERMANN, O. (1959): Heterogene Flußläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. Das Flußnetz von Möhne – Ruhr und Lippe als Beispiele. – Z. Geomorph., N. F., **3**: 63–84, 7 Abb.; Berlin.
- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdoel-Z., **77** (9): 361–367, 7 Abb.; Wien, Hamburg.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdoel-Z., **79** (7): 277–292, 8 Abb.; Wien, Hamburg.
- Verordnung über Trinkwasser und über Wasser für Lebensmittelbetriebe (Trinkwasserverordnung – TrinkwV) vom 22. Mai 1986. – BGBl. I, Jg. 1986: 760–773; Bonn. – [Neufassung vom 5. Dez. 1990. – BGBl. I, Jg. 1990: 2 612–2 629; Bonn]
- VOGELSANG, D. (1980): Bericht über Montangeophysikalische Untersuchungen Blankenrode, Ostwestfalen. – 23 S., 35 Anl.; Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.). – [Unveröff.]
- VOIGT, E., & SEIBERTZ, E. (1978): Unterkreide/Cenoman-Grenze bis Turon im südöstlichen Münsterland; Campan von Beckum. – Symp. Deutsche Kreide, 1978, Münster i. W., Exk.-Führer, Exk. C: 38 S., 30 Abb.; Münster.
- WACHENDORF, H. (1965): Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. – Geol. Jb., **82**: 705–754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover.

- WALLNER, J. (1934): Über die Beteiligung kalkablagernder Pflanzen bei der Bildung südbayerischer Tuffe. – *Bibliotheca botanica*, **110**: 1–30, 27 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- Wasch- und Reinigungsmittelgesetz – WRMG vom 20. August 1975 (BGBl. I S. 2255), geändert durch Gesetz vom 19. Dezember 1986 (BGBl. I S. 2615); Bonn.
- WEDEPOHL, K. H. (1964): Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland. Ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**: 305–364, 18 Abb., 8 Tab.; Oxford, London, New York, Paris.
- WEERTH, O. (1929): Geologie des Landes Lippe. – *Sonderveröff. naturwiss. Ver. Land Lippe*, **3**: 156 S.; Detmold (Meyer).
- WÖHLKE, W. (1957): Die Kulturlandschaft des Hardehausener und Dalheimer Waldes im Mittelalter. – *Siedlung u. Landschaft Westf.*, **2**: 63 S., 3 Tab., 3 Beil.; Münster.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – *Geol. Jb.*, **67**: 83–114, 15 Abb.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – *Geotekt. Forsch.*, **32**: 1–65, 32 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- WOOD, C. J., & ERNST, G., & RASEMANN, G. (1984): The Turonian-Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: The Salzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. – *Bull. geol. Soc. Denmark*, **33**: 225–238, 3 Abb.; Copenhagen.
- WORTMANN, H. (1936): Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland und Weser. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **57**: 359–413, 6 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – *Forsch. dt. Landeskd.*, **104** (2): 47–54, 2 Abb.; Remagen.
- WURSTER, P. (1964): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – *Geol. Rdsch.*, **54**: 224–240, 11 Abb.; Stuttgart.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands, Tl. 1, Eemian and Early Weichselian. – *Meded. geol. Sticht., N. S.*, **14**: 15–45, 14 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Maastricht.
- ZEZSCHWITZ, E. VON (1967): Boden- und Vegetationseinflüsse auf Überschwemmungen und Erosionen beim Unwetter am 16. 7. 1965 im Gebiet der Paderborner Hochfläche. – *Z. Acker- u. Pflanzenb.*, **125**: 189–210, 3 Abb.; Berlin, Hamburg.
- ZEZSCHWITZ, E. VON (1980): Reliktisches und jungholozänes Tonfließplasma in bronzezeitlichen Grabhügeln auf der Paderborner Hochfläche. – *Fundber. Hessen*, **19/20**: 423–447, 12 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden. – [FISCHER-Festschr.]
- ZEZSCHWITZ, E. VON (1988), mit Beitr. von WACHTER, H.: Die Böden des Hardehausener Waldes (Forstamtsbezirk Neuenheerse). – 152 S., 15 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Kt.; Krefeld.
- ZIMMERLE, W. (1982), mit Beitr. von FESSER, H., & RASCHKA, H., & RÖSCH, H.: Die Phosphorite des nordwestdeutschen Apt und Alb. – *Geol. Jb.*, **A 65**: 159–244, 8 Abb., 7 Tab., 9 Taf.; Hannover.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 4518 Marsberg (1988), Bearb. DAHM-ARENS, H.
- Geognostische Charte vom Nordwestlichen Deutschland 1 : 200 000; Berlin (Schropp).
Blatt Detmold (1829), Bearb. HOFFMANN, F.
- Geognostische Karte von Deutschland und den umliegenden Staaten 1 : 1 100 000; Berlin (Schropp).
Blatt Cassel (1826), Bearb. BUCH, L. VON
- Geologie (1976): Dt. Planungsatlas, 1 (8): 2 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. u. Textbeil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & HERBST, G., & KNAPP, G., & THOME, K. N., mit Beitr. von BACHMANN, M., & BRAUN, F. J., & DROZDZEWSKI, G., & GLIESE, J., & GRABERT, H., & HAGER, H., & HILDEN, H. D., & HOYER, P., & LUSZNAT, M., & THIERMANN, A.; Hannover (Schroedel).
- Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden 1 : 80 000. – Hrsg. Kgl. Minist. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb.; Berlin (Schropp).
Sect. 14 Warburg (1857), Bearb. DECHEN, H. VON.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 4718 Korbach (1988), Bearb. DEUTLOFF, O.
- Geologische Spezialkarte von Preußen und benachb. Bundesst., mit Erl. – Hrsg. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst. u. Bergakad.; Berlin.
Blatt Kleinenberg (1904), Bearb. STILLE, H.
- Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Deutschland; Hannover.
Blatt CC 4718 Kassel (1979), Bearb. LEPPER, J., & ZITZMANN, A., unter Mitarb. von DAHM, H.-D., & HINZE, C., & HORN, M., & JORDAN, H., & MOTZKA, R., & REUTER, G., & WALDECK, H.
- Geologische Uebersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 500 000 (1866). – Hrsg. Kgl. Minist. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb., Bearb. DECHEN, H. VON; Berlin (Schropp).
- Geologische Wanderkarte des Naturparks Eggegebirge und südlicher Teutoburger Wald 1 : 50 000 (1989). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. FARRENSCHON, J.; Krefeld.
- Hydrogeologie (1978). – Dt. Planungsatlas, 1 (18): 1 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D.; Krefeld.

Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – Hrsg. Dt. Wetterdienst: 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach.

Klimadaten I (1976). – In: Klimadaten I – III. – Dt. Planungsatlas, **1** (7): 3 Kt., mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. SCHIRMER, H., & CASPAR, W., & SCHNELL, F., & WITTERSTEIN, F., & BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).