

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen
4518 Madfeld

Erläuterungen

zu Blatt

4518 Madfeld

2., völlig neu bearbeitete Auflage

Von

KARL-HEINZ RIBBERT, KLAUS SKUPIN und BÉATRICE OESTERREICH

Mit Beiträgen von

JOCHEN FARRENSCHON, LUDGER KRAHN, HANS GÜNTER NIESKENS,
ULRICH PAHLKE, REINHOLD ROTH und VOLKER WREDE

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Krefeld 2006

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4518	191 S.	14 Abb.	11 Tab.	1 Taf.	Krefeld 2006
---	------	-------------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Rechte vorbehalten

© 2006 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld

Bearbeiter: Dipl.-Geol. Dr. K.-H. RIBBERT
Dipl.-Geol. Dr. K. SKUPUN
Dipl.-Geol.'in B. OESTERREICH
Dipl.-Geol. Dr. L. KRAHN
H. G. NIESKENS
Dipl.-Geogr. Dr. U. PAHLKE
Dipl.-Geol. Dr. R. ROTH
Dipl.-Geol. Dr. V. WREDE

Geologischer Dienst NRW
– Landesbetrieb –
De-Greiff-Straße 195
47803 Krefeld

Redaktion: Dipl.-Geol. Dr. L. KRAHN

Druck: Stünings Medien GmbH, Krefeld

ISBN 978-3-86029-155-9

INHALTSVERZEICHNIS

1 Vorbemerkungen	9
2 Geologischer Überblick	9
2.1 Allgemeines	9
2.2 Erd- und Landschaftsgeschichte	11
3 Schichtenfolge	13
3.1 Devon	13
Mitteldevon	13
3.1.1 Givet	13
3.1.1.1 Tentakuliten-Schichten (de-vT)	13
3.1.1.2 Brilon-Schichten (de-vBS)	16
3.1.1.3 Hauptgrünstein (dvV)	16
3.1.1.4 Roteisenstein (dv-fR)	21
<i>Biogene Karbonatgesteine</i>	22
3.1.1.5 Massenkalk in Schwelm-Fazies (dvS)	24
3.1.1.6 Massenkalk in Alme-Fazies (dvA)	26
Mitteldevon bis Frühes Oberdevon	26
3.1.2 Givet bis Frasnes	26
<i>Biogene Karbonatgesteine</i>	26
3.1.2.1 Massenkalk in Dorp-Fazies	27
3.1.2.1.1 Massenkalk der Riffrückseite (dv-fD,,r)	27
3.1.2.1.2 Massenkalk des Riffkerns (dv-fD,,k)	29
<i>Biodetritische Karbonatgesteine</i>	31
3.1.2.1.3 Massenkalk der Riffvorderseite (dv-fD,,v)	32
3.1.2.2 Padberg-Schichten (dv-fP)	35
Oberdevon	37
3.1.3 Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies (df-f,k; dfr,k)	38
3.1.4 Oberdevon-Schichten auf dem Riff (dfa,t)	40
3.1.5 Oberdevon-Schichten der Beckenfazies	41
3.1.5.1 Adorf-Bänderkalkstein (df-fA,k)	41
3.1.5.2 Nehden-Schichten (dfaN)	42
3.1.5.3 Hemberg-Schichten (dfaH)	43
3.1.5.4 Dasberg- und Wocklum-Schichten (dfaD-W)	44
Höchstes Oberdevon bis tiefstes Unterkarbon	45
3.1.5.5 Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Schichten) (d-c)	45
3.2 Karbon	47
Unterkarbon (Dinantium)	47
3.2.1 Liegende Alaunschiefer und Kulm-Kieselschiefer (cd2,alk)	49
3.2.2 Erdbach-Kalkstein	50
3.2.3 Kulm-Kieselkalk (cd2,ki)	51
3.2.4 Kieselige Übergangsschichten und Kulm-Tonschiefer (cd3,kt)	53
3.2.4.1 Kieselige Übergangsschichten	53
3.2.4.2 Kulm-Tonschiefer	54
Oberkarbon (Silesium)	55
3.2.5 Bredelar-Schichten (cnB)	56
3.2.6 Arnsberg-Schichten (cnA)	57
3.3 Perm	60

Rotliegend	60
Zechstein	61
3.3.1 Zechstein 1 (Werra-Folge)	62
3.3.1.1 Konglomerate und Brekzien an der Basis der Zechstein-Sedimentgesteine (C1)	63
3.3.1.2 Werra-Karbonat, partiell mit Kupfermergel (Ca1)	64
3.3.1.3 Werra-Randkarbonat (A1Ca)	65
3.3.2 Zechstein 1-2 (Werra- bis Staßfurt-Folge)	68
3.3.2.1 Werra-Staßfurt-Grenztzn (T1/2)	68
3.3.3 Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	70
3.3.3.1 Staßfurt-Karbonat (Ca2)	70
3.3.4 Zechstein 2-3 (Staßfurt- bis Leine-Folge)	72
3.3.4.1 Staßfurt-Leine-Grenztzn (T2/3)	72
3.3.5 Zechstein 3 (Leine-Folge)	73
3.3.5.1 Leine-Karbonat (Ca3)	73
3.3.6 Zechstein 3-4 (Leine- bis Aller-Folge)	76
3.3.6.1 Leine-Aller-Grenztzn (T3/4)	76
3.4 Lias (J. FARRENSCHON)	77
Unterer Buntsandstein, Calvörde-Folge	77
3.4.1 Unterer Bausandstein und Gelber Porensandstein (suC,s)	78
3.5 Kreide	79
Unterkreide	81
3.5.1 Mittel- bis Oberalb	82
3.5.1.1 Kedinghausen- und Wünnenberg-Schichten (krIW)	82
Oberkreide	85
3.5.2 Cenoman	85
3.5.2.1 Cenoman-Mergel (krc1, krc1,s)	85
3.5.2.2 Kreidezeitliche Karstspaltensedimente	89
3.5.2.3 Cenoman-Pläner (krc2)	91
3.6 Tertiär bis Quartär	94
3.6.1 Sedimente	94
3.6.2 Residual- und Verwitterungsbildungen	95
3.6.2.1 Tonige Relikte (tt)	95
3.6.2.2 Sandig-konglomeratistische Relikte (tsk)	96
3.6.2.3 Spaltenfüllungen	97
3.6.3 Flächenbildungen	97
3.7 Quartär	98
3.7.1 Pleistozän	99
3.7.1.1 Obere Terrassengruppe (O)	99
3.7.1.2 Mittlere Terrassengruppe (M)	100
3.7.1.3 Niederterrasse	101
3.7.1.4 Lösslehm („Löl)	101
3.7.1.5 Fließerde und Hangschutt („fl)	102
Verschwemmungsablagerungen	102
3.7.1.6 Schwemmlehm („u)	102
3.7.2 Holozän	103
Bach- und Flussablagerungen	103
3.7.2.1 Auenlehm (L,ta)	103

3.7.2.2 Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben (qh)	104
3.7.2.3 Schwemmkegel („sk)	104
3.7.2.4 Anmoor (Hm)	104
3.7.2.5 Künstliche Aufschüttungen („y)	105
3.8 Junge Verkarstung (V. WREDE)	105
4 Gebirgsbau	109
4.1 Gefalteter Untergrund	110
4.1.1 Bauelemente	110
4.1.2 Baueinheiten.	112
4.1.2.1 Ostsauerländer Hauptsattel	112
4.1.2.2 Briloner Sattel	116
4.1.2.3 Oberkarbon-Faltenzone	117
4.2 Inkohlungsverhältnisse (B. OESTERREICH)	119
4.3 Deckgebirge	125
4.3.1 Zechstein	125
4.3.2 Kreide	126
5 Nutzbare Lagerstätten (B. OESTERREICH)	126
5.1 Erze	127
5.1.1 Eisenerz	127
5.1.2 Manganerz	130
5.1.3 Kupfererz	131
5.1.4 Gold	131
5.1.5 Blei- und Zinkerz	131
5.2 Industrieminerale	132
5.2.1 Baryt	132
5.2.2 Coelestin	133
5.2.3 Kalzit und Dolomit	133
5.2.4 Quarz	133
5.3 Steine und Erden	133
5.3.1 Vulkanite	134
5.3.2 Massenkalk	134
5.3.3 Andere Gesteine	134
6 Hydrogeologie (L. KRAHN & H. G. NIESKENS)	135
6.1 Oberirdische Gewässer und Quellen	135
6.2 Unterirdische Gewässer	138
6.2.1 Kluft- und Karstgrundwasserleiter (Festgesteine)	138
6.2.2 Porengrundwasserleiter (Lockergesteine)	140
6.3 Grundwasserneubildung	140
6.4 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	141
6.5 Wassergewinnung und Wasserversorgung	141
7 Ingenieurgeologie (U.-W. PAHLKE)	143
7.1 Festgesteine	144
7.1.1 Massenkalk	144
7.1.2 Nicht karbonatische Gesteine des Devons und Karbons	145
7.1.3 Karbonatgesteine des Deckgebirges	147
7.2 Lockergesteine	148

8 Böden (R. ROTH)	149
8.1 Böden im Verbreitungsgebiet der Karbonatgesteine	149
8.1.1 Böden im Verbreitungsgebiet der Oberkreide	149
8.1.2 Böden im Verbreitungsgebiet des Zechsteins	152
8.1.3 Böden im Verbreitungsgebiet des devonischen Massenkalks	152
8.2 Böden im Verbreitungsgebiet der Silikatgesteine des Devons und Karbons	153
8.3 Böden aus Bach- und Flussablagerungen	154
9 Verzeichnis der Schriften und Karten	154

Anhang	173
I Ergebnisse der Conodonten-Untersuchungen (Fundpunktlisten)	174
II Beschreibungen ausgewählter Bohrungen und Aufschlüsse	180

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1 Lage des Blattgebiets	10
Abb. 2 Diabas-Vorkommen am östlichen Sporn des Padbergs	18/19
Abb. 3 Ausgewählte Kernbohrungen aus dem Massenkalk	23
Abb. 4 Schematisiertes Paläorelief des Frasnies im Bereich des Briloner Riffkomplexes	32
Abb. 5 Schichtenfolge im Profil „Burg“	33
Abb. 6 Lithologie und Stratigrafie des Profils „Aabachtalsperre“	84/85
Abb. 7 Sedimentäre Brekzie im Cenoman-Mergel in Randfazies	90
Abb. 8 Kreidezeitliches Konglomerat (sandig-konglomeratisches Relikt)	96
Abb. 9 Übersicht der Karsterscheinungen	106
Abb. 10 Tektonische Baueinheiten und Struktur	113
Abb. 11 Übersicht der Isoapostilben im gefalteten Paläozoikum	121
Abb. 12 Inkohlungs-Teufen-Diagramm im gefalteten Paläozoikum	122
Abb. 13 Hydrogeologische Übersicht	136
Abb. 14 Bodenkundliche Übersicht	150/151

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1 Stratigrafie des Devons	14
Tab. 2 Stratigrafie des Karbons	48
Tab. 3 Stratigrafie des Perms und der Trias	62
Tab. 4 Stratigrafie der Kreide	80/81
Tab. 5 Höhlen im Blattgebiet	107
Tab. 6 Ergebnisse der Reflexionsmessungen	120
Tab. 7 Abschätzung der maximalen Vitrinit-Reflexion aus dem Farbbänderungsindex von Conodonten (CAI)	122
Tab. 8 Reflexionsmessungen an Impsonit aus dem Massenkalk	124
Tab. 9 Erztypen des Brilon-Waldeck-Bezirks	128
Tab. 10 Abflussverhältnisse der Alme und der Hoppecke	137
Tab. 11 Grundwasseranalysen	142/143

Verzeichnis der Tafeln

Taf. 1 Geologische Schnitte

1 Vorbemerkungen

Die erste Auflage des Blattes 4518 Madfeld wurde 1936 im Zuge der preußischen geologischen Landesaufnahme fertiggestellt. Es ist eines der zahlreichen Blattgebiete im nördlichen Sauerland und Bergischen Land, in denen W. PAECKELMANN während seiner dreißigjährigen Schaffenszeit die devonischen und unterkarbonischen Schichten kartiert hat. Sein damaliger Mitautor F. KÜHNE hat für dieses und andere Blätter die eintönigen Schichten des Oberkarbons aufgenommen.

Obwohl sich die grundlegende stratigrafische Gliederung des Devons im Blattgebiet nicht wesentlich geändert hat, ist allein durch den Einsatz neuer biostratigrafischer Hilfsmittel (insbesondere Conodonten) und durch gewandelte tektonische Vorstellungen eine Revision der ersten Auflage notwendig geworden. Zusätzlich eröffnete sich die Möglichkeit, eine verbesserte Gliederung der Zechstein-Randfazies, ausgehend vom östlich angrenzenden Blattgebiet 4519 Marsberg, auch im Bearbeitungsgebiet anzuwenden. Schließlich konnten neue Erkenntnisse über die Oberkreide-Schichten des südlichen Münsterländer Kreide-Beckens in das Blattgebiet eingebracht werden.

Die vorliegende zweite Auflage des Blattes baut bereichsweise auf einigen unveröffentlichten Diplom-Kartierungen und Diplom-Arbeiten des Geologischen Institutes der Ruhr-Universität Bochum auf. Es sind im Einzelnen die Ausarbeitungen von GEHRKE (1984), GRÜNIG (1983), SCHEIDT (1983) und STRITZKE (1980), die durch Übersichtsbegehungen aufeinander abgestimmt wurden. Andere Blattbereiche mussten grundlegend überarbeitet werden.

Der Erläuterungstext ist völlig neu verfasst. Neben der Auswertung der neueren Literatur sind umfangreiche Untersuchungsergebnisse aus den Labors des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen eingeflossen. So untersuchte M. PIECHA die Conodonten aus paläozoischen Karbonatgesteinen, während C. HARTKOPF-FRÖDER und R. STRITZKE Untersuchungen an pflanzlichen Resten känozoischer Sedimente durchgeführt haben. M. HISS und K. RESCHER bestimmten kreidezeitliche Mikrofaunen und H. GRÜNHAGEN steuerte mineralogische Untersuchungen bei.

2 Geologischer Überblick

2.1 Allgemeines

Das Blattgebiet zeigt einen Ausschnitt des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges (Abb. 1). Die überlieferte Erd- und Landschaftsgeschichte umfasst einen Zeitraum von etwa 380 Millionen Jahren, in dem unter wechselnden Klima- und Ablagerungsbedingungen die verschiedenen Fest- und Lockergesteine des Blattgebiets gebildet wurden. Die Beschreibung ihrer petrografischen Zusammensetzung und ihrer Altersstellung innerhalb der Erdgeschichte steht im Mittelpunkt des Erläuterungstextes. Diese Informationen bilden die Grundlage für alle Bereiche der praktischen Geologie (Lagerstättenkunde, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie) und für die Bodenkunde.

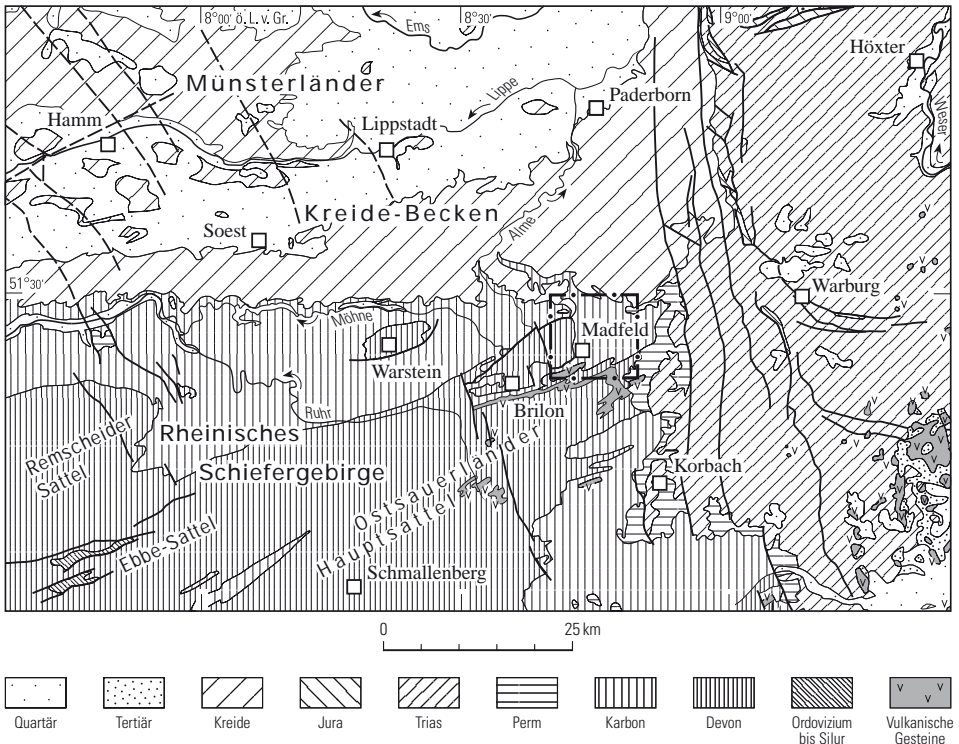


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

Darüber hinaus lassen Sedimentstrukturen und der Fossilinhalt der Ablagerungen – zusammenfassend Fazies genannt – weitere Rückschlüsse zu. So sind Aussagen über den Bildungsbereich (z. B. Meer oder Festland), den Ablagerungsvorgang (z. B. strömendes Wasser oder Korallenriff-Bildung), das damals herrschende Klima und schließlich auch über die Tiere und Pflanzen der vergangenen Lebensräume möglich. Dabei gestattet die Fortentwicklung der fossilen Tiere und Pflanzen die Definition von Leitfossilien für bestimmte Schichtenabschnitte.

Die in den Gesteinen gewissermaßen gespeicherten geologischen Informationen ermöglichen es, die Erdgeschichte als eine Abfolge von lang währenden Zeiten der Sedimentablagerung zu verstehen, die von Zeiten der Abtragung unterbrochen wurden. Die sedimentären Vorgänge werden dabei oft vom Klima oder durch tektonische Vorgänge in der Erdkruste gesteuert. Letztere lassen Hebungsgebiete entstehen, deren Abtragungsmaterial in benachbart einsinkende Becken umgelagert wird.

Im Vordergrund des Interesses steht die geologische Entwicklung des Blattgebiets, die während der drei Erdzeitalter unterschiedliche Gesteine hat entstehen lassen. Sie wird im Folgenden kurz skizziert, während weiter gehende Details in den entsprechenden Unterabschnitten des Kapitels 3 gegeben werden.

2.2 Erd- und Landschaftsgeschichte

Die Überlieferung des Erdaltertums (Paläozoikum) durch Sedimente beginnt im Blattgebiet mit Schichten des höheren Mitteldevons. Bereits vor dieser Zeit hatte sich im heutigen nördlichen Europa das kaledonisch gefaltete Festland des sogenannten Old-Red-Kontinents gebildet. Sein Abtragungsmaterial belieferte während des gesamten Devons ein weit über das heutige Rheinische Schiefergebirge hinausreichendes Meer. Unter ständiger Sedimentanlieferung und Absenkung des Untergrundes bildete sich ein weit gespanntes Senkungsfeld der Erdkruste, der sogenannte Rheinische Trog. Dieser rhenoherzynische Meeresraum war im Mitteldevon in einen landnahen Flachwasserbereich (Schelf) mit überwiegend sandigen Sedimenten und einen landfernen, nicht wesentlich tieferen Beckenbereich mit vorwiegend tonigen Sedimenten gegliedert. Gegen Ende des Mitteldevons breiteten sich auf dem Schelf die Korallenriffe des Massenkalks aus. Ihr Wachstum hielt bis in das frühe Oberdevon an. Im Verlauf des Oberdevons verlagerte sich der Schelf nach Westen und Beckensedimente wurden nur noch im heutigen rechtsrheinischen Rheinischen Schiefergebirge abgelagert. Dieser Zustand hielt während des gesamten Unterkarbons bis in das tiefe Oberkarbon an. Erst danach wurde der Meeresraum – Kulm-Becken genannt – verfüllt. Im höheren Oberkarbon zeigten die Steinkohlenflöze des Ruhrkarbons schließlich das endgültige Verschwinden des Meeres an.

Die mehr oder weniger horizontal abgelagerten Sedimente wurden bei zunehmender Absenkung zunächst verfestigt und später im Verlauf des höheren Oberkarbons durch gebirgsbildende Kräfte seitlich eingeeengt. Die Schichten reagierten darauf mit der Bildung von Falten, das heißt, sie wurden zu generell Südwest – Nordost verlaufenden Sätteln und Mulden zusammengeschoben und dabei stellenweise auch überschoben. Mechanische Spannungen während der Faltung führten zur Bildung von Klüften und zum Aufreißen von Störungen, die den Faltenbau mosaikartig zerstückelten.

Durch die variszische Faltung wurde ein gebirgiges Festland geschaffen, das aber sofort wieder der Abtragung unterlag und bis zum Unterperm zu einer morphologisch wenig gegliederten Verebnung umgestaltet wurde. Die marine Transgression des Zechsteins erfolgte aus dem Raum der heutigen Nordsee nach Süden in die Hessische Senke und an den Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Der randliche Charakter der Zechstein-Sedimentation wird durch lokale Besonderheiten und durch das diskordante Übergreifen verschieden alter Zechstein-Stufen auf das gefaltete Gebirge verdeutlicht. Die vollständige evaporitische Abfolge, wie sie in den verschiedenen Zechstein-Stufen des Beckenbereichs zu beobachten ist, fehlt im Blattgebiet. Statt der Abfolge Tone – Karbonate – Sulfate – Chloride sind die Zechstein-Ablagerungen wegen der Festlandsnähe zu einer pelitisch-karbonatischen Randfazies reduziert. Diese Sedimentation währte bis in die Aller-Folge (Zechstein 4). Danach kommt es zu Schichtlücken und zu einem Rückzug des Meeres mit nachfolgender tektonischer Verstellung und Abtragung.

Zu Beginn des Erdmittelalters (Mesozoikum) lag das Blattgebiet während der Unteren Trias im Randbereich des Norddeutschen Beckens, in dem ein limnisch-fluviatiler Sedimentationstyp vorherrschte. Die Hessische Senke, an deren Westrand sich das Blattgebiet befindet, schuf in der Trias eine Verbindung zwischen dem nord- und dem süddeutschen Ablagerungsraum. Die Ablagerungen der Trias überlagern den Zechstein diskordant. Sie sind im Blattgebiet bis auf Teile des Unteren Buntsandsteins fast gänzlich wieder abgetragen worden und haben ihre Hauptverbreitung weiter im Osten in der Hes-

sischen Senke. Es lässt sich nur schwer beurteilen inwieweit das Blattgebiet im mittleren Mesozoikum (höhere Trias, Jura, tiefe Kreide) Sedimentations- oder Abtragungsgebiet war, da nur wenige Relikte dieser Schichten lokal im Paläokarst auf dem devonischen Massenkalk erhalten geblieben sind.

Eine durchgehende Dokumentation der Erdgeschichte beginnt wieder in der höheren Unterkreide und reicht bis in die tiefe Oberkreide.

Marine Sedimente des Albs griffen vom Norddeutschen Becken her auf die Verebnung der Rheinischen Masse über. Im Bereich des Küstensaumes bildeten sich glaukonithaltige, sandig-konglomeratische Gesteine mit überwiegend ungerundeten Geröllen. In zusammenhanglosen Blockschutt aufgelöst, sind solche Gesteine allerdings nur in Karsthohlformen des Massenkalks konserviert worden. Danach kann die Küstenlinie des jüngeren Unterkreide-Meeres deutlich südlicher als die heutige Verbreitungsgrenze angenommen werden. Die Entwicklung der Oberkreide-Ablagerungen dokumentiert im Blattgebiet die Veränderung der Sedimentation von küstennahen zu küstenfernen Bedingungen in einem insgesamt flachen Epikontinentalmeer.

In der beginnenden Erdneuzeit (Känozoikum) unterlag die Rheinische Masse, wie schon im jüngeren Mesozoikum, als morphologisch wenig gegliedertes Flachland einer intensiven chemischen Verwitterung unter einem deutlich wärmeren Klima als heute. Wie die tertiärzeitliche Reliefentwicklung des nördlichen Sauerlandes im Einzelnen verlief, ist mangels datierbarer Flächenniveaus nicht bekannt.

Spätestens im Pliozän führte die stärkere Hebung der Rheinischen Masse zum Einschneiden der Fließgewässer und auch zu einer Tieferlegung des Karstgrundwasserspiegels. Die mechanische Tiefenerosion bei der Talbildung wurde durch die während des Jungtertiärs ablaufende Abkühlung des Klimas begünstigt. Sie führte zu einem Nachlassen der chemischen Verwitterung (Saprolithbildung) und zu einem verstärkten physikalischen Abbau der Gesteine. Die Klimaverschlechterung gipfelte im Quartär (Pleistozän) in mehreren Eiszeiten.

Während der Eiszeiten kam es unter einem periglazialen Klima zur Ausbildung von tonig-schluffigen Solifluktionsmassen (Fließerden). Sie enthalten neben grobem Verwitterungsschutt des Felsuntergrundes Reste von äolisch verfrachtetem Löss beziehungsweise Lösslehm und vermutlich auch tertiärzeitliche Verwitterungsrelikte. Größere, kaum umgelagerte Löss- beziehungsweise Lösslehmengen sind auf den Oberkreide-Flächen im nördlichen Blattgebiet erhalten.

Reste von Terrassen mit fluviatilen Schottern sowie schotterfreie Verebnungen begleiten die größeren Täler in unterschiedlicher Höhe oberhalb der heutigen Talau. Sie weisen auf einen mehrmaligen Wechsel zwischen vorherrschender Tiefenerosion und Phasen der Aufschotterung während des Pleistozäns hin. Hoch gelegene Terrassenreste belegen einen vermutlich altpleistozänen Verlauf der Hoppecke.

Die in der Nacheiszeit (Holozän) beginnende intensive Nutzung der Landschaft durch den Menschen führte infolge von zunehmender Waldzerstörung zur Abschwemmung von Bodenmassen, die als Auenlehm und Schwemmkegel die letzteiszeitliche Sedimentfüllung der Täler überdecken. Größere Veränderungen im Landschaftsbild sind bereichsweise durch die Steinbrüche und Aufhaldungen des Abbaus von Massenkalk und von vulkanischen Gesteinen entstanden.

3 Schichtenfolge

3.1 Devon

Etwas weniger als die Hälfte des Blattgebiets wird von Schichten des Devons eingenommen. Es sind Schichtenfolgen des Givets, die zum Mitteldevon gehören, sowie Schichtenfolgen des Frasnés und des Famennes, die dem Oberdevon angehören (Tab. 1). Die Ergebnisse der umfangreichen biostratigrafischen Conodonten-Untersuchungen, deren Proben-Nummern im Text angegeben sind, werden im Anhang I aufgelistet.

Mitteldevon

Das Mitteldevon wird im Blattgebiet allein von Schichten des oberen Mitteldevons (Givet) vertreten. Das untere Mitteldevon (Eifel) hat im Kernbereich des Ostsauerländer Hauptsattels südlich des Blattgebiets weite Verbreitung.

Faziesentwicklung: Zur Zeit des höheren Mitteldevons (Givet) liegt der Übergang zwischen Schelf und Becken im südwestlichen Blattbereich. Die entsprechenden Ablagerungen im Blattgebiet sind die Tentakuliten-Schichten und die als Unterlager des Massenkalks vermuteten Brilon-Schichten. Letztere gehen weiter nach Westen – außerhalb des Blattgebiets – in die typischen Schelfablagerungen der Finnentrop-Schichten über.

Im obersten Teil der Tentakuliten-Schichten wechselt die tonig-feinsandige Sedimentation zu kalkreicheren Ablagerungen über. Die Einschaltungen von dunklen, biotritischen Kalksteinen, die denen der Padberg-Schichten ähnlich sind, dokumentieren den Beginn einer biogenen Karbonatproduktion. Sie setzte vermutlich im Bereich des Schelfrandes ein, wo in diesem Zeitraum das Briloner Riff seinen Anfang nahm.

Die tonige und karbonatdetritische Sedimentation wird vom submarinen, basischen Vulkanismus des Hauptgrünsteinzuges zeitlich überlagert. Es kommt zur Bildung vielfältig zusammengesetzter vulkanischer und vulkanoklastischer Ablagerungen. Sie bilden eine submarin ihre Umgebung überragende Vulkanschwelle, die von einigen Autoren gerne als „Seeberge“ umschrieben worden ist.

Der Diabas-Vulkanismus wird von exhalativen Eisenausscheidungen begleitet, die besonders in der Endphase des Vulkanismus bereichsweise zu einer karbonatisch-kieseligen Hämatitbildung – dem Roteisenstein – geführt haben.

3.1.1 Givet

3.1.1.1 Tentakuliten-Schichten (de-vT)

Die Tentakuliten-Schichten gehören dem obersten Teil des Eifels und Teilen des Givets an. Im Blattgebiet ist nur ihr oberster Teil, der ausschließlich dem Givet angehört, aufgeschlossen.

Gesteine und Fazies: Als die ältesten Gesteine des Blattgebiets sind die Tentakuliten-Schichten auf die Kernschichten des Messinghäuser Sattels und des Padberger Sattels beschränkt. Die Schichtenfolge wird überwiegend von schwarzgrauen, im verwitter-

Tabelle 1
Stratigrafie des Devons

allgem. Gliederung	Stufen		Conodonten-Zonen	Blatt 4518 Madfeld			Blatt 4519 Marsberg	WEDEKIND-Zonen	Ammonoiten-Stufen nach WEDEKIND
	international	regional		Riff	Tief-Schwelle	Becken			
Oberdevon	Famenne		Wocklum	Kalksteine in Spalten des Massenkalks Oberdevon-Schichten auf dem Riff (Kalkknollenschiefer)	Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Sch.)	Dasberg- und Wocklum-Schichten		VIβ VIα Vβ Vα	Kallo-clymenia-Wock-lumeria Clymenia
			<i>praesulcata</i>						
			S						
			M						
			F						
			S						
			<i>expansa</i>						
			M						
			F						
			S						
			<i>postera</i>						
			F						
	Hemberg		S						
			F						
			S						
			<i>trachytera</i>						
			F						
			Ss						
	Nehden		S						
			F						
			Ss						
			<i>marginifera</i>						
			F						
			S						
	Adorf		<i>rhomboidea</i>						
			F						
			Ss						
			<i>crepida</i>						
			M						
			F						
Mitteld Devon	Frasnes		S	Massenkalk in Dorp-Fazies Riffkern	Massenkalk in Dorp-Fazies Riffkern	Massenkalk in Dorp-Fazies	Padberg-Schichten	Iβ	Manticoceras
			<i>triangularis</i>						
			M						
			F						
			S						
			<i>gigas</i>						
			Ss						
			S						
			<i>linguiformis</i>						
			F						
			<i>rhenana</i>						
			S						
	Givet		<i>Anc. triangul.</i>						
			S						
			<i>jamieae</i>						
			F						
			<i>hassi</i>						
			S						
	Eifel		<i>asymmetricus</i>						
			M						
			<i>punctata</i>						
			F						
			<i>falsiovalis</i>						
			M						
Mitteld Devon	Givet		<i>disparilis</i>	Massenkalk in Schwelm-Fazies	Massenkalk in Schwelm-Fazies	Hauptgrünstein	Padberg-Schichten	Iα	Pharciceras
			F						
			<i>hermanni-cristatus</i>						
			S						
			<i>varcus</i>						
			M						
			F						
			<i>hemiansatus</i>						
			<i>kockelianus</i>						
			S						
			<i>hermanni-cristatus</i>						
			F						
	Eifel		<i>varcus</i>						
			M						
			<i>hemiansatus</i>						
			F						
			<i>kockelianus</i>						
			S						

* alte Zonierung Fs = Früheste, F = Frühe, M = Mittlere, S = Späte, Ss = Späteste

terten Zustand braunen Tonsteinen mit wechselndem Schluffgehalt aufgebaut. Als Einschaltungen treten mm-dünne Feinsandstreifen und Feinsandsteinlagen bis 2 cm Dicke auf. Der schwache Kalkgehalt der Tonsteine nimmt im höheren Teil der Schichtenfolge zu und es treten Kalksteinkonglomerationen, Kalkknotenschiefer und vereinzelt sogar gering mächtige Kalksteinbänke auf.

Die Tonsteine der Tentakuliten-Schichten spalten nur selten entlang den Schichtflächen, viel häufiger aber parallel zu der sehr intensiven Schieferung auf. Es entstehen zunächst von Schieferungsflächen begrenzte Platten, die bei zunehmender Gesteinsverwitterung zu kleinen, tonig weichen Plättchen zerfallen.

Die Tentakuliten-Schichten stellen die obermitteldevonische Fortsetzung der sehr mächtigen Tongesteinsfolge vom Typ der Wissenbacher Schiefer dar. Sie bauen die Beckenablagerungen des Mitteldevons im östlichen Rheinischen Schiefergebirge auf.

Fossilien und Altersstellung: Die spitzkonischen und quer gestreiften Fossilreste der für die Schichtenfolge namensgebenden Tentakuliten sind weit verbreitet. Sie sind auch dann noch zu erkennen, wenn infolge der Schieferung nur kleine Ausschnitte der Schichtflächen der Beobachtung zugänglich sind. Ihre Gehäuselänge liegt meist bei wenigen Millimetern, kann aber bei vollständig erhaltenen großen Formen bis zu 4 cm betragen. Neben Tentakuliten treten auch glattschalige, spitzkonische Fossilreste, die sogenannten Styliolinen, auf.

Die kalkhaltigen Tonsteine im obersten Teil der Tentakuliten-Schichten führen Reste von Makrofossilien. Die Aufsammlungen von PAECKELMANN erbrachten westlich von Padberg eine Makrofauna mit großäugigen Trilobiten (Phacopiden), Brachiopoden (Atrypiden und Stropheodontiden) sowie Goniatitenreste. Im Diemeltal westlich des Hüttenbergs lieferten die Tentakuliten-Schichten pyritisierte Cephalopoden, so unter anderem eine Leitform der *Maenioceras*-Stufe, sowie Brachiopoden (insbesondere Stringocephaliden).

Conodontenstratigrafische Untersuchungen ergaben für einen hellgrauen, knolligen Kalkstein aus dem obersten Teil der Tentakuliten-Schichten im Diemeltal 350 m östlich der Niedermühle (Proben-Nr. 7901) ein Alter der Frühen bis Mittleren *varcus*-Zone, also des tieferen Givets. Ein dunkler, feinbiodekritischer Kalkstein aus dem Diemeltal nordöstlich der Niedermühle, der gemeinsam mit Diabas im obersten Teil der Tentakuliten-Schichten vorkommt, zeigte ein Alter der Frühen *varcus*-Zone (Proben-Nr. 7875).

Mächtigkeit und Abgrenzung: Die Untergrenze der Tentakuliten-Schichten ist im Blattgebiet nicht aufgeschlossen. Im weiteren Verlauf des Hoppecketals nach Südwesten ist im Blattgebiet 4617 Brilon eine maximale Mächtigkeit der Tentakuliten-Schichten von 250 m festgestellt worden. Von dieser Gesamtmächtigkeit sind im Bearbeitungsgebiet etwa 150 m aufgeschlossen.

Je nachdem, ob kartiertechnische oder lithofazielle Gesichtspunkte im Vordergrund stehen, unterscheidet sich die Obergrenze der Tentakuliten-Schichten. Zwischen Rösenbeck und Padberg werden die Tentakuliten-Schichten unmittelbar von den Vulkaniten des Hauptgrünsteins überlagert. Karbonatische Gesteinsbildungen scheinen im Grenzbe- reich, möglicherweise aufschlussbedingt, zu fehlen. Östlich von Padberg, im Diemeltal, überlagern gering mächtige, typische Flinzkalksteine die Tentakuliten-Schichten, erst dann folgen gering mächtige Vulkanite. Wegen der geringen Mächtigkeit der Kalksteine im

Grenzbereich wird auch dort eine (kartiertechnische) Grenze Tentakuliten-Schichten gegen Hauptgrünstein auf der geologischen Karte dargestellt.

Aufschlüsse:

- Wegböschung nordöstlich des Berges „Weiße Frau“; R ³⁴79 549, H ⁵⁶97 050
- Wegböschung im Diemeltal, 150 m nordöstlich der Niedermühle; R ³⁴85 200, H ⁵⁶96 900
- Wegböschung im Diemeltal, 800 m nordöstlich der Niedermühle; R ³⁴85 800, H ⁵⁶97 200
- Felsen am Westhang des Hüttenberges; R ³⁴85 280, H ⁵⁶96 150

3.1.1.2 Brilon-Schichten (de-vBS)

Die Brilon-Schichten sind als Besonderheit des namengebenden Blattes von PAECKEL-MANN (1933) unter der Bezeichnung „Briloner Schiefer“ aufgestellt worden. Im Typusgebiet handelt es sich um geschieferte, dunkelgraue bis dunkelgraublaue Ton- und Schluffsteine, die kalkhaltig, zum Teil feinsandig und sehr fossilreich sind. Sie enthalten auch Lagen aus dunkelgrauem Mergelstein sowie schwarze, zum Teil bitumöse Kalksteinbänke und -linsen.

Als fossilreiche Schelfablagerung und fazielles Äquivalent der Tentakuliten-Schichten (MÜLLER 1990) wird ihr Vorkommen als Unterlager und laterales Faziesäquivalent des givetischen Massenkalks im Blattgebiet vermutet und daher im Schnitt A – B (s. Taf. 1 in der Anl.) dargestellt.

3.1.1.3 Hauptgrünstein (dvV)

Der Begriff Hauptgrünstein oder Hauptgrünsteinzug ist die traditionelle Bezeichnung für das in Schichten des Givets am Nord- und Ostrand des Ostsauerländer Hauptsattels eingeschaltete Vorkommen von basisch zusammengesetzten vulkanischen Gesteinen. Durch ihren Gehalt an dem Mineral Chlorit durchwegs graugrün gefärbt, sind diese Gesteine recht unterschiedlich zusammengesetzt und strukturiert. Die Unterschiede erlauben Aussagen über die Entstehungsart der im Bereich des Meeresbodens gebildeten vulkanischen Gesteine. In der folgenden Beschreibung der Gesteinstypen stehen neben mineralogischen zunächst makropetrografische und sedimentologische Aspekte im Vordergrund. Die Beschreibung erfolgt auf der Grundlage der von LORSON (1988) und SUNKEL (1990) publizierten Geländeaufnahmen und petrografischen Untersuchungen. Für das Gebiet östlich des Padbergs wurden sie durch eigene Beobachtungen ergänzt.

Gesteine und Vulkanitfazies: Am Aufbau des Hauptgrünsteins sind sehr unterschiedliche Gesteine beteiligt. Es sind einerseits effusive magmatische Gesteine („Diabas-Mandelsteine“), die als Pillowlaven am Meeresboden ausgeflossen sind oder gemeinsam mit vulkanischen Schlacken sogenannte Schlacken-Pillow-Brekzien bilden. Andererseits treten auch intrusive magmatische Gesteine („Diabase“) auf, die als gering mächtige Gänge oder als Schlotfüllung unterhalb des Meeresbodens in das umgebende Sediment eingedrungen sind.

Dieser Gruppe von Gesteinen stehen die vulkanoklastischen Gesteine („Schalstein“) gegenüber. Ihr magmatisches Ausgangsmaterial ist im Verlauf des vulkanischen Geschehens zu Bruchstücken unterschiedlichster Größe (Bomben, Lapilli, Asche) fragmentiert

worden. Dabei erfolgte vielfach eine Beimengung nicht vulkanischer, sedimentärer Komponenten aus dem nahen Untergrund des Eruptionsortes. Diese fragmentreichen Lapillisteine und grundmassereichen Lapillituffe sind als vulkanahe Fallout-Ablagerungen ebenfalls untermeerisch abgelagert worden. Sie haben im Blattgebiet den größten Anteil an den Gesteinen des Hauptgrünsteins.

Vorkommen: Die Beschreibung der einzelnen Vorkommen des Hauptgrünsteins und ihres unterschiedlichen petrografischen Aufbaus beginnt im Südosten und endet im Nordwesten.

Der Padberg wird vorwiegend von Lapillisteinen (Schalstein) aufgebaut. Die Gesteinsbruchstücke sind zwischen 2 und 60 mm groß und bestehen überwiegend aus vulkanischem Material. Vulkanoklastische Gemenge aus etwa gleichen Teilen vulkanischen und sedimentären Komponenten sind ebenfalls vertreten. Die am Padberg außerdem auftretenden Mandelsteine sind meist massig; Pillows treten nicht auf.

Im ehemaligen Steinbruch südlich des Padbergs, dessen nördlicher Teil in das Blattgebiet hineinreicht, ist die subvulkanische Intrusion eines blasenreichen, porphyrisch erstarrten Gesteins in Tentakuliten-Schichten und Vulkanoklastika aufgeschlossen. Das Intrusivgestein zeigt eine säulenförmige Absonderung senkrecht zu den Kontaktflächen des Nebengesteins sowie gangartige Verzweigungen in das Nebengestein hinein.

Am Kriesenberg sind die dortigen Lapillisteine massig ausgebildet und grusig verwittert. Ihre Komponenten, insbesondere die Tonsteinflatschen, sind nicht so grob wie am Padberg. Mandelsteine treten in Form von freigelegten Pillows in Größen von einigen Dezimetern bis 1,5 m Durchmesser auf. Unter der ehemals glasigen Kruste zeigen die Pillows konzentrische Blasenzüge und ein porphyrisches Gefüge.

Im Großsteinbruch am Grottenberg ist eine mindestens 150 m mächtige, überwiegend vulkanoklastische Gesteinsfolge aufgeschlossen. Sie wird in ihrem mittleren Teil von massigen oder geschichteten Lapillisteinen gebildet, die von einer Schlacken-Pillow-Brekzie unterlagert und von blasenreichen Pillowlaven überlagert wird. Die Lapillisteine werden überwiegend von blasigen Vulkanitbruchstücken, daneben von angeschmolzenen und aufgeschäumten Nebengesteinsklasten aufgebaut. In die Lapillisteine ist ein Horizont mit gut geschichteten, zum Teil gradierten Lapillituffen eingeschaltet.

Im Steinbruch am Osthang des Berges „Burg“ ist eine dreigeteilte Abfolge vulkanoklastischer Sedimentgesteine von ca. 120 m Mächtigkeit zu beobachten. Sie beginnt mit Lapillituffen, die in eine ca. 90 m mächtige Wechselfolge von grobklastisch-massigen und geschichteten Lapillisteinen übergehen. Die massigen Lapillisteine sind reich an vulkanischen Bomben und Blöcken, die einen Durchmesser von 20 – 25 cm erreichen. Der obere Teil der Lapillisteinfolge enthält karbonatischen Riffdetritus und Riffkalksteinblöcke bis zu Metergröße. Den Abschluss der Gesteinsfolge bildet eine gering mächtige Schlacken-Pillow-Brekzie. Die Lapillisteine können nach Westen mindestens bis zum Westhang des Berges „Burg“ verfolgt werden, wo der Anteil von geschichteten Sedimentgesteinen größer ist.

Weitere Aufschlüsse im westlichen Verbreitungsgebiet des Hauptgrünsteins zeigen Lapillituffe und Pillowlaven am Enkenberg und massige und geschichtete Lapillisteine mit Riffschuttklasten am Südhang des Berges „Weiße Frau“.

Im felsigen Steilhang des Diemeltales südlich der Niedermühle, östlich des Padbergs ist eine Wechsellagerung von Gesteinen des Hauptgrünsteins und der Padberg-Schichten zu beobachten (Abb. 2). Dort, wo der Vulkanismus weniger intensiv gewesen ist, kamen in Pausen des vulkanischen Geschehens turbiditische Kalksteine aus Riffdetritus zur Ablagerung (Kap. 3.1.2.2).

Über den Aufschluss hinaus wechsellagern zwischen dem Osthang des Padbergs und dem Diabas-Steinbruch nordwestlich von Giershagen zwei Vulkanit-Horizonte mit zwei Teilhorizonten der Padberg-Schichten (Abb. 2 u. Kap. 3.1.2.2). Der untere, etwa 10 m mächtige Vulkanit-Horizont ist überwiegend dicht, stellenweise auch feldspatporphyrisch, und sondert oft vertikal säulenförmig ab. Bereichsweise ist er auch reich an Blasen, die bis Dezimetergröße erreichen können und dann mit Quarzkristallen gefüllt sind. Nicht selten sind auch Einschlüsse von Kalkstein der Padberg-Schichten. Die unterlagernden Tentakuliten-Schichten sind von Apophysen des Diabas durchsetzt. Der untere Vulkanit ist möglicherweise als eine subvulkanische Intrusion unter einer gering mächtigen Sedimentdecke anzusehen. Er ist wohl identisch mit demjenigen des Steinbruchs südlich des Padbergs (SUNKEL 1990). Der obere Vulkanit-Horizont ist im Diemeltal als effusiver Diabas mit Pillowstrukturen und vergesellschafteten Pyroklastika (Schalstein) ausgebildet.

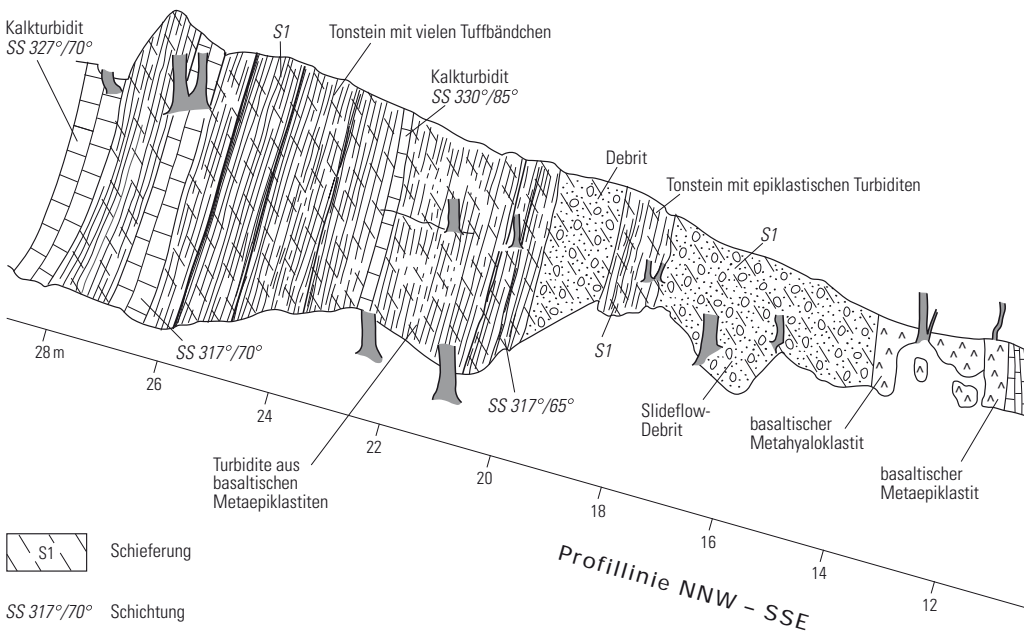


Abb. 2 Diabas-Vorkommen am östlichen Sporn des Padbergs (aus SALAMON 2003)

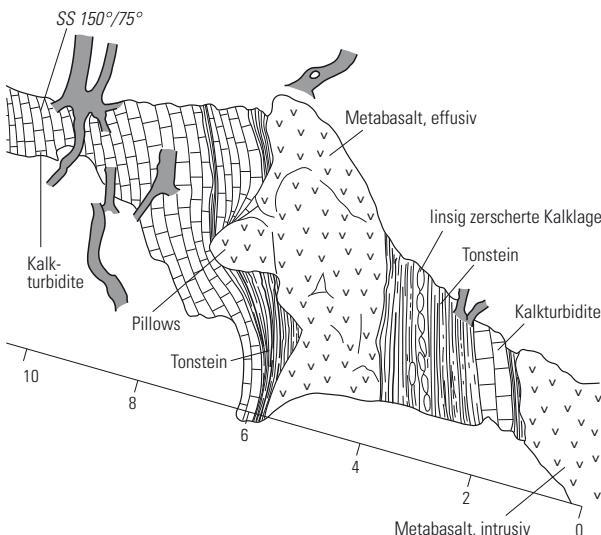
Die von PAECKELMANN & KÜHNE (1936) genannte „Diabasdecke der Adorfer Schichten“ beruht auf einer Fehlansprache der mit den Vulkaniten vergesellschafteten hellgrauen Knollenkalke als Adorf-Bänderkalkstein.

Im Diabas-Steinbruch nordwestlich von Giershagen und dem westlich angrenzenden Tal ist der obere Vulkanit-Horizont als ein etwa 20 m mächtiger Pillow-Diabas ausgebildet. In dieser Gesteinsausbildung reicht der Hauptgrünstein bis zum östlichen Blatttrand, wo er im Blattgebiet 4519 Marsberg von den Gesteinen des Zechsteins verdeckt wird.

Mineralogische Zusammensetzung: Die intrusiven, effusiven und vulkanoklastischen Gesteine des Hauptgrünsteins sind Gesteinsbildungen, deren heutige mineralogische Zusammensetzung das Ergebnis einer mehr oder weniger starken Mineralumwandlung ist. Dieser als Spilitisierung bezeichnete Prozess betraf vulkanische Gesteine mit einer ursprünglich basaltischen Zusammensetzung. Die moderne Bezeichnung Metabasalt (STRECKEISEN 1980) für die traditionell als Diabas oder Grünstein bezeichneten Gesteine berücksichtigt diese Umwandlung. Als Spilit wird im Sinne von HENTSCHEL (1970) ein Gestein mit der (sekundären) Mineralparagenese Albit – Chlorit als Hauptbestandteil verstanden. Alle nachfolgend beschriebenen Gesteinstypen können in unterschiedlichem Ausmaß in Spilite umgewandelt sein.

Die intrusiven Gesteine der gangförmigen Vorkommen und der Schlotfüllung südlich des Padbergs zeigen teils ein dichtes (aphyrisches), teils ein (por)phyrisches Gefüge mit Kristalleinsprenglingen.

Die dichten Varianten setzen sich aus Feldspat (Plagioklas) und Pyroxen als Hauptbestandteil, seltener aus Olivin, Magnetit und Apatit als primären Mineralen zusammen. Das mikroskopische Gefüge ist im Allgemeinen intersertal, das heißt, größere Plagioklas-Kristalle „schwimmen“ in einer feinkörnigen Grundmasse. Dieses Erscheinungsbild wird jedoch durch verschieden starke Umwandlungen beeinflusst (Spilitisierung). So lassen sich auf der Tiefsohle des Steinbruchs südlich vom Padberg zwei Varietäten unterscheiden, die allerdings fließend ineinander übergehen können. Während die eine Varietät noch zu einem Teil aus dem primären Mineralbestand besteht, ist in der anderen kein Ursprungsmineral erhalten geblieben. Nur den umgewandelten Olivin er-



kennt man gelegentlich an der Kristallform; sie ist durch Erzsäume nachgezeichnet. Daneben waren auch hier vermutlich anorthitreicher Plagioklas und Pyroxen vorhanden, die jetzt durch Chlorit, Karbonat, Serpentin, Serizit, Chalzedon, Quarz, Albit und Kalifeldspat ersetzt sind.

Die porphyrischen Metabasalte sind durch Pyroxen- und bis zu 2 cm große Plagioklas-Kristalle gekennzeichnet, die in einer zum Teil ursprünglich glasigen basischen Grundmasse lagern. Der Mineralbestand ist ebenfalls mehr oder weniger verändert, erkennbar an Chlorit, Serpentin, Serizit, Albit, Kalzit, Leukoxen. Teilweise bilden diese Sekundärphasen Pseudomorphosen nach den genannten Primärmineralen. Durch Einlagerung von Erz erscheint der Chlorit häufig fast opak. Zudem bildet Chalzedon manchmal fibröse Partien.

Die effusiven Metabasalte sind als blasenreiche Mandelsteine entwickelt; gelegentlich weisen sie Pillow-Form auf (Kriesenberg, Enkenberg). Die kalzitgefüllten Blasen können bis zu 25 – 30 % des Gesteins ausmachen. Der Rand der Mandeln, teils auch ihr Innenbereich, ist mit strahlig-faserigem Chlorit ausgefüllt. Ein klarer, eisenarmer Chlorit umgibt jeweils einen gelbbraunen bis grünlichen, mit viel Erz durchsetzten, eisenreicheren Chloritkern. Das Gefüge ist phyrisch und hypokristallin, andeutungsweise ist ein Fluidalgefüge erkennbar.

Für die in unterschiedlichen Gesteinsausbildungen auftretenden Vulkanoklastika ist der Gehalt an (umgewandelter) vulkanischer Glassubstanz sowohl in der Grundmasse als auch in den Lapilli charakteristisch. Entsprechend ihrer Entstehung aus schnell abgekühlten, gashaltigen Schmelzen ist das morphologische Erscheinungsbild der Glassubstanz durch Scherbenform und Blasengehalt bestimmt. Da die mineralologisch instabilen Glasscherben besonders stark von Kompaktion, Deformation und Umwandlung betroffen sind, ist ihre ursprüngliche Form und Größe meist nur schwer zu rekonstruieren. Die Hauptmasse der Glassubstanz liegt heute als Chlorit vor.

Altersstellung: Infolge ihrer vulkanischen Entstehung führen die Gesteine des Hauptgrünsteins primär keine Fossilreste. Treten sie dennoch auf, so sind sie in älteren oder gleichalten Sedimenten eingeschlossen und durch Eruptionsvorgänge den vulkanischen Gesteinen sekundär beigemischt worden. Neben fossilführenden Tentakuliten-Schiefern sind dies vor allem fossilreiche riffdetritische Karbonatgesteine, die in Geröllgrößen von Zentimetern bis Metern und als eingelagerte Gesteinsbänke vorkommen.

Die Altersstellung des Hauptgrünsteins ergibt sich aus Conodontendatierungen von Kalksteinen aus dem unmittelbaren Liegenden und Hangenden der Vulkanite sowie aus den eingelagerten nicht vulkanischen Gesteinslagen (Proben-Nr. 7665, 7875, 7901, 7904, 7979, 7974, 7975). Danach beginnt der Hauptgrünstein innerhalb der Frühen *varcus*-Zone(?) und reicht bis in die *hermanni-cristatus*-Zone, also in die Nähe der Givet-/Frasnes-Stufengrenze. Die jüngsten Anzeichen für basischen Vulkanismus sind grüne, tuffitische Beimengungen in einen Kalkstein der tiefen Frasnese-Stufe aus der Grube Antonie bei Beringhausen (BOTKE 1965: 124).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Im Bereich des Messinghäuser Sattels wird der Hauptgrünstein mit jeweils scharfer Grenze von den Tentakuliten-Schichten unterlagert und von Schuttbildungen aus dem Vorriffbereich des Massenkalks überlagert. Die Mächtigkeit der Vulkanite liegt dort zwischen 200 und 300 m.

Östlich der Grottenberg-Vulkan-Schwelle und am Gipfel des Enkenberges wird der Hauptgrünstein von Kalkstein der Padberg-Schichten überlagert. Die Mächtigkeit nimmt in diesem Gebiet in östlicher Richtung ab. Sie beträgt am Hömberg noch 120 m und östlich beziehungsweise südlich des Diemeltals etwa 30 – 60 m. Diese geringe Mächtigkeit verteilt sich am Hüttenberg und nördlich des Mittelberges auf zwei Vulkanithorizonte, von denen der untere die Tentakuliten-Schichten überlagert und seinerseits von Kalkstein der Padberg-Schichten überlagert wird. Der obere Vulkanithorizont kann demnach als Einschaltung in die karbonatdetritischen Beckensedimente der Padberg-Schichten angesehen werden.

Aufschlüsse:

- Steinbruch am Osthang des Berges „Burg“; R ³⁴80 400, H ⁵⁶97 700
- Großsteinbruch westlich des Grottenberges; R ³⁴80 200, H ⁵⁶96 700
- Wegböschung im Diemeltal südöstlich des Kriesenberges; R ³⁴84 580, H ⁵⁶96750
- Felsen im Diemeltal südlich der Niedermühle; R ³⁴85 070, H ⁵⁶96 500
- Wegböschung im Diemeltal 800 m nordöstlich der Niedermühle; R ³⁴85 880, H ⁵⁶97 190
- Steinbruch nordwestlich von Giershagen; R ³⁴86 800, H ⁵⁶97 600
- Steinbruch nördlich des Mittelberges; R ³⁴86 620, H ⁵⁶97 250
- Steinbruch südlich des Padbergs; R ³⁴84 050, H ⁵⁶96 030
- Östlicher Sporn des Padbergs (vgl. Abb. 2); R ³⁴84 610, H ⁵⁶96 110

3.1.1.4 Roteisenstein (dv-fR)

Gesteine: Der Roteisenstein, der lokal im obersten Teil des Hauptgrünsteins und in den überlagernden Karbonatgesteinen vorkommt, ist von seiner Entstehung her eng mit dem Vulkanismus verbunden. Nach den Untersuchungen von BOTKE (1962, 1965) haben in der Endphase der vulkanischen Tätigkeit und während des Einsetzens der karbonatischen Sedimentation der Padberg-Schichten eisenhaltige Lösungen zur Bildung kieselig-er und auch karbonatischer Roteisenerze geführt. Details zur Zusammensetzung und Entstehung dieser Erze sind im Kapitel 5.1.1 zu finden.

Die unterschiedlich stark mit Hämatit vererzten Karbonatgesteine mit einer Mächtigkeit von 1 – 6 m sind als kondensierte Tiefschwellenablagerungen anzusprechen und werden von feinkörnigen und fossilreichen Kalksteinen einer stark verlangsamten Sedimentation aufgebaut.

Fossilien und Altersstellung: Der karbonatische Roteisenstein führt eine reiche Makrofauna, die insbesondere durch das Hervortreten von Cephalopoden (Goniatiten) für die Biostratigrafie von großer Bedeutung gewesen ist (KAYSER 1873, HOLZAPFEL 1895, WEDEKIND 1913). Daneben wird die Fauna von Trilobiten, Schnecken, Muscheln, Brachipoden und solitären rugosen Korallen aufgebaut. Eine umfangreiche Fossilliste ist bei PAECKELMANN & KÜHNE (1936) zusammengestellt. Eine moderne Bearbeitung der Cephalopoden-Fauna liegt nur von dem südlich angrenzenden Blattgebiet 4618 Adorf vor (KULLMANN & ZIEGLER 1970, HOUSE & ZIEGLER 1977).

Die Altersstellung des Roteisensteins ist durch das Vorkommen des Leitgoniatiten *Mae-nioceras terebratum* (SANDBERGER) als obermitteldevonisch festgelegt. Bereits PAECKEL-

MANN stellte fest, dass die Roteisensteinbildung am Grottenberg und am Enkenberg auch die basalen Teile des „Adorf-Kalkes“ erfasst hat (PAECKELMANN & KÜHNE 1936).

Die reiche Conodontenführung ermöglicht heute eine sehr genaue Alterseinstufung und die Feststellung lokal unterschiedlicher stratigrafischer Reichweiten der Roteisenerze. Nach den Untersuchungen von STRITZKE (1990) betrifft die Roteisensteinbildung am Grottenberg Schichten von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *hermanni-cristatus*-Zone und am Enkenberg Schichten von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone. Sie umfasst somit den höheren Teil der Givet-Stufe und überschreitet deren Obergrenze nicht beziehungsweise nur geringfügig. So haben Kalksteinproben aus dem unmittelbaren Hangenden des Roteisensteins der Grube Enkenberg (Brg. Enkenberg 7) und aus der Grube Grottenberg (Brg. Grottenberg 2b) Conodontenfaunen aus dem Bereich der *asymmetri-cus*-Zone (tiefe Frasn-Stufe) erbracht (BOTTKE 1965: 130).

Aufschlüsse:

- Pinge am Westhang des Grottenberges; R ³⁴80 250, R ⁵⁶96 550
- Pinge nordwestlich des Enkenberges; R ³⁴81 080, H ⁵⁶98 130
- Pinge westlich von Beringhofen; R ³⁴84 900, H ⁵⁶97 390

Biogene Karbonatgesteine

Faziesentwicklung: Im Hangenden des klastischen Mitteldevons beginnt die Karbonatbildung mit einer im Wesentlichen ungegliederten Karbonatplattform, auf der sich Rifforganismen flächenhaft ausbreiten und Riffe mit großer lateraler Erstreckung (Biostrome) bilden. Die Ablagerungen dieses anfänglichen Entwicklungsstadiums werden als Massenkalk in Schwelm-Fazies bezeichnet. Dazu kommt noch der hier erstmals so bezeichnete Massenkalk in Alme-Fazies. Erst zu Beginn des Frühen Oberdevons (Frasnes-Stufe) erfolgte die Bildung von lang gestreckten Riffzentren, die bei kontinuierlicher Absenkung des Meeresbodens vertikal in die Höhe wachsen (Bioherme). Gleichzeitig bildet sich eine räumliche Faziesdifferenzierung in Riffvorderseite (fore reef) und Riffrückseite (back reef, Lagune) aus. Die sehr unterschiedlichen Kalksteinbildungen dieses Stadiums werden insgesamt als Massenkalk in Dorp-Fazies bezeichnet. Kalksteine des abschließenden Riffkuppen-Stadiums (Iberg-Fazies) sind aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Das Riffwachstum und damit auch die Ablagerung von Riffdetritus vor oder hinter dem Rifftrand dauert bis in die mittlere Frasn-Stufe an. Danach sterben die Riffe weltweit ab und andere Sedimente treten in den Vordergrund.

Gliederungskonzept: Im Zuge der Erstkartierung des Blattgebiets ist der Massenkalk des Briloner Riffs anhand der unterschiedlichen Gesteinsausbildung und Fossilführung in drei Kartiereinheiten untergliedert worden. Deren Benennung erfolgte entsprechend den grundlegenden stratigrafischen Beobachtungen, die PAECKELMANN (1913, 1922) am Massenkalk des nördlichen Bergischen Landes gemacht hatte. So wurden der untere, sehr dunkel gefärbte Teil als Schwelmer Kalk und die darüber folgenden helleren Kalksteine als Eskesberger und Dorper Kalk bezeichnet.

Eine Weiterentwicklung dieses stratigrafisch ausgerichteten Gliederungskonzeptes hat KREBS (1968, 1971, 1974) als Ergebnis seiner karbonatmikrofaziellen Untersuchungen an den Massenkalken des Rheinischen Schiefergebirges entworfen. Diese Faziesgliederung

SW

NE

Almerfeld 1

R 3477 270
H 5701 290(800 m südöstl.
Brg. Alme 1)

Alme 1

R 3476 915
H 5701 955

Loh 7

R 3477 740
H 5702 105

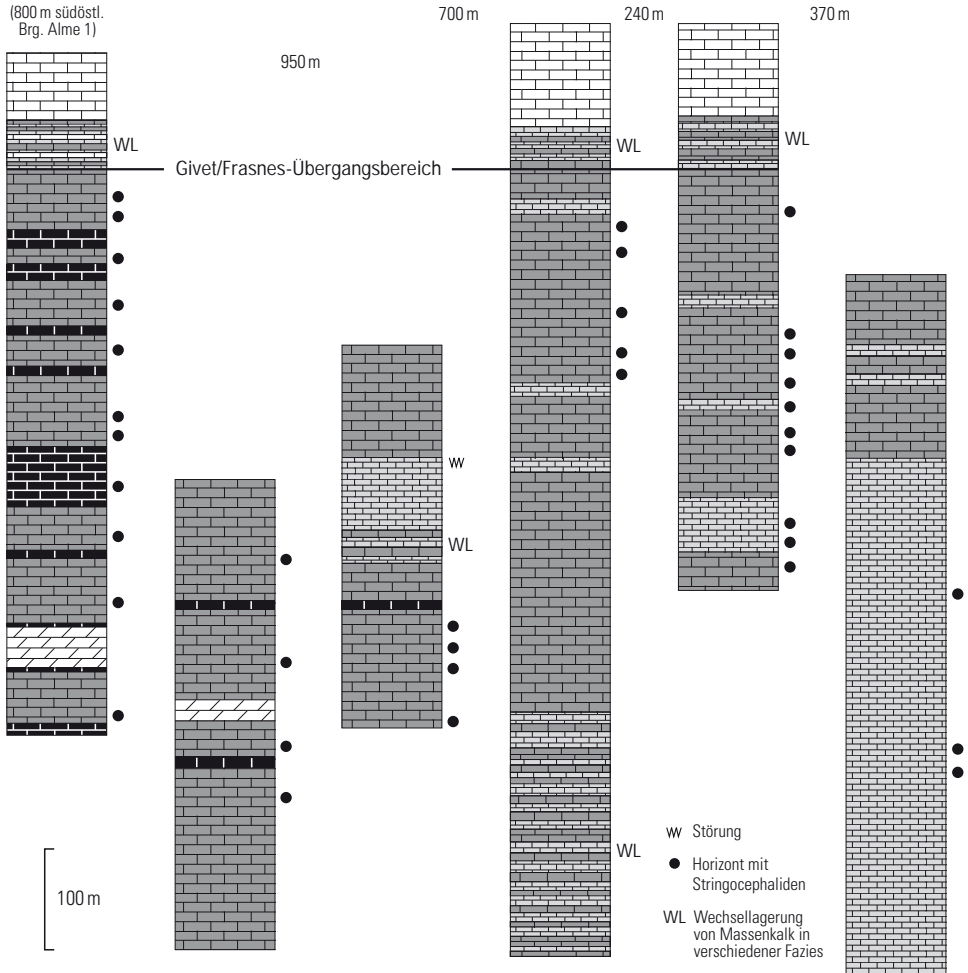
Loh1

R 3477 960
H 5702 780

Loh13

R 3478 025
H 5703 020

Loh 5

R 3478 020
H 5703 340

dargestellt sind die erbohrten Mächtigkeiten



Massenkalk in
Dorp-Fazies,
Riffrückseite



Massenkalk in
Schwelm-Fazies



Mergelstein der
Schwelm-Fazies



Dolomitstein,
z. T. vererzt, der
Schwelm-Fazies



Massenkalk in
Alme-Fazies

Abb. 3 Ausgewählte Kernbohrungen aus dem Massenkalk (zusammengestellt nach BRINCKMANN 1981)

mit einer Abfolge von Riffentwicklungsstadien bedient sich, mit Ausnahme des Eskesberger Kalks, der alten PAECKELMANN'schen Begriffe. Sie ist aber genetisch ausgerichtet und bezieht die Ablagerungsverhältnisse an den heutigen Korallenriffen mit ein. An dem KREBS'schen Gliederungskonzept wird im Folgenden festgehalten, auch wenn sich hinsichtlich der Schwelm-Fazies mittlerweile ein differenzierteres Faziesbild ergeben hat (Kap. 3.1.1.5).

Die folgenden, den Massenkalk betreffenden Beschreibungen fußen zum großen Teil auf Tiefbohrungen, die in der Zeit zwischen 1977 und 1979 im Briloner Massenkalk niedergebracht worden sind. Sie standen im Zusammenhang mit dem Projekt „Untersuchungen der Metallverteilung in geosynklinalen Sedimenten des Rhenoharzynikums in stratiformen Konzentrationen“. Dieses abgekürzt auch „Projekt Rhenoharzynikum“ genannte Forschungsvorhaben ist damals von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, durchgeführt worden. Das Projekt hat zu zahlreichen wissenschaftlichen Berichten und Publikationen geführt. Die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen finden sich in BRINCKMANN (1981). Ihre umfangreichen biostratigrafischen und regionalstratigrafischen Untersuchungen haben BRINCKMANN & STOPPEL (in Plan.) in einer bislang nur als Manuskript vorliegenden Arbeit zusammengestellt. Karbonatmikrofazielle Bearbeitungen des Kernmaterials liegen von MORITZ (1983), MACHEL (1990 a), WIZISK (1995) und GROBE (1999) vor. Karbonatdiagenetische Fragestellungen sind in den Arbeiten von MACHEL (1990 b), GROBE & MACHEL (1996) und GROBE (1999) beleuchtet worden. Ausgewählte Kernbohrungen des Projektes sind in Abbildung 3 zusammengestellt. Einige Schichtenverzeichnisse sind im Anhang (II) aufgeführt.

3.1.1.5 Massenkalk in Schwelm-Fazies (dvS)

Gesteine und Fazies: Die Kalksteine des Massenkalks in Schwelm-Fazies sind dunkelgrau bis schwarzgrau und zeigen eine ausgeprägte Bankung im Dezimeter- bis Meterbereich. Die Gesteine sind sehr fossilreich und Karbonat produzierende Rifforganismen, insbesondere Stromatoporen, treten in gesteinsbildendem Ausmaß auf. Neben Stromatoporen kommen Korallen, Zweischaler, Schnecken und Krinoiden vor. Die Fossilien im Massenkalk liegen in Form von mehr oder weniger dicht gepackten, unzerbrochenen Biogenen oder als Bioklasten in einer feinkörnigen, bituminösen Karbonatgrundmasse vor. Als charakteristische Besonderheit des Massenkalks in Schwelm-Fazies können die zahlreichen mergeligen Einlagerungen mit *Stringocephalus*-Brachiopodenschill gelten. Ebenso charakteristisch sind die Einschaltungen von geschieferten, mergeligen Tonsteinlagen und von kalkhaltigen Tonsteinpacken, deren Mächtigkeit bis zu 50 m reicht.

Die Gesteinsbeschreibung basiert im Wesentlichen auf den Beobachtungen, die BRINCKMANN (1981) an den Kernen der Tiefbohrungen Alme 1 (R³⁴⁷⁶ 915, H⁵⁷⁰¹ 955) und Almerfeld 1 (R³⁴⁷⁷ 270, H⁵⁷⁰¹ 290) gemacht hat. Eine karbonatmikrofazielle Bearbeitung und eine Untergliederung der Bohrprofile nach den Subfaziestypen der Schwelm-Fazies (KREBS 1974) ist dabei nicht erfolgt. Auf der Grundlage von Aufschlussbeschreibungen im Bereich des Almer Sattels stellt WAHBA (1978) das Vorherrschen von zwei Karbonatfaziestypen fest, die beide reich an Biodetritus sind und sich nur in ihrem Gehalt an feinkörniger Karbonatmatrix unterscheiden. Beiden Mikrofaziestypen sind immer wieder lagenförmige Rasen von ästigen Stromatoporen und tabulaten Korallen eingeschaltet.

Fossilien und Altersstellung: Der gesteinsbildend auftretende Fossilinhalt des Massenkalks in Schwelm-Fazies besteht überwiegend aus riffbewohnenden Organismen wie Stromatoporen und Korallen. Stromatoporen treten in kugeligen (globularen) und lagig-plattigen Wuchsformen der Gattungen *Actinostroma*, *Hermatostroma* und *Trupetostroma* auf. Ästige (dendroide) Formen bilden die Gattungen *Amphipora* und *Stachyodes*. Bei den mengenmäßig zurücktretenden Korallen herrschen ästige tabulate Korallen der Gattungen *Alveolites*, *Thamnopora* und *Scoliopora* vor. Rugose Einzelkorallen, insbesondere Kolonien bildende Formen, sind selten anzutreffen.

Bei den Brachiopoden steht die Gattung *Stringocephalus* im Vordergrund; daneben kommen Pentameriden und Atrypiden vor. Gastropoden (Schnecken) und Muscheln sind ebenso im Fossilinhalt vertreten wie Echinodermen (Krinoiden) und Bryozoenreste. Dazu finden sich noch Mikrofossilien wie Kalkalgen, Calcisphären und die in der Schwelm-Fazies nur äußerst selten auftretenden Conodonten. Die Masse der riffbildenden Organismen ist lediglich faziestypisch für den gesamten mittel- und oberdevonischen Massenkalk und besitzt daher nur eine sehr eingeschränkte stratigrafische Aussagekraft.

Für die Altersstellung des Massenkalks in Schwelm-Fazies ist im Blattgebiet wegen der Seltenheit von Conodonten das Vorkommen der Stringocephaliden bestimmend. Sie belegen ein Alter des oberen Mitteldevons (Givet) und schließen für die Hauptmasse der Gesteine in Schwelm-Fazies ein jüngeres Alter eindeutig aus. Der Übergangsbereich zur hangenden Kartiereinheit ist als Wechselfolge von Gesteinen der Schwelm- und der Dorpfazies ausgebildet (Kap. 3.1.2.1.1).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Liegendschichten des Massenkalks in Schwelm-Fazies sind durch die Bohrungen Almerfeld 1 und Alme 1 nicht erreicht worden. Es kann nur vermutet werden, dass ähnlich wie im Westteil des Briloner Massenkalks kalkhaltige Tonsteine vom Typ der Brilon-Schichten das Liegende bilden. Die Hangendgrenze ist durch den Übergang von den dunklen Kalksteinen des Massenkalks in Schwelm-Fazies zu den helleren des Massenkalks in Dorpfazies gekennzeichnet. Der Wechsel zwischen den Gesteinsausbildungen vollzieht sich in den Bohrungen Loh 1 und Loh 13 (Koordinaten in Abb. 3), Almerfeld 1 und in den Steinbrüchen nordwestlich des Eickenberges (R ³⁴⁷⁹ 150, H ⁵⁶⁰³ 150) über eine Mächtigkeit von etwa 40 m. Die Obergrenze des Massenkalks in Schwelm-Fazies wird mit der Obergrenze der geschlossenen Folge von dunklen Karbonatgesteinen mit Stringocephaliden gezogen. Der Übergangsbereich wird schon zum Massenkalk in Dorpfazies gerechnet.

Nach den Bohrergebnissen ist im Bereich des Almer Sattels mit einer Mächtigkeit von mehr als 650 m für die Schwelm-Fazies zu rechnen (BRINCKMANN 1981). Nach Südosten, in Richtung auf die Kernschichten des Messinghäuser Sattels zu, keilt der Massenkalk in Schwelm-Fazies aus und wird durch Gesteine in toniger Fazies (Brilon-Schichten) und/oder vulkanischer Fazies (Hauptgrünstein) vertreten. Nach Norden und Westen erfolgt eine fazielle Verzahnung mit dem Massenkalk in Alme-Fazies (Abb. 3 u. Kap. 3.1.1.6; Schnitt C – D, s. Taf. 1 in der Anl.).

Aufschlüsse:

- Steinloch im Wald nordwestlich des Battenberges; R ³⁴⁷⁷ 150, H ⁵⁶⁹⁸ 450
- Felsen im Wald südöstlich des Berges „Großer Bühlen“; R ³⁴⁷⁸ 000, H ⁵⁷⁰¹ 550

3.1.1.6 Massenkalk in Alme-Fazies (dvA)

Der Massenkalk in Alme-Fazies tritt im Blattgebiet nur in Bohrungen im Nordteil der Massenkalkverbreitung auf. Zahlreiche Bohrungen in den Kernschichten des Almer Satfels (BRINCKMANN 1981) haben statt einer einheitlichen Abfolge von Massenkalk der Schwelm-Fazies eine Wechselfolge oder zumindest Einschaltungen von verschiedenartigen Gesteinen erbracht (Abb. 3). Neben den dunklen Kalksteinen – wie sie für die Schwelm-Fazies typisch sind – treten dort auch hellgraue, feinkörnige Kalksteine mit Einlagerungen von Klarkalzit (birdseye-Mikrite) auf. Letztere zeigen eine große lithologische Ähnlichkeit mit den tiefoberdevonischen, lagunären Gesteinsbildungen des Massenkalks in Dorp-Fazies (Kap. 3.1.2.1.1) und werden daher ebenfalls als lagunäre Bildungen innerhalb der Karbonatplattform gedeutet. Einziges Unterscheidungsmerkmal ist ihr durch das Auftreten von Stringocephaliden belegbares Givet-Alter. Auch das Ergebnis von Conodontenuntersuchungen in der Bohrung Loh 1 bestätigt diese Einstufung. BRINCKMANN & STOPPEL (in Plan.) haben diese Gesteinsausbildung daher „Ältere Dorp-Fazies“ genannt. Das Profil der Bohrung Loh 5 wird zu zwei Dritteln von Gesteinen dieser Fazies aufgebaut. Westlich des Bereichs „Auf dem Loh“ sind im Blattgebiet 4517 Alme nur noch Einschaltungen von Schwelm-Fazies in eine vorherrschende Fazies von hellen Kalksteinen der Alme-Fazies zu finden (PAECKELMANN & KÜHNE 1936, MAY 1987).

Da der Begriff Dorp-Fazies den gesamten Komplex eines in Rückriff (Lagune), Riffkern und Vorriff differenzierten Riffaufbaus bezeichnet, die von BRINCKMANN & STOPPEL (in Plan.) provisorisch „Ältere Dorp-Fazies“ genannte Kartiereinheit aber in sich einheitlich und lagunärer Entstehung ist, wird hier zur Klarstellung der neue Begriff „Alme-Fazies“ eingeführt. Die Alme-Fazies wird als lokale Bezeichnung entweder gleichrangig neben die Schwelm-Fazies gestellt oder alternativ als Subfazies der Schwelm-Fazies zugeordnet.

Das KREBS'sche Fazieskonzept des Massenkalks wird durch die Einführung der Alme-Fazies ergänzt, gleichzeitig aber auch infrage gestellt. Zeigt es sich doch, dass schon im Plattform-Stadium eine laterale Differenzierung in Biostrome (Schwelm-Fazies) und lagunäre Bereiche (Alme-Fazies) auftritt. Andere Bearbeiter des Briloner Massenkalks (MAY 1987, 1988, 1997; MALMSHEIMER & MENSINK & STRITZKE 1991) bedienen sich daher nicht mehr der KREBS'schen Faziesgliederung.

Mitteldevon bis Frühes Oberdevon

3.1.2 Givet bis Frasn

Biogene Karbonatgesteine

Die Kartiereinheiten in den folgenden Unterkapiteln lassen sich von der Entstehung ihrer Gesteine her alle von der biogenen Karbonatproduktion in Korallen-Stromatoporen-Riffen herleiten. Sie sind im Zeitraum von der höheren oder höchsten Givet-Stufe bis in den höheren Teil der Frasn-Stufe (ehemals Adorf-„Stufe“) durch unterschiedliche Sedimentationsvorgänge zur Ablagerung gekommen.

Die Adorf-„Stufe“ umfasste ursprünglich die *Phaciceras*-Stufe und die *Manticoceras*-Stufe der Ammonoideen-Gliederung nach WEDEKIND (1913) und wurde in die Untere, Mittlere und Obere Adorf-„Stufe“ unterteilt. Nach der neuen Grenzziehung zwischen Mittelde-

von und Oberdevon (CLAUSEN & ZIEGLER 1989) gehört die *Pharciceras*-Stufe dem Mitteldevon (oberstes Givet) an. Eine weitere Verwendung der Bezeichnungen Mittlere und Obere Adorf-Stufe verbietet sich dadurch. Ergänzende Ausführungen zur Neugliederung der Oberdevon-Stufen finden sich im Vorspann des Kapitels 3.1.3.

3.1.2.1 Massenkalk in Dorp-Fazies

Der Massenkalk der Dorp-Fazies zeigt eine Faziesdifferenzierung in die lagunären Bereiche (Rückriff), den Rifffern und den Ablagerungsraum der Riffvorderseite. Die Kartiereinheiten zeichnen sich durch die Kombination bestimmter vorherrschender Karbonatgesteinstypen aus. Die Abgrenzungen der Kartiereinheiten sind Faziesgrenzen zwischen sich großräumig verzahnenden Bereichen unterschiedlicher Produktion und Akkumulationen von biogenen Karbonaten.

3.1.2.1.1 Massenkalk der Riffrückseite (dv-fD,,r)

Gesteine und Fazies: Charakteristisch für die lagunären Gesteinsbildungen der Dorp-Fazies ist die relative Armut an gesteinsbildenden Fossilien. Zum größten Teil handelt es sich um bankige hellgraue, feinkörnige (mikritische) Kalksteine. Die Grundmasse besteht aus etwa 10 µm großen Kalzitkristallen, die durch Kristallisation aus noch kleineren Kristallen entstanden sind. Ebenfalls aus mikritischem Kalkstein bestehen die etwa 0,2 – 0,3 mm großen, unscharf begrenzten Intraklasten und Pseudopeloide, die durch Sedimentaufarbeitung entstanden sind.

Das Profil der Bohrung Madfeld 1 (R ³⁴⁷⁸ 610, H ⁵⁶⁹⁹ 460) (BRINCKMANN 1981), das im südlichen Teil der Verbreitung lagunärer Gesteinsbildungen liegt, zeigt den Aufbau der Schichtfolge über eine Mächtigkeit von ca. 400 m. In der karbonatmikrofaziellen Aufnahme der Bohrung durch MORITZ (1983) fällt die Häufigkeit von Mikriten mit sehr geringem Anteil an feinkörnigen bioklastischen Komponenten auf. Diese sogenannten Mudstones und Wackestones sind oft durch mit Klarkalzit gefüllte Fensterporen fein geschichtet. Mikrite mit birdseye-Strukturen aus Klarkalzit (Dismikrite) können ebenfalls auftreten. Beide Erscheinungen werden auf Algenwachstum und Sedimententgasung in sehr flachem Wasser von Lagunen zurückgeführt. Gleichfalls häufig anzutreffen sind helle Mikritkarbonate mit einem geringen, in der Grundmasse „schwimmenden“ Anteil von cm-großen Biogenen. Diese sogenannten Floatstones führen dendroide und kleine globulare Stromatoporen. Selten sind sie Rudstones, in denen sich mangels größerer Anteile von Mikritgrundmasse die biogenen Komponenten berühren. Sie zeichnen sich durch eine dunklere Färbung aus und sind daher im Profil der Bohrung Madfeld 1 als Einschaltungen von Gesteinen der Schwelm-Fazies gedeutet worden (BRINCKMANN 1981).

Die Oberflächenkartierung im Umfeld der Bohrung Madfeld 1 benannte dort als Kartiereinheit eine „Biogenreiche Mikrit-Formation“ (SCHMIDT-BARTELT 1987 a), deren vorherrschender Karbonatgesteinstyp Floatstones sind. Im nördlichen Verbreitungsgebiet lagunärer Gesteinsbildungen wurden anhand der Steinbruchaufschlüsse westlich von Bleiwäsche durch WAHBA (1978) und HONG (1992) ebenfalls Karbonatgesteinstypen, vergleichbar mit denen der Bohrung Madfeld 1, beschrieben. Der Steinbruch bei Bleiwäsche

sowie die Bohrungen Loh 1 und Madfeld 1 sind von WIZISK (1995), die Bohrung Madfeld 1 außerdem auch von GROBE (1999) nochmals karbonatmikrofaziell untersucht worden.

Fossilien und Altersstellung: Die als Fossilinhalt in den lagunären Gesteinsbildungen des Massenkalks in Dorp-Fazies auftretenden biogenen Komponenten umfassen Mikro- und Makrofossilien. Die Makrofossilien stammen zum größeren Teil aus dem Riffkern und sind durch Strömungen in die Lagune umgelagert worden. In der mikritischen Gesteinsmatrix kommen Ostrakoden und Calcisphären häufig, Foraminiferen dagegen seltener vor. Wackestones enthalten oft Feindetritus aus sehr kleinen Krinoidenstieligliedern. Schneckengehäuse und Brachiopodenschalen kommen sowohl in Dismikriten als auch in den Rudstones vor, wobei in den Rudstones neben den Stromatoporen auch häufiger Korallen anzutreffen sind. Alle Biogene können randlich mikritisiert sein; dabei sind Feinbioklasten in Rindenkörner umgewandelt worden.

Die Gattungszugehörigkeit der angetroffenen Makrofossilien unterscheidet sich nicht von derjenigen des Massenkalks in Schwelm-Fazies und bietet daher keine Möglichkeit der Alterseinstufung. Allein das Fehlen der Brachiopodengattung *Stringocephalus* – auch im Übergangsbereich an der Basis des Massenkalks in Dorp-Fazies (Kap. 3.1.1.5) – gibt den Hinweis auf ein Alter jünger als das Givet. Eine Bestätigung dafür liefert eine Conodontenfauna aus der Bohrung Madfeld 1, die als mögliches jüngstes Alter den unteren Teil der Frasnes-Stufe anzeigt (BRINCKMANN 1981: Proben-Nr. 3491).

Aus dem basalen Übergangsbereich beschreibt LEIMBACH (1982) im Düstertal südwestlich von Bleiwäsche eine Conodontenfauna, die biostratigrafisch vom höheren Teil des Givets an den Givet/Frasnes-Grenzbereich heranreicht. Ergänzende Untersuchungen des Geologischen Dienstes NRW (Proben-Nr. 7909) erbrachten zusätzlich juvenile *Ancyrodella*-Formen, die erstmals im tiefsten Teil der Frasnes-Stufe auftreten. Die Obergrenze der Schwelm-Fazies ist damit nur wenig präzise als der Mittel-/Oberdevon Grenzbereich datiert.

Eine Conodontenfauna aus dem obersten Teil der Schichtenfolge in der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 (R ³⁴⁸⁰ 557, H ⁵⁷⁰³ 995) hat ein Alter des mittleren Teils der Frasnes-Stufe ergeben (BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.). Die Karbonatproduktion endet dort im Zeitraum von der *Ancyrognathus-triangularis*-Zone bis zur Unteren *gigas*-Zone, das heißt innerhalb des mittleren Teils der Frasnes-Stufe.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der als Wechselfolge zwischen dunklen und hellen Kalksteinen ausgebildete Übergangsbereich zum Massenkalk in Schwelm-Fazies ist in der Bohrung Almerfeld 1, in mehreren „Loh-Bohrungen“ und übertage in den Steinbrüchen des Düstertals nordwestlich des Eikenberges angetroffen worden. Im Südtail der Massenkalkverbreitung hat die Bohrung Madfeld 1 die Liegendschichten der lagunären Gesteinsbildungen nicht erreicht.

Die Obergrenze der lagunären Gesteinsbildungen, die als weniger scharf zu fassende Faziesgrenze anzusehen ist, kann nur im Raum Bleiwäsche beobachtet werden. Dort gehen die Mikrite nach Beobachtungen von BRINCKMANN & STOPPEL (in Plan.) im Hangenden in Gesteine über, die reicher an Stromatoporen sind und als die untersten Biostrome des nördlichen Riffrandes angesehen werden können. Andererseits gehen in der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 die lagunären Mikrite in noch Riffbiogene führende Flaserkalksteine des mittleren Teils der Frasnes-Stufe über.

Die Mächtigkeit der lagunären Gesteinsbildungen kann im südlichen Teil der Massenkalkverbreitung anhand des durch die Bohrung Madfeld 1 verlaufenden Schnittes A – B (s. Taf. 1 in der Anl.) mit einem Betrag von > 500 m bestimmt werden. Im Raum Bleiwäsche lässt sich eine ungefähre Mächtigkeit von 500 m ermitteln.

Aufschlüsse:

- Steinbruch im Düstertal südwestlich von Bleiwäsche; R ³⁴⁷⁹ 000, H ⁵⁶⁰³ 700
- Steinbrüche nordwestlich des Eikenberges; R ³⁴⁷⁹ 150, H ⁵⁶⁰³ 150
- Felsen südlich des Eikenberges; R ³⁴⁷⁹ 660, H ⁵⁷⁰² 430

3.1.2.1.2 Massenkalk des Riffkerns (dv-fD,,k)

Gesteine und Fazies: Die Gesteine des Riffkerns setzen sich ähnlich wie die lagunären Gesteinsbildungen aus zahlreichen Karbonatgesteinstypen zusammen. Typisch ist das Vorherrschen von bankigen, hellen Karbonatgesteinen aus Anhäufungen von Riffbiogenen und das häufige Vorkommen von dickbankigen bis massigen Stromatoporen-Biostromen. Die Gesteine des Riffkerns werden demnach von einzelnen kleineren Biostromen und großen Mengen von kleinräumig umgelagertem Riffschutt aufgebaut

Ein etwa 100 m mächtiges Gesteinsprofil aus den Steinbrüchen am Südostrand des Massenkalks zwischen Rösenbeck und Madfeld ist von STÄDTER & KOCH (1987) unter karbonatmikrofaziellen Gesichtspunkten beschrieben worden. Seine vertikale Abfolge von neun Karbonatfaziestypen lässt sich zu drei Entwicklungsphasen zusammenfassen. Die in den Steinbrüchen aufgeschlossene Schichtenfolge beginnt mit bankigen Riffschuttgesteinen des Vorriiffs (1. Entwicklungsphase). Sie werden von Wackestones und Floatstones sowie von Packstones und Grainstones aufgebaut. Letztere Karbonatgesteinstypen zeichnen sich durch dicht gepackte, sich gegenseitig stützende, riffdetritische Komponenten aus. Als karbonatische Grundmasse treten Reste von nur teilweise ausgewaschenem Mikrit und in Hohlräumen sekundär gebildeter Kalzit auf. Im höheren Abschnitt dieser 1. Entwicklungsphase treten mit diesen Riffschuttgesteinen Kalksteine mit einem biogenen Gerüst aus überwiegend lagig-massigen oder dendroiden Stromatoporen sowie Korallen auf. Diese Framestones oder Biolithite bilden einen größeren Riffkern, dessen vertikales Wachstum im untersuchten Aufschluss mit 9 m Mächtigkeit das Ausmaß eines kleineren Bioherms erreicht.

Darüber folgt eine 30 – 40 m mächtige Einschaltung lagunärer Gesteinsbildungen, die von biogenen Floatstones (bis Rudstones?) aufgebaut werden. Diese 2. Entwicklungsphase zeigt eine Ausweitung des lagunären Bereichs verbunden mit einer Verlagerung des Riffkerns in vermutlich südliche Richtung an.

In der 3. Entwicklungsphase wird die Schichtenfolge von einer Abfolge von Stromatoporen-Biostromen (Patch Reefs) und dazugehörigen biodetritischen Karbonaten abgeschlossen, wobei die Patch Reefs wieder beginnen zu einem Riffrand mit Riffkernen zusammenzuwachsen.

Obwohl das beschriebene Massenkalkprofil nur einen kleinen Teil der sehr viel höheren Gesamtmächtigkeit ausmacht, ist es durch seine Entwicklung der Karbonatfazies mit der Bohrung Romberg 1 (TK 25: 4617 Brilon) vergleichbar. Diese von MORITZ (1983) und

MACHEL (1990) bearbeitete Bohrung hat den gesamten südlichen Riffkern durchteuft. Sie zeigt oberhalb sehr mächtiger Vorriff- und Riffkernkarbonatgesteine Einschaltungen von lagunären Mikriten und Gesteinen mit unterschiedlichem Gehalt an Riffdetritus. Diesem Wechsel dürfte der Übergang von der ersten zur zweiten Entwicklungsphase des Steinbruchprofils entsprechen. Die Hauptmasse der Riffkerngesteine des südlichen Riffandes ist im Liegenden der Steinbrüche zwischen Rösenbeck und Madfeld zu vermuten.

Nördlich der Rösenbecker Massenkalk-Steinbrüche zeigen die von SCHMIDT-BARTELT (1987 a, 1987 b) untersuchten Aufschlüsse ein Überwiegen von Rudstones and Grainstones, also von riffdetritischen Karbonaten des der Lagune zugewandten inneren Riffandes.

Zwischen Bleiwäsche und Madfeld fehlen Gesteine des Riffkerns. Es ist zu vermuten, dass sich der Riffkern bei Madfeld im Untergrund der Karbon-Schichten weiter in nordöstliche Richtung erstreckt und daher erst südöstlich von Bleiwäsche zu erwarten ist.

Östlich von Bleiwäsche konnte die Verbreitung des Massenkalks unter karbonischer Bedeckung durch tiefengeoelektrische Messungen nachgewiesen werden (BRINCKMANN et al. 1989). Sie erstreckt sich dort bis in den Raum südlich des Rembruchkopfes. Es ist nicht auszuschließen, dass noch weiter südlich davon der Massenkalk im Untergrund primär fehlt und durch tonige Beckenablagerungen vertreten wird. Dies könnte der Grund dafür sein, dass eine 800 m tiefe namenlose Bohrung (R ³⁴⁸¹ 600, H ⁵⁷⁰¹ 430) im Escher Holz nördlich von Madfeld den Massenkalk nicht erreicht hat.

Westlich von Bleiwäsche treten in den Bohrungen Bleiwäsche 1 und 2 (R ³⁴⁷⁸ 070, H ⁵⁷⁰³ 960) und in Tagesaufschlüssen riffdetritische Gesteine auf. Es bleibt unklar, ob es sich um einzelne Patch Reefs im lagunären Bereich oder um den nördlichen Riffkern eines insgesamt atollförmigen Briloner Riffs (KREBS 1968) handelt. Die Kartendarstellung folgt der erstgenannten Möglichkeit.

Fossilien und Altersstellung: Der im Massenkalk des Riffkerns gesteinsbildend auftretende Fossilinhalt unterscheidet sich nicht wesentlich von demjenigen der biotritischen lagunären Gesteinsbildungen. In den als Riffschutt beschriebenen Karbonatgesteinen überwiegen zerbrochene Biogene (Bioklasten) von dendroiden Stromatoporen der Gattungen *Amphipora* und/oder *Stachyodes* mit Anteilen bis zu 80 %. Umgelagerte lagige und massige, plattige und kugelige Stromatoporen, tabulate Korallen (sehr häufig *Thamnopora*), Krinoiden sowie Reste von Mollusken und Brachiopoden kommen hinzu. Aus dem nordöstlichen Großsteinbruch bei Rösenbeck (R ³⁴⁷⁹ 650, H ⁵⁶⁹⁸ 950) nennt STRITZKE (1989, 1990) die rugosen Korallengattungen *Spongophyllum*, *Tabulophyllum*, *Columnaria*, *Pexiphyllum*, *Hankaxis* und *Phillipsastraea*. In den Biolithiten umwachsen lagige Stromatoporen tabulate Korallen oder dendroide Stromatoporen und verbinden sie zu einem wellenresistenten biogenen Gerüst (Riff im eigentlichen Sinne). Nur diese Gesteine und diejenigen der Patch Reefs sind an Ort und Stelle gewachsen (autochthon); alle anderen sind mehr oder weniger allochthon durch Umlagerung des Biotritus in die Lagune (Back Reef) oder in den riffnahen Vorriffraum entstanden.

Die Daten zur Altersstellung sind im Blattgebiet wegen der beschränkten Aussagekraft der riffbewohnenden Makrofauna sowie der Seltenheit von Conodonten beziehungsweise von nicht umgelagerten Conodontenfaunen sehr spärlich. Einzig die rugose Koralle *Phil-*

lipsastraea gibt einen Hinweis auf tiefes Oberdevon und wurde schon von PAECKELMANN in der ersten Auflage der geologischen Karte zur Abgrenzung des Massenkalks des Oberdevons herangezogen. Die Gesteine des Riffkerns in den Steinbrüchen am Südostrand des Massenkalks befinden sich nach den Lagerungsverhältnissen im Hangenden der Conodontendatierung aus der Bohrung Madfeld 1 (Kap. 3.1.2.1.1). Sie dürften daher der Frasn-Stufe angehören, was bislang aber wegen der Conodontenarmut nur unzureichend nachgewiesen werden konnte (STRITZKE 1990).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Schichten im Liegenden der Gesteine des Riffkerns sind nicht bekannt. Als Modellvorstellung können die Verhältnisse in der Bohrung Romberg 1 (TK 25: 4617 Brilon), die den gesamten südlichen Riffrand durchteuft hat, herangezogen werden. Danach könnte es sich um Äquivalente der Schwelm-Fazies in der Form krinoidenreicher Kalksteine („Plattformsedimentation“, MACHEL 1990) handeln. Vulkanische Gesteine (Hauptgrünstein) und/oder kalkhaltige, pelitische Gesteine der Brilon-Schichten, wie sie von BRINCKMANN & STOPPEL (in Plan.) als Liegendschichten dargestellt worden sind, kommen ebenfalls infrage.

Als Hangendschichten der Gesteine des Riffkerns sind am Süd- und Südostrand der Massenkalkverbreitung unterkarbonische Schichten dargestellt. Im Bereich des nordöstlichen Großsteinbruchs bei Rösenbeck (R ³⁴⁷⁹ 650, H ⁵⁶⁹⁸ 950) hat BÄR (1966) Karbonatgesteine (Erdbach-Kalk, Goniatiten führende Kalksteine) zwischen Massenkalk und Kulmtonschiefer beobachtet. Aus dem gleichen Bereich beschreibt WAHBA (1978) gering mächtige Sedimente der höheren Frasn-Stufe und der tiefen Famenne-Stufe, die in Spalten und Schlotten des Massenkalks eingelagert sind. Die Sedimente des Nachriff-Oberdevons und des tiefen Unterkarbons bilden einen nur lückenhaften „Schleier“ in Hohlformen auf der Oberfläche des abgestorbenen Riffands und erscheinen daher nicht auf der Karte.

Als Mächtigkeit für die Gesteine des Riffkerns kann in Analogie zur Bohrung Romberg 1 ein Betrag von mehreren hundert Metern vermutet werden. Dem Schnitt A – B (s. Taf. 1 in der Anl.) ist eine Mächtigkeit von mehr als 800 m zuzunehmen.

Aufschlüsse:

- mehrere Großsteinbrüche nordöstlich von Rösenbeck; R ³⁴⁷⁸ 700, H ⁵⁶⁹⁸ 000 bis R ³⁴⁷⁹ 800, H ⁵⁶⁹⁹ 000
- Felsen am Hollenloch westlich von Rösenbeck; R ³⁴⁷⁷ 100, H ⁵⁶⁹⁷ 300
- Steinlöcher auf dem Berg „Stemmel“; R ³⁴⁷⁹ 500, H ⁵⁶⁹⁹ 450

Biodetritische Karbonatgesteine

Faziesentwicklung: Nach dem Erlöschen des Hauptgrünstein-Vulkanismus kam der Hauptteil des Massenkalks der Riffvorderseite sowie der Padberg-Schichten zur Ablagerung. Sedimentologische und paläontologische Untersuchungen an diesen Kalksteinen haben gezeigt, dass ihr biodetritisches Karbonatmaterial von Nordwesten aus dem Bereich des Briloner Massenkalks herrührt. Von dort ist es durch Schutt- und Suspensionsströme in das Becken verfrachtet worden. Als Motor dieses Sedimenttransportes ist der untermeerische Höhenunterschied zwischen dem Bildungsort der Karbonate auf dem

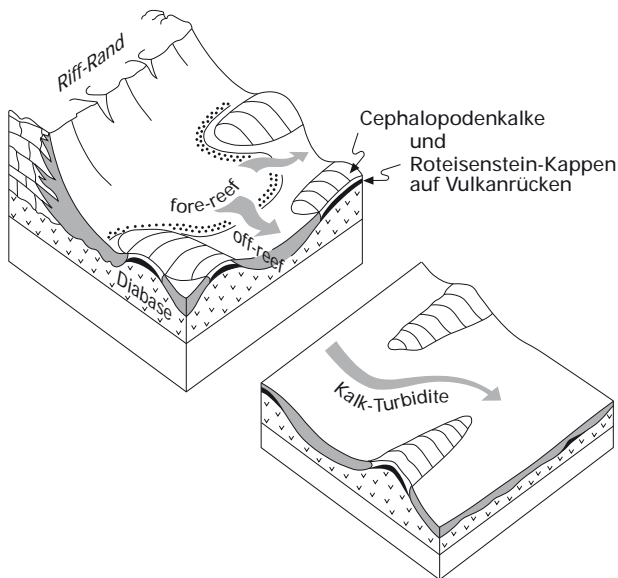


Abb. 4

Schematisiertes Paläorelief der Frasnies-Stufe im Bereich des Briloner Riffkomplexes mit Faziesgliederung im Massenkalk und angrenzenden Detrituskalke (aus BENDER et al. 1977)

Riff und dem Becken anzusehen. Da der Beckenbereich durch die vulkanische Schwelle des Hauptgrünsteins morphologisch gegliedert ist, werden die höchsten Teile der Schwellen von den biotritischen Sedimentschüttungen nicht erreicht (Abb. 4).

3.1.2.1.3 Massenkalk der Riffvorderseite (dv-fD,,v)

Gesteine und Fazies: Die Kalksteine der biotritischen Schuttbildungen auf der Riffvorderseite sind meist hell- bis mittelgrau und zeigen eine ausgeprägte Bankung in unterschiedlichen Dimensionen. In ihrem Verbreitungsgebiet in der Umrandung des Mesinghäuser Sattels wurden sie von PÄCKELMANN & KÜHNE (1936) als autochthone Dorpmassenkalk angesprochen. Erst BÄR (1966) erkannte sie als einen gesonderten, dennoch dem Riff zugehörigen Fazieskörper südlich des Massenkalk-Riffkerns.

Nach den Untersuchungen von STRITZKE (1989) existieren verschiedene Karbonatgesteinstypen, die sich hinsichtlich der Zahl und Art der Bioklasten, des Matrixgehaltes sowie nach dem Sedimentationsvorgang unterscheiden. Die Gesteine der Detritischen Stromatoporen-Korallen-Fazies treten überwiegend in dickbankigen Sedimentationseinheiten auf. Die hellgrauen Kalksteine führen zwischen 1 und 15 cm große, meist zerbrochene Stromatoporen und Korallen, die einen Anteil von 60 – 90 % des Gesteins ausmachen können. Charakteristisch ist auch ein bis zu 30 % hoher Anteil an Krioidenstielgliedern sowie ein geringer Anteil an Brachiopodenschalen. Alle Bioklasten liegen ungeordnet in einer mikritischen Gesteinsgrundmasse. Die Gesteine sollen als Riffschutt-Rutschmassen am Vorriffhang transportiert und noch sehr liefergebietsnah (proximal) wieder abgelagert worden sein. Die ebenfalls dickbankig auftretenden Gesteine der Riffnahen Mikritfazies führen ein vergleichbares Spektrum an Bioklasten, unterscheiden sich aber durch einen mit ca. 50 % deutlich höheren Karbonatmatrixanteil. Sie sollen in der Form von Debris Flows transportiert worden sein. Die beiden Karbonatgesteinstypen bilden den Hauptanteil an der Schichtenfolge, wie sie zum Beispiel im Profil „Niederhof“ anzutreffen ist. Dieser Aufschluss ist unter der Bezeichnung „Profil am Beringhäuser Tunnel“ auch von CLAUSEN & KORN & LUPPOLD (1989, 1991) ausführlich beschrieben worden.

Die grobspätigen, hellgrauen Gesteine der Arenitischen Korallen-Stromatoporen-Fazies führen bei vorherrschend riffdetritischen Komponenten eine Grundmasse aus feinkörnigem Biodetritus. Die riffnahe Krinoiden-Mikritfazies zeichnet sich durch das Vorherrschen von Krinoidenschutt aus. Mehrfach zementierte Bioklasten deuten auf Umlagerung hin. Eine zuweilen auftretende Korngrößengradierung der Komponenten macht eine Ablagerung dieser Gesteine aus Turbiditen wahrscheinlich. Auch die Krinoiden-Brachiopoden-Mikritfazies sowie die Schwach ausgewaschene Krinoidenfazies mit einer mikritisch-arenitischen Grundmasse zeigen Korngrößengradierung. Die vier letztgenannten Gesteinstypen sind neben den proximalen Gesteinstypen untergeordnet in dem recht heterogen aufgebauten Profil „Burg“ vertreten. Sie zeigen in genetischer Hinsicht eine Verwandtschaft mit den Padberg-Schichten.

Fossilien und Altersstellung:
Der gesteinsbildende Fossilinhalt in den grobdetritischen Ausbildungen der Riffschuttgesteine ist, was Korallen und Stromatoporen anbetrifft, der gleiche wie in den Gesteinen des Riffrands. Beim Transport aus dem riffnahen Vorriffbereich hinaus sind aber aus anderen Bereichen weitere Fossilien (Biogene) der Sedimentmasse beigemischt worden (STRITZKE 1989, 1990). So stammen Krinoiden und Brachiopoden aus tieferen Bereichen des riffnahen Vorriffs. In den Gesteinen der Riffnahen Mikritfazies sollen die Calcisphären aus umgelagerten lagunären Sedimenten, die ebenfalls vorkommenden Cephalopoden aus dem Bereich des tieferen Riffrangs kommen. Für das im Zuge der Erstkartierung des Blattgebiets auf-

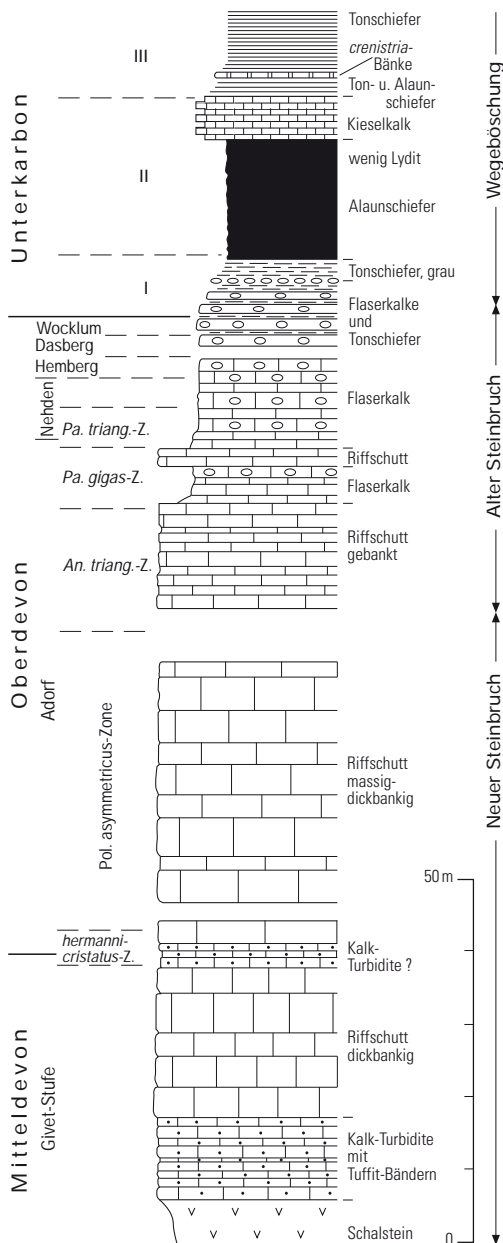


Abb. 5 Schichtenfolge im Profil „Burg“ (aus BENDER et al. 1977)

gesammelte Fossilmaterial liegt eine umfangreiche Fossiliste vor (PAECKELMANN & KÜHNE 1936). Neben einer artenreichen Korallenfauna treten vor allem zahlreiche Gattungen und Arten von Brachiopoden, untergeordnet auch von Schnecken, auf.

Als einzige der unmittelbar riffbezogenen Gesteine führen die Schuttbildungen der Riffvorderseite zahlreiche Conodonten, die eine sichere Alterseinstufung ermöglichen. Nach den Untersuchungen von STRITZKE (1989, 1990) beginnt die Riffschuttablagerung in der Mittleren *varcus*-Zone, was dem mittleren bis höheren Teil des Givets entspricht. Es ist daher nicht auszuschließen, dass ältere Teile der Schuttbildungen des Vorriffs ein Äquivalent des Massenkalks in Schwelm-Fazies darstellen. Die Riffschuttablagerung dauert mit vielfachen Unterbrechungen bis in die Frasn-Stufe des Oberdevons. Die geschlossene Folge der Riffschuttablagerungen endet in der *Ancyrognathus-triangularis*-Conodontenzone. Nach BENDER et al. (1977) erfolgen im Profil „Burg“ (Abb. 5) nach einer Einschaltung von Flaserkalksteinen die letzten riffdetritischen Schüttungen im oberen Teil der *Palmatolepis-gigas*-Zone (höheres Frasn).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Schuttbildungen der Riffvorderseite wird von den vulkanischen Gesteinen des Hauptgrünsteins einschließlich des lokal auftretenden Roteisenstein-Horizonts gebildet. Die Obergrenze ist mit keinem allzu markanten Gesteinswechsel verbunden, sondern wird durch den nicht zeitgleichen Übergang zu riffbiogenfreien Gesteinen der höheren Frasn-Stufe angezeigt. Letztere sind Teil des gering mächtigen (kondensierten) karbonatischen Oberdevons.

Die laterale Grenze (Faziesgrenze) zwischen den Gesteinen des Riffrands (einschließlich des riffnahen Vorriffschutts) und dem nach Südosten in Richtung Becken transportierten Riffschutt verläuft nach ENGEL & EDER (1975) und STRITZKE (1990) im Untergrund der Thüliener Mulde (TK 25: 4517 Alme) und durch den Nordflügel des Messinghäuser Sattels bei Rösenbeck. Der laterale Übergang der groben Riffschuttkalksteine zum Kalkstein der Padberg-Schichten liegt nordwestlich der Vulkanschwelle von Grottenberg und Enkenberg.

Die maximale, in Aufschlüssen fassbare Mächtigkeit liegt bei 100 – 120 m. Sie wird am Nordflügel des Messinghäuser Sattels (Profil „Burg“) und am Südflügel des Sattels im Bereich des Hoppecketals erreicht. Gering mächtige Ausläufer der Riffschuttkalksteine sind am Grottenberg und Enkenberg durch die von BOTTKE (1965, 1977) dokumentierten Bohrungen nachgewiesen.

Nach den Untersuchungen von STRITZKE (1989, 1990) ist die Mächtigkeit der grobdetritischen Schuttbildungen des Vorriffs durch die von Vulkanschwellen („Seeberge“) gegliederte Morphologie des Beckenbodens südöstlich des Riffrands geprägt. Die geringere Mächtigkeit und die weniger grobdetritische Ausbildung ist an die für Debris Flows nicht erreichbaren vulkanischen Schwellen von Grottenberg und Enkenberg gebunden.

Aufschlüsse:

- Steinbruch am Blatrand südöstlich von Rösenbeck; R ³⁴⁷⁹ 100, H ⁵⁶⁹⁶ 100
- Felsen oberhalb des Beringhäuser Tunnels (Profil „Niederhof“); R ³⁴⁷⁹ 800, H ⁵⁶⁹⁶ 400
- Steinbruch westlich des Berges „Burg“ östlich von Rösenbeck (Profil „Burg“); R ³⁴⁷⁹ 800, H ⁵⁶⁹⁷ 600)
- Felsen auf dem Kamm westlich des Enkenberges; R ³⁴⁸⁰ 980, H ⁵⁶⁹⁷ 530

3.1.2.2 Padberg-Schichten (dv-fP)

Begriffsbildung: Die Kartiereinheit findet unter der Bezeichnung „dunkle Plattenkalke von Padberg“ erstmals bei HOLZAPFEL (1895) Erwähnung. PAECKELMANN (1928) und PAECKELMANN & KÜHNE (1936) nennen sie Padberger Kalk und grenzen ihn vom „Flinz des Oberen Mitteldevons“ ab. Sedimentologisch betrachtet ist eine solche Zweiteilung von genetisch einheitlichen, riffdetritogenen Plattenkalken nicht sinnvoll (ENGEL & EDER 1975). Im Folgenden werden daher die alten Kartiereinheiten Padberger Kalk und Flinz des Oberen Mitteldevons mit der Flinzfazies der Adorfer Schichten (PAECKELMANN & KÜHNE 1936) zu einer einzigen, die Mittel-/Oberdevon-Grenze überschreitenden Einheit zusammengefasst. Die Padberg-Schichten stellen das Becken-Äquivalent der Riffbildungen der Dorpfazies dar.

Gesteine und Fazies: Die Gesteine der Padberg-Schichten werden von bankigen bis plattigen, überwiegend dunkelgraublauen bis schwarzen Kalksteinen aufgebaut. Ausgehend von Vorkommen im Nordwesten von Padberg, wo die größten Bankmächtigkeiten auftreten und Tonsteineinschaltungen fehlen, nimmt der Kalkstein/Tonstein-Wechselagerungscharakter nach Südosten und Osten zu. Die Tonsteine sind schwarz, bituminös und wie die Mehrzahl der Kalksteine reich an Pyrit. Schluffsteinbänke, dünne Sandsteinlagen sowie Lagen von Kalksteinknollen treten ebenfalls auf.

Die plattigen Kalksteine sind körnig-feinspätig und zeigen nach STRITZKE (1989, 1990) im Dünnschliff eine sparitische Grundmasse mit Korngrößen zwischen 90 und 1,30 µm (bioclastic Grainstone). Als biogene Komponenten treten mit einem Anteil von bis zu 20 % Krinoidenstielglieder und Korallenbruchstücke im riffnahen Bereich sowie Tentakuliten im rifffernen Bereich auf. Gleich hoch ist der Anteil an mikrokristallinen Karbonatpartikeln (Peloide). Als nicht karbonatische Beimengungen oder Einlagerungen treten resedimentierte schwarze Tonsteinfetzen, Schalsteinmaterial(?) und diagenetisch gebildete Hornsteinknollen auf.

Die Kalksteine zeigen oftmals eine Schichtung durch wechselnde Größe der Komponenten sowie eine Korngrößengradierung durch die Anreicherung von Grobkomponenten im Basisbereich einer Bank. Die meist scharf von unterlagernden Tonsteinen begrenzten Bankunterseiten sind oft mit dem Hyporelief darunterliegender Belastungs- und Schleifmarken versehen. Diese für turbiditischen Materialtransport typischen Sedimentstrukturen weisen die Padberg-Schichten als allodapische Kalksteine (MEISCHNER 1964) aus. Das sind Ablagerungen, in denen riffdetritische Vorriffsedimente durch Suspensionsströme in rifferne Beckenbereiche umgelagert wurden. Die Padberg-Schichten nordwestlich von Padberg (grobkörnig, erosive Bankkontakte) sind in diesem Sinne als liefergebietsnah (proximal), die feinkörnigen südlich und östlich davon als liefergebietsfern (distal) anzusehen (ENGEL & EDER 1975: Abb. 1).

Fossilien und Altersstellung: Ein erkennbarer Fossilinhalt ist im Wesentlichen auf die an Grobkomponenten reichere Ausbildung der Kalksteine nördlich von Padberg beschränkt. In krinoidenreichen Kalksteinen kommen auch Brachiopoden sowie Reste von Trilobiten und Orthoceren vor. Ansonsten erscheinen die Kalksteine der Padberg-Schichten bei geringer Partikelgröße fossilarm. Neben den schon zuvor genannten biogenen Komponenten treten noch Ostrakoden, Foraminiferen, Calcisphären, Conodonten und Reste von Kalkalgen auf.

Da Conodonten in den Kalksteinen der Padberg-Schichten relativ häufig auftreten, sind für die Festlegung der Altersstellung ausschließlich sie von Wichtigkeit. Nach den umfangreichen Untersuchungen von STRITZKE (1989, 1990) beginnen die Kalksteine in der Mittleren *varcus*-Zone des Givets. Die geschlossene Folge der Kalksteinbänke reicht bis in die (Untere) *gigas*-Zone des mittleren Teils der Frasn-Stufe, wobei in der Schichtenfolge sämtliche dazwischen liegenden Conodonten-Zonen nachgewiesen sind. Die Obergrenze der Padberg-Schichten ist damit in etwa zeitgleich mit der Obergrenze der genetisch verwandten Schuttbildungen der Riffvorderseite der Dorp-Fazies (Kap. 3.1.2.2).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Im südwestlichen Teil des Blattgebiets überlagern die Padberg-Schichten mit scharfer Grenze die dort sehr mächtigen vulkanischen Ablagerungen des Hauptgrünsteins beziehungsweise den Roteisenstein. Einzelne Kalksteinbänke, die dort schon vorher in Ruhephasen des Vulkanismus abgelagert worden sind, wurden anschließend fragmentiert und als Gerölle von den nachfolgenden Vulkaniten aufgenommen.

Bereichsweise erfolgt die Ablagerung der Padberg-Schichten auch zeitgleich mit dem Diabas-Vulkanismus. Im Diemeltal östlich des Padbergs, wo der Vulkanismus weniger intensiv war, tritt eine erste Kalksteinbank vom Habitus der Padberg-Schichten bereits unmittelbar unterhalb des dortigen Effusiv-Diabas auf. Die Padberg-Schichten selbst sind dort und auch weiter östlich davon durch die Einschaltung eines Effusiv-Diabases zweigeteilt (Kap. 3.1.1.3).

Die Mächtigkeit der Padberg-Schichten beträgt nördlich von Padberg ca. 22 m und wird von 62 einzelnen Kalksteinbänken aufgebaut (ENGEL & EDER 1975). Am Osthang des Padbergs liegt die Mindestmächtigkeit bei 40 m, verteilt auf 312 aufgeschlossene Kalksteinbänke. In den Aufschlüssen im Diemeltal nordwestlich von Giershagen hat STRITZKE (1990) Mindestmächtigkeiten von 25 m ermittelt. Als maximale Mächtigkeit wird 60 m angenommen.

Auch auf den Vulkanschwellen des Grottenberges und des Enkenberges treten einzelne Bänke von Padberg-Kalksteinen gemeinsam mit dunklen Tonsteinen auf (BOTKE 1965, 1977).

Aufschlüsse:

- Steinbruch am Ostausgang von Padberg; R ³⁴⁸³ 550, H ⁵⁶⁹⁶ 800
- Steinbruch östlich des Padberges; R ³⁴⁸⁴ 550, H ⁵⁶⁹⁶ 340
- östlicher Sporn des Padberges (Abb. 2); R ³⁴⁸⁴ 610, H ⁵⁶⁹⁶ 110
- Steinbruch am Südostfuß des Kriesenberges östlich von Padberg; R ³⁴⁸⁴ 450, H ⁵⁶⁹⁶ 180
- Felsen im Diemeltal südlich der Niedermühle; R ³⁴⁸⁵ 100, H ⁵⁶⁹⁶ 530
- Steinbruch im Diemeltal südlich des Heimberges; R ³⁴⁸⁶ 250, H ⁵⁶⁹⁷ 750
- Felsen am Mühlengraben südlich der Giershagener Mühle; R ³⁴⁸⁶ 780, H ⁵⁶⁹⁸ 000

Oberdevon

Faziesentwicklung: Die Sedimentation in der höheren Frasnes-Stufe und in der Famenne-Stufe hängt noch eng mit der zuvor herrschenden Faziesverteilung zusammen. Sedimentationssteuernd wirken der Massenkalk des mittel- bis tiefoberdevonischen Schelfrandes sowie das von Vulkanschwellen gegliederte Becken. In Teilbereichen des Massenkalks sind die Ablagerungen des höheren Oberdevons tonig-kalkig ausgebildet und im Vergleich zum Becken geringer mächtig. Noch größer ist die Mächtigkeitsreduktion und die damit verbundene biostratigrafische Kondensation auf den Vulkanschwellen, wo der größere Teil des Oberdevons durch wenige Dekameter mächtige Cephalopodenkalksteine repräsentiert ist. Ein Minimum der Sedimentationsrate wird in denjenigen Teilbereichen des Massenkalks erreicht, wo in tief reichenden Spalten Kalksteine mit Conodonten des höheren Oberdevons bis tiefen Unterkarbons auftreten.

Östlich des Briloner Riffs und der Cephalopodenkalk-Schwellen von Grottenberg und Enkenberg sind die oberdevonischen Gesteine überwiegend tonig und in weitaus größerer Mächtigkeit ausgebildet. Lediglich die Cephalopodenkalksteine der höheren Frasnes-Stufe sind von dieser faziellen Änderung kaum betroffen. Sie gehen unter Einschaltung dünner Tonsteinschichten in den Adorf-Bänderkalkstein über, der seinerseits nach Südosten – schon außerhalb des Blattgebiets – zum Adorf-Bänderschiefer überleitet.

Der überwiegende Teil der oberdevonischen Tonsteine ist durch wechselnde geringe Anteile an organischer Substanz und Pyrit dunkel gefärbt. Nur die roten Tonsteine der Hemberg-Schichten bilden eine Ausnahme. In die Hemberg-Schichten sowie die Dasberg- und Wocklum-Schichten schalten sich gering mächtige Sandsteinbänke ein. Sie stellen turbiditische Sedimentschüttungen dar, die von Nordwesten aus dem Bereich des Oberdevon-Schelfes kommen und in anderen Bereichen des Beckens weitaus größere Mächtigkeiten erreichen. Gegen Ende des Oberdevons beginnt die laterale Faziesdifferenzierung des Devons zu verlaufen. Die nachfolgenden Schichten des Karbons werden in allen Teilen des Blattgebiets und weit darüber hinaus gleichförmig abgelagert.

Gliederungskonzept: Die bislang angewandte regionale Gliederung des Oberdevons in Adorf-, Nehden-, Hemberg-, Dasberg- und Wocklum-„Stufe“ beruht auf einer Vermischung von lokalen Schichtenbezeichnungen mit der auf Ammonoiten beruhenden Stufengliederung nach WEDEKIND (1913). Erstere ist nach der Neugliederung des Oberdevons auf biostratigrafischer Basis zugunsten einer Gliederung in die Frasnes-Stufe (tiefes Oberdevon) und die Famenne-Stufe (höheres Oberdevon) aufgegeben worden. Dabei wurde die traditionelle Stufengliederung des Oberdevons auf ihren ursprünglichen Sinngehalt, nämlich die biostratigrafische Gliederung nach Ammonoiten in Oberdevon I bis Oberdevon VI, zurückgeführt. Die Bezeichnungen Adorf, Nehden, Hemberg, Dasberg und Wocklum werden im Folgenden, wie ursprünglich auch eingeführt, nur noch mit einer lithostratigrafischen Bedeutung verwendet.

Eine neue biostratigrafische Untergliederung des Frasnes und des Famenne auf der Grundlage von Conodonten-Zonen ist in Vorbereitung. Als Grenze zwischen beiden Stufen ist bereits die Grenze zwischen der *Palmatolepis gigas*- und der *Palmatolepis triangularis*-Conodontenzone festgelegt worden (KLAPPER et al. 1993). Die neue Grenze entspricht nicht der Grenze zwischen der Adorf- und Nehden-„Stufe“, sondern liegt darunter (s. S. 14, Tab. 1).

3.1.3 Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies (df-f,k; dfr,k)

(ungegliedert)

Gesteine und Fazies: Das typische Gestein der Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies ist ein hellgrauer oder rötlich grauer, feinkörniger Kalkstein mit einem wechselnden, in Lagen angeordneten Tongehalt (Cephalopodenkalkstein). Je nach Höhe des Tongehalts haben Lösungsvorgänge während der Diagenese zu einer Anreicherung toniger Substanz in Lagen und Flasern beziehungsweise zu einer Konzentration des Karbonatgehalts in Kalkknollen geführt. Das Erscheinungsbild von Gesteinen der Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies ist daher von bankigen Flaserkalksteinen (Frasnes-Stufe) und von Knollenkalksteinen (Famenne-Stufe) geprägt. Die Knollen sind von Zentimetergröße und lagig oder unregelmäßig in einer dunkelgrauen, tonig-mergeligen Grundmasse angeordnet. Durch Lösungsverwitterung der Kalkknollen kann stellenweise auch ein löchriges, als „Kramenzelkalk“ bezeichnetes Gestein entstehen.

Nach den karbonatmikrofaziellen Untersuchungen von STRITZKE (1989, 1990) handelt es sich bei den Kalksteinen der Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies um Mikrite mit einem überwiegend geringen, maximal bei 10 % liegenden Gehalt an biogenen Komponenten.

In einer vergleichbaren Gesteinsausbildung, aber auf die Frasnes-Stufe beschränkt, treten die Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies auch im nordöstlichen Verbreitungsgebiet des Massenkalks auf sowie im südöstlichen Blattgebiet, dort, wo größere Teile des Oberdevons schon in der tonigen Beckenfazies vorliegen. Übertäglich nur schlecht aufgeschlossen, sind die flaserigen und knolligen, dünnbankigen Kalksteine in der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 vollständig angetroffen worden (BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.). Am Südostrand des Massenkalks sind Sedimentreste der höheren Frasnes-Stufe bislang nur in Spalten und Schlottenfüllungen in und auf dem Massenkalk beobachtet worden (WAHBA 1978). Ebenfalls in Schlotten und Spalten vorkommende Conodontengeisterfaunen des Oberdevons (BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.) zeigen Relikte einer sehr kondensierten Sedimentation sowohl am Südost- wie am Nordwestrand der Massenkalkverbreitung an.

Fossilien und Altersstellung: Die Flaser- und Knollenkalksteine führen neben den nur lagenweise gesteinsbildend auftretenden Krinoiden eine artenreiche Makro- und Mikrofauna. Die Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies südöstlich des Massenkalks sind wegen ihrer Cephalopodenfauna in der Vergangenheit intensiv untersucht worden (KAYSER 1873, WEDEKIND 1913, LANGE 1929). Diese für die Biostratigraphie des Oberdevons richtungsweisenden Untersuchungen sind von PAECKELMANN fortgesetzt und auf die gesamte darin vorkommende Makrofauna ausgedehnt worden. Diese wird von zahlreichen Gattungen und Arten von Trilobiten, Muscheln, Schnecken und Brachiopoden aufgebaut (Fossilisten in PAECKELMANN & KÜHNE 1936).

Der untere Teil der flaserig-knolligen Kalksteine der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 führt neben Krinoiden auch noch lagenweise Riffdetritus (BRINCKMANN & STOPPEL in Plan., WIZISK 1995). Möglicherweise verbergen sich hinter diesen Übergangsbildungen noch bisher nicht erkannte Gesteine der Iberg-Fazies. Nach Conodonten gehören die biotritischen und knolligen Kalksteine dem mittleren und oberen Teil der Frasnes-Stufe an.

Die Mikrofauna der Kalksteine ist infolge der über lange Zeiträume sehr geringen Sedimentationsrate von Karbonatpartikeln und der damit verbundenen relativen Anreicherung von Mikrofossilresten überaus reich an Conodonten. Daneben sind in den frasnischen Anteilen der Kalksteine auf den Vulkanschwellen nur Tentakuliten und Styliolinen zu nennen.

Die moderne biostratigraphische Alterseinstufung der Flaser- und Knollenkalksteine beruht ganz auf Conodonten. Im Profil „Burg“ (Abb. 5) beginnen die dortigen Flaserkalksteine im unteren Teil der *gigas*-Zone und reichen bis wenig unter die Devon/Karbon-Grenze (BENDER et al. 1977). Die Oberkante der Flaserkalksteine hat dort ein Alter der Späten *expansa*- bis Frühen *praesulcata*-Zone (Proben-Nr. 7610).

Das Profil oberhalb des Beringhäuser Tunnels (Profil „Niederhof“) reicht im Hangenden einer Aufschlusslücke von der *Ancyrognathus triangularis*-Zone bis an die Frühe *expansa*-Zone der Famenne-Stufe (CLAUSEN et. al. 1989). Darüber folgt eine vermutlich tektonisch bedingte Lücke bis zu den Karbon-Schichten (Kulm-Kieselkalk). Im Schurfprofil auf dem Top des Enkenberges beginnen Cephalopodenkalksteine bereits im Givet/Frasnes-Grenzbereich (STRITZKE 1990). Das Gleiche gilt für den Südwestfuß des Enkenberges (Profil „Blockstelle Grottenberg“ bei PAECKELMANN & KÜHNE 1936). Die dortigen Knollenkalksteine reichen bis in die Frühe bis Mittlere *praesulcata*-Zone der Famenne-Stufe (Proben-Nr. 7888). Auch am Grottenberg umfassen die Cephalopodenkalke fast das gesamte Oberdevon (BOTTKE 1977, STRITZKE 1990).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Gesteine der Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies überlagern je nach ihrer paläogeografischen Position biogene oder biotritische Ausbildungen des Massenkalks. Ihre zeitlich unterschiedliche Obergrenze ist im Bereich der Vulkanschwellen durch das Einsetzen von pelitisch-karbonatischen Gesteinen des höchsten Oberdevons bis tiefsten Unterkarbons (Devon/Karbon-Übergangsschichten, Kap. 3.1.5.5) gekennzeichnet. Am Ostrand des Briloner Massenkalks werden sie von tonigen Nehden-Schichten überlagert.

Die Mächtigkeit der Oberdevon-Schichten in Schwellenfazies erreicht im Profil „Burg“ nur etwa 25 m. Im Bereich des Enkenberges und des Grottenberges liegt sie bei 50 bis 60 m, wovon allein 30 – 40 m auf die Kalksteine der Frasnes-Stufe entfallen (BOTTKE 1965, 1977). In der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 beträgt die Mächtigkeit der dort auf die Frasnes-Stufe beschränkten Kalksteine etwa 35 m (BRINKMANN & STOPPEL in Plan.) beziehungsweise 45 m in der Bohrkernbeschreibung von WIZISK (1994).

Aufschlüsse:

- nordwestlicher Teil des Steinbruchs westlich des Berges „Burg“ (Profil „Burg“); R ³⁴⁷⁹ 750, H ⁵⁶⁹⁷ 600
- Felsen oberhalb des Beringhäuser Tunnels (Profil „Niederhof“); R ³⁴⁷⁹ 850, H ⁵⁶⁹⁶ 350
- Straßenanschnitt am Südwestfuß des Enkenberges; R ³⁴⁸⁰ 910, H ⁵⁶⁹⁷ 180 bis R ³⁴⁸⁰ 970, H ⁵⁶⁹⁷ 140
- Bacheinschnitt südlich von Bleiwäsche; R ³⁴⁷⁹ 970, H ⁵⁷⁰³ 230
- Felsen in Bleiwäsche; R ³⁴⁷⁹ 290, H ⁵⁷⁰⁴ 120

3.1.4 Oberdevon-Schichten auf dem Riff (dfa,t)

(ungegliedert)

In dieser Einheit sind verschiedenartige tonige Gesteine des höheren Oberdevons und – ganz untergeordnet – des tiefsten Unterkarbons am Ostrand des Briloner Massenkalks zusammengefasst. Sie sind im Oberflächenbereich nur unzureichend aufgeschlossen. Ein vollständiges Profil dieser Schichten ist durch die Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 erschlossen worden (BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.).

Gesteine und Altersstellung: Die Schichtenfolge beginnt mit schwarzgrauen Tonsteinen, die dem Nehdener Schiefer (WEDEKIND 1911) ähnlich sind. Sie werden in der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 von grauen Tonsteinen mit kleinen Kalksteinknollen („Kalkknotenschiefer“) überlagert, die ebenfalls dem Oberdevon II angehören. Die darüber angetroffenen rötlich grauen und roten Tonsteine mit Kalkknollen gehören dem Oberdevon III – V an. Eine darin eingeschaltete Lage schwarzer Tonsteine könnte ein Äquivalent der in der Beckenfazies weit verbreiteten *annulata*-Schiefer darstellen. Die erbohrte Oberdevon-Schichtenfolge schließt mit grauen Tonsteinen des Oberdevons VI ab.

Fossilien: Der Fossilinhalt, auf dem die schon zuvor genannten Alterseinstufungen beruhen, wird im unteren Teil der Schichtenfolge von Cephalopoden, ansonsten von Ostrakoden und Conodonten gebildet. Nach dem zuweilen sehr häufigen Vorkommen von Ostrakoden sind die Tonsteine des höheren Oberdevons allgemein mit „Cypridinenschiefer“ bezeichnet worden. Aus den „Nehdener Schiefen“ hat BECKER (1984) eine nach Gattungen und Arten sehr umfangreiche Cephalopodenfauna in vollkörperlicher Pyrit-erhaltung beschrieben. Danach gehören die schwarzen Tonsteine dem Oberdevon II an.

Fossilbestimmungen an Ostrakoden liegen bislang nicht vor. An den knolligen Karbonatanteilen der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 konnten mittels Conodonten Alterseinstufungen für die Oberdevon-Stufen II β , III α und VI vorgenommen werden (BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.). Aus den obersten Tonsteinen mit Knollenkalksteinen der Bohrung (Proben-Nr. 7967) wurden Conodonten der Späten *expansa*- bis Frühen *praesulcata*-Zone gewonnen. Die Devon/Karbon-Grenze ist 2 m darüber nachgewiesen worden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die tonig ausgebildeten Oberdevon-Schichten auf dem Riff überlagern am Ostrand des Massenkalks die gering mächtigen Flaser- und Knollenkalksteine der Frasn-Stufe. Die Obergrenze der Tonsteine wird durch die zum Teil kieseligen Ablagerungen des tiefen Unterkarbons (Kulm-Kiesel-schiefer, Liegende Alaunschiefer) angezeigt.

Die Mächtigkeit der Tonsteine beträgt in der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 etwa 50 m (BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.). Die Gesamtmächtigkeit verteilt sich etwa je zur Hälfte auf das Oberdevon II und das Oberdevon III – VI.

3.1.5 Oberdevon-Schichten der Beckenfazies

3.1.5.1 Adorf-Bänderkalkstein (df-fA,k)

Begriffsbildung: Die Kartiereinheit ist von PAECKELMANN & KÜHNE (1936) ursprünglich als Adorfer Kalk (Cephalopodenkalkstein), bereichsweise auch als Bänderschiefer der Adorf-Schichten bezeichnet worden. Da aber die charakteristische Gesteinsausbildung im Blattgebiet eine sehr enge Wechsellagerung von Kalkstein- und Tonsteinlagen ist, wird hier der Begriff Adorf-Bänderkalkstein eingeführt.

Gesteine und Fazies: Im untersten Teil der Schichtenfolge sind noch dm-mächtige, hellgraue Kalksteinbänke anzutreffen; darüber folgt die typische Wechsellagerung aus 2 – 5 cm dicken Kalksteinlagen und ebenso dicken Tonsteinlagen. Die Kalksteine der Wechsellagerung sind hellgrau, leicht knollig und feinkörnig. Erst im Dünnschliff ist zu beobachten, dass die Kalksteine in einer Grundmasse aus Karbonatpartikeln wenige karbonatische Mikrofossilreste und Schalenbruchstücke führen. Die Tonsteinzwischenlagen sind schwarzgrau bis dunkelgrau, schwach kalk- und schluffhaltig und fein gebändert. Sie sind geschiefert und so kompakt, dass sie nur selten entlang der Schichtflächen zwischen den Ton- und Kalksteinen aufspalten. Der Adorf-Bänderkalkstein neigt zur Klippenbildung und zur Ausbildung charakteristischer Lesesteine. Anteile der Schichtenfolge, in denen der Kalksteingehalt zurücktritt, sind dagegen weniger gut aufgeschlossen.

Die Fazies des Adorf-Bänderkalksteins vermittelt zwischen den zeitgleichen Anteilen des Cephalopodenkalksteins auf den Vulkanschwellen und dem Adorf-Bänderschiefer, der im oberdevonischen Beckenbereich südlich des Blattgebiets seine Hauptverbreitung hat.

Fossilien und Altersstellung: Die Kalkstein-/Tonstein-Wechsellagerung führt nach PAECKELMANN & KÜHNE (1936) eine Makrofauna aus Goniatiten, Orthoceren, Muscheln (*Buchiola* sp.) und Brachiopoden (u. a. *Lingula* sp.). An Mikrofossilien treten Ostrakoden (Cypridinen) und Styliolinen (wohl nur im untersten Teil) auf. Conodonten aus den Kalksteinanteilen der Schichtenfolge ermöglichen eine genaue zeitliche Einstufung. Demnach reicht der Adorf-Bänderkalkstein von der *jamieae*-Zone (Proben-Nr. 7659) bis in die Späte *Palmotolepis triangularis*-Zone (Proben-Nr. 7662). Er umfasst damit den mittleren bis höheren Teil der Frasnies-Stufe. Stellenweise kann er bis in die Frühe bis Mittlere *crepida*-Zone der tiefen Famennes-Stufe hineinreichen (Proben-Nr. 7672, 7894, 7969).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Schichtenfolge liegt dort, wo über den dunklen, biodetritischen Kalksteinen der Padberg-Schichten die erste hellgraue Kalksteinbank folgt. Auch die Obergrenze mit dem Aussetzen der Kalksteinlagen und dem Einsetzen von feinsandhaltigen Tonsteinen der Nehden-Schichten ist deutlich auszumachen. Lateral geht der Adorf-Bänderkalkstein westlich von Beringhofen in den frasnischen Anteil der Oberdevon-Schichten in Schwellenfazies über.

Die Mächtigkeit des Adorf-Bänderkalksteins beträgt etwa 30 m. Im äußersten Südosten des Blattgebiets, wo er sich mit dem Adorf-Bänderschiefer zu verzahnen beginnt, dürfte die Mächtigkeit auch höher sein.

Aufschlüsse:

- Felsen auf der Höhe 351,2 m nördlich des Diemeltales; R ³⁴⁸⁶ 250, H ⁵⁶⁹⁷ 850
- Felsen am Mühlengraben südlich der Giershagener Mühle; R ³⁴⁸⁶ 700, H ⁵⁶⁹⁷ 970
- Anschnitt und Felsen im Tal östlich des Mittelberges; R ³⁴⁸⁶ 880, H ⁵⁶⁹⁷ 110

3.1.5.2 Nehden-Schichten (dfaN)

Gesteine und Fazies: Die Nehden-Schichten werden überwiegend von geschiefert schluffigen Tonsteinen aufgebaut. Der Sandstein- beziehungsweise Kalksteinanteil der Schichtenfolge sowie die Färbung der pelitischen Gesteine sind unterschiedlich ausgebildet.

Die Hauptmasse der Nehden-Schichten ist in unverwittertem Zustand dunkelgrünlich-grau gefärbt. Lagen mit einem höheren Schluffgehalt zeigen eine hellere Grünfärbung. Bei zunehmendem Verwitterungsgrad nehmen auch die tonreicheren Gesteine eine hellere Grünfärbung an. Untergeordnet, aber nicht zu übersehen, sind Einschaltungen roter Tonsteine. Im Diemeltal treten erste Rotschiefer von 1 – 2 m Mächtigkeit gemeinsam mit Kalksteinknollenlagen schon weniger als 10 m über der Basis der Nehden-Schichten auf. Zwei oder drei weitere Einschaltungen folgen darüber. Der darauf folgende größere Teil der Nehden-Schichten ist dagegen frei von Rotschiefern.

Ihr Grobschluff- und Feinsandgehalt lässt die Nehden-Schichten deutlich grobstückiger aufspalten und „rauer“ erscheinen als die „milden“ Tonsteine im unmittelbar Liegenden. Der Feinsandgehalt der Schichtenfolge ist in fein geschichteten Streifen von Millimeterdicke und seltener auftretenden Lagen von wenigen Zentimetern Dicke angereichert. Feinsandstreifen treten auch in den Rotschiefereinschaltungen auf.

Ein stärkerer Kalkgehalt des grünlich grauen Anteils der Nehden-Schichten ist nur im untersten Teil der Schichtenfolge, gewissermaßen als das Ausklingen der Karbonatbildungen der Adorf-Stufe, anzutreffen. Die bis zu mehrere Zentimeter großen Kalksteinknollen sind in schichtparallelen Lagen angeordnet; ihre Zahl nimmt zum Hangenden innerhalb weniger Meter ab. Karbonateinschaltungen im höheren Teil der Nehden-Schichten beschränken sich auf die Vulkanschwelle westlich von Beringhofen (östlicher Bellerstein).

Fossilien und Altersstellung: Die Nehden-Schichten sind fossilarm. Stellenweise treten auf Schichtflächen angereichert Ostrakoden auf. Oft handelt es sich um die für den unteren Teil der Famenne-Stufe des Oberdevons typischen Formen der *serratostrata-nehdensis*-Gruppe. Gelegentlich tritt auch die Muschelart *Guerichia venusta* MÜNSTER auf. Brachiopoden sind äußerst selten; Trilobitenreste wurden bislang nicht gefunden.

Aus Kalksteinknollen der untersten (z. T. roten) Nehden-Schichten im Diemeltal wurden Conodonten der Späten *Palmotolepis triangularis*- bis Frühen *crepida*-Zone gewonnen (Proben-Nr. 7894). Kalksteinlagen in grauen Tonsteinen der Pingel westlich von Beringhofen gehören der Späten *rhomboidea*- bis Späten *marginifera*-Zone an (Proben-Nr. 7670, 7671). Da die darüber folgenden Hemberg-Schichten spätestens im oberen Teil der Späten *marginifera*-Zone beginnen, umfassen die Nehden-Schichten den Zeitraum von der Frühen *crepida*-Zone bis in einen im Blattgebiet nicht näher bestimmbar Teil der *marginifera*-Zone. Sie repräsentieren damit wahrscheinlich das gesamte Oberdevon II.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Nehden-Schichten sind anhand ihres Feinsand- und Grobschluffgehalts deutlich vom Adorf-Bänderkalkstein abzugrenzen. Diese lithologisch definierte Untergrenze fällt in etwa mit der biostratigrafischen Untergrenze der traditionellen Nehden-Stufe zusammen. Als Obergrenze der Nehden-Schichten wird der Beginn des vorherrschenden Auftretens von Rotsedimenten angesehen.

Die Mächtigkeit der Nehden-Schichten beträgt 70 – 90 m. Im Raum Giershagen scheint sie geringfügig größer zusein.

Aufschlüsse:

- Felsanschnitt am Ostausgang von Beringhausen; R ³⁴⁸³ 410, H ⁵⁶⁹⁶ 780
- Felsen an der Wegkurve östlich der Höhe 351,2 m im Diemeltal; R ³⁴⁸⁶ 650, H ⁵⁶⁹⁷ 810
- Felsen am Mühlengraben südlich der Giershagener Mühle; R ³⁴⁸⁶ 730, H ⁵⁶⁹⁷ 950
- Weganschnitte im Rennebusch südwestlich von Giershagen; R ³⁴⁸⁶ 850, H ⁵⁶⁹⁶ 650
- Felsen im Buchholz nordwestlich von Giershagen; R ³⁴⁸⁷ 600, H ⁵⁶⁹⁷ 600

3.1.5.3 Hemberg-Schichten (dfaH)

Gesteine und Fazies: Der Gesteinsaufbau der Hemberg-Schichten ist grundsätzlich mit demjenigen der unter- und überlagernden Oberdevon-Schichten vergleichbar, im Detail aber auch recht unterschiedlich. Hauptcharakteristikum der Hemberg-Schichten ist das Vorkommen von mächtigen geschieferten, roten Tonsteinen. Das markante Hervortreten roter Felsen hat zu der volkstümlichen Schichtenbezeichnung „Fossley“ (Rot/Fuchs-Felsen) Anlass gegeben.

Die Rotfärbung der Hemberg-Gesteine ist auf einen sehr geringen, dennoch intensiv färbenden Gehalt an Hämatit zurückzuführen. Grünliche Tonsteine treten nur untergeordnet in der Form von dünnen Lagen oder rot/grün gefleckten Gesteinspartien auf. Im Übergangsbereich zu den Dasberg- und Wocklum-Schichten sind auch größere Anteile von grünlich grauen Tonsteinen anzutreffen.

Die Sandsteinführung der Hemberg-Schichten ist gering. Schon die untersten Rotschiefer enthalten kalkige und Glimmer führende Feinsandlagen, die sich durch eine intensive Grünfärbung vom Nebengestein abheben. Höher in der Schichtenfolge nimmt die Zahl und die Mächtigkeit der Sandsteine nur geringfügig zu. Sandsteinbänke bis 15 cm Dicke zeigen Schrägschichtung und „convolute bedding“ sowie Sohlmarken. Mit ihrem Auftreten nimmt auch der Anteil grünlicher Tonsteine leicht zu. Die Sandsteineinschaltungen sind nur lokal anzutreffen; ein von Osten nach Westen zunehmendes Vorkommen, wie von PAECKELMANN & KÜHNE (1936) beschrieben, ließ sich nicht beobachten.

Deutlich häufiger als die Nehden-Schichten enthalten die Tonsteine der Hemberg-Schichten lagenweise Einschaltungen von Kalksteinknollen in einer Größe von wenigen Zentimetern. Typischerweise folgen solche Lagen dicht an dicht und bilden sogenannte Kalkknollenschiefer. Bei der Verwitterung der Kalksteinknollen entsteht eine löchrige Gesteinsoberfläche, die dem Gestein die Bezeichnung „Kramenzelkalk“ eingebracht hat.

Fossilien und Altersstellung: Bis auf das vereinzelte Auftreten unbestimmbarer Ostrakoden und der Muschel *Guerichia venusta* MÜNSTER sind die Hemberg-Schichten sehr fossilarm. Ihre biostratigrafische Einstufung kann daher im Blattgebiet nur mittels Conodonten aus den Kalkknotenschiefern erfolgen. Demnach beginnen die Hemberg-Schichten spätestens im oberen Teil der Späten *marginifera*-Zone (Proben-Nr. 7763) und damit im tiefsten Teil des Oberdevons III. Da der lithologische Grenzbereich Nehden-Schichten/Hemberg-Schichten frei von Kalksteinknollen ist, kann das zeitliche Einsetzen der Rotschieferfazies nicht bestimmt werden. In der Bohrung Beringhofen 2 (R ³⁴⁸⁵ 120,

H ⁵⁶97 636) folgen unterhalb der Probe 7763 weitere 15 m Rotschiefer, die daher möglicherweise schon in der Frühen *marginifera*-Zone (Oberdevon II) beginnen.

Die Obergrenze der Hemberg-Schichten liegt in der *trachytera*-Zone (Proben-Nr. 7880, 7906), das ist der höhere Teil des Oberdevons III. Die darüber folgenden Schichten zeigen die Gesteinsausbildung der Dasberg- und Wocklum-Schichten (Profil östlich der Giershagener Mühle, Felsen an der Straße Padberg – Bredelar).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Als Untergrenze der Hemberg-Schichten wird der Beginn des vorherrschenden Auftretens von Rotschiefern mit Kalkknollen angesehen, während die Obergrenze durch das Aussetzen der Rotschiefer mitbestimmt ist. Die Mächtigkeit der Hemberg-Schichten beträgt im südöstlichen Blattgebiet etwa 60 – 70 m. Im westlichen Teil sind Angaben nicht möglich.

Aufschlüsse:

- Steinbruch in Beringhausen; R ³⁴83 400, H ⁵⁶97 040
- Felsen an der Straße Padberg – Bredelar; R ³⁴84 070, H ⁵⁶97 150
- Weganschnitt im Tal westlich der Höhe 351,2 m im Diemeltal; R ³⁴85 980, H ⁵⁶97 940
- Felsen im Diemeltal nordöstlich der Höhe 351,2 m; R ³⁴86 400, H ⁵⁶98 120
- Weganschnitt östlich der Giershagener Mühle; R ³⁴87 120, H ⁵⁶98 450

3.1.5.4 Dasberg- und Wocklum-Schichten (dfaD-W)

Die Dasberg-Schichten und die nur biostratigrafisch abtrennbaren Wocklum-Schichten werden wegen ihrer lithologischen Ähnlichkeit zusammengefasst dargestellt und gemeinsam beschrieben. Wie groß der Wocklum-Anteil an der Schichtenfolge ist, ist bislang nicht bekannt. Er dürfte aber im Vergleich zu anderen Bereichen des Rheinischen Schiefergebirges nur gering sein. Der oberste Teil der Schichten mit Oberdevon-VI-Alter wird von den Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Schichten) eingenommen (Kap. 3.1.5.5).

Gesteine und Fazies: An den Dasberg- und Wocklum-Schichten haben graue und grünlich graue, schluffige, geschieferte Tonsteine einen großen Anteil. Die Färbung der Tonsteine ist insgesamt heller als die der ebenfalls grünlich grauen Nehden-Schichten. Einschaltungen von Rotschiefern wurden im Blattgebiet nicht beobachtet. Der Sandsteinanteil der Schichtenfolge wird von karbonat- und glimmerhaltigen Sandsteinen mit Schrägschichtung und „convolute bedding“ aufgebaut. Nordwestlich des Altenbergs ist anhand von Schrägschichtungsmessungen ein Sandtransport in Richtung Ost – Südost, also in Richtung auf das tiefere Becken, festgestellt worden (EINSELE 1963).

Den geringsten Sandanteil hat die Schichtenfolge zwischen Padberg und Bredelar. Dort sind etwa im mittleren Teil der Dasberg- und Wocklum-Schichten wenige zwischen 5 und 10 cm dicke, Karbonat und Glimmer führende Feinsandsteinbänke eingeschaltet. Östlich der Giershagener Mühle scheint der Sandsteingehalt geringfügig höher zu sein. Im gleichen Gebiet wurden im unteren Teil der Dasberg- und Wocklum-Schichten einzelne Einlagerungen von Kalksteinknollen festgestellt.

Fossilien und Altersstellung: Die schon zuvor erwähnte Fossilarmut oberdevonischer Gesteine betrifft auch die Dasberg- und Wocklum-Schichten. Allgemein gilt aber, dass diese scheinbare Fossilarmut eine Folge der intensiven Schieferung ist. Die kleinstückige Zerlegung der Gesteine durch die Schieferung verhindert, dass Schichtflächen in größerem Umfang freigelegt werden und dadurch eine gezielte Fossilnachsuche möglich wird. Bislang wurden Ostrakoden (Richterinen), die Muschel *Guerichia venusta* MÜNSTER sowie zwei Arten von Trilobiten, die für das Oberdevon V – VI leitend sind, gefunden (PAECKELMANN & KÜHNE 1936).

Die Möglichkeit, die Dasberg- und Wocklum-Schichten biostratigrafisch einzustufen, beschränkt sich auf deren unteren Teil. Conodonten aus diesem Teil der Schichtenfolge etwa 18 m über der Oberkante der Hemberg-Schichten haben östlich der Giershagener Mühle eine Altersspanne von der *postera*- bis in die Frühe *expansa*-Zone ergeben (Proben-Nr. 7878, 7879). Unter Berücksichtigung der Probe 7880 bestätigt dies, dass die Dasberg- und Wocklum-Schichten dort bereits im höheren Oberdevon III oder Oberdevon IV beginnen können. Eine im obersten Teil der Schichtenfolge an mehreren Stellen vorkommende hellgraue Kalksteinbank – möglicherweise ein Äquivalent des Wocklum-Kalkes – hat keine Conodonten geliefert.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der lithologisch definierten Dasberg- und Wocklum-Schichten ist durch das Aussetzen der Rotschiefer mit Kalksteinknollen bestimmt. Die Obergrenze der Schichtenfolge ist dagegen lithologisch nicht genau zu erfassen. Sie wird hilfsweise an die Oberkante der zuvor genannten, weit verbreiteten hellgrauen Kalksteinbank gelegt. Die nächstjüngeren, nur durch Conodontendatierungen abgrenzbaren Schichten sind die Kalkknollengesteine der Devon/Karbon-Übergangsschichten. Die Mächtigkeit der Dasberg- und Wocklum-Schichten liegt im westlichen Blattgebiet bei 60 – 70 m. Im östlichen Blattgebiet nimmt nördlich von Giershagen die Mächtigkeit bis auf etwa 90 m zu.

Aufschlüsse:

- Weganschnitt nordwestlich des Altenberges; R ³⁴⁸⁰ 750, H ⁵⁶⁹⁶ 270
- Felsen im Ortskern von Beringhausen; R ³⁴⁸³ 050, H ⁵⁶⁹⁷ 150
- mehrere Anschnitte an der Straße Padberg – Bredelar westlich des Bellerstein; R ³⁴⁸³ 850, H ⁵⁶⁹⁷ 450
- Weganschnitt östlich der Giershagener Mühle; R ³⁴⁸⁷ 140, H ⁵⁶⁹⁸ 505

Höchstes Oberdevon bis tiefstes Unterkarbon

3.1.5.5 Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Schichten) (d-c)

Gesteine und Fazies: Mit den Devon/Karbon-Übergangsschichten, innerhalb derer die Grenze zwischen Devon und Karbon verläuft, ist der Begriff der Hangenberg-Schichten (H. SCHMIDT 1923) eng verbunden. Sie setzen sich im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge je nach ihrer paläogeografischen Position aus unterschiedlichen Anteilen von Ton-, Kalk- und Sandsteinen zusammen (LUPPOLD et al. 1994: Abb. 2). Im Blattgebiet überwiegen tonige Gesteine („Hangenberg-Schiefer“), während Kalksteine und Sandsteine nur als sehr gering mächtige Einlagerungen vorkommen. Die folgenden

Gesteinsbeschreibungen beziehen sich auf Aufschlüsse in Bredelar und im Diemeltal, also auf den oberdevonischen und unterkarbonischen Beckenbereich. Alle Gesteine sind sehr charakteristisch ausgebildet und daher überall leicht wieder zu erkennen.

Die Schichtenfolge beginnt mit mindestens 5 m mächtigen dunkelgrauen, glimmerhaltigen Ton- bis Schluffsteinen, die sich durch eine sehr feinschichtige Streifung auszeichnen. Die „Dicke“ der einzelnen Ton- und Grobschluffsteinlagen liegt zwischen 0,1 und 0,3 mm. Nur in diesem Teil der Schichtenfolge sind einzelne bis 5 cm dicke, Karbonat und Glimmer führende Feinsandsteinbänke anzutreffen.

Darüber folgen ebenfalls dunkelgraue, schluffige Tonsteine, die aber nur undeutlich geschichtet sind. Sie führen lagenweise einzelne oder sich zu dünnen Bänken zusammenschließende hellgraue, feinkörnige Kalksteinknollen. Diese verwittern mit weißer Gesteinsoberfläche, bevor sie zu einem rötlich braunen Mulm zerfallen. Die Mächtigkeit dieser Gesteinspartie beträgt etwa 4 – 5 m.

Über dem Kalkknollengestein folgen nochmals 4 – 5 m schluffige Tonsteine von dunkelgrauer bis graublauer Färbung. Die Farbgrünze zu den überlagernden Liegenden Alaunschiefern ist scharf. Die Tonsteine sind geschichtet, aber bei weitem nicht so fein laminiert wie die untere Gesteinspartie.

Im Bereich der Vulkanschwellen folgen über den dortigen Flaser- und/oder Knollenkalksteinen (Cephalopodenkalksteine) gering mächtige Tonsteine mit Kalksteineinschalungen, die ebenfalls zu den Devon/Karbon-Übergangsschichten gerechnet werden.

Fossilien und Altersstellung: Da Makrofossilien bislang nicht gefunden wurden und Conodonten führende Kalksteine nur in einem Teil der Schichtenfolge vorkommen, sind biostratigrafisch begründete Altersaussagen nur beschränkt möglich.

Die Kalksteinknollen im mittleren Abschnitt der Schichtenfolge haben Conodonten des oberen Teils der Späten *duplicata*-Zone (Proben-Nr. 7609) sowie der *sandbergi*-Zone (Proben-Nr. 7648) erbracht. Beide Datierungen belegen den oberen Teil der *Gattendorfia*-Stufe (cu I β) des Unterkarbons. Bei den Kalksteinknollen dürfte es sich demnach um ein Äquivalent des „Hangenberg-Kalkes“ („*Gattendorfia*-Kalk“), bei den darüber folgenden Tonsteinen um den unterkarbonischen Anteil der Devon/Karbon-Übergangsschichten handeln. Die genaue Lage der Devon/Karbon-Grenze konnte bislang nicht bestimmt werden. Die unteren, fein laminierten Tonsteine dürften den oberdevonischen Anteil der Devon/Karbon-Übergangsschichten darstellen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Als Untergrenze ist im oberdevonischen Beckenbereich des Blattgebiets hilfsweise die Oberkante der weit verbreiteten hellgrauen Kalksteinbank in den Dasberg- und Wocklum-Schichten bestimmt worden. Auf den Vulkanschwellen bildet das Einsetzen von Tonsteinen oberhalb der geschlossenen Folge von Flaser-/Knollenkalksteinen (Cephalopodenkalksteine) die Untergrenze. Die Obergrenze ist in beiden Bereichen mit dem farblichen Umschlag zu den Liegenden Alaunschiefern des Unterkarbons sehr scharf.

Die Mächtigkeit der Devon/Karbon-Grenzsichten beträgt im Beckenbereich, also im Raum Beringhausen – Bredelar – Priesterberg, etwa 15 m. Auf den Vulkanschwellen des Hauptgrünsteins liegt die Mächtigkeit bei weniger als 10 m, weshalb die Kartiereinheit dort nicht auf der geologischen Karte dargestellt ist.

Aufschlüsse:

- Straßenanschnitt am Westausgang von Beringhausen; R ³⁴⁸² 620, H ⁵⁶⁹⁷ 330
- Felsen im Ortskern von Beringhausen; R ³⁴⁸² 930, H ⁵⁶⁹⁷ 240
- Steinbruch am Osthang des Forstenberges; R ³⁴⁸³ 640, H ⁵⁶⁹⁷ 970
- Felsen am Bahnübergang in Bredelar; R ³⁴⁸⁴ 170, H ⁵⁶⁹⁷ 850
- Steinloch im Diemeltal westlich der Giershagener Mühle; R ³⁴⁸⁶ 450, H ⁵⁶⁹⁸ 400
- Weganschnitt am Priesterberg; R ³⁴⁸⁷ 900, H ⁵⁶⁹⁹ 190

3.2 Karbon

Wenn nach der international gültigen Neugliederung des Karbons (LANE et al. 1999) künftig von der Untergliederung in Unterkarbon und Oberkarbon gesprochen wird, muss durch den Zusatz Dinantium und Silesium vermerkt werden, dass es sich um die mittlereuropäische Regionalgliederung des Karbons handelt (Tab. 2). Die stratigrafischen Kenntnisse über das Unterkarbon beziehungsweise über das Oberkarbon sind in zwei umfangreichen Monografien zusammengefasst worden (Deutsche Stratigrafische Kommission 2005, 2006). Zur Neubenennung unterkarbonischer Schichten siehe KORN (2003).

Unterkarbon (Dinantium)

Gliederungskonzept: Die biostratigrafische Gliederung des Unterkarbons in Kulm-Fazies erfolgt mittels Goniatiten (Orthochronologie). Sie umfasst die *Gattendorfia*-Stufe (Unterkarbon I), die *Pericyclus*-Stufe (Unterkarbon II) und die *Goniatites*-Stufe (Unterkarbon III). Daneben besteht eine Parachronologie mittels Conodonten, die besonders im unteren Teil des Unterkarbons wichtig ist, da dort so gut wie keine Goniatiten vorkommen. Die auf H. SCHMIDT (1925) zurückgehende Goniatitenchronologie ist von KORN (1996) revidiert worden. Im Folgenden wird aber auf die alte Chronologie Bezug genommen, die weiterhin Gültigkeit hat. Auch die auf VOGES (1959) zurückgehende Conodontenchronologie wurde mittlerweile mehrfach revidiert und ergänzt (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1989). Eine stratigrafische Übersicht der Kartiereinheiten des Karbons gibt Tabelle 2.

Faziesentwicklung: Die Schichtenfolge des Unterkarbons beginnt mit dem oberen Teil der Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Schichten), die faziell noch an die tonigen Beckenablagerungen des Oberdevons erinnern. Erst mit dem Einsetzen der Liegenden Alaunschiefer beginnt die für das Unterkarbon typische Beckensedimentation (Kulm-Fazies). Diese Gesteine überlagern in vergleichbarer Ausbildung sowohl das ehemalige Massenkalk-Riff (dort zum Teil im Paläokarst) als auch die Oberdevon-Schichten in Schwellenfazies und die oberdevonischen Beckenablagerungen.

Die geringe Mächtigkeit der Kulm-Sedimente und ihr erhöhter Gehalt an fein verteiltem Pyrit und organischem Kohlenstoff sprechen ebenso wie das Auftreten von Phosphorit und der hohe Kieselsäureanteil für eine stark verlangsamte Sedimentation in einem „Hungerbecken“. Erst während der Ablagerung des Kulm-Kieselkalks ändern sich die Sedimentationsbedingungen und es kommt zu einer zeitweiligen Aufhellung der Sedimentfarben. Der turbiditisch-biotritische Karbonatanteil, der andernorts für den Kulm-Kieselkalk charakteristisch ist, tritt im Blattgebiet etwas zurück. Nur die untersten Kalksteinbänke sind noch dunkel und erkennbar biotritisch. Sie sind ausschließlich am Südostrand der Vulkanschwelle des Grottenberges und des Enkenberges verbreitet, was auf eine

Tabelle 2
Stratigrafie des Karbons

allgemeine Gliederung		Goniatiten-Gliederung		Blatt 4518 Madfeld				
Oberkarbon (Silesium), z.T.	Namur B	<i>Reticuloceras</i>	2 ^c b a	Hagen-Schichten (nicht im Blattgebiet)				
			1	? — ? —				
	Namur A	<i>Homoceras</i>	2	Arnsberg-Schichten				
			1	? — ? —				
		<i>Eumorphoceras</i>	2	Bredelar-Schichten			Conodonten-Zone	
			1					
Unterkarbon (Dinantium)	Visé	Unterkarbon III <i>Goniatites</i>	2 ^γ 1	Kulm-Tonschiefer			<i>nodosa</i>	
			β	Posidonienschiefer mit Posidonienkalk			<i>bilineatus</i>	
			4 α 1	Kieselige Übergangsschichten <i>crenistrìa</i> -Horizont				
			δ γ	Kulm-Kieselkalk				
	Tournai	Unterkarbon II <i>Periclycus</i>	β	Erdbach-Kalkstein	Kulm-Kieselschiefer (Lydite)			<i>praebilineatus</i>
			α	Liegende Alaunschiefer			<i>texanus</i>	
			β	Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Schichten)			<i>anchoralis-latus</i>	
			α				<i>typicus</i> — Späte Frühe	
		Unterkarbon I <i>Gattendorfia</i>	β				<i>isosticha</i> -Späte <i>crenulata</i>	
			α				<i>Frühe crenulata</i>	
						<i>sandbergi</i>		
						<i>duplicata</i> — Späte Frühe		
						<i>sulcata</i>		

Schüttung des Detritus aus südlicher Richtung hindeutet. Die geringe Mächtigkeit des Kulm-Kieselkalks auf der Vulkanschwelle des Messinghäuser Sattels und auf dem Masenkalk spiegelt deren Schwellennatur und die dadurch bedingte eingeschränkte Erreichbarkeit für die karbonatdetritischen Schüttungen wider.

Die Kieseligen Übergangsschichten sind wie ihre Liegendschichten noch kieselig und alaunschieferartig ausgebildet und enthalten als weit verbreitete fazielle Besonderheit den kalkigen *crenistrìa*-Horizont. Erst mit dem Einsetzen des Kulm-Tonschiefers macht sich

eine grundlegende und länger währende Änderung in der Beckensedimentation bemerkbar. Der zunehmende Feinsandgehalt des Kulm-Tonschiefers dokumentiert das Herannahen einer klastischen Sedimentschüttung (Grauwacken).

3.2.1 Liegende Alaunschiefer und Kulm-Kieselschiefer (cd2,alk)

Beide Gesteinseinheiten sind gering mächtig und durch Übergänge miteinander verbunden. Sie werden daher zusammengefasst dargestellt.

Gesteine und Fazies: Die Schichtenfolge beginnt mit splitterig harten, schwarzen Tonsteinen, die allgemein als Alaunschiefer bezeichnet werden. Sie brechen dünnplattig entlang der Schichtung, die aber wegen der gleichmäßig tiefschwarzen Färbung und mangels eines deutlichen Materialwechsels meist nicht zu erkennen ist. Die Tonsteine verwittern mit zunächst grauer, später gelbbrauner Farbe. Auf Trennflächen zeigen sie oft eine charakteristische rostbraune Färbung. Wie alle Schwarzschiefer zeichnen sich auch die Liegenden Alaunschiefer durch einen erhöhten Gehalt an organischem Kohlenstoff und an fein verteiltem Pyrit aus. Letzterer kann im Laufe der Verwitterung zur natürlichen Bildung von Alaun führen. Charakteristisch ist auch das Auftreten von rundlichen, mehrere Zentimeter großen, schwarzen Phosphorit-Konkretionen. Toneisensteingeoden von 10 bis 20 cm Durchmesser sind ebenfalls zu beobachten. Im oberen Teil der Liegenden Alaunschiefer treten in zunehmendem Maße kieselige Lagen auf, die den Übergang zum Kulm-Kieselschiefer markieren.

Der Kulm-Kieselschiefer besteht aus schwarzen verkieselten Tonsteinen, auch Lydite genannt. Diese stellen ein sehr hartes, auf Bruchflächen glänzendes Kieselgestein dar. Es erscheint im Aufschluss gut gebankt, zerfällt aber durch zahlreiche Trennflächen schnell in parallelepipedisch geformte, scharfkantige Bruchstücke. Mineralogisch-geochemische Untersuchungen an Lyditen zeigen einen stark überwiegenden Anteil an Kieselsäure (Quarzin, Chalcedon); der verbleibende Rest wird von Tonmineralen und Feldspat gebildet (Hoss 1957, SCHULZ-DOBRICK 1975). Bezeichnend ist auch ein erhöhter Gehalt an organischem Kohlenstoff.

Zwischen die kompakten Lydit-Bänke können schwarze, dünnplattige, schwach kieselige Tonsteine (Alaunschiefer) und dünne, weiße, weichplastische Lagen von Bentonit geschaltet sein. Letztere werden als verwitterte vulkanische Aschen (Tuffe) angesehen (Hoss 1957).

Fossilien und Altersstellung: Die Liegenden Alaunschiefer und der Kulm-Kieselschiefer sind gänzlich frei von Makrofossilien. Lediglich die kugeligen Kiesel skelette von Radiolarien (Einzeller) können makroskopisch als weiße Punkte auf angewitterten Lyditen oder im Dünnschliff zu erkennen sein. In Teilen der Liegenden Alaunschiefer und in den Tonsteinen zwischen den Lydit-Bänken kommen Conodonten vor.

Durch die überregionalen Untersuchungen von VOGES (1960) war bekannt, dass die Liegenden Alaunschiefer dem Unterkarbon II α (*Siphonodella crenulata*-Conodontenzone) und der Kulm-Kieselschiefer dem Unterkarbon II β/γ (*anchoralis*-Conodontenzone im alten Sinne) angehören (Tab. 2). Aus Vergleichen mit Goniatitenfunden ist nun erwiesen, dass die Liegenden Alaunschiefer schon an der Wende Späte/Frühe *duplicata*-Zone beginnen (KORN 2003). Nach BRAUN & GURSKY (1991) gehören die Lydite des Kulm-Kieselschiefers mit Sicherheit dem Zeitraum von der *isosticha*-Obere *crenulata*-Zone bis zur *anchoralis*-

latus-Zone an; der Beginn der Liegenden Alaunschiefer ist möglicherweise geringfügig früher anzusetzen.

In eine Karsthohlform des Massenkalks im Steinbruch nordöstlich von Rösenbeck (R ³⁴⁷⁸ 840, H ⁵⁶⁹⁸ 030) sind in einer Mächtigkeit von etlichen Metern rote Tonsteine mit einem sehr geringen Anteil von Kalksteinknollen eingelagert. Die Tonsteine enthalten Pseudomorphosen von Hämatit nach Pyrit. Aus diesem Grund kann das rote Sediment als ein sekundär geröteter, Pyrit führender Schwarzschiefer angesehen werden. Diese Deutung wird durch den Fund eines einzelnen Conodonten der unterkarbonischen Gattung *Gnathodus* in einer Kalksteinknolle unterstützt (Proben-Nr. 8147).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Kartiereinheit ist durch die scharfe Farbgrünze zwischen grauen Tonsteinen der Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Schichten) und tiefschwarzen Tonsteinen der Liegenden Alaunschiefer sehr deutlich. Die Obergrenze liegt dort, wo mit den ersten Bänken von Kalkstein und verkieseltem Kalkstein die Farbe der zwischengeschalteten Kieselgesteine von tiefschwarz nach grau wechselt.

Die Mächtigkeit beträgt 35 – 40 m, wobei 10 – 20 m auf die Liegenden Alaunschiefer und 20 – 25 m auf den Kulm-Kieselschiefer entfallen. Dort, wo die Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies eine besonders geringe Mächtigkeit zeigen und ebenso auf dem Massenkalk ist auch die Mächtigkeit des Kulm-Kieselschiefers sehr gering. Er besteht in diesen Bereichen überwiegend aus schwarzen Tonsteinen (Alaunschiefer) und nur zum geringeren Teil oder gar nicht aus schwarzen Kieselgesteinen. Die Mächtigkeit beträgt im Steinbruch westlich des Berges „Burg“ 16 m (über Oberdevon-Schichten der Schwellenfazies) und 2,5 m (auf Massenkalk) in der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1. Im Schnitt A – B (s. Taf. 1 in der Anl.) sind sie im Bereich der Rösenbecker Mulde nicht dargestellt.

Aufschlüsse:

- Steinbruch an der Bundesstraße B 7 westlich von Beringhausen; R ³⁴⁸² 480, H ⁵⁶⁹⁷ 380
- Felsen am Diemelhang südlich von Bredelar; R ³⁴⁸⁴ 500, H ⁵⁶⁹⁸ 100
- Weganschnitt am Priesterberg; R ³⁴⁸⁷ 770, H ⁵⁶⁹⁹ 180

3.2.2 Erdbach-Kalkstein

Gesteine und Fazies: Vorkommen des Erdbach-Kalksteins sind eng an die Riffkörper des devonischen Massenkalks gebunden (KREBS 1968). Beim Erdbach-Kalkstein handelt es sich um einen Krinoiden-Kalkstein von geringer Mächtigkeit und sehr begrenzter lateraler Verbreitung. Oft mit dunklen Tonsteinen vergesellschaftet, ist er in Vertiefungen der alten Riffoberfläche oder in tief reichenden Spalten des Riffkörpers gefunden worden. Die Vorkommen am Briloner Riff sind immer sehr kleinräumig und werden ausschließlich in künstlichen Aufschlüssen wie Steinbrüchen oder Bohrungen angetroffen (BÄR 1966, WAHBA 1978, BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.). Auf der geologischen Karte können sie daher nicht gesondert dargestellt werden.

In der Beckenfazies sind dunkle Gesteinsbänke, die die biotritische Herkunft des Karbonatmaterials auch makroskopisch erkennen lassen, äußerst selten. Sie werden zum Erdbach-Kalkstein gerechnet. Gesteine dieser Art sind dunkelblaugrau, wenig verkieselt und zeigen in einer feinspätigen Karbonatmasse neben unbestimmten Fossildetritus auch

feine Phosphoritpartikel. Sie scheinen ausschließlich im Liegenden des Kulm-Kieselkalks vorzukommen. Aus kartiertechnischen Gründen werden sie zum Kulm-Kieselkalk gerechnet. WITTEN (1979) bezeichnet sie allgemein als „Erdbach-Kalkstein: Detrituskalk im Horizont der vorwiegenden Lydite“. Südöstlich der devonischen Vulkanschwellen von Grottenberg und Enkenberg kommen sie gehäuft vor. Auch auf dem Briloner Massenkalk ist in der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 zwischen alaunschieferartigen Tonsteinen im Liegenden und verkieselten Kalksteinen im Hangenden eine dunkle Krinoiden-Kalksteinbank vom Typ des „Erdbach-Kalksteins“ gefunden worden (Proben-Nr. 7964).

Fossilien und Altersstellung: Der Erdbach-Kalkstein am Briloner Riff ist durch seine umfangreichen Conodontenfaunen meist sehr gut zeitlich einzustufen. Die Untersuchungen von BRINCKMANN & STOPPEL (in Plan.) zeigen, dass neben den für die Datierung ausschlaggebenden jüngsten Unterkarbon-Formen auch umgelagerte Conodonten („Geisterfaunen“) aus dem tieferen Unterkarbon und verschiedenen Devon-Stufen vorkommen. Als Hauptbildungszeitraum des Erdbach-Kalksteins ist demnach das Unterkarbon II anzusehen. Allerletzte gering mächtige dunkle Kalksteine werden bis in das Unterkarbon III abgelagert.

Aufschlüsse:

- Steinbruch am Südfuß des Enkenberges; R ³⁴81 030, H ⁵⁶97 120 (s. VOGES 1960: Abb. 4)

3.2.3 Kulm-Kieselkalk (cd2,ki)

Gesteine und Fazies: Die Schichtenfolge des Kulm-Kieselkalks erscheint in Aufschlüssen ähnlich gut gebankt und in scharfkantige Bruchstücke zerfallend wie der Kulm-Kieselschiefer. Die Gesteine sind aber nicht wie diese tiefschwarz, sondern in frischem Zustand gleichmäßig grau bis graublau. Erst bei zunehmendem Verwitterungseinfluss wird erkennbar, dass die Schichtenfolge aus einer Wechsellagerung unterschiedlicher Gesteine besteht. Es sind gleichermaßen verkieselte Tonsteine und verkieselte Kalksteine, die mit Bankmächtigkeiten von einigen Zentimetern bis zu wenigen Dezimetern aufeinander folgen. Mineralogisch-geochemische Untersuchungen zeigen bei in frischem Zustand sehr ähnlichen Gesteinen stark unterschiedliche Gehalte an Quarz, Kalzit und Tonmineralen (SCHULZ-DOBRICK 1975).

Als seltene Einschaltungen in die Schichtenfolge treten unverkieselte Tonsteine und Lyditbänke auf. Dazu kommen dünne Lagen grünlich grauer Tonsteine und weißer, weichplastischer Bentonite. Bei ihnen handelt es sich um saure bis intermediäre Tuffe, die in diesem stratigrafischen Niveau im gesamten östlichen Schiefergebirge weit verbreitet sind (WITTEN 1979).

Durch die im Zuge der Verwitterung einsetzende Karbonatlösung nehmen die verkieselten Kalksteine eine cremeweiße Färbung an. Die verkieselten Tonsteine ändern sich nicht wesentlich; allenfalls treten grünliche und rötliche Färbungen auf und eine Feinschichtung tritt deutlich hervor. Durch die Karbonatlösung werden an den verkieselten Kalksteinen aber eine Reihe von Sedimentstrukturen sichtbar, die zuvor durch die Verkieselung gleichsam maskiert waren. Es ist zu erkennen, dass die Kalksteine mit scharfer Basisfläche beginnen und mit einer Hell-Dunkel-Feinschichtung in das überlagernde Sediment übergehen. Oft ist eine parallele Feinschichtung oder Schrägschichtung erkennbar. Sedimento-

logische Untersuchungen an einem aus 92 Einzelbänken bestehenden Steinbruch-Profil in Bredelar erbrachten einen Medianwert der Bankmächtigkeit von 1,7 cm und der maximalen Korngröße des karbonatischen Detritus von 0,07 mm (WITTEN 1979).

Die Sedimentstrukturen und Sedimentparameter charakterisieren den Kulm-Kieselkalk als distale turbiditische Bildung beziehungsweise als allodapischen Kalkstein (WITTEN 1979). Als Herkunftsort des sehr feinkörnigen biogenen Karbonatdetritus werden die im Unterkarbon fortbestehenden Hochlagen der devonischen Massenkalkriffe oder später abgetragene Schwellen-Hochlagen im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels angesehen (HELMKAMPF 1969, WITTEN 1979).

Fossilien und Altersstellung: Der Kulm-Kieselkalk ist bis auf das Vorkommen einzelner Krinoidenstielglieder frei von Makrofossilien. Lediglich fragliche Wurmsspuren auf Schichtflächen und Unterseiten von Gesteinsbänken treten häufig auf. Als zahlreich im Kulm-Kieselkalk vorkommende biogene Feindetritus-Komponenten und Mikrofossilreste zählt WITTEN (1979) Echinodermen- und Bryozoenreste, Foraminiferen, Algen und Calci-sphären auf.

Die Alterseinstufung des Kulm-Kieselkalks beruht im Blattgebiet auf einer Datierung der dunklen Kalksteine in ihrem Liegenden mittels Conodonten (VOGES 1960) und der Beobachtung von NICOLAUS (1963), dass allerletzte kieselige Kalksteinbänke noch oberhalb der Bank mit *Entogonites grimmeri* KITTL vorkommen. Der Kulm-Kieselkalk umfasst demnach den Zeitraum vom hohen Unterkarbon II β/γ (obere *anchoralis-latus*-Zone nach Conodonten) bis in das tiefste Unterkarbon III α (nach Goniatiten) (Tab. 2). Umfangreiche Conodontenfaunen mit *Scaliognathus anchoralis* und *Gnathodus texanus texanus* beschreibt WITTEN (1979) aus dem Steinbruch in Bredelar.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze des Kulm-Kieselkalks ist durch das erste Einsetzen von Kalkstein- und kieseligen Kalkstein-Bänken gegeben. Die Gesteinsfazies verkieselter Tongesteine setzt sich in das Unterkarbon III α weiter fort. Als Obergrenze wird gewöhnlich aber die *grimmeri*-Bank an der Basis der Kieseligen Übergangsschichten angesehen.

Die Mächtigkeit des Kulm-Kieselkalks beträgt südlich und östlich des Enkenberges etwa 50 m; genaue Mächtigkeitsangaben sind wegen der häufigen Spezialfaltung schwierig. Im Bereich der Oberdevon-Schichten in Schwellenfazies und auf dem Massenkalk ist ihre Mächtigkeit ähnlich wie beim Kulm-Kieselschiefer geringer. Sie beträgt im Profil „Burg“ und auch in der Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben 1 etwa 7 – 8 m.

Aufschlüsse:

- Steinbruch in Bredelar; R ³⁴⁸⁴ 070, H ⁵⁶⁹⁸ 320
- Weganschnitt westlich des Berges Hackstöppel; R ³⁴⁸⁴ 600, H ⁵⁶⁹⁸ 020
- Steinbruch nördlich des Berges Orthelle; R ³⁴⁸⁵ 800, H ⁵⁶⁹⁸ 880
- teilweise verfüllter Steinbruch nordöstlich der Giershagener Mühle; R ³⁴⁸⁷ 040, H ⁵⁶⁹⁸ 800
- Weganschnitt am Diemelufer östlich des Priesterberges; R ³⁴⁸⁷ 780, H ⁵⁶⁹⁹ 180

3.2.4 Kieselige Übergangsschichten und Kulm-Tonschiefer (cd3,kt)

Wegen ihrer geringen Mächtigkeit werden die Kieseligen Übergangsschichten im Blattgebiet mit dem Kulm-Tonschiefer zwar zusammengefasst dargestellt, wegen ihrer Unterschiedlichkeit aber getrennt beschrieben.

3.2.4.1 Kieselige Übergangsschichten

Als Kieselige Übergangsschichten ist am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges die Schichtenfolge des Unterkarbons III α bezeichnet worden (NICOLAUS 1963).

Gesteine und Fazies: In den Profilen bei Bredelar und im Diemeltal beginnen die Kieseligen Übergangsschichten – abweichend von lithostratigrafischen Gepflogenheiten – mit der Fossilage des Goniatiten *Entogonites grimmeri* und darüber folgenden etwa 20 cm mächtigen, grauen, abnehmend kieseligen Tonsteinen (*grimmeri*-Bank). In diesem Abschnitt sind noch dünne Lagen von verkieseltem Kalkstein eingeschaltet, was den Übergangscharakter der Schichtenfolge auch zum Liegenden hin unterstreicht. Der größere Teil der Kieseligen Übergangsschichten wird von schwarzen, alaunschieferartigen Tonsteinen mit abnehmenden Einschaltungen von kieseligen Tonsteinen aufgebaut. Im oberen Teil der Schichtenfolge treten ein bis zwei, selten drei graublaue Kalksteinbänke mit körperlich erhaltenen Goniatiten auf. Diese als „*crenistria*-Horizont“ bezeichneten Gesteine treten in der Kulm-Fazies des gesamten Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes auf (Details in MESTERMANN 1998). Über dem *crenistria*-Horizont folgen im Allgemeinen noch einige Dezimeter Alaunschiefer, bis dann der Kulm-Tonschiefer einsetzt.

Fossilien und Altersstellung: Der Fossilinhalt der Kieseligen Übergangsschichten ist durch die Untersuchungen von NICOLAUS (1963) sehr gut bekannt. Neben den stratigrafisch bezeichnenden Unterarten von *Goniatites crenistria* treten weitere Goniatiten-Gattungen wie *Nomismoceras*, *Münsteroceras*, *Prionoceras* und *Girtyoceras* auf.

Wichtige Leithorizonte in den Kieseligen Übergangsschichten sind neben der schon genannten *grimmeri*-Bank die *Pterinopecten*-Bank mit der Muschelart *Pterinopecten mosensis* (Subzone III α 2) und der *crenistria*-Horizont (Subzone III α 3/4).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Kieseligen Übergangsschichten ist am Wechsel von verwitterungsresistenten verkieselten Gesteinen des Kulm-Kieselkalks zu den „weichen“ Tongesteinen darüber morphologisch wie lithologisch gut, aber biostratigrafisch nicht exakt zu fassen. Die Obergrenze der Kieseligen Übergangsschichten wird durch das Aussetzen der tiefschwarzen Alaunschiefer markiert. Die Mächtigkeit der Kieseligen Übergangsschichten beträgt nach NICOLAUS (1963) etwa 10 m.

Aufschlüsse:

- nordwestliche Oberkante des Steinbruchs in Bredelar; R ³⁴84 040, H ⁵⁶98 330
- Weganschnitt im Hoppecketal bei R ³⁴87 100, H ⁵⁶99 380

3.2.4.2 Kulm-Tonschiefer

Gesteine und Fazies: Oberhalb der biostratigrafisch mittels Goniatiten zu bestimmenden Unterkarbon III α /III β -Grenze ändert sich der Gesteinscharakter in dem jetzt beginnenden Kulm-Tonschiefer zunächst nur wenig. Dunkle, alaunschieferartige Tonsteine, graue, kieselig-karbonatische Tonsteine und dünne Kalksteinlagen („Posidonienkalk“ n. SCHMIDT 1942) herrschen bis in den mittleren Teil der III β -Zone vor. Wegen der häufig vorkommenden Muschelart *Posidonia becheri* (BRONN) sind sie auch als Posidonien-schiefer bezeichnet worden. Etwa ab dem höheren Unterkarbon III β (*mucronatus*- und *spirale*-Subzone) sind die Tonsteine dunkelgrau und durch schwarze Streifen sowie durch sehr dünne grünlichgraue Schluffsteinlagen gestreift. Dazu treten lagenweise immer noch karbonatisch-kieselige Einschaltungen auf. Diese Gesteinsausbildung des Kulm-Tonschiefers hält bis in die Subzone III γ 1 an.

Die Tonsteine der Subzone III γ 2 zeigen neben der Hell/Dunkelstreifung durch einen schnell wechselnden Schluffgehalt auch grünlich graue Feinsandsteinstreifen von wenigen Millimetern Dicke. An dieser Gesteinsausbildung der Tonsteine ändert sich bis hoch in die darüber folgenden Schichten grundsätzlich nichts mehr.

Fossilien und Altersstellung: Die Goniatitenfauna des Kulm-Tonschiefers ist von mehreren Fundpunkten im Verlauf des Hoppecketals bekannt. Informationen über Fäuneführung und Gesteinsausbildung lieferten das Profil zwischen Enkenberg und Forstenberg (RUPRECHT 1937) und die Aufschlüsse südwestlich der Orthelle (H. SCHMIDT 1942). Anhand ihrer Leitformen sind die Goniatiten-Subzonen des höheren Unterkarbons III β und III γ nachgewiesen. Es sind in stratigrafischer Reihung die folgenden Goniatiten: *Goniatites mucronatus* (KNOPP), *Neoglyphioceras spirale* (PHILLIPS), *N. subcirculare subcirculare* (MILLER), *Goniatites granosus* PORTLOCK und *G. schaelkensis* (BRÜNING). Die von KORN (1996) durchgeführte Revision der Goniatitenstratigrafie des höheren Unterkarbons ist dabei nicht berücksichtigt. Im höheren Teil des Kulm-Tonschiefers (Subzone III γ 1) treten dunkle Tonsteinlagen mit der Muschelart *Actinopteria persulcata* [*Pteronites lepidus*] auf (RUPRECHT 1937, FIGGE 1968). Daneben sind zahlreiche andere Gattungen und Arten von Muscheln, Nautiloideen, Brachiopoden sowie untergeordnet auch von Trilobiten beschrieben worden. Eine Leitform des Namurs (Oberkarbon), nämlich *Edmooroceras pseudocoronula* (BISAT), ist von FIGGE (1968) nur 1 m oberhalb der höchsten Funde von *Goniatites schaelkensis* gefunden worden. Die übrige Fauna des Kulm-Tonschiefers entspricht in der Zusammensetzung der verschiedenen Tiergruppen derjenigen der Kieseligen Übergangsschichten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze des Kulm-Tonschiefers gegen die Alaunschiefer der Kieseligen Übergangsschichten ist nicht scharf. Die Obergrenze des Kulm-Tonschiefers ist ebenfalls fließend und bedarf einer genauen Definition. Das Problem wird schon bei PAECKELMANN & KÜHNE (1936) deutlich. Im Erläuterungstext als etwa 30 m mächtige Schichtenfolge beschrieben, ist der Kulm-Tonschiefer auf der geologischen Karte als ein 250 – 300 m mächtiges Sedimentpaket dargestellt. Dieser Widerspruch ist noch von PAECKELMANN (1944 a) in einem Bericht über die lagerstättengeologischen Verhältnisse in der Manganerzgrube Elisabeth bei Rösenbeck korrigiert worden.

Oberhalb des profilmäßig aufgeschlossenen Kulm-Tonschiefers mit Fossilführung und mit lediglich mm-dünnen Feinsandstreifen folgen recht ähnliche Gesteine. Diese sind aber

sehr fossilarm und führen neben den Feinsandstreifen auch Feinsandsteinbänder, deren Dicke zunächst 2 – 3 cm nicht übersteigt (Kap. 3.2.4). Mangels einer anderen kartierfähigen lithologischen Grenze wird die Obergrenze des Kulm-Tonschiefers an die Basis dieser Schichten gelegt. Nach den Funden von FIGGE (1968) treten die untersten Vorkommen oberkarbonischer Leitformen bereits in sandstreifigen Tonsteinen etwa 20 m unterhalb des Einsetzens sandbänderiger Tonsteine (Bredelar-Schichten) auf. Es ergibt sich so eine Mächtigkeit des als „sandbandfrei“ definierten Kulm-Tonschiefers von etwa 50 – 60 m. Davon entfallen 6 – 8 m auf die annähernd sandfreien Tonsteine des Kulm III β , etwa 25 m auf die schon zum Teil sandstreifigen Tonsteine des Kulm III γ und der Rest auf die durchgängig sandstreifigen, aber noch nicht sandbändrigen Tonsteine oberhalb der Unterkarbon/Oberkarbon-Grenze.

Aufschlüsse:

- Straßenanschnitt im Seitental zwischen Enkenberg und Forstenberg; R ³⁴82 200, H ⁵⁶97 680
- Weganschnitt westlich des Berges Hackstöppel; R ³⁴84 770, H ⁵⁶98 000
- Weganschnitte am Diemelufer westlich des Priesterberges; R ³⁴87 420, H ⁵⁶99 500

Oberkarbon (Silesium)

Faziesentwicklung: Etwa an der Wende vom Unterkarbon zum Oberkarbon kommt es zu einer Änderung des Liefergebiets der immer noch sehr distalen Sedimentschüttungen. Während in der Zeit des Unterkarbons feinkörniger Grauwackendetritus aus Südosten geliefert wird, kommt in der Zeit des Oberkarbons feinkörniges Sandmaterial aus südwestlicher Richtung. Der sandkörnige Anteil der unter- und oberkarbonischen Schichtenfolgen wird also nicht mehr wie die Sedimente des Devons von Nordwesten geschüttet, sondern stammt vielmehr aus südlicher Richtung, wo durch die dort schon früher einsetzende variszische Gebirgsbildung Abtragungsgebiete geschaffen worden waren.

Mit der Ablagerung der Bredelar-Schichten und noch intensiver mit der der Arnberger-Schichten beginnt die Verfüllung der aus dem Kulm-Becken entstandenen subvariszischen Saumsenke des Oberkarbons. Schichten des Oberkarbons jünger als das Namur A und B sind nordwestlich des Blattgebiets unter den Kreide-Ablagerungen des Münsterländer Beckens erbohrt worden.

Gliederungskonzept: Für das „Grauwacken“ führende flözleere Oberkarbon oberhalb der Hangenden Alaunschiefer hat KÜHNE (1934) am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges östlich von Menden den Begriff der Arnberger Schichten eingeführt. Nachfolgend spaltete PATTEISKY (1959) auf biostratigrafischer Grundlage die Arnberger-Schichten in einen unteren Teil mit einem Alter des Namurs A (Zonen E und H) und einen oberen Teil mit einem Alter des Namurs B (Zone R 1) auf. Diese nicht lithostratigrafische Gliederung hat sich bei den komplexen Faziesänderungen in den flözleeren Oberkarbon-Schichten als nicht praktikabel erweisen (RIBBERT in WREDE 2005). Es wird daher auf das ursprüngliche Gliederungskonzept von KÜHNE (1934) mit sandarmen Tonsteinen und – darüber folgend – grauwackenartigen Gesteinen zurückgegriffen.

3.2.5 Bredelar-Schichten (cnB)

Die Schichtenfolge, die den fast sandsteinfreien Kulm-Tonschiefer mit den sandsteinreichen Arnsberger Schichten verbindet, ist von KÜHNE & PAECKELMANN (1929) als „Grauwackenschiefer“ und später von PAECKELMANN & KÜHNE (1936) als „Kulmgrauwackenschiefer“ bezeichnet worden. Da es sich zum größten Teil aber nicht um Sedimentgesteine des Unterkarbons handelt und der lithologisch wenig präzise Begriff „Grauwackenschiefer“ vermieden werden soll, wird die Schichtenfolge mit dem Begriff „Bredelar-Schichten“ belegt (RIBBERT in WREDE 2005).

Gesteine und Fazies: Die Bredelar-Schichten stellen eine Wechsellagerung von dunkelgrauen und schwarzen, geschiefert Tonsteinen und überwiegend feinkörnigen Sandsteinstreifen und -bändern dar. Während Feinsandstreifen auch im oberen Teil des Kulm-Tonschiefers vorkommen, sind die Feinsandbänder die für die Bredelar-Schichten typische Sedimentausbildung. Nur in Ausnahmefällen erreichen einzeln dazwischen eingelagerte Sandsteineinschaltungen eine Mächtigkeit von maximal 10 cm. Sehr oft zeigen die Sandbänder über einer scharfen Sohle einen nur gering mächtigen, korngroßengradiierten Abschnitt. Darüber folgt als Hauptanteil des Sandbandes ein Abschnitt mit einer feinsandig-schluffigen, nach oben zunehmend tonhaltigen, parallel oder schräg geschichtete Lamination. Eine solche Übereinanderfolge von Sedimentstrukturen ist bezeichnend für die Ablagerung aus Sedimentsuspensionen. Die Sandbandeinschaltungen dürften daher als distale Turbiditschüttungen anzusprechen sein, desgleichen auch die grobschluffreichen, dunkelgrauen Tonsteine. Nur die tiefschwarzen, alaunschieferartigen Tonsteine stellen die autochthone Grundsedimentation dar. Ihr Auftreten unterstützt die Annahme einer Äquivalenz der Bredelar-Schichten mit den Hangenden Alaunschiefern.

Die tiefschwarzen Tonsteine führen auch Pyritanreicherungen und eisenkarbonatische Konkretionen (Toneisenstein). Bei den sehr dunklen, alaunschieferartigen Tonsteinen führt der im Gestein fein verteilte Pyritgehalt zu einem Verwitterungsmaterial, das gebietsüblich als „Faulschiefer“ bezeichnet wird. Das Tongestein zerfällt zu kleinen Bröckchen, deren Trennflächen von rostfarbenen Eisenoxid-Anhaftungen bedeckt sind. Das Gestein selbst ist durch die bei der Pyritverwitterung entstehende Schwefelsäure hellgrau gebleicht und mürbe zersetzt.

Die petrografische Zusammensetzung der Sandsteinbänder ist von HENNINGSEN (1984) untersucht worden. Die von den Blattgebieten 4517 Alme, 4617 Brilon und 4518 Madfeld hinsichtlich ihres Mineralbestands ausgezählten Proben zeigen überwiegend Quarzkörner (57 – 79 %) in einem Korngroßenspektrum von 0,05 – 0,3 mm. Der Gehalt an Glimmermineralen (Muskovit, Chlorit) liegt um 10 %, derjenige von Feldspat (überwiegend saure Plagioklase) beträgt nur 2 – 3 %. Dazu kommen noch wenige Prozentanteile Gesteinsbruchstücke sowie mineralische Grundmasse.

Wegen der geringen Korngröße der Feinsandsteinbänder ist ein Vergleich mit den an mittel- bis grobkörnigen Gesteinen ermittelten Durchschnittswerten der Arnsberg-Schichten (WACHENDORF 1965, DENEKE 1977) kaum möglich. Die Sedimentherkunft des Sandanteils der Bredelar-Schichten bleibt deswegen ungeklärt.

Fossilien und Altersstellung: Nicht nur im Blattgebiet, sondern auch in den Nachbarblattgebieten im Osten und Westen haben sich die Bredelar-Schichten bislang als äußerst fossilarm erwiesen. Nach wie vor sind die von PAECKELMANN & KÜHNE (1936)

erwähnten Fossilfunde für die Alterseinstufung maßgebend. Das Auftreten der Goniatiten *Eumorphoceras pseudobilingue* BISAT und *Cravenoceras* sp. in Tonsteinen und karbonatischen Knollen an zwei Fundpunkten bei Bleiwäsche und Rösenbeck (RUPRECHT 1937) deutet auf den unteren Teil der *Eumorphoceras*-Stufe (E 1 a – c) des Namurs A. Die Funde des oberkarbonischen Leitgoniatiten *Cravenoceras leion* BISAT im Übergangsbereich vom Kulm-Tonschiefer zu den Bredelar-Schichten (FIGGE 1968) zeigt, dass die biostratigraphische und lithostratigraphische Grenze näherungsweise konform sind. Die Pflanzenreste des Vorkommens bei Rösenbeck sind seinerzeit als *Calamites haueri* STUR bestimmt worden (PAECKELMANN & KÜHNE 1936).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Untergrenze der Bredelar-Schichten wird zwischen Rösenbeck im Westen und dem Diemeltal im Osten dort gezogen, wo erste Feinsandsteinbänder von 2 – 3 cm Dicke einsetzen.

Die Obergrenze der Bredelar-Schichten wird durch das erste Auftreten von Sandsteinbänken der Arnsberg-Schichten markiert. Maßgebend ist dabei nicht eine einzeln auftretende Sandsteinbank, sondern das massierte Auftreten solcher Einzelbänke in Form eines Wechsellagerungshorizontes.

Die Mächtigkeit der Bredelar-Schichten kann wegen des in Einzelheiten nicht exakt erfassbaren Faltenbaus nur grob geschätzt werden. Zwischen Enkenberg und Schwickartsberg sowie nordwestlich des Zusammenflusses von Hoppecke und Diemel beträgt die minimale Ausstrichbreite zwischen den Liegend- und Hangendschichten etwa 400 m beziehungsweise 600 – 700 m. Daraus kann bei dem bereichsweise zu erkennenden Faltenbau im Zehner- und Hundertmeterbereich auf eine Mächtigkeit zwischen 200 und 300 m geschlossen werden. Östlich der Massenkalkverbreitung, wo die Bredelar-Schichten überwiegend flach gelagert sind, ergibt sich im Bereich des Krautkopfs, des Schweinskopfs und des Kriegergrabens eine Mächtigkeit von etwa 100 m. Da diese Mächtigkeit in einem engen Bereich mit mutmaßlich geringem Faltenwurf ermittelt worden ist, kommt sie der wahren Mächtigkeit vermutlich näher als die in anderen Bereichen ermittelten 200 – 300 m. Größere primäre Mächtigkeitsunterschiede sind in der monotonen oberkarbonischen Beckenfazies eher unwahrscheinlich, es sei denn, die devonische Hochlage des Massenkalks wirkte sich auch noch im tiefen Oberkarbon auf die Mächtigkeitsverteilung aus.

Aufschlüsse:

- Straßenanschnitt westlich des Schwickartsberges südlich von Madfeld; R ³⁴80 800, H ⁵⁶99 370 bis R ³⁴81 100, H ⁵⁶98 700
- ehemalige Ziegeleigrube westlich von Bredelar; R ³⁴83 750, H ⁵⁶98 500
- Felsen östlich der Fischteiche nordwestlich von Bredelar; R ³⁴84 050, H ⁵⁶98 750
- Felsen im Wald westlich des Heimberges; R ³⁴85 900, H ⁵⁶98 280
- Weganschnitt am Hang östlich des Langen Grundes; R ³⁴86 100, H ⁵⁶99 900

3.2.6 Arnsberg-Schichten (cnA)

Gesteine und Fazies: Das typische Erscheinungsbild der Arnsberg-Schichten ist eine enge Wechselfolge von Sandsteinbänken und geschieferten Tonsteinzwischenlagen. Solche bis zu mehrere Dekameter mächtigen Wechsellagerungshorizonte sind mit eben-

so mächtigen tonig-schluffig-feinsandstreifigen Schichtenabschnitten vergesellschaftet. Letztere sind für sich allein betrachtet nicht von den Bredelar-Schichten zu unterscheiden.

Die Sandsteinbänke der Wechsellagerungshorizonte sind in frischem Zustand graublau gefärbt und im Blattgebiet überwiegend feinkörnig. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 5 und 25 cm, wobei ein Häufigkeitsmaximum bei 10 – 20 cm zu liegen scheint. Die Mächtigkeit einer einzelnen Bank ändert sich innerhalb eines Aufschlusses nicht. Das Mengenverhältnis von Sandsteinen und Tonsteinen beträgt in den Wechsellagerungshorizonten grob geschätzt etwa 1 : 1. Die Tonsteine der gesamten Schichtenfolge sind dunkel-blaugrau bis schwarzgrau gefärbt. Sie neigen, ähnlich wie die dunklen Tonsteine der Bredelar-Schichten, zu kleinstückigem Zerfall und durch ihren Pyritgehalt zu einer rostigen beziehungsweise bleichenden Zersetzung.

Bei den Sandsteinbänken der Arnsberg-Schichten ist eine Vielzahl von Sedimentstrukturen zu beobachten, die für eine Ablagerung aus Turbiditschüttungen bezeichnend sind. Da das Korngrößenspektrum der überwiegend feinkörnigen Sandsteine begrenzt ist, ist die Gradierung der Korngröße nicht bei allen Sandsteinen ausgebildet. Gleich häufig treten gradierte und zumindest makroskopisch ungradierte Sedimente in einem Wechsellagerungshorizont auf. Bei gradierten Bänken beginnt die Korngröße an der Banksohle mittelkörnig und geht nach oben kontinuierlich in eine feinkörnige und schließlich im obersten Bankteil auch grobschluffige Ausbildung über. Der feinkörnige Anteil ist sowohl bei gradierten als auch bei ungradierten Bänken immer parallel geschichtet und geht nach oben in einen schräg geschichteten Bankteil über. Die Sandsteinbänke zeigen auf diese Weise alle eine mehr oder weniger vollständige Abfolge der Turbiditbankzonierung nach BOUMA (1962), nämlich die Abschnitte A (gradiert, ungeschichtet), B (parallel geschichtet) und C (schräg geschichtet). Auf den Schichtflächen der Abschnitte B und/oder C finden sich häufig kohlige Pflanzenreste in Partikelgrößen von wenigen Millimetern bis zu Dezimetern.

Ein sehr seltener Bestandteil der Sandstein-Wechsellagerungshorizonte sind Konglomerate. Das bislang einzige Vorkommen an der Aabachtalsperre zeigt eine 35 cm mächtige Bank, deren untere 30 cm aus 3 – 5 mm großen Geröllen in einer sandigen Grundmasse bestehen. Der Geröll führende Bankteil zeigt in den untersten Zentimetern die Gerölle dicht gepackt und darüber ist eine grobe, parallele Schichtung zwischen Geröllanteil und Sandgrundmasse zu beobachten. Die Gerölle bestehen zum größeren Teil aus gerundeten hellen Quarzen, daneben treten dunkle, kieselschieferartige Komponenten auf.

Die Unterseite der immer sehr scharf zum unterlagernden Tonstein begrenzten Sandsteine ist nur selten ebenflächig. Häufiger ist sie durch Unebenheiten, sogenannte Sohlmarken, gekennzeichnet. Diese stellen die plastischen Ausgüsse einer vornehmlich durch Strömungserosion reliefierten Sedimentoberfläche dar. Die mm- bis cm-tiefen beziehungsweise am Abguss an der Sandsteinunterseite hohen Marken sind entweder scharfrandig und lang gestreckt (Rillenmarken) oder lang gezogen und rundlich (Wulstmarken). Durch das Einsinken der Sandablagerung in dem unterlagernden Ton entstanden Belastungsmarken, die schon vorhandene Strömungsmarken deformiert haben. Auch Spurenfossilien können als Sohlmarken erhalten sein. Durch eine systematische Auswertung strömungsanzeigender Sohlmarken hat WACHENDORF (1965) eine Schüttungsrichtung der Sandsteine aus Südwest bis Südsüdwest festgestellt.

Das sehr begrenzte Korngrößenspektrum, die vorherrschend geringen Bankmächtigkeiten und das Überwiegen der BOUMA-Abschnitte B und C charakterisieren die Sandsteine der Arnsberg-Schichten des Blattgebiets als relativ distale Sedimentschüttungen, die weit entfernt von ihrem Ursprungsort zur Ablagerung gekommen sind.

Die mineralogische Zusammensetzung der oberkarbonischen Sandsteine am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges ist von WACHENDORF (1965) umfangreich untersucht worden. Seine auch an Proben aus dem Blattgebiet und der nächsten Umgebung bestimmten Mineralgehalte zeigen folgende Mittelwerte (in Volumenanteilen): Quarz 56 %, Feldspat 1,6 %, Gesteinsbruchstücke 9 %, tonige Grundmasse (Chlorit und Glimmer) 29,5 % sowie Karbonat mit 3,8 %. Demnach handelt es sich um feldspatarme, Gesteinsbruchstücke führende, tonreiche Sandsteine (Subgrauwacken nach PETTIJOHN 1975). Solche Gesteine sind in der Vergangenheit als Grauwacken bezeichnet worden (KÜHNE 1934).

Fossilien und Altersstellung: Wie die älteren Oberkarbon-Schichten, so haben sich auch die Arnsberg-Schichten im Blattgebiet bislang als äußerst fossilarm erwiesen. Lediglich der Einzelfund des Goniatiten *Homoceras subglobosum* BISAT, den PAECKELMANN & KÜHNE (1936) aus dem obersten Nettetäl unmittelbar nördlich von Bleiwäsche erwähnen, lieferte einen Altershinweis. Da der Fund aus einem sehr tiefen Teil der Arnsberg-Schichten stammt, zeigt er, dass die Liegendschichten wohl gänzlich der *Eumorphoceras*-Stufe des Namurs A angehören. Die Arnsberg-Schichten selbst sind danach in unbekanntem Umfang der *Homoceras*-Stufe des höheren Namurs A und wahrscheinlich auch Teilen des Namurs B zuzurechnen. An weiteren tierischen Makrofossilien sind nur unbestimmbare Muschelreste bekannt geworden.

Der Pflanzendetritus der Sandsteinbänke erreicht nicht selten beträchtliche Partikelgrößen und damit oft auch einen Erhaltungszustand, der eine Bestimmung zulässt. Im Kleinen Aatal fand SCHULTE (1937) Reste von *Lepidodendron veltheimi* (SCHLOTHEIM) und *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTHEIM.). In Pflanzenfunden aus dem Steinbruch östlich des Saametholzes im Obermarsberger Wald bestimmte VAN AMEROM (Geologischer Dienst NRW) das Schachtelhalmgewächs *Calamites cf. cistii* BRONGNIART sowie fragliche Reste des Farnes *Sphenopteris*. Diese Pflanzenfunde liefern aber keine zusätzliche oder genauere biostratigraphische Information als durch die Einstufung mittels Goniatiten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Als Untergrenze der Arnsberg-Schichten wird der erste Wechsellagerungshorizont oberhalb der Bredelar-Schichten bestimmt. Im Lesesteinbild hebt er sich durch das erstmalige Auftreten größerer, eckiger, flächig begrenzter Sandsteinbruchstücke deutlich von seinen Liegendschichten ab. Am westlichen und südlichen Außenrand des Verbreitungsgebiets der Arnsberg-Schichten ist der Gesteinswechsel mit einem markanten Geländeanstieg beim ersten Einsetzen der Wechsellagerungshorizonte verbunden.

Die darüber folgenden Wechsellagerungshorizonte machen sich außer durch entsprechende Lesesteine nicht besonders bemerkbar. Sandsteine und gleichermaßen erosionsresistente Tonsteine lassen keine kartierfähigen morphologischen Unterschiede in den Geländeformen entstehen. Der oftmalige Wechsel von tonstein- und sandsteindominanten Horizonten vereitelt bei den insgesamt ungünstigen Aufschlussverhältnissen eine flächenhafte Abgrenzung dieser Gesteinshorizonte auf der geologischen Karte.

Die Obergrenze der Arnberg-Schichten wird im Blattgebiet nicht erreicht. Für das westliche Nachbarblattgebiet 4517 Alme, wo auch das Hangende in Gestalt der Hagen-Schichten aufgeschlossen ist, geben PAECKELMANN & KÜHNE (1936 b) für die Arnberg-Schichten eine Mächtigkeit von 400 – 500 m an. Aus der Konstruktion des Schnittes G – H (s. Taf. 1 in der Anl.) ergibt sich im Bereich der Aabachtalsperre eine Mindestmächtigkeit von etwa 800 m.

Aufschlüsse:

- Felsen am Ufer der Aabachtalsperre nördlich des Jagen 225 (nur bei Niedrigwasser); R ³⁴⁸¹ 450, H ⁵⁷⁰⁶ 200
- Felsen am Ufer der Aabachtalsperre westlich des Jagen 98 (nur bei Niedrigwasser); R ³⁴⁸² 200, H ⁵⁷⁰⁶ 150
- Steinbruch im Tal östlich des Saametholzes; R ³⁴⁸⁶ 820, H ⁵⁷⁰¹ 220
- Straßenanschnitt im Karpketal; R ³⁴⁸⁴ 500, H ⁵⁷⁰⁶ 170
- Felsen am östlichen Hang des Dütlingstales; R ³⁴⁸⁷ 600, H ⁵⁷⁰³ 150

3.3 Perm

Das Rheinische Schiefergebirge wurde nach der variszischen Faltung und Heraushebung im höheren Oberkarbon während des Perms abgetragen und zu einer Rumpffläche eingeebnet. Den Abtragungsschutt des Gebirges nahmen die Sedimentationsbecken der Hessisch-Fränkischen Senkungszone, insbesondere die Weser-Senke, auf (KULICK et al. 1984). Die heute flach nach Nordosten geneigte Rumpffläche des Variszischen Gebirges unterlag in der Folgezeit einer terrestrischen Verwitterung und wurde im Zechstein, in der Trias und der Kreide nur randlich von Ingressionen erfasst. Die Rumpffläche besaß zu Beginn des Zechsteins ein ausgeprägtes Relief und hatte wohl den Charakter einer Mittelgebirgslandschaft (PAECKELMANN 1932).

Rotliegend

Gesteine des Rotliegend sind im Blattgebiet nicht aufgeschlossen. Allerdings könnten in den basalen Zechstein-Konglomeraten, die zum Teil intensiv gerötet sind, Denudationsreste von Rotliegend-Sedimentgesteinen erhalten sein. Ein sicherer Nachweis ist aufgrund des Fehlens von Leiterrollen jedoch nicht zu erbringen. Vielfach wurde beobachtet, dass die präpermischen Gesteine unter der Bedeckung mit jüngeren Sedimenten durch eine mehr oder weniger tief greifende Rotfärbung gekennzeichnet sind. Nach KULICK et al. (1984) kann diese Rotfärbung sowohl auf den Einfluss der Rotliegend-Sedimentgesteine als auch auf eine Verwitterung unter ariden Bedingungen zur Zeit des Oberkarbons bis Rotliegenden zurückzuführen sein.

Gelegentlich konnte in Aufschlüssen sowie in der Bohrung Giershagen 1/95 (R ³⁴⁸⁸ 110, H ⁵⁶⁹⁶ 470; s. Anh.: Brg. 1) eine grauweiße beziehungsweise grünlich graue Bleichung der präpermischen Gesteine beobachtet werden, die nach KULICK (1968) mit einer völligen Kaolinitisierung der Feldspäte verbunden ist. Als Ursache für die Bleichung kommen eine Präzechstein-Verwitterung mit Bodenbildung (RICHTER-BERNBURG 1951: „Bleicherde des Vorzechsteins“), eine deszendente Bleichung unter Einfluss der Diagenesewässer auf-

gernder Zechstein-Karbonatgesteine oder eine Verwitterung unter Einfluss von permisschen Grundwässern in Betracht (KULICK et al. 1984). Aufgrund zahlreicher Geröllanalysen von Konglomeraten aus den Blattgebieten 4719 Korbach und 4619 Mengerlinghausen wurde festgestellt, dass die Bleichung zeitlich jünger sein muss als die Rötung, da die untersuchten Gerölle stets einen roten Kernbereich, jedoch gebleichte Randzonen aufweisen (KULICK 1968, HÖLSCHER 1989).

Zechstein


Zu Beginn des Zechsteins transgredierte das Meer über die Hessische Senke aus nordöstlicher Richtung auf den Rand des Rheinischen Schiefergebirges. Zechstein-Ablagerungen sind im Blattgebiet aus dem Bereich der Giershagener beziehungsweise der Essenthoer Bucht bekannt. Diese sind kleinere Teilstrukturen der Adorfer Bucht, die nach Süden durch den Upländer (Gembecker) Sporn von der Korbacher Bucht getrennt wird und die Zechstein-Küste am Westrand der Hessischen Senke gliedert.

Unter ariden Klimabedingungen kam es zur Bildung von evaporitisch beeinflussten Gesteinszyklen, von denen Sedimentgesteine der Werra-, Staßfurt- und Leine-Folge im Blattgebiet sicher nachgewiesen sind. Die vollständige evaporitische Abfolge (Tonsteine – Karbonate – Sulfate – Chloride) der Beckenfazies ist aufgrund der Festlandsnähe zu einer pelitisch-karbonatischen Randfazies („Karbonatwall-Fazies“ im Sinne von KULICK et al. 1984) reduziert. Kali- und Steinsalzbildungen sind am Schiefergebirgsrand nicht bekannt; sie sind auf die zentralen Teile des Werra-Beckens beschränkt. Sulfate treten in Form von Anhydrit, Gips und Coelestin lediglich untergeordnet auf.

Das Relief der Transgressionsfläche wurde weitgehend durch den variszischen Faltenbau bestimmt. Sattelstrukturen und Härtlinge, die aus verwitterungsresistenten Gesteinen bestehen, bildeten dabei Sporne und Schwellen, die zum Teil weit in das Meeresbecken hineinragten und die Küste und den Ablagerungsraum gliederten. Im Allgemeinen war die Transgressionsfläche flach nach Nordosten geneigt, nur lokal sind in der Nähe der Härtlingszüge, die in der Regel durch den Diabas des Hauptgrünsteins und durch verkieselte Gesteine des Unterkarbons gebildet werden, steilere Anlagerungswinkel zu beobachten. Der Südosthang des Priesterberges nördlich von Giershagen war zu Beginn der Zechstein-Transgression als eine echte Kliffküste ausgebildet. Massenhaft gut gerundete Gerölle aus verkieseltem Tonstein und verkieseltem Kalkstein, die in Form eines Brandungskonglomerates oder Strandkieses abgelagert wurden, belegen dort das hochenergetische Milieu einer Küstenfazies.

Die ausgeprägte Morphologie des Zechstein-Untergrundes am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges sowie die intensive Zergliederung der Küste führten zu einer starken faziellen Differenzierung der Sedimente der Randfazies sowie teilweise zu einem Ausfall von Schichtgliedern. Der Reliefausgleich wurde erst bei der Überflutung während der Leine-Folge vollzogen. Nach dem Meeresrückzug am Ende der Leine-Folge kam es unter terrestrischen, zum Teil brackischen und fluviatilen Bedingungen zur Ablagerung des Leine-Aller-Grenztons, der im Blattgebiet lediglich in Karsttaschen an der Oberfläche des Leine-Karbonates erhalten blieb. Ob jüngere Zechstein-Sedimente erodiert wurden oder gar nicht erst zur Ablagerung kamen, ist nicht bekannt.

Tabelle 3
Stratigrafie des Perms und der Trias

				Blatt 4518 Madfeld (PAECKELMANN & KÜHNE 1936)	Blattgebiet Madfeld
Trias	Buntsand- stein	Unterer Buntsandstein	Calvörde-Folge	Rote Letten mit Kalksandsteinen	Gelber Porensandstein Unterer Bausandstein
Perm	Zechstein		Zechstein 5 – 7 (Ohre- bis Fulda-Folge)	— — — Grenzsande — — —	
			Zechstein 4 (Aller-Folge)		
			Zechstein 3 (Leine-Folge)	Helle, kristallin-schaumige Kalke Kalke, Dolomite und Letten	Leine-Aller-Grenzton
			Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	Rote Letten, örtlich Basiskonglomerat	Leine-Karbonat
				kavernöse Schaumkalke („Hauptdolomit“)	Staßfurt-Leine-Grenzton
			Zechstein 1 (Werra-Folge)	Rote und graue Letten	Staßfurt-Karbonat
				dolomitische Kalke örtlich Basiskonglomerat	Werra-Staßfurt-Grenzton
				Stinkkalk mit Kupferletten	Werra-Randkarbonat
					Werra-Karbonat, partiell mit Kupfermergel
					Konglomerate und Brekzien an der Basis der Zechstein-Sedimentgesteine*

* wird jetzt dem Oberrotliegend zugeordnet (vgl. Kap. 3.3.1.1)

Die Neubearbeitung des Zechsteins im Blattgebiet Madfeld erfolgt in Anlehnung an die Gliederungen von RICHTER-BERNBURG (1951, 1955 a, 1955 b) sowie KULICK (1968), KULICK et al. (1984) und KULICK & PAUL (1987). Aufgrund des Fehlens von Leitfossilien wurde der Zechstein nach lithologischen Merkmalen gegliedert. Die stratigrafische Gliederung des Zechsteins ist in Tabelle 3 dargestellt.

3.3.1 Zechstein 1 (Werra-Folge)

Die Zechstein-Sedimentation beginnt im Blattgebiet größtenteils mit dem Werra-Karbonat. In die grauen Kalksteine ist lokal der Kupfermergel, eine Folge gelblich grauer, häufig kupfermineralisierter Mergelsteine, eingelagert. Die eigentliche Kupferschieferfazies ist in den flachmarinen Meeresbereichen am unmittelbaren Schiefergebirgsrand nicht ausgebildet, die westlichsten Kupferschiefer-Aufschlüsse sind erst aus dem Raum Arolsen bekannt (KULICK et al. 1984).

Im Bereich von Schwellenregionen, wie zum Beispiel am Priesterberg und am Diabasrücken südlich von Giershagen, beginnt die Zechstein-Sedimentation mit einer autochthonen Basisbrekzie beziehungsweise einem autochthonen Basiskonglomerat aus Brandungsschutt. In Annäherung an die Schwellen keilt das Werra-Karbonat örtlich aus.

Zum Hangenden gehen das Werra-Karbonat und das Basiskonglomerat beziehungsweise die Basisbrekzie in das Werra-Randkarbonat über, das die Randfazies der Werra-Anhydritfolge des zentralen Beckens bildet. Es wird durch fossilführende, feinporige bis oolithische Kalksteine („Schaumkalk“) gebildet. Die Mächtigkeit des Werra-Randkarbonats nimmt in Richtung auf den Schiefergebirgsrand rasch ab.

Da sich die Gesteine des Werra-Randkarbonats makroskopisch nicht ohne weiteres von dem Staßfurt-Karbonat in der Randfazies unterscheiden lassen, sind die beiden Folgen bei der Erstkartierung des Blattes durch PAECKELMANN & KÜHNE (1936) als Schaumkalke zusammengefasst dargestellt worden.

Den Abschluss der Karbonatsedimentation in der Werra-Folge bilden lokal Kalksandsteine, die bereits die beginnende Regression und die damit verbundene vorwiegend klassische Sedimentation anzeigen. Infolge einer europaweiten Regressionsphase zog sich das Meer frühzeitig vollständig aus den randlichen Bereichen zurück. Die Sedimentation unter ariden Klimabedingungen ist durch Bodenbildungen sowie die Ablagerung des Werra-Staßfurt-Grenztons mit vorwiegend terrestrischem, feinklastischem Material (Tonstein, Schluffstein und Feinsandstein) gekennzeichnet.

3.3.1.1 Konglomerate und Brekzien an der Basis der Zechstein-Sedimentgesteine (C1)*

Brandungskonglomerat an der Basis des A1Ca (KULICK 1968)

Brandungsbreccien und -konglomerate (KULICK & PAUL 1987)

Werra-Konglomerat (KULICK 1991)

Gesteine: Die petrografische Ausbildung der basalen Zechstein-Sedimentgesteine ist von der Morphologie der Zechstein-Küste und den unterlagernden Gesteinsserien abhängig. Am Südhang des Priesterberges (R ³⁴88 350, H ⁵⁶99 000) können an der Basis des Werra-Randkarbonates viele gerundete, 0,5 – 8 cm große Gerölle aus verkieselten Kalksteinen und Tonsteinen des Unterkarbons beobachtet werden. Es muss davon ausgegangen werden, dass der Priesterberg als Kliff die Umgebung während der Zechstein-Transgression überragte und die verwitterungsresistenten unterkarbonischen Gesteine als Brandungsgerölle beziehungsweise Strandkies durch eine intensive Wellenbewegung zu- beziehungsweise abgerundet wurden. Die Gerölle sind nachfolgend zu einem großen Teil mit einem karbonatischen Bindemittel zementiert worden. In der Umgebung des Priesterberges sind häufig dunkelbraune und graue, plattige, meist dolomitische Kalksteine zu beobachten, die gerundete paläozoische, zum Teil stark verwitterte Gerölle enthalten. In der Folgezeit wurde ein Teil des Bindemittels durch die Verwitterung gelöst und die Gerölle bedecken heute als „Schotterstreu“ größere Areale südlich des Priesterberges.

* Das „Zechstein“-Konglomerat wird aus praktischen Erwägungen, nämlich wegen der leichteren Grenzziehung in geophysikalischen Bohrlochprofilen, heute dem Oberrotliegend zugeordnet (PLEIN 1995, SCHRÖDER et al. 1995).

In der Bohrung Giershagen 1/95 (R ³⁴⁸⁸ 110, H ⁵⁶⁹⁶ 470; s. Anh.: Brg. 1) wurde ein 2,4 m mächtiges Basiskonglomerat angetroffen. In die hellgraue bis rötlich graue, karbonatische Grundmasse sind eckige, nur schwach gerundete, zum Teil stark verwitterte Tonsteine des Oberdevons (vermutlich Hemberg-Schichten) eingelagert.

Altersstellung: Das Alter der Konglomerate und Brekzien ist im Blattgebiet abhängig vom Zeitpunkt des Übergreifens der Zechstein-Transgression auf das paläozoische Grundgebirge. Neben Konglomeraten an der Basis des Werra-Karbonats nordwestlich von Giershagen sind vor allem im Bereich des Priesterberges auch derartige Bildungen an der Basis des Werra-Randkarbonats bekannt, wo das Meer das Gebiet aufgrund des starken Reliefs erst später überflutete.

Abgrenzung: Die Konglomerate und Brekzien lagern direkt auf den gefalteten paläozoischen Gesteinsfolgen auf. Die Obergrenze ergibt sich durch das Aussetzen der Geröllführung.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Konglomerate und Brekzien wurden im Blattgebiet lediglich lokal in der Umgebung von Schwellenregionen beobachtet. Die Mächtigkeit dieser basalen Sedimente dürfte 5 m nicht überschritten haben.

Aufschlüsse: keine

3.3.1.2 Werra-Karbonat, partiell mit Kupfermergel (Ca1)

Bituminöse Kalke (Stinkkalke) (LEPPLA 1892)

Stinkkalk mit Kupferletten (PACCKELMANN & KÜHNE 1936)

Zechsteinkalk in Hessischer Fazies (RICHTER 1941)

Stinkkalk (KULICK 1968)

Werra-Karbonat (Zechsteinkalk) mit Unterem Werra-Ton (KULICK & PAUL 1987)

Werra-Karbonat (KULICK 1991)

Gesteine: Das Werra-Karbonat besteht aus einem grau bis dunkelgrau gefärbten, splittrig brechenden Kalkstein, der beim Anschlagen durch einen bituminösen Geruch („Stinkkalk“) gekennzeichnet ist. Charakteristische Merkmale des Werra-Karbonates sind eine unebene bis wulstige Schichtung („Wulstige Stinkkalkfazies“ im Sinne von KULICK 1968) und das Auftreten von bis zu 5 cm mächtigen Vertikalstylolithen. Die Kalksteinbänke erreichen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 2 – 20 cm und sind über große Bereiche verfolgbare. Vereinzelt konnten an Schichtunterseiten zapfenförmige Trichter beobachtet werden, die nach KULICK (1968) auf Wühlbauten von Würmern und Muscheln zurückzuführen sind. Vereinzelt sind in das ansonsten kompakte Werra-Karbonat dünne Schilllagen eingeschaltet.

Besonders in den unteren Partien sind zahlreiche gelblich graue, bioturbate, dolomitische Kalkmergelsteinlagen eingeschaltet, die aufgrund ihrer geringen Vererzung mit Kupfer-Sekundärmineralien (Malachit, Azurit, Chrysokoll) als Kupfermergel bezeichnet werden. Diese Vererzung war im Bereich des Giershagener Tales in der Vergangenheit Gegenstand von bergbaulichen Erkundungsarbeiten, besaß jedoch zu keinem Zeitpunkt eine wirtschaftliche Bedeutung. Zum Hangenden nimmt die Mächtigkeit der Kalkmergelsteinlagen rasch ab.

Lokal sind in das Werra-Karbonat meist linsenförmig dolomitische Gesteine eingelagert. Die hellgelben, bituminösen, dolomitischen Kalksteine und sparitischen, ockergelben, braun bis dunkelbraun verwitternden Dolomitsteine sind meist dünnplattig bis wulstig ausgebildet und zerfallen in der Regel scherbüchsig. Im benachbarten Blattgebiet 4519 Marsberg konnte ein engräumiger lateraler Fazieswechsel zwischen Kalkstein und Dolomit beobachtet werden. Aufgrund der Kleinräumigkeit der Verzahnung beider Fazieseinheiten ist die Dolomitfazies des Werra-Karbonates nicht gesondert in der Karte dargestellt worden.

Fossilien: In den Mergellagen des Werra-Karbonates ist im Blattgebiet eine meist schlecht erhaltene Fauna mit der Muschel *Bakevella antiqua*, dem Brachiopoden *Schizodus* sp. sowie kleinen Exemplaren des Brachiopoden *Productus horridus* zu finden. Mitunter können Lagen mit Resten von zusammengeschwemmten Pflanzen beobachtet werden.

Altersstellung: Das Werra-Karbonat wird stratigrafisch in den unteren Teil der Werra-Folge gestellt. Aus Bohrungen in der östlichen Hessischen Senke ist bekannt, dass der Kupferschiefer 5 – 8 km östlich der Blattgebietsgrenze auskeilt (KULICK et al. 1984). Im Blattgebiet tritt lediglich der Kupfermergel als Randäquivalent des Kupferschiefers auf.

Abgrenzung: Im Blattgebiet lagert das Werra-Karbonat diskordant auf den gefalteten paläozoischen Gesteinsfolgen beziehungsweise auf dem Basalkonglomerat. Die Hangendgrenze ergibt sich durch das Einsetzen des massigen, oolithischen bis feinporigen Werra-Randkarbonats. Die Grenze ist jedoch im Blattgebiet nicht aufgeschlossen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Das Werra-Karbonat ist in einer Mächtigkeit von 0 – 15 m an der westlichen Talseite des Rennebuschs sowie im Giershagener Tal nördlich von Giershagen aufgeschlossen. Im Bereich von Schwellenregionen wie am Priesterberg keilt es mitunter vollständig aus.

Aufschlüsse:

- ehemaliger Steinbruch im „Buchholz“, nordnordwestlich von Giershagen; R ³⁴⁸⁷ 720, H ⁵⁶⁹⁷ 585
- Pingen im Giershagener Tal, nördlich von Giershagen; R ³⁴⁸⁷ 745, H ⁵⁶⁹⁷ 365

3.3.1.3 Werra-Randkarbonat (A1Ca)

Zellige Kalke (LEPPLA 1892)

Schaumkalk (zmk), teilweise (PAECKELMANN & KÜHNE 1936)

Randkalk (KULICK 1968)

Randkarbonatfazies des Unteren Werra-Sulfates (KULICK & PAUL 1987)

Werra-Randkarbonat (KULICK 1991)

Gesteine: Das Werra-Randkarbonat lagert teilweise direkt diskordant auf den gefalteten paläozoischen Gesteinen beziehungsweise setzt mit einer unscharfen Grenze über dem Werra-Karbonat ein. In der Umgebung von lokalen Schwellen wird das Werra-Randkarbonat, das durch dickbankige, hellgraue, weiße, in der Regel poröse Kalksteine gebildet wird, vom Basiskonglomerat unterlagert. Partienweise sind die Gesteine löchrig, selten kavernös. An der Basis ist das Werra-Randkarbonat lokal schwach bituminös. Die Kalksteine sind meist laminiert beziehungsweise im cm-Bereich fein geschichtet, vereinzelt sind in den unteren Partien dünne Lagen von Muschelschill eingelagert. Häufig kann

eine Parallelschichtung beobachtet werden; untergeordnet sind Bereiche mit Schräg- und Linsenschichtung zu finden.

Die feinporige Struktur des Gesteins wird durch Herauslösung von runden bis kugeligen Kalkkörpern (Peloide, Ooide, Onkoide und Lumps) verursacht und gab dem Werra-Randkarbonat in der Vergangenheit den anschaulichen Namen „Schaumkalk“. Die kugeligen, ein- oder mehrschaligen Hohlräume sind Relikte von unterschiedlichen Algen in flachmarinen Meeresbereichen. Im Durchschnitt erreichen die Hohlräume eine Größe von 100 bis 300 µm. Meist zeichnen die Lösungshohlräume perlschnurartig die Schichtung nach. In der Bohrung Giershagen 1/95 (R ³⁴⁸⁸ 110, H ⁵⁶⁹⁶ 470; s. Anh.: Brg. 1) können in unverwitterten Gesteinen birdseye-Strukturen beobachtet werden, die vermutlich einen großen Anteil an den Hohlräumen ausmachen und einen faziellen Anzeiger für ein flachmarines Ablagerungsmilieu darstellen.

Das Werra-Randkarbonat ist im Blattgebiet Klippen bildend, dickbankig bis massig, jedoch gut geklüftet. Stellenweise geht von den Klüften eine spätdiagenetische Dolomitisierung aus.

Nach der Sedimentation des Werra-Randkarbonats setzte eine mehrphasige Regression ein, die zunächst zu einem allmählichen Trockenfallen der Randgebiete der Hessischen Senke führte. Der Rückzug des Meeres wurde nur vereinzelt durch kurzzeitige Meeresingressionen unterbrochen. Anschließend wurden die Karbonatgesteine von einer recht intensiven Verkarstung erfasst und zum Teil oberflächlich verkieselt. Für diese festländische Verkieselung charakteristisch ist die Bildung von Karneolknollen und -lagen.

Fossilien: Im Werra-Randkarbonat beschränkt sich die Fossilführung fast ausnahmslos auf den unteren Teil. Die artenarme Fauna wird durch die Muscheln *Libea* sp., *Turbonilla* sp. und *Bakevella* sp. gebildet.

Altersstellung: Das Werra-Randkarbonat stellt nach RICHTER-BERNBURG (1955 a, 1955 b) und KULICK (1968, 1991) das fazielle Äquivalent des Anhydritknotenschiefers (Unteres Werra-Sulfat) der zentralen Beckenteile der Hessischen Senke dar, während PAUL (1987) für den westlichen Harzrand eine Parallelisierung mit den obersten Abschnitten des Werra-Karbonats, der Oolithbank-Zone, vornimmt. KULICK et al. (1984) gehen davon aus, dass der Anhydritknotenschiefer in Randgebieten der Hessischen Senke in einer Karbonatwall-Fazies in Form von Algenkalken vertreten wird.

Abgrenzung: Die exakte Grenzziehung zum unterlagernden Werra-Karbonat gestaltet sich aufgrund des Fehlens von Aufschlüssen im Blattgebiet recht schwierig, zumal das Werra-Karbonat allmählich unter Abnahme des Bitumengehaltes und Zunahme der Porosität in das Werra-Randkarbonat übergeht.

Die Hangendgrenze des Werra-Randkarbonats bildet der markant rotbraun gefärbte Werra-Staßfurt-Grenzton. Problematisch ist im Gelände die Differenzierung zwischen dem Werra-Randkarbonat und den Kalksteinen des Staßfurt-Karbonats, da sie makroskopisch bereichsweise große Ähnlichkeiten aufweisen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Das Werra-Randkarbonat nimmt große Teile der Zechstein-Flächen westlich von Giershagen ein. Gute Aufschlüsse sind am nördlichen Ortsausgang von Giershagen sowie im „Buchholz“ zu finden. Die Mächtigkeit ist stark ab-

hängig von der Morphologie des Untergrundes und nimmt vom Schiefergebirgsrand nach Osten hin zu. Sie schwankt auf dem Blattgebiet durchschnittlich zwischen 10 und 30 m.

Aufschlüsse:

- Felsklippe hinter der Marienkapelle, nördlich von Giershagen; R ³⁴⁸⁷ 835, H ⁵⁶⁹⁷ 180
- Felsklippen am nordwestlichen Ortsausgang von Giershagen; R ³⁴⁸⁷ 880, H ⁵⁶⁹⁷ 090
- Felsklippen im „Buchholz“; R ³⁴⁸⁷ 730, H ⁵⁶⁹⁷ 590
- kleiner Steinbruch im „Rennebusch“; R ³⁴⁸⁷ 330, H ⁵⁶⁹⁶ 200

Lokal wird das Werra-Randkarbonat faziell durch den Randdolomit, den Fossilreichen Schwellenkalk und den Plattendolomit vertreten.

Randdolomit

Randdolomit (dolomitisiertes Werra-Randkarbonat) (KULICK 1968)

Gesteine: In der Umgebung von Schwellen und am unmittelbaren Schiefergebirgsrand geht das Werra-Randkarbonat lateral in den hellgelben, meist laminierten, feinporösen bis oolithischen Randdolomit über. Dieser liegt teilweise auch als ockergelber, dunkelbraun verwitternder Dolomitstein vor. KULICK (1968) geht davon aus, dass der Randdolomit eine fazielle Vertretung des Werra-Randkarbonats darstellt, wobei die Dolomitisierung frühdiagenetisch erfolgte. Durch die damit einhergehende Umkristallisation erfolgte eine Überprägung der primären Sedimentstrukturen, sodass diese heute nur sehr undeutlich zu erkennen sind.

Abgrenzung: Der Randdolomit lässt sich aufgrund der charakteristischen gelbbraunen Farbe und der feinporösen Struktur recht gut von anderen Karbonatgesteinen der Werra-Folge unterscheiden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Randdolomit tritt lokal am unmittelbaren Schiefergebirgsrand, besonders weit verbreitet nördlich des Schützenhauses von Giershagen auf. Aus Bohrungen zur Erkundung des Coelestin-Vorkommens in diesem Bereich ist bekannt, dass seine Mächtigkeit sehr stark schwankt. Sie beträgt 0 – 10 m.

Fossilreicher Schwellenkalk

Zweischalkerkalk (Biodetrituskalk) (KULICK 1968)

Algenkalk (KULICK 1968)

Gesteine und Fossilien: In der Umgebung von Schwellen tritt im Blattgebiet der Fossilreiche Schwellenkalk in fazieller Verzahnung mit dem Werra-Randkarbonat auf. Die hellgrauen, zum Teil gelblich grauen, stark porösen Kalksteine enthalten bereichsweise dicht gepackte Lagen von *Bakevella* sp. und *Libea* sp. Vereinzelt treten die Muscheln gerüstbildend auf. Die Grundmasse wird durch hellgrauen, mikroporösen Kalkstein (Schaumkalk) gebildet.

Untergeordnet sind in die fossilreichen Kalksteine Horizonte von hellgrauen, plattigen, oolithischen und onkoidischen Algenkalksteinen eingelagert. Die Algenkalksteine werden durch 0,1 – 0,8 mm große Ooide und Onkoide sowie Algenröhrchen aufgebaut und enthalten vereinzelt dünne Schilllagen.

Abgrenzung: Der Fossilreiche Schwellenkalk lässt sich aufgrund der reichen Fossilführung von den anderen Gesteinen der Werra-Folge problemlos unterscheiden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Fossilreiche Schwellenkalk tritt im Blattgebiet sehr kleinräumig, meist auf morphologischen Erhebungen im Rennefeld (Umgebung der Anhöhen 425,2 und 402,6) westlich von Giershagen, in der „Heide“ (Anhöhe 390,5) und im „Buchholz“ auf. Er erreicht im Blattgebiet eine maximale Mächtigkeit von 10 – 15 m.

Plattendolomit

Plattendolomitfazies (KULICK 1968)

Gesteine: Der Plattendolomit stellt im oberen Bereich des Werra-Randkarbonats eine fazielle Sonderentwicklung dar und wird aus dünnplattig bis scherbzig brechenden dolomitischen Kalk- und Dolomitsteinen gebildet, die sich makroskopisch nicht vom Plattendolomit der Leine-Folge unterscheiden lassen. Bereichsweise ist der Plattendolomit stark geklüftet. Die 0,1 – 1 cm mächtigen Klüfte sind mit Kalzit gefüllt.

Abgrenzung: Der Plattendolomit entwickelt sich ohne scharfe Grenze aus den feinsporigen hellgrauen Kalksteinen des Werra-Randkarbonates. Die Hangendgrenze wird durch das Einsetzen von braunroten und roten Tonen und Tonsteinen des Werra-Staßfurt-Grenztones gekennzeichnet.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Plattendolomit war lediglich am südlichen Blattrand, südwestlich von Giershagen, in temporären Baugruben aufgeschlossen. Seine Mächtigkeit beträgt maximal 5 m.

3.3.2 Zechstein 1-2 (Werra- bis Staßfurt-Folge)

3.3.2.1 Werra-Staßfurt-Grenzton (T1/2)

Als Werra-Staßfurt-Grenzton werden in der Randfazies die Äquivalente des Oberen Werra-Tones, des Werra-Sulfates und des Unteren Staßfurt-Tones zusammengefasst.

Oberer Werra-Ton

Rote und graue Letten, teilweise (PAECKELMANN & KÜHNE 1936)
Rotbuntes Tongestein mit Gips und Dolomit (teilweise) (RICHTER-BERNBURG 1951)
Braunroter Salzton (RICHTER-BERNBURG 1955 a, KULICK 1968)
Oberer Werra-Ton, Braunroter Salzton (KULICK & PAUL 1987)

Werra-Sulfat

Zwischensalinär (RICHTER-BERNBURG 1955 a)
Sulfat des Zwischensalinärs (KULICK 1968)
Unteres rezessives und Oberes rezessives Werra-Sulfat (KULICK & PAUL 1987)

Unterer Staßfurt-Ton

Rote und graue Letten, teilweise (PAECKELMANN & KÜHNE 1936)
Rotbunte Tone (RICHTER-BERNBURG 1951)
Braunroter Salzton (RICHTER-BERNBURG 1955 a, KULICK 1968)

Gesteine: Über dem Werra-Randkarbonat und seinen Faziesvertretern wurden braunrote, hellbraune, rotbraune, schluffige Tone und Tonsteine abgelagert.

An der Basis der Abfolge sind mehrere Lagen von Karneolknollen eingeschaltet, die durch eine intensive Verkieselung von ehemaligen Gips- oder Anhydritknollen durch Quarz, Quarzin und Chalcedon im evaporitischen Milieu entstanden sind (KÜPER 1982). Die im Durchschnitt 2 – 20 cm großen, roten bis braunroten Karneolknollen sind meist schalig-konzentrisch aufgebaut. Die Rotfärbung wird durch fein verteilte Eisenoxide verursacht. Die Oberfläche der Knollen wird meist durch eine hellgraue bis dunkelgraue Rinde aus Chalcedon gebildet. Daneben treten untergeordnet dünne Karneollagen in den rotbraunen Tonsteinen auf.

Im unteren Teil des Werra-Staßfurt-Grenztons sind stellenweise 0,5 – 10 cm mächtige Einschaltungen von hellgrauen, hellgelben, seltener rotbraunen, mikritischen bis mikrosparitischen Kalksteinen, grünlich gelben Mergelsteinen und rötlich gelben Schluffsteinen zu beobachten. Partiiell sind die dünnen, meist löchrigen Kalksteinlagen vollständig verkieselt. Des Weiteren sind in den roten und braunen Tonsteinen 0,3 – 6 cm große, hellgelbe und hellgraue Konkretionen aus zum Teil vollständig zersetztem Kalkstein zu finden. Vereinzelt sind die herausgelösten Kalkknollen durch sparitischen Kalzit ersetzt.

Über den rotbraunen Tonsteinen liegt im Blattgebiet eine bis 4 m mächtige Abfolge aus hellgelben, hellgrünen, rötlichen, violetten, fein gebänderten, zum Teil flaserigen Tonen und Tonsteinen, in denen bis zu 8 cm mächtige Gipslagen zu beobachten sind. Daneben sind dünne Bänder von hellgrauen, zum Teil rötlich grauen, meist verkieselten, knauerigen Kalksteinen eingeschaltet.

Über diesen bunten Tonen und Tonsteinen folgt eine 1 – 4 m mächtige Abfolge von rotbraunen und hellbraunen Tonen, in denen Bruchstücke von rotbraunen und hellgrünen, mikritischen Kalksteinen, dunkelbraunen, rotbraunen und hellgrünen Tonsteinen sowie untergeordnet dünne Lagen von gelben, flaserigen Kalksandsteinen, rötlich braunen Schluff- und Feinsandsteinen und weißen, mikrosparitischen Kalksteinen eingelagert sind.

Fossilien: Im Werra-Staßfurt-Grenzton sind im Blattgebiet keine bestimmbar Fossilien gefunden worden. In den kleinen Tonstein-Bruchstücken kann man jedoch mitunter auf Schichtflächen Pflanzenhäcksel beobachten.

Altersstellung: Die roten und rotbraunen Tone und Tonsteine und eingelagerten Sulfatgesteine repräsentieren im Blattgebiet den Zeitabschnitt zwischen der Ablagerung des Werra-Randkarbonats und dem Staßfurt-Karbonat. Eine genauere zeitliche Einstufung konnte aufgrund der geringen Mächtigkeit und der lückenhaften Sedimentation am äußersten Westrand des Hessischen Zechstein-Beckens nicht vorgenommen werden. Die Karneollagen an der Basis der pelitischen Gesteinsfolge werden von KÜPER (1982) als das fazielle Randäquivalent des Werra-Sulfates der Beckenentwicklung angesehen. Der untere rotbraune pelitische Abschnitt der Folge entspricht stratigrafisch dem Oberen Werra-Ton der zentralen Beckenteile. Die bunten Tone mit Gipslagen, Schluffstein- und Kalksteineinschaltungen vertreten am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges das Untere und Obere Werra-Sulfat der Beckenentwicklung. Der obere rotbraune Abschnitt stellt das fazielle Äquivalent des Unteren Staßfurt-Tones in Randfazies dar.

Abgrenzung: Die roten und braunroten Tonsteine lassen sich sowohl petrografisch als auch durch die charakteristische Farbe von den Karbonatgesteinen im Liegenden und im Hangenden abgrenzen. Lesesteine sind oberflächlich stark verwittert, sodass nur sehr selten kleine, mm- bis maximal 2 cm große Tonsteingerölle zu finden sind.

Des Weiteren bilden die Ausstrichbereiche der Tonsteine charakteristische Verebnungsflächen mit rotbraunen, tonigen Böden. Aufgrund des Auskeilens des Staßfurt-Karbonats in der Randfazies nördlich von Giershagen grenzt dort der Werra-Staßfurt-Grenzton gegen den Staßfurt-Leine-Grenzton. Bei der am Schiefergebirgsrand sehr stark reduzierten Mächtigkeit und der petrografischen Ähnlichkeit ist eine Abgrenzung der beiden Grenztonen nur unter Vorbehalten möglich.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Werra-Staßfurt-Grenzton ist im Blattgebiet südwestlich und nördlich von Giershagen in flachen Verebnungsflächen verbreitet. Des Weiteren ist die Abfolge am südlichen Blattrand im „Dübelspah“ aufgeschlossen, wo auch zahlreiche Karneolbruchstücke zu finden sind. Die Mächtigkeit der rotbraunen Tonsteine mit dem eingelagerten Werra-Sulfat beträgt im Blattgebiet 1,5 – 20 m. Aus Bohrungen nördlich von Giershagen ist bekannt, dass am unmittelbaren Schiefergebirgsrand die Mächtigkeit der Tone auf 4,3 bis 1,8 m abnimmt.

Die Mächtigkeit des Werra-Staßfurt-Grenztones nimmt in östlicher Richtung rasch zu und erreicht im Nachbarblattgebiet Marsberg maximal 30 m.

3.3.3 Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)

Mit Beginn der Staßfurt-Folge transgredierte das Zechstein-See erneut auf den Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Im Bereich eines flachmarinen Küstensaumes wurden vorwiegend helle, gering mächtige Karbonatgesteine abgelagert. Infolge geringer Wassertiefe, großer Verdunstungsraten und mangelnder Wasserzirkulation stellten sich hypersalinare Verhältnisse ein, die zur Ausfällung von Kalzium- und Strontium-Sulfaten geführt haben.

3.3.3.1 Staßfurt-Karbonat (Ca₂)

Hauptdolomit (HOLZAPFEL 1879, RICHTER-BERNBURG 1955 a)
Kavernöser Kalk (MÖHRING 1909)
Schaumkalk, teilweise (PAECKELMANN & KÜHNE 1936)
Hauptdolomit (= Kavernöser Kalk) (KULICK 1968)
Staßfurt-Karbonat (KULICK & PAUL 1987)

Gesteine: Das Staßfurt-Karbonat im Blattgebiet ist ein gelblich grauer, hellgrauer, braun verwitternder, dolomitischer Kalkstein. Das partienweise feinoolithische, löchrige bis kavernöse Gestein ist im Gelände kaum vom Werra-Randkarbonat der Werra-Folge zu unterscheiden. Charakteristisch für das Staßfurt-Karbonat im Blattgebiet ist ein zuckerkörniger Zerfall verwitterter Gesteinspartien. Die Karbonatgesteine sind durch eine sehr feine Schichtung gekennzeichnet, die durch die Verwitterung von feinoolithischen Kalzitaggregaten (Peloide, Ooide und Onkoide) nachgezeichnet wird. Die Entstehung derartiger runder bis kugelförmiger Kalzitaggregate ist auf die Tätigkeit von Algen im flachmarinen Faziesraum zurückzuführen.

Neben den feinoolithischen Gesteinen ist südlich von Giershagen die Fazies der „Kavernösen Kalke“ (KULICK & PAUL 1987) verbreitet. Die grauen, gelbgrauen, brekziösen Karbonatgesteine vertreten meist den unteren basalen Abschnitt des Staßfurt-Karbonats und sind mit einer Mächtigkeit von 7,75 m in der Bohrung Giershagen 1/95 (R³⁴⁸⁸ 110,

H ⁵⁶96 470; s. Anh.: Brg.1) angetroffen worden. Die Kalksteine an der Basis des Staßfurt-Karbonats besitzen hier meist einen rauwackenartigen Habitus, der auf die frühdiagenetische Auslaugung von Anhydritknollen und -lagen zurückzuführen ist. In unverwitterten Gesteinen konnten häufig Pseudomorphosen von Kalzit nach Anhydrit beobachtet werden. Charakteristisches Erscheinungsbild ist die Bildung von lagigen Zellenkalken und von Kollapsbrekzien („Rauwacke“), die infolge des Zusammenbruchs der Gefügestrukturen durch vollständige diagenetische Auslaugung von Sulfaten entstanden.

Nördlich von Giershagen, unmittelbar an der Grenze zum Blattgebiet 4519 Marsberg, sind im Staßfurt-Karbonat dünne Bänder und Lager von sedimentär-evaporitischem Coelestin eingeschaltet. Das Vorkommen ist paläogeografisch an den ehemaligen Küstensaum des Staßfurt-Meereres im Randbereich eines Grundgebirgsspornes am Südosthang des Priesterberges gebunden. Die Mächtigkeit des Coelestinlagers beträgt 0,3 – 1 m, lokal auch 1,8 m und ist auf einer Breite von 13 – 25 m und einer Länge von 500 m nachgewiesen (PAECKELMANN 1945 a).

Der Coelestin wurde durch die Konzentration des Meerwassers in flachen Küstenbereichen infolge höherer Verdunstungsraten und fehlender kontinuierlicher Zufuhr von frischem Meerwasser ausgefällt (MÜLLER 1962).

Fossilien: Das Staßfurt-Karbonat ist am Schiefergebirgsrand äußerst fossilarm. Vereinzelt konnten auf Schichtflächen Reste von Muscheln beobachtet werden.

Altersstellung: Das Staßfurt-Karbonat am nordöstlichen Schiefergebirgsrand entspricht in seinen basalen Anteilen dem Hauptdolomit des Beckens. Der im zentralen Beckenteil flächenhaft ausgebildete Basalanhydrit und das 400 – 600 m mächtige Staßfurt-Steinsalz werden im Blattgebiet durch eine extrem mächtigkeitsreduzierte karbonatische Randfazies vertreten.

Abgrenzung: Das Staßfurt-Karbonat besitzt im Blattgebiet große Ähnlichkeit mit dem Werra-Randkarbonat und ist nur mithilfe des unterlagernden rotbraunen Werra-Staßfurt-Grenztones von diesem zu trennen. Stellenweise ist das Staßfurt-Karbonat kavernös bis löchrig ausgebildet und besitzt im Gegensatz zum Werra-Randkarbonat einen zucker-körnigen Habitus. Überlagert wird die Gesteinsfolge durch den grauen und rotbraunen, zum Teil schluffigen Staßfurt-Leine-Grenzton.

Das Staßfurt-Karbonat lässt sich im Allgemeinen durch einen markanten Geländeanstieg morphologisch von den unterlagernden Peliten abtrennen. Die Hangendgrenze wird im Gelände meist durch eine ausgeprägte Verebnung markiert.

Verbreitung und Mächtigkeit: Das Staßfurt-Karbonat ist im Blattgebiet nicht aufgeschlossen, lässt sich jedoch bereichsweise anhand eines markanten Geländeanstieges und durch Lesesteine nördlich von Giershagen nachweisen. Die Mächtigkeit des Staßfurt-Karbonats am Schiefergebirgsrand ist großen Schwankungen unterworfen, stellenweise keilt die Gesteinsfolge vollkommen aus (z. B. nördlich des Sportplatzes in Giershagen). Die Mächtigkeit der Abfolge beträgt im Blattgebiet maximal 12 m.

Aufschlüsse: keine

3.3.4 Zechstein 2-3 (Staßfurt- bis Leine-Folge)

3.3.4.1 Staßfurt-Leine-Grenzton (T2/3)

Letten (teilweise) (LEPPLA 1892)

Zechsteinletten (STILLE 1904)

Rote Letten (PAECKELMANN & KÜHNE 1936)

Tonsteine zwischen Ca2 und T3 (teilweise) (KULICK 1968)

Wohlgeschichteter Gipsmergel (teilweise) (RICHTER-BERNBURG 1955 a, KULICK 1968)

Porenkalke (teilweise) (KULICK 1968)

Grauer Salzton (teilweise) (KULICK 1968)

Oberer (rezessiver) Staßfurt-Ton (Untere Letten) (KULICK & PAUL 1987)

Unterer Leine-Ton (Grauer Salzton) (KULICK & PAUL 1987)

Der Staßfurt-Leine-Grenzton in der Randfazies bildet das Äquivalent zum Gipsmergel und zum Oberen Staßfurt-Ton bis Unteren Leine-Ton in der Beckenfazies.

Gesteine: Über den zuckerkörnigen Kalksteinen des Staßfurt-Karbonats folgen rotbraune und rötlich violette, seltener grüngraue Tonsteine mit unregelmäßigen Einlagerungen von hellgrauen, sparitischen Kalksteinen und hellgelben, meist absandenden Dolomitsteinen und dolomitischen Kalksteinen. Die Karbonatgesteine sind in 1 – 2 cm mächtigen Bändern und kleinen Linsen in die Tonsteine eingelagert. Vereinzelt sind Linsen und dünne Bänkchen von hellgelben, gelblich grauen und rötlichen Ooidkalken zu beobachten, die als fazielles Äquivalent der Porenkalke im Sinne von KULICK 1968 angesehen werden können.

Zum Hangenden nimmt der Karbonatgehalt rasch ab und es dominieren ungeschichtete, rotbraune, monotone Tonsteine. Vereinzelt konnten in den hangenden Partien der rotbraunen Tonsteine gering mächtige Einlagerungen von rötlich gelben Schluff- und Feinsandsteinen beobachtet werden.

Im oberen Teil geht der rotbraune Tonstein allmählich in violettrote, rötlich graue, grünlich graue und schließlich in graue Tonsteine über. In die grauen und grünlich grauen Tonsteine sind bis zu 0,5 cm mächtige Schluffstein- und Feinsandsteinbänder eingelagert. Der obere, graue Abschnitt erreicht im Blattgebiet eine maximale Mächtigkeit von 4 m, keilt lokal mitunter auch völlig aus.

Fossilien: Im Blattgebiet konnten, bis auf Reste von Pflanzenmaterial (u. a. *Ullmania* sp.) auf einigen Schichtflächen, keine Fossilien beobachtet werden.

Altersstellung: Der Staßfurt-Leine-Grenzton umfasst die terrestrische Sedimentation zwischen dem Rückzug des Staßfurt- und der Transgression des Leine-Meeres. Dabei ist die untere, vorwiegend rotbraune Tonsteinabfolge („Wohlgeschichteter Gipsmergel“) mit den eingelagerten Schluff- und Feinsandbändchen als die Randfazies des Staßfurt-Sulfates anzusehen (RICHTER-BERNBURG 1955 a, KULICK & PAUL 1987). Der mittlere, monotone, rotbraune, pelitische Abschnitt der Abfolge stellt den randlichen Ausläufer des Oberen Staßfurt-Tones dar. Die vorwiegend hellgrauen Tonsteine des oberen Abschnitts vertreten im Blattgebiet den Unteren Leine-Ton.

Abgrenzung: Die Tonsteine an der Grenze zwischen Staßfurt- und Leine-Folge lassen sich durch einen deutlich ausgeprägten Farb- und Materialwechsel von den über- und unterlagernden Kalksteinen abgrenzen. Im Gelände kann die Schichtenfolge durch eine ausgeprägte morphologische Verebnung zwischen den beiden Steilstufen des Staßfurt-

und des Leine-Karbonats verfolgt werden. Die Grünlandflächen über dem Ausstrichbereich der Tonsteine sind durch eine starke Vernässung beziehungsweise extreme Trockenrissbildung charakterisiert.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Staßfurt-Leine-Grenzton ist im Blattgebiet nördlich und südlich sowie innerhalb der Ortslage Giershagen verbreitet und wird dort lediglich temporär in Baugruben aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Abfolge schwankt zwischen 7 und 15 m.

Aufschlüsse: keine

3.3.5 Zechstein 3 (Leine-Folge)

Zu Beginn der Leine-Folge wurde der Ostrand des Schiefergebirges durch einen erneuten Meeresvorstoß erfasst. In einem flachen, gut durchlüfteten Meeresbecken wurden verschiedene Karbonatgesteine abgelagert, deren sehr unterschiedliche fazielle Ausprägung in einem hohen Maße von Milieufaktoren wie Wassertiefe, Strömung, Frischwasserzufuhr und Salinität bestimmt wurde. Nach mikrofaziellen Untersuchungen von MÖLLER (1985) gehörte der Randbereich des Rheinischen Schiefergebirges zu einem Sedimentationsraum, in dem bevorzugt Algen und Ooidkalksteine (*Calcinema*-Ooid-Zone) abgelagert wurden. Der infralitorale Ablagerungsraum dieses Faziesbereiches war durch zahlreiche Schwellen, Sporne und Becken intern gegliedert. Lithologisch dominieren Kalzit-Dolomit-Mischgesteine (MÖLLER 1985).

3.3.5.1 Leine-Karbonat (Ca3)

Zone der Dolomite (STILLE 1904)

Hangende Kalke und Hangende Dolomite (MÖHRING 1909)

Plattenkalke und Plattendolomit (RICHTER-BERNBURG 1955 a)

Plattendolomit (KULICK 1968)

Leine-Karbonat (Plattendolomit) (FRICK 1969, MÖLLER 1985, KULICK & PAUL 1987)

Gesteine: Im Blattgebiet wird das Leine-Karbonat vorwiegend durch Kalksteine gebildet. Lediglich im Bereich „In den Entenhöhlen“ und im Süden der Ortslage Essentho sind Dolomitsteine und dolomitische Kalksteine anzutreffen. Charakteristisches Merkmal der hellgrauen, weißen, seltener gelblich grauen Karbonatgesteine ist das lokal massenhafte Auftreten von Resten der Grünalge *Calcinema permiana* (KING) PODEMSKI.

Im Blattgebiet treten im Einzelnen folgende Faziestypen auf:

- Plattenkalk
- *Calcinema*-Kalk
- Schillkalk
- Ooidkalk
- Plattendolomit

Wegen der engräumigen Verzahnung der verschiedenen Faziestypen – sowohl in lateraler als auch in vertikaler Richtung – wurde auf eine differenzierte Darstellung des Leine-Karbonats auf der geologischen Karte verzichtet.

Plattenkalk

Plattenkalk (KULICK 1968)

Gesteine: Der hellgraue, seltener hellgelb oder rötlich grau gefärbte, makrospartische Kalkstein bildet den Hauptteil der Gesteine des Leine-Karbonats. In den massigen Karbonatgesteinen sind mitunter dünne Einlagerungen von Mikrooolithen zu beobachten, die eine ähnliche petrofazielle Ausbildung wie das Werra-Randkarbonat aufweisen. An der Erdoberfläche sondern die Gesteine dünnplattig ab und werden zur Tiefe hin dickplattig bis massig. Der Plattenkalk ist in der Umgebung von Giershagen und Essentho weit verbreitet.

Calcinema-Kalk (Röhrchenkalk)

Röhrchenkalk (KULICK 1968)

Calcinemakalke (MÖLLER 1985)

Gesteine: In den hellgrauen, seltener hellgelben Kalksteinen und Dolomitsteinen treten schlauchförmige, bis zu 1,5 cm lange und durchschnittlich 1 – 3 mm dicke Reste der Grünalge *Calcinema permiana* gesteinsbildend auf. Nach MÖLLER (1985) bestehen die Algenreste aus mikrosparitischem Kalzit, die äußeren Umgrenzungen der Algen werden durch einen inneren und äußeren Mikritring markiert. Die ursprünglich aragonitische Substanz der *Calcinema permiana* wurde infolge der Diagenese in Kalzit umgewandelt und die Primärstruktur dabei vollständig zerstört.

Lediglich vereinzelt und räumlich eng begrenzt konnte eine strömungsbedingte Einregelung der Algenreste beobachtet werden. Der *Calcinema*-Kalk verzahnt sich im Blattgebiet eng mit dem Schillkalk und dem Ooidkalk. Er ist im Gebiet um Giershagen häufig anzutreffen, jedoch engräumig begrenzt.

Schillkalk

Schillkalk (KULICK 1968)

fossilreicher Kalk, zum Teil schwach peloidführend (MÖLLER 1985)

Gesteine: Partiiell treten in diesen hellgrauen und gelblich grauen Kalksteinen und Dolomitsteinen auf Schichtflächen Schilllagen von Muschelresten, hauptsächlich *Liebea* sp. und *Liebea squamosa* auf. Vereinzelt sind in die mikrosparitische Matrix Algenreste von *Calcinema permiana* und Ooide eingelagert. KULICK (1968) konnte im Blattgebiet 4719 Korbach beobachten, dass der Schillkalk mit dem *Calcinema*-Kalk eng verzahnt ist. Der Schillkalk tritt bevorzugt im unteren Teil des Leine-Karbonats auf. Er ist engräumig begrenzt in der Umgebung von Giershagen verbreitet.

Ooidkalk

Porendolomit, Porenkalkfazies (KULICK 1968)

matrixreiche Großooidkalke (MÖLLER 1985)

Gesteine: Sehr untergeordnet und lokal eng begrenzt treten im Blattgebiet hellgraue, gelblich graue und rötlich graue, mikrosparitische, teilweise fein geschichtete Kalksteine auf, in die lagenweise massenhaft in-situ kalzitisierte Ooide eingelagert sind (MÖLLER 1985). Aufgearbeitetes Sedimentmaterial bildet größtenteils die Kristallisationskeime der

Ooide, nur untergeordnet sind Biogenbruchstücke im Kern zu beobachten (FRICK 1969). Die Ooide besitzen einen Durchmesser von 0,5 – 3 mm. Die Ooid-Lagen sind zwischen 2 und 10 cm mächtig. Dieser Faziestyp tritt bevorzugt in den basalen Teilen des Leine-Karbonats auf. Der Ooidkalk ist bei Bauarbeiten in der Umgebung von Essentho in den temporären Aufschlüssen mehrfach beobachtet worden.

Plattendolomit

„Platten“-Dolomit (KULICK 1968)

Gesteine: Während im östlich anschließenden Blattgebiet 4519 Marsberg große Teile des Leine-Karbonats durch die Plattendolomitfazies eingenommen werden, treten dolomitische Gesteine im Blattgebiet in den Hintergrund. Im Bereich der kleinen Steinbrüche „In den Entenhöhlen“ sind gelblich graue, dunkelbraun verwitternde, vollständig dolomitisierte Kalksteine und Dolomitsteine aufgeschlossen. Die Dolomitsteine zerfallen oberflächennah scherbis bis dünnplattig mit welligen bis unebenen Absonderungsflächen. Aufgrund der intensiven diagenetischen Strukturüberprägung sind keine Primärstrukturen erhalten. Charakteristisches Merkmal des Plattendolomits nordwestlich von Essentho ist das Vorhandensein zahlreicher cm-großer Drusen, die zum Teil mit sparitischem Kalzit gefüllt sind.

Im Übergang zu tieferen Beckenteilen der Hessischen Senke kann man am äußersten Südostrand des Blattgebiets lokal eine intensive Wechsellagerung von Plattenkalk und Plattendolomit beobachten.

Fossilien: Im Leine-Karbonat konnte ein artenarmes, jedoch partiell individuenreiches Faunenspektrum nachgewiesen werden. In einigen Profilabschnitten tritt die Grünalge *Calcinema permiana* gesteinsbildend auf.

Auf Schichtflächen können örtlich massenhaft Muschelschalen von *Libea squamosa* (SOWERBY) LOGAN, *Libea* sp. und *Schizodus obscurus* (SOWERBY) LOGAN angereichert sein. Des Weiteren wurden in Dünnschliffen vereinzelt Calcisphären und Foraminiferen (*Glomospira* sp.) beobachtet, die als Anzeiger eines flachmarinen, möglicherweise hypersalinaren Bildungsmilieus anzusehen sind (FLÜGEL 1978, PERYT & PERYT 1977).

Altersstellung: FRICK (1969) sieht das Leine-Karbonat als das fazielle Randäquivalent des Leine-Anhydrites der zentralen Beckenteile an. Aus Korrelationen von Bohrprofilen in der gesamten Hessischen Senke ist jedoch bekannt, dass der Plattendolomit älter ist als der Hauptanhydrit des Beckens (RICHTER-BERNBURG 1955 a). Das Leine-Karbonat vertritt somit randlich die obersten Partien des Unteren Leine-Tones und Teile der Karbonatgesteine an der Basis des Leine-Anhydrits (MÖLLER 1985).

Abgrenzung: Das Leine-Karbonat wird im Liegenden durch den rotbraunen und grünlichen Staßfurt-Leine-Grenzton begrenzt.

Die Hangendgrenze ist im Blattgebiet an keiner Stelle permanent aufgeschlossen, jedoch sind aus Baugruben südwestlich von Essentho rote, rotbraune und braunrote Tone und Tonsteine bekannt, die aufgrund der Lagerungsverhältnisse als nächstjüngere Bildungen des Zechsteins angesehen werden müssen. In dieser Schichtenfolge sind dünne Einlagerungen von Kalksandsteinen zu beobachten.

Verbreitung und Mächtigkeit: Das Leine-Karbonat ist im äußersten Nordosten des Blattgebiets innerhalb der Ortschaft Essentho, in den kleinen Steinbrüchen „In den Entenhöhlen“ sowie im Südosten in der Umgebung des Ortschaft Giershagen verbreitet. Die Mächtigkeit der Schichtenfolge schwankt zwischen 5 und 15 m.

Aufschlüsse:

- Wegböschung südlich des Sportplatzes von Giershagen; R ³⁴⁸⁸ 275, H ⁵⁶⁹⁷ 785
- auflässige Steinbrüche „In den Entenhöhlen“; R ³⁴⁸⁶ 880, H ⁵⁷⁰⁶ 230

3.3.6 Zechstein 3-4 (Leine- bis Aller-Folge)

3.3.6.1 Leine-Aller-Grenzton (T3/4)

Oberer Leine-Ton (KULICK & Paul 1987)

Aller-Sandstein (KULICK & PAUL 1987)

Unterer Aller-Ton (KULICK & PAUL 1987)

Unter dem Begriff Leine-Aller-Grenzton werden die Schichten der Randfazies des Oberen Leine-Tones, des Aller-Sandsteins und des Unteren Aller-Tones zusammengefasst.

Mit dem Rückzug des Meeres aus dem Randbereich des Schiefergebirges nach der Sedimentation des Leine-Karbonats endete die marine Entwicklung des Zechsteins in diesem Raum und es entwickelte sich eine ausgedehnte Sabkha-Ebene. Den Abschluss der Zechstein-Sedimentation bilden lokal meist in Karsttaschen erhaltene Tone und Tonsteine, die unter terrestrischen, zum Teil brackischen und fluviatilen Ablagerungsbedingungen gebildet wurden.

Gesteine: Über den weißen bis hellgrauen Kalksteinen des Leine-Karbonats treten örtlich rote bis braunrote, seltener grünliche und rötlich violette, meist sandige Tone auf, in die lagenweise dünne hellgelbe, zum Teil rötliche Schluffstein- und gelblich graue Kalksandsteinbänder eingelagert sind. SKUPIN (1989) beschreibt im äußersten Südosten des Blattgebietes 4418 Wünnenberg in der Bohrung „Gut Wohlbedacht“ (R ³⁴⁸⁷ 560, H ⁵⁷⁰⁷ 350) über dem Leine-Karbonat eine 4,40 m mächtige graue und rotbraune, tonige Abfolge, die stratigrafisch dem Oberen Leine-Ton beziehungsweise Unteren Aller-Ton (Leine-Aller-Grenzton) entspricht.

Der von PAECKELMANN & KÜHNE (1936) beschriebene Aufschluss in den sogenannten „Grenzsand“ im Kalksteinbruch westlich von Essentho ist aufgrund einer vollständigen Verfüllung nicht mehr zugänglich.

In einer Baugrube in Essentho (R ³⁴⁸⁸ 005, H ⁵⁷⁰⁵ 105) war eine Ton- und Schluffsteinwechsellagerung aufgeschlossen, die aber wahrscheinlich schon dem tiefsten Abschnitt des Unteren Buntsandsteins zuzuordnen ist (Kap. 3.4.1).

Altersstellung: Die pelitische Gesteinsfolge kann am Rand des Zechstein-Beckens aufgrund des Fehlens von biostratigrafischen Leitfossilien nicht eindeutig altersmäßig eingestuft werden. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse ist sie in jedem Fall jünger als das Leine-Karbonat und älter als die Gesteine der Calvörde-Folge des Unteren Buntsandsteins. Es ist davon auszugehen, dass die roten Tonsteine die Randäquivalente des Oberen Leine-Tones und Unteren Aller-Tones sind.

Abgrenzung: Die roten und braunen Tone lassen sich von den unterlagernden Leine-Karbonaten durch den markanten Farb- und Materialwechsel eindeutig abgrenzen. Die hangende Begrenzung dieser Schichtenfolge ist im Bearbeitungsgebiet nicht aufgeschlossen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die pelitische Gesteinsfolge über dem Leine-Karbonat ist im Blattgebiet auf lokale Vorkommen im Gebiet um Essentho beschränkt. Bei Bauarbeiten im Wohngebiet „Kapellenstraße“, am Sportplatz Essentho sowie im Bachbett im Bereich „In den Entenhöhlen“ waren die roten Tonsteine mehrfach temporär aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Gesteinsfolge schwankt im Blattgebiet zwischen 0 – 3 m, in Dolinen des oberflächlich verkarsteten Leine-Karbonats können lokal auch höhere Mächtigkeiten angetroffen werden.

Aufschluss:

- Bachbett mit Schlucklöchern im Bereich „In den Entenhöhlen“, nordwestlich von Essentho; R ³⁴87 230, H ⁵⁷05 920

3.4 Trias

(J. FARRENSCHON)

Unterer Buntsandstein, Calvörde-Folge

Von der Trias ist im Blattgebiet nur der Buntsandstein in einem räumlich eng begrenzten Vorkommen bei Essentho nachgewiesen. Die jüngeren Schichtenglieder Muschelkalk und Keuper sind erst weiter östlich, in der Hessischen Senke zwischen Diemelstadt-Rhoden und Germete (TK 25: 4520 Warburg), vorhanden.

Am östlichen Blattrand treten im Ortskern von Essentho klastische Sedimentgesteine des Unteren Buntsandsteins auf. Sie bilden das südwestliche Ende eines schmalen Buntsandstein-Streifens, der in nordöstlicher Richtung auf dem östlich sich anschließenden Blattgebiet 4519 Marsberg (FARRENSCHON & OESTERREICH in Vorber.) weiterverfolgt werden kann.

Die Gesteine des Unteren Buntsandsteins können grundsätzlich in einen unteren, vorwiegend sandig-schluffigen Teil (Calvörde-Folge) und einen oberen, sandig-tonigen Teil (Bernburg-Folge) gegliedert werden. Im Blattgebiet sind nur wenige Meter vom untersten Teil der Calvörde-Folge nachgewiesen.

KULICK (1961: 277, 296) gliederte die Calvörde-Folge („Korbach-Folge“, „Untere Folge“) am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges vom Hangenden zum Liegenden hin in

Bunte Flaserschichten
Gelber Porensandstein

Unterer Bausandstein	{	Oberer Werksteinhorizont
		Wechselfolge
		Unterer Werksteinhorizont

Lesesteine und Vorkommen in Baugrubenaufschlüssen im Raum Essentho können dem Unteren Bausandstein und möglicherweise dem gelben Porensandstein zugeordnet

werden (s. S. 62, Tab. 3). Da im Unteren Bausandstein häufig auch Porensandsteine auftreten, ist eine Trennung der beiden Schichtenglieder kartiertechnisch nicht möglich.

3.4.1 Unterer Bausandstein und Gelber Porensandstein (suC,s)

Porensandstein (STARK 1957)
Gelber Porensandstein (KULICK 1961)
Korbach-Porensandstein (KULICK 1968)
Bausandstein (LEPPLA 1892)
Bausandsteinzone (PRAGER 1932)
Unterer Bausandstein (KULICK 1961)
Korbacher (Unterer) Bausandstein (KULICK 1961)
Korbach-Sandstein (HÖLTING & GRÖTICKE 1965)

Gesteine: Die Gesteinsabfolge besteht aus einer Schluffstein-Tonstein-Wechselfolge, in die wenige harte Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Die sandigen, zum Teil sandig-flasrigen Schluff- und Tonsteine sind rotbraun, teilweise violettrot, mitunter glimmerstäubig und wenig verfestigt.

Die eingeschalteten feinkörnigen, in der Regel kalkhaltigen Sandsteine sind plattig, selten dünnbankig und zumeist ebenflächig. Einzelne quarzitisches Lagen sind zwischengeschaltet. Die Farben wechseln zwischen rotbraun und grauweiß, aber auch gelblich bis ockerbraune und vereinzelt violettrote Farbtöne treten auf. Die Sandsteine sind schwach glimmerstäubig, selten einmal glimmerschichtig. Einzelne Abschnitte führen bis zu 1,5 mm große, gut gerundete Gesteinsbruchstücke, zumeist Quarz. Größere, bis zu 6 mm Durchmesser betragende Gerölle fanden sich auf Bankoberflächen, jeweils in einer begrenzten Erstreckung. Häufig sind Sedimentstrukturen wie Rippelmarken und Schrägschichtung zu erkennen.

Die mikroskopische Untersuchung einer Gesteinsprobe aus dem Bereich von Essentho (R ³⁴⁸⁸ 625, H ⁵⁷⁰⁵ 105), die makroskopisch als rotbraun bis rötlich weiß gefärbter, deutlich fein geschichteter Feinsandstein mit Schrägschichtung und Kriechspuren angesprochen wurde, ergab, dass es sich bei den Sandkörnern um leicht angerundete, gut sortierte, um 0,08 mm große Quarzkörner handelt. Sehr untergeordnet treten Feldspat (Orthoklas), Perthit (selten Mikroklin) und Gesteinsfragmente (Lydit, schluffkörniger Quarzit, toniger Schluffstein, schluffiger Tonstein) sowie akzessorisch Muskovit (partiell kaolinisiert), Biotit, Turmalin und Erz auf. Die Matrix besteht aus feinsparitischem Kalzit, den Tonmineralien Illit und Kaolinit sowie akzessorisch Hämatit. Nach dieser Untersuchung handelt es sich um einen kalkhaltigen, feinkörnigen Sandstein (Untersuchung: H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW.)

Die Sandsteine zeigen zum Teil bis 1 mm kleine Poren im Gestein, die auch schichtig angeordnet sein können. Sie sind auf ausgewitterte Kalzit- oder Dolomitkristalle zurückzuführen. Manche Gesteinsabschnitte führen grünlich graue bis hellgraue Ton- und Schluffsteineinschlüsse gleichen Durchmessers. Wenn diese herauswittern, entstehen bis zu 2 cm große Löcher. In einzelnen Sandsteinen treten braune bis braunschwarze Brauneisenrinden und bis zu 2 mm dünne Brauneisensäume auf.

PAECKELMANN & KÜHNE (1936: 45) beschreiben in einem ehemaligen Kalksteinbruch westlich von Essentho (R ³⁴⁸⁷ 880, H ⁵⁷⁰⁵ 010) im Hangenden des Plattendolomits der

Leine-Folge eine 60 cm mächtige, hellgelbe Sandsteinfohle mit einer sehr grobkörnigen bis konglomeratischen Basis. Sie stellen diese Schichten stratigrafisch zu den „Grenz-sanden“. Die Sandsteine wurden in dem mittlerweile verfallenen Aufschluss von roten Tonsteinen mit feinkörnigen Kalksandsteinbänken überlagert. Nachdem weder Bohrungen noch Aufschlüsse oder Lesesteine im Raum Essentho einen Hinweis auf die Zechstein/Buntsandstein-Grenzschichten (Fulda-Folge) gegeben haben, handelt es sich bei den Sandsteinen, die dem Zechstein zudem diskordant aufliegen, wahrscheinlich um den Unteren Bausandstein. Die „roten, tonigen Letten ... in den großen Wasserrissen nördlich der Straße Essentho – Försterei Buchholz“, von PAECKELMANN & KÜHNE (1936: 46) in den Unteren Buntsandstein gestellt, werden dagegen heute als Leine-Aller-Grenzton gedeutet (s. Kap. 3.3.6.1).

Fossilien: Vereinzelt treten sowohl in den Feinsandsteinen als auch in den tonigen Sedimenten kriechspurartige Gebilde oder auch koprolithenartige Formen auf.

Altersstellung: Die in zwei Baugruben in Essentho (R ³⁴⁸⁸ 005, H ⁵⁷⁰⁵ 105 und R ³⁴⁸⁸ 180, H ⁵⁷⁰⁴ 870) aufgenommenen Buntsandstein-Profile konnten überwiegend dem Unteren Bausandstein zugeordnet werden. Bei beiden Vorkommen könnte es sich um die „Wechselfolge“ (KULICK 161: 279) handeln, die zwischen dem „Unteren“ und „Oberem Werksteinhorizont“ des Unteren Bausandsteins eingeschaltet ist. Innerhalb der kompakteren Sandsteinfohlen treten neben den Sandsteinlagen vor allem dünne, sandflaserige oder auch linsige Schluff- und Tonsteinhorizonte auf. Daneben kommen aber auch porig-löchrige, mitunter gelbliche Sandsteine, teilweise mit Limonitanreicherungszonen vor, bei denen es sich um den gelben Porensandstein handeln könnte.

Abgrenzung: Die Sandsteine werden südlich des Ortskerns von Essentho von dem weitgehend hell gefärbten Plattendolomit des Zechsteins 3 (Leine-Folge) unterlagert. Über den Sandsteinen folgt der Cenoman-Mergel der Oberkreide, lokal mit gering mächtigen, gröber klastischen Transgressionssedimenten an der Basis.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Buntsandstein-Vorkommens im Blattgebiet beträgt bis zu 15 m. Eine Untersuchungsbohrung nordöstlich von Essentho (TK 25: 4519 Marsberg; R 88 715, H 05 745), angesetzt im Cenoman-Pläner und etwa 200 m von der Kreide-Verbreitungsgrenze entfernt, hat nur noch 2,5 m mächtigen Unteren Buntsandstein angetroffen; das heißt der Buntsandstein keilt unter der Kreide-Bedeckung bereits nach etwa 200 – 300 m aus.

3.5 Kreide

Im Verlaufe der höheren Unterkreide wurde der paläozoische Sockel von Nordosten nach Südwesten fortschreitend mehr und mehr vom Kreide-Meer erfasst und zu Beginn der Oberkreide bis in den Bereich des nördlichen Sauerlandes überflutet (BÄRTLING 1921; HEITFELD 1957; HISS 1982 a, 1982 b). Eine detaillierte stratigrafische Gliederung der Kreide mit den herkömmlichen Schichtenbezeichnungen ist in Tabelle 4 gegeben. Neue Bezeichnungen für die lithostratigrafischen Einheiten der norddeutschen Oberkreide sind von HISS & KAPLAN & WILMSEN (2007) sowie HISS & WILMSEN (2007) eingeführt worden. Danach wird der Cenoman-Mergel als Herbram-Formation und der Cenoman-Pläner als Baddeckenstedt-Formation bezeichnet.

Tabelle 4
Gliederung der Kreide

	Alter (Mio. Jahre) (nach GRADSTEIN et al. 1994)	Nordwestdeutschland (nach KAPLAN & BEST 1985 und KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1985)			
		Zonenfossilien		charakteristische Fossilien	
		Cephalopoden	Inoceramen	Cephalopoden (Auswahl)	Inoceramen
Cenoman Unter-		<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH	<i>Inoceramus virgatus</i> SCHLÜTER	<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH <i>Schloenbachia varians</i> (SOWERBY) <i>Turrilites scheuchzerianus</i> BOSC <i>Acompsoceras sarthense</i> (GUÉRANGER) <i>Scaphites obliquus</i> SOWERBY	<i>Inoceramus virgatus</i> SCHLÜTER <i>Inoceramus scalprum</i> BÖHM
		<i>Mantelliceras saxbii</i> (SHARPE)		<i>Mantelliceras saxbii</i> (SHARPE) <i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY) <i>Schloenbachia varians</i> (SOWERBY) <i>Sciponoceras baculoide</i> (MANTELL) <i>Puzosia</i> sp.	<i>Inoceramus crippsi</i> <i>hoppenstedtensis</i> TRÖGER
		<i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY) <i>Hypoturrilites carcitensis</i> (MATHERON) <i>Utaturiceras vicinale</i> (STOLICZKA)	<i>Inoceramus crippsi</i> MANTELL	<i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY) <i>Schloenbachia varians</i> (SOWERBY) <i>Mariella lewesiensis</i> (SPATH) <i>Hyphoplites arausionensis</i> (HÉBERT & MUNIER-CHALMAS) <i>Neohibolites ultimus</i> (d'ORBIGNY)	<i>Inoceramus crippsi crippsi</i> MANTELL
Alb Ober- Mittel-	98,9 ± 0,2	<i>Stoliczkaia (Stoliczkaia)</i> <i>dispar</i> (d'ORBIGNY) <i>Mortonicerias (Mortonicerias)</i> <i>inflatum</i> (SOWERBY) <i>Euhoplites lautus</i> (SOWERBY) <i>Euhoplites loricatus</i> SPATH <i>Hoplites (Hoplites) dentatus</i> (SOWERBY)			
	101,5 ± 1,5				

det, die im Bereich des devonischen Massenkalks offenliegt, während sie im Bereich des Karbons nur stellenweise an den Talhängen unter der kretazischen und quartären Bedeckung aufgeschlossen ist.

3.5.1 Mittel- bis Oberalb

3.5.1.1 Kedinghausen- und Wünnenberg-Schichten (krIW)

Cenomangrünsand (partim) (SCHULTE 1937)

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

Kedinghausener und Wünnenberger-Schichten (HISS & SPEETZEN 1986)

Wegen ihrer engen Verzahnung und geringen Mächtigkeit werden die Kedinghausen-Schichten und die Wünnenberg-Schichten zu einer Einheit zusammengefasst.

Gesteine: Im tiefsten Teil der Unterkreide-Schichten sind im Nordwestteil des Blattgebiets, am Königsberg (R ³⁴⁷⁷ 130, H ⁵⁷⁰⁶ 400) und am Andreasberg (R ³⁴⁷⁷ 450, H ⁵⁷⁰⁴ 700), fein- bis mittelkörnige, gelb- bis graubraune Sandsteine vorhanden, die wegen ihrer Ausbildung bis vor wenigen Jahren als Osning-Sandstein (Hauterive bis Apt/Alb) gedeutet wurden (HEITFELD 1957, SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974). Bei diesen glaukonitfreien bis glaukonitarmen Quarzsandsteinen handelt es sich nach Untersuchungen im Blattgebiet 4417 Büren vermutlich um die sogenannten Kedinghausen-Schichten, das sandige, küstennahe Äquivalent des Flammenmergels im nördlichen Westfalen („Fazies 3 b“; FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Im Blattgebiet wurden die für den Flammenmergel beziehungsweise die Kedinghausen-Schichten charakteristischen Verkieselungen oder spiculitischen Einschaltungen allerdings nicht beobachtet. Ein gewisser Karbonatgehalt am Nordwestrand des Messenbergs (R ³⁴⁷⁸ 750, H ⁵⁷⁰⁵ 250) ist auf Schalenreste von Austern zurückzuführen (HEITFELD 1957: 88), die als Äquivalente zu den Karbonatbänken innerhalb der konglomeratisch-karbonatischen Basisfolge der Kedinghausen-Schichten zwischen Kedinghausen und Wünnenberg (SCHULTE 1937, HISS & SPEETZEN 1986, HISS 1989, SKUPIN 1989) anzusehen sind.

Die Wünnenberg-Schichten werden im Allgemeinen von einem 0,1 – 0,5 m mächtigen Transgressionskonglomerat eingeleitet, das sich bei der Kartierung durch grobe, eckige Gesteinskomponenten (z. B. im Taleinschnitt nordwestlich des Königsbergs, R ³⁴⁷⁷ 140, H ⁵⁷⁰⁶ 450) oder gut gerundete Gerölle zu erkennen gibt. Bei den Geröllen handelt es sich überwiegend um schlecht sortierte, harte und widerstandsfähige Gesteine des paläozoischen Untergrundes mit einer vielfältigen und bunten Zusammensetzung des Geröllmaterials. Am häufigsten sind weiße, seltener gelblich bis rötlich gefärbte Gangquarze (ca. 50 %), schwarzgraue, grünliche oder gebleichte, kieselige Tonsteine des Kulm-Kieselschiefers beziehungsweise kieselige Kalksteine des Kulm-Kieselkalks (ca. 9 %), graue, quarzitisches Sandsteine und dunkle Schluffsteine des Devons und Karbons (ca. 15 %), gelblich braune Karbonatgesteine des Zechsteins und der Kreide (ca. 22 %) und rötliche Sandsteine der Buntsandstein-Formation (ca. 3 %) anzutreffen. Als Besonderheit werden von SCHULTE (1937: 23) Roteisensteingerölle aus dem Mitteldevon (Kap. 3.1.1.4 und 5.1.1) erwähnt. Die durchschnittliche Größe der Gerölle beträgt ca. 1 cm, doch kommen auch wesentlich größere Komponenten vor.

Über dem Transgressionskonglomerat folgt ein grauer bis grüngrauer, gelbbraun bis rostbraun verwitternder, Glaukonit führender Mittel- bis Grobsandstein. Hauptgemengteile

sind Quarz und Glaukonit; bereichsweise liegt ein karbonatisches Bindemittel vor. Daneben treten, wie schon innerhalb des Basiskonglomerats, Gerölle von Gesteinen des paläozoischen und mesozoischen Untergrundes hinzu. Aus der Raumlage der Schrägschichtung schließt HEITFELD (1957) auf eine Schüttungsrichtung von Südost nach Nordwest. Da der Sandstein einen hohen Anteil an idiomorphen Quarzkristallen („Sutroper Quarze“) führt, wie sie für die Verkieselungen im Massenkalk des Warsteiner und Briloner Raums typisch sind, nehmen HISS & SPEETZEN (1986) demgegenüber eine Anlieferung aus Südwesten an (Kap.3.5.3).

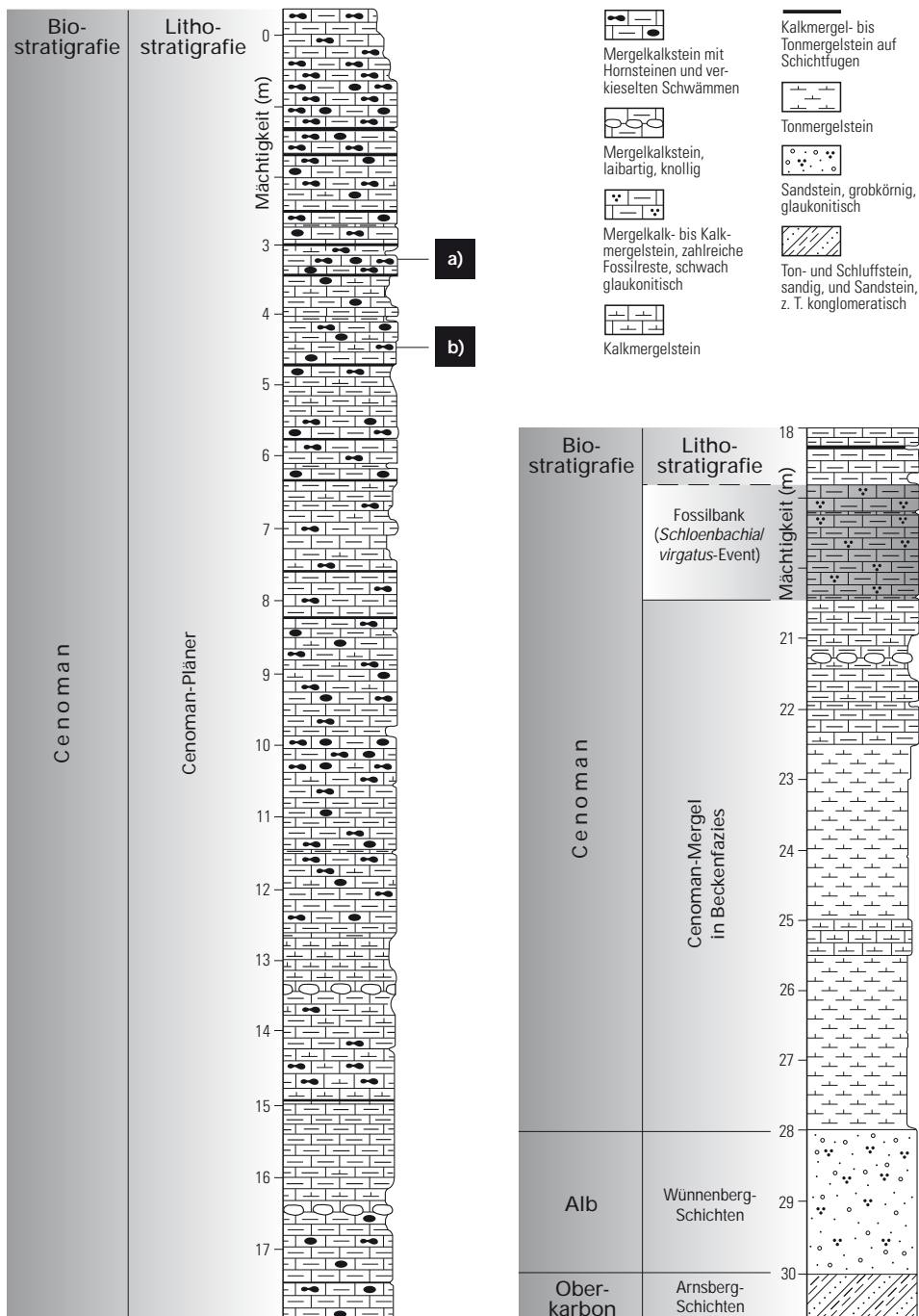
Fossilien: Die Kedinghausen- und Wünnenberg-Schichten sind in der Regel ausgesprochen fossilarm. Vom Nordwesthang des Messenberges nördlich von Bleiwäsche sind aus den Basisschichten allerdings Anhäufungen von Ostreenschalen bekannt (HEITFELD 1957: 88). Das Vorkommen am Andreasberg (R ³⁴⁷⁷ 480, H ⁵⁷⁰⁴ 740) lieferte einen knapp 1 cm großen Haifischzahn der Ordnung *Lamniformes* (= Heringshai; Bestimmung A. MÜLLER, Inst. Geophysik u. Geologie Univ. Leipzig). Von den Nachbarblattgebieten 4418 Wünnenberg (SKUPIN 1989) und 4516 Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) werden des Weiteren ebenfalls Haifischzähne sowie Seelilienstielglieder, Knochenrelikte und schlecht erhaltene Pflanzenreste genannt. An Spurenfossilien (Ichnofossilien) sind vor allem die sich überkreuzenden, texturlosen Gangfüllungen vom Typ „*Gordia*“ EMMONS charakteristisch (SPEETZEN 1970). Die mikropaläontologische Untersuchung einer Probe vom Aufschluss Aabachtalsperre (R ³⁴⁸¹ 000, H ⁵⁷⁰⁷ 110; Abb. 6) ergab schlecht erhaltene Foraminiferen der Gattungen *Ataxophragmium* und *Gavelinella* sowie fragliche Radiolarienreste (Untersuchung K. RESCHER, Geol. Dienst NRW).

Altersstellung und Abgrenzung: Nach den Untersuchungen in den benachbarten Blattgebieten 4417 Büren und 4418 Wünnenberg sind die Kedinghausen- und Wünnenberg-Schichten vermutlich in das Ober-, eventuell auch in das Mittelalb einzustufen (HISS & SPEETZEN 1986, HISS 1989, SKUPIN 1989). Das Liegende der Kedinghausen- und Wünnenberg-Schichten bilden die paläozoischen Gesteine der Rheinischen Masse in Form einer unregelmäßig kleinbuckeligen bis fast ebenen Abrasionsfläche (BROCKAMP 1926). Das Hangende ist durch den Cenoman-Mergel in Randfazies (Hangende Mergel-lage) beziehungsweise Cenoman-Mergel in Beckenfazies in Verbindung mit einem flachen morphologischen Anstieg gegeben.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Kedinghausen-Schichten sind nur im Nordwestteil des Blattgebiets lokal an der Basis der Wünnenberg-Schichten nachgewiesen. Die Wünnenberg-Schichten sind dort dagegen flächenhaft vorhanden. Weiter südlich, im Bereich des Massenkalks, ist infolge der postkretazischen Erosion nur noch eine lockere Sandsteinbestreuung erhalten geblieben (Kap. 3.6.3), deren exakte stratigrafische Zuordnung aufgrund fehlender Makro- und Mikrofauna im Einzelnen problematisch ist. Die Mächtigkeit der Kedinghausen-Schichten beträgt wenige Zentimeter bis Dezimeter; die Wünnenberg-Schichten erreichen eine Mächtigkeit von 2 – 3 m.

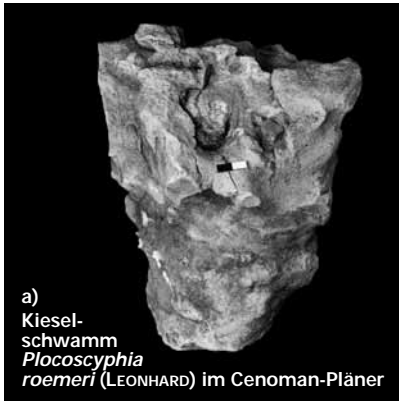
Aufschlüsse:

- Straßeneinschnitt an der Aabachtalsperre; R ³⁴⁸⁰ 910, H ⁵⁷⁰⁷ 180 bis R ³⁴⁸¹ 170, H ⁵⁷⁰⁶ 950
- Bacheinschnitt am Nordhang des Messenberges; R ³⁴⁷⁹ 060, H ⁵⁷⁰⁵ 210
- ehemaliger Steinbruch am Andreasberg; R ³⁴⁷⁷ 480, H ⁵⁷⁰⁴ 740



Oberkreide

Im Gegensatz zur Unterkreide sind die Schichten der Oberkreide überwiegend kalkig-mergelig bis tonig-mergelig ausgebildet. Im Blattgebiet ist nur der tiefere Teil des Cenomans ausgebildet. Die Schichten des höheren Cenomans sowie die stratigrafisch jüngeren Oberkreide-Stufen des Turons und Coniacs waren in diesem Gebiet ursprünglich nicht vorhanden oder wurden nachträglich wieder abgetragen, wofür der Fund von tonig-schluffigen Resedimenten in einer Karstspalte im Massenkalk des Steinbruchs Düstertal spricht. Sie sind aufgrund der darin enthaltenen Mikrofauna (*Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Globorotalites* sp. und *Marginotruncana marginata* (REUSS)) in das Turon zu stellen (Untersuchung M. HISS, Geol. Dienst NRW). Nach THIERMANN & ARNOLD (1964) und ARNOLD (1966) wurden Ablagerungen des Turons ansonsten bis südlich des Kellerwaldes nachgewiesen.



a)
Kiesel-
schwamm
Plocoscyphia
roemeri (LEONHARD) im Cenoman-Pläner



b)
Schwammreste im Cenoman-Pläner

↖ Abb. 6

Lithologie und Stratigrafie des Profils „Aabachtalsperre“ (Aufschluss 2 im Anhang II)

3.5.2 Cenoman

Gegenüber der überwiegend sandig-mergeligen und Glaukonit führenden Fazies des westlichen Ruhrgebiets ist das Cenoman im Osten und Südosten des Münsterlandes merklich kalkiger ausgebildet. Vom Liegenden zum Hangenden wird die Schichtenfolge des Cenomans dreigegliedert in Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk. Nach heutiger Einstufung werden Cenoman-Mergel und Cenoman-Pläner (= *varians*-Pläner) dem Untercentoman bis tiefs-

ten Mittelcentoman, der Cenoman-Kalk dem Mittel- und Obercentoman zugerechnet (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1985, KAPLAN & BEST 1985). Im Blattgebiet sind nur Cenoman-Mergel und Cenoman-Pläner vorhanden. Mikrofaziell repräsentieren sie Ablagerungen im Bereich des inneren und mittleren Schelfs (WILMSEN & NIEBUHR & HISS 2005).

3.5.2.1 Cenoman-Mergel (krc1, krc1,s)

Der Cenoman-Mergel ist innerhalb des Blattgebiets teils in Becken-, teils in Randfazies entwickelt. Die Randfazies wird auch als Hangende Mergellage bezeichnet (HEITFELD 1957, 1963). Sie wird zusammen mit der sogenannten Fossilbank, die bereits zum Cenoman-Pläner gehört (Kap. 3.5.2.2), als Ausläufer des Essen-Grünsands interpretiert. Nach

Norden verzahnt sich der Cenoman-Mergel in Randfazies mit dem Cenoman-Mergel in Beckenfazies.

Cenoman-Mergel in Beckenfazies (**krc1**)

Gelblich-graue Mergel (PAECKELMANN & KÜHNE 1936)

Cenomanmergel (STILLE 1904)

Cenoman-Mergel (SKUPIN 1989)

Herbram-Formation (HISS & KAPLAN & WILMSEN, 2007)

Gesteine: Die Gesteine des Cenoman-Mergels in Beckenfazies bestehen zum überwiegenden Teil aus einem grünlich grauen bis gelbbraunen, plattigen bis flaserigen Mergel- bis Tonmergelstein mit einem stellenweise geringen feinsandigen Glaukonitgehalt.

Im untersten Teil handelt es sich um einen gelb- bis grüngrauen, glaukonitischen, tonigen, teilweise kalkhaltigen Sandstein bis schwach glaukonitischen, schwach feinsandigen, schluffigen Mergeltonstein mit einzelnen grauioletten Phosphoritgeröllen. Charakteristisch für diese Basisschichten ist ein mehr oder weniger deutlicher Grobsand-, Fein- und Mittelkiesgehalt aus weißen bis gelblich grauen, eckigen bis gerundeten Quarzen, Grauwackesandsteinen und Lyditen. Größere derartige Gerölle (bis max. 6 cm) wurden etwa am Wiesenberg (R ³⁴⁸⁴ 530, ⁵⁷⁰⁵ 320) beobachtet. Zum Hangenden hin nimmt der Karbonatgehalt kontinuierlich zu und in den Tonmergelsteinen sind immer häufiger festere graue Tonmergelstein- bis Kalkmergelsteinlagen oder -bänke eingelagert. An der Grenze zum überlagernden Cenoman-Pläner ist eine leichte Zunahme des Glaukonitgehalts festzustellen.

Fossilien: Makrofossilien sind aus dem Cenoman-Mergel des Blattgebiets nur in geringer Zahl bekannt. Ein temporärer Baugrubenaufschluss bei Gut Wohlbedacht (R ³⁴⁸⁶ 220, H ⁵⁷⁰⁷ 000) lieferte aus dem untersten Teil des Cenoman-Mergels in Beckenfazies neben einem unvollständigen Steinkern eines Nautilus (*Cymatoceras cenomanensis* (SCHLÜTER)) und dem Bruchstück eines gestreckten Ammoniten *Sciponoceras* sp. auch mehrere Exemplare des Belemniten *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY) sowie der Muscheln *Aucellina uerpmanni* POLUTOFF, *A. cf. gryphaeoides* (SOWERBY) und *A. cf. coquandiana* (D'ORBIGNY) (Bestimmung C. J. WOOD, Scops Geol. Serv., Croydon; M. K. HOWARTH, Natural History Museum, London). Daneben fanden sich einige unbestimmbare Abdrücke von kohligen Pflanzenresten. Im übrigen Verbreitungsgebiet wurden meist nur Reste der Muschel *Inoceramus cripsii* MANTELL und des Ammoniten *Schloenbachia varians* (SOWERBY) nachgewiesen.

Die Mikrofauna besteht sowohl im Bereich der Aabachtalsperre als auch im Aufschluss Gut Wohlbedacht jeweils aus einer teilweise individuenreichen, jedoch artenarmen Foraminiferenfauna mit Sandschalern und einzelnen kalkschaligen Benthonern, Fischzähnen und Ostrakoden. Eine bei Gut Wohlbedacht unmittelbar an der Kreide-Basis entnommene Probe lieferte vorwiegend agglutinierende Foraminiferen der *Arenobulimina*-Gruppe mit *Arenobulimina (Pasternakia) chapmani* CUSHMAN, *Voloshinoides anglicus* (CHAPMAN) und *Arenobulimina* sp. (mehrere Arten), daneben in wenigen Einzelexemplaren *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Reophax* sp., *Dorothia gradata* (BERTHELIN) sowie stark korrodierte Gehäuse von *Gavelinella* sp. Aus einer 2 m über der Kreide-Basis entnommenen Probe wurden *Arenobulimina* sp. (wahrscheinlich verschiedene Arten), *Voloshinoides anglicus*

(CHAPMAN), *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN) und *Lenticulina* sp. bestimmt (Untersuchung M. HISS, Geol. Dienst NRW).

Altersstellung und Abgrenzung: Der im Bereich des Gutes Wohlbedacht direkt über den Schichten des Oberkarbons folgende unterste Teil des Cenoman-Mergels in Beckenfazies ist durch das Auftreten von *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY) und *Aucellina* cf. *gryphaeoides* (SOWERBY) dem sogenannten *ultimus/Aucellina*-Eustato-Event des tiefsten Untercentomans (*Neostlingoceras carcitanense*-Subzone) zuzuordnen. Daneben ist durch das Vorkommen von *Inoceramus crippsi* MANTELL und *Schloenbachia varians* (SOWERBY) tieferes Untercentoman belegt. Auch in Bezug auf die Mikrofauna lässt sich der unterste Teil aufgrund des Vorkommens von *Voloshinoides anglicus* (CHAPMAN) beziehungsweise dem Fehlen von *Arenobulimina* (*Arenobulimina*) *preslii* (REUSS) eindeutig in das Untercentoman datieren.

Im Südteil des Kreide-Verbreitungsgebiets hebt sich der Cenoman-Mergel in Beckenfazies infolge seiner geringen Mächtigkeit nur undeutlich von dem darauf folgenden Cenoman-Pläner ab. Er verzahnt sich dort mit dem Cenoman-Mergel in Randfazies. Im Nordteil des Blattgebiets ist der Cenoman-Mergel mächtiger und damit morphologisch deutlicher entwickelt. Hilfreich zur Abgrenzung nach unten ist die unmittelbar über den Wünnenberg-Schichten beziehungsweise dem Transgressionskonglomerat liegende Phosphoritknollenlage. Die Hangendgrenze wird durch die stärker fossilführende, schwach sandig-glaukonitische Fossilbank markiert. Darüber treten verstärkt einzelne Hornstein führende Kalkmergel- bis Mergelkalksteinbänke auf.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Cenoman-Mergel in Beckenfazies ist im Nordteil des Blattgebiets im Staatsforst Büren und im Fürstenberger Wald verbreitet. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 3 und 10 m.

Aufschlüsse:

- Straßeneinschnitt an der Aabachtalsperre (Abb. 6);
R ³⁴80 910, H ⁵⁷07 180 bis R ³⁴81 170, H ⁵⁷06 950
- Hanganschnitt bei Gut Wohlbedacht; R ³⁴86 420, H ⁵⁷07 130

Cenoman-Mergel in Randfazies (**krc1,s**)

Hangende Mergellage (HEITFELD 1957)
Essener Grünsand (BÄRTLING 1908)

Gesteine: Die Schichtenfolge des Cenoman-Mergels in Randfazies beginnt mit einem feinkonglomeratischen, grünlich grauen, glaukonitischen bis stark glaukonitischen, tonigen Sandstein. Darüber folgt ein grünlich grauer, sandig-schluffiger, schwach feinkie-siger Ton- bis Tonmergelstein, der nach oben bei abnehmendem Sand- und Glaukonit-gehalt in einen grünlich grauen bis gelbgrauen oder gelbbraunen, schluffigen Mergelton-bis Tonmergelstein übergeht. Südöstlich des Forsthauses Bleiwäsche (R ³⁴79 810, H ⁵⁷04 490) beträgt der durchschnittliche Gehalt an Quarz in der Schluff- und Sandfrak-tion 42 – 47 Gew.-%, der des Karbonats 9,5 – 11,5 Gew.-%. An Tonmineralen treten Glau- konit, Illit, Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer und Kaolinit auf (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW). Insgesamt ist die plattige bis flaserige Schichtung der schluffig-san- digen Sedimentgesteine durch Bioturbation mehr oder weniger stark gestört. Hierbei sind Zonen verstärkter oder verminderter Glaukonitanreicherung auszumachen.

Kennzeichnend für den basalen Sandstein sind Anreicherungen von weißlichen bis gelblichen Geröllen aus Quarz (Fein-, Mittel-, Grobkies), hellbraunen, grünen, roten und rostbraunen Geröllen aus Quarzit und Tonstein beziehungsweise frühdiagentisch verkie-selten intraformationellen Ton- und Schluffsteingeröllen (Baugrube Peucker in Bleiwä-sche) sowie einzelnen, zum Teil abgerundeten grauioletten Phosphoritkonkretionen mit einzelnen Quarzkörnern und Bioklasten. Entsprechende Gerölle sind zwar auch in dem darüber folgenden Teil anzutreffen, jedoch sind sie dort meist kleiner und weniger zahl-reich.

Fossilien: Makrofossilien wurden nicht gefunden. Mikropaläontologische Untersu-chungen an Proben des Schurfs an der Landesstraße L 956 (Bleiwä-scher Straße) südöst-lich des Forsthauses Bleiwäsche (R ³⁴⁷⁹ 810, H ⁵⁷⁰⁴ 490) und des Baugrubenaufschlus-ses Peucker in Bleiwäsche (R ³⁴⁷⁹ 750, H ⁵⁷⁰³ 960) ergaben eine arten- und individuen-arme Fauna sandschaliger Foraminiferen der Gattungen *Arenobulimina*, *Ataxophragmium* und *Tritaxia*, wie sie teilweise auch aus den unterlagernden Wünnenberg-Schichten be-kannt ist. Darüber hinaus wurden einzelne Kalkschaler (*Gavelinella*) angetroffen. In der obersten Probe des Aufschlusses südöstlich des Forsthauses Bleiwäsche fand sich die Form *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN).

Eine reiche Mikrofauna lieferte auch eine Probe aus der Erdfallfüllung nördlich von Rösenbeck. Dort dominierten bei den Foraminiferen die agglutinierenden Arten der *Arenobulimina*-Gruppe mit zahlreichen Vertretern von *Voloshinoides anglicus* (CUSHMAN), daneben auch *V. advena* (CUSHMAN), *Arenobulimina* cf. *obliqua* PRICE und *A. sp.* sowie ver-mutlich weitere Arten. Weiterhin wurden die Arten *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Dorothia gra-data* (BERTHELIN), *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN), *Ammobaculites* sp., *Ataxophrag-mium* sp., *Lituola* cf. *irregularis* (ROEMER), *Flourensia intermedia* TENDAM sowie bei den kalkschaligen Formen *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN), *G. baltica* BROTZEN und *Hed-bergella* sp. nachgewiesen (Untersuchung M. HISS, Geol. Dienst NRW).

Altersstellung und Abgrenzung: Aufgrund der vorliegenden Mikrofauna ist mit großer Wahrscheinlichkeit ein frühcenomanes Alter des Cenoman-Mergels in Randfazies belegt.

Die teilweise klare Dominanz von agglutinierenden Foraminiferen sowie das Fehlen von Arten, die erst im Verlaufe des Cenomans einsetzen (z. B. *Arenobulimina preslii* (Reuss)), sprechen dabei für tiefes Untercentoman in transgressiver Flachwasserfazies.

Die Grenzziehung gegenüber den unterlagernden Schichten des Paläozoikums ist in-folge der petrografischen Unterschiede gegenüber den harten, dunklen Karbonaten des Massenkalks und den tonig zersetzten, rotbraun gefärbten Schluffsteinen und Sandstei-nen des Karbons leicht möglich. Stellenweise ist die Grenzziehung auch durch ein deutli-ches Basiskonglomerat gegeben. Wo der Cenoman-Mergel in Randfazies über den Wün-nenberg-Schichten folgt, vollzieht sich der Übergang bei abnehmendem Sand- und Glau-konitgehalt allmählich innerhalb einer nur wenige Dezimeter umfassenden Übergangszo-ne. Wo Aufschlüsse fehlen, bilden die Milchquarzgerölle des Basiskonglomerates als Le-sesteine einen wichtigen Leithorizont. Die Hangendgrenze wird durch das Einsetzen har-ter, hell- bis gelblich grauer Kalksteine mit einzelnen dunkelgrauen Hornsteinknollen und das Auftreten der sogenannten „Fossilbank“ mit zahlreichen Fossilbruchstücken an der Basis des Cenoman-Pläners markiert (Kap. 3.5.2.2).

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Cenoman-Mergel in Randfazies ist allgemein über den Sandsteinen der Unterkreide anzutreffen, setzt sich aber auch nach Osten und Südosten über das Verbreitungsgebiet der Kedinghausen- und Wünnenberg-Schichten hinaus bis in den Bereich des devonischen Massenkalks fort. Dort lassen sich teilweise verkieselte tonige oder sandig-glaukonitische Kreide-Relikte nachweisen, die vermutlich ebenfalls hierher zu stellen sind (Kap. 3.6.2). Darin nachgewiesene Mikrofossilien der Unterkreide sind mit den Sedimentresten umgelagert und vermischt. Deswegen sind keine genaueren Angaben über die tatsächliche Verbreitung zu machen. Die maximale Mächtigkeit des Cenoman-Mergels in Randfazies beträgt ca. 1 – 2,5 m.

Aufschlüsse:

- Bacheinschnitt am Nordhang des Messenbergs; R ³⁴⁷⁸ 750, H ⁵⁷⁰⁵ 250
- Erdfallfüllung im Steinbruch südwestlich des „Stemmel“; R ³⁴⁷⁸ 920, H ⁵⁷⁹⁸ 660

3.5.2.2 Kreidezeitliche Karstspaltensedimente

Im obersten Teil einer Karstspalte in der Nähe der Höhle Nr. 7 (ERLEMEYER & SCHUDELSKI 1992: 52) im Steinbruch Düstertal südlich von Bleiwäsche wurden die Reste verschiedenartiger Kreide-Sedimente angetroffen. Aufgrund ihrer Zusammensetzung, ihres Fossilreichtums und der Sedimentstrukturen (gradierte Schichtung, Feinlamination, Rippelmarken) sind sie vermutlich in einem flachen, küstennahen Meeresteil mit rinnen- oder kolkartigen Vertiefungen des devonischen Massenkalks sedimentiert worden (Klippenfazies, Hiss 1989).

Gesteine: Bei den in der Karstspalte angetroffenen Kreide-Sedimenten handelt es sich überwiegend um eine Wechselfolge aus dünnplattigen, teils hell- bis grünlich grauen oder grau-grünen, schwach bis stark glaukonitischen, quarzitischen, Fossildetritus und Geröll führenden Feinsandsteinen und gering mächtigen Lagen aus grüngrauem bis grau-grünem, dichtem, tonigem Hornstein mit 70 – 80 % Quarz, 3 – 4 % Kalzit sowie einem Rest Ton (Illit, Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer) (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst NRW); hinzu kommen dünne Lagen aus intensiv grün bis dunkelgrün gefärbtem Ton und Schluff (Abb. 7). Der karbonatische Schalendetritus besteht meist aus Resten von Brachiopoden, die im Bereich der tonigen Zwischenlagen auch komplett erhalten sein können; bei den Geröllen handelt es sich um Gesteinsbruchstücke aus tonigem Schluff- bis Feinsandstein, Ton-, Horn- und Kalkstein, deren Anteil besonders an der Basis der Einzellagen infolge gradierter Schichtung häufig deutlich erhöht ist. Das harte, dichte, überwiegend kieselige Sedimentgestein besitzt stellenweise ein undeutlich tonig-schlieriges, feinschichtiges Bioturbationsgefüge mit kleinen kalzitischen Schalenresten im Randbereich.

Im mittleren Teil der Karstspalte mehr oder weniger horizontal geschichtet, sind die Lagen im tieferen Teil der Spalte durch Rutschung intensiv miteinander verfault (convolute bedding). Die kieseligen Gesteine im Umbiegungsbereich der Falten sind dabei, bedingt durch die größere Härte, knollenartig herausgewittert (s. Abb. 7). Charakteristisch für diese kieseligen „Knollen“ oder Falten sind zahlreiche zentripetale Risse und Spalten, die mit den Sedimenten aus fossilführendem Karbonatsandstein der Hangend- und Liegend-schichten erfüllt sind. Dies weist darauf hin, dass das Kieselgestein bei der Umlagerung bereits frühdiagenetisch ganz oder teilweise verfestigt gewesen ist.

Die Hornsteinbildung selbst ist nicht eindeutig geklärt. Da die Verkieselung die Schichtenfolge nur partiell, das heißt lagenweise, erfasst hat, ist eine von außen kommende hydrothermale Verkieselung eher unwahrscheinlich. Die diagenetische Verkieselung dürfte somit vielmehr aus dem feinkörnigen Sediment selbst kommen (s. zuvor). Im Vergleich mit den Spiculiten der nahe gelegenen Kiedinghausen-Schichten des Mittel- bis Oberalbs (HISS & SPEETZEN 1986) weicht die Zusammensetzung allerdings deutlich ab. Dort sind im Kieselsäurezement (Chalcedon) neben Quarzkörnern und Glaukoniten in großer Zahl Schwammnadelreste (Spiculae) anzutreffen, wobei der Chalcedon-Zement oft eine mehrlagige, radialstrahlige Ausbildung besitzt (HISS 1986: 662). Wegen des Fehlens derartiger Merkmale ist die Verkieselung deshalb eventuell auch von einem der verschiedenen postvariszischen Mineralisationsvorgänge abzuleiten, von denen der Bereich des nordöstlichen Schiefergebirges (Warsteiner und Briloner Hochfläche) betroffen war (s. Kap. 3.2). Für die Verkieselung der Kreide-Basisschichten kommt dabei insbesondere die Kalzit-Quarz-Phase (Phase II nach SCHAEFFER 1984; CLAUSEN 1984, 1992 a) infrage, die von der Wende Jura/Kreide bis in das Tertiär andauerte und neben einer flächenhaften massiven Durchtränkung der Gesteine auch zu einem isolierten Wachstum von Quarzkristallen im Sediment führte. Einzelkristalle mit einem dunklen, feinkristallinen Kalzitkern ähnlich den Suttroper Quarzen (CLAUSEN 1984: 100) sind in verschiedenen anderen Kreide-Relikten des Steinbruchs Düstertal anzutreffen. Eventuell sind beide Verkieselungsvorgänge aber auch zeitlich parallel oder nacheinander erfolgt. Für die sandig-konglomeratischen Kreide-Relikte auf dem Massenkalk ist eine Entstehung im Rahmen der tertiärzeitliche Verwitterung wahrscheinlich (Kap. 3.6.2.2).

Fossilien: Aus den Gesteinen der Klippenfazies konnten zahlreiche Makrofossilien geborgen werden. Hierbei handelt es sich in erster Linie um eine juvenile, individuenreiche Brachiopodenfauna mit *Terebristroa* sp., *Orbirhynchia* cf. *multicostata* PETTITT, *Gemmarcula canaliculata* (ROEMER), *G. menardi* (LAMARCK), *Cyclothyris difformis* (VALENCIENNE, in LAMARCK), *Grasirhynchia grasiana* (D'ORBIGNY), *Terebratulina protostratula* OWEN und vermutlich junge Formen von *Concinthyris* sp. (Bestimmung E. F. OWEN, Natural History Museum, London). Daneben traten Reste von Muscheln (*Auster Amphidonta* sp., *Pecten mimachlamys* sp., *Lima* ?), Echinodermen (reguläre Seeigel, Seesterne, Seelilien) (Bestimmung C. J. WOOD, Scops Geol. Serv., Croydon) sowie cyclostome Bryozoen (Bestimmung: E. VOIGT, Hamburg) auf. Nicht gefunden

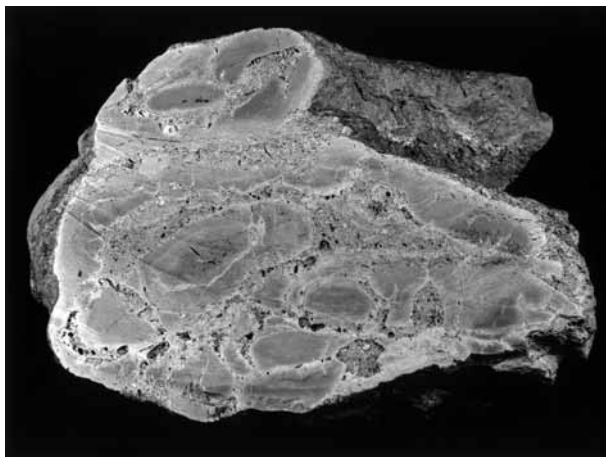


Abb. 7 Intensiv verfaltete Lagen aus tonigem Hornstein und fossilführendem sandigem Zwischenmittel; Grenzbereich Unter-/Oberkreide; Steinbruch Düstertal, Bleiwäsche; R ³⁴79 200, H ⁵⁷03 650. Breite des Handstücks: 25 cm

marcula canaliculata (ROEMER), G. menardi (LAMARCK), Cyclothyris difformis (VALENCIENNE, in LAMARCK), Grasirhynchia grasiana (D'ORBIGNY), Terebratulina protostratula OWEN und vermutlich junge Formen von Concinthyris sp. (Bestimmung E. F. OWEN, Natural History Museum, London). Daneben traten Reste von Muscheln (Auster Amphidonta sp., Pecten mimachlamys sp., Lima ?), Echinodermen (reguläre Seeigel, Seesterne, Seelilien) (Bestimmung C. J. WOOD, Scops Geol. Serv., Croydon) sowie cyclostome Bryozoen (Bestimmung: E. VOIGT, Hamburg) auf. Nicht gefunden

wurden die Reste dickschaliger Inoceramen. An Mikrofossilien wurde neben dem Exemplar einer *Flabellina* sp. (Abb. 7) nur ein unbestimmbarer Rest eines Foraminiferengehäuses (*Dorothia* sp.?) gefunden.

Altersstellung und Abgrenzung: Trotz der zahlreichen Makrofossilfunde ist eine stratigrafische Einstufung der vorliegenden Gesteinsablagerungen nicht eindeutig vorzunehmen. Aufgrund der nachgewiesenen Kombination der Gattungen *Terebrirostra* sp., *Gemmarcula menardi* und insbesondere *Cyclothyris* cf. *difformis* entspricht die Brachiopodenvergesellschaftung am ehesten den frühesten Cenoman-Ablagerungen (*Neostlingoceras carcitanense*-Subzone) der Klippenfazies von Mülheim-Broich (KAHRS 1927). Allerdings ist die biostratigrafische Stellung und Reichweite dieser Faziesfossilien ungewiss. Hervorzuheben ist in diesem Zusammenhang das völlige Fehlen von Inoceramenschalen, charakteristisch für einzelne Lagen der *Callihoplites auritus*-Subzone des späten Alb sowie im höheren Teil der *carcitanense*-Subzone mit Vertretern von *Inoceramus crippi*. Die für die Kedinghausen-Schichten (Mittel- bis Oberalb) charakteristischen Austern wie *Amphidonte obliquatum* (PULTENEY) sind eher selten. Als Bildungszeitraum kommt somit der Abschnitt des höchsten Albs sowie des frühesten Cenomans infrage.

Aufschluss:

– Karstschlotte im Steinbruch Düstertal R ³⁴79 080, H ⁵⁷03 710

3.5.2.3 Cenoman-Pläner (krc2)

Blaugrauer Kalk (PAECKELMANN & KÜHNE 1936)

Cenomanpläner (STILLE 1904, SCHULTE 1937)

Cenoman-Pläner (SKUPIN 1989)

Baddeckenstedt-Formation (HISS & WILMSEN 2007)

Gesteine: Die Gesteine des Cenoman-Pläners bestehen an der Basis aus einer insgesamt etwa 1,5 m mächtigen Abfolge aus mehreren festen, grünlich grau bis graubraun verwitternden Kalkmergel- und Mergelkalksteinbänken, die vielfach Schalenreste von Muscheln, Brachiopoden und Schwämmen enthält und der sogenannten „Fossilbank“ im Sinne von HEITFELD (1963) entspricht. Die Kalkmergel- und Mergelkalksteine sind je nach Karbonatgehalt zum Teil dünnplattig-flaserig, zum Teil hart und dickbankig entwickelt, wobei generell eine schwache bis mäßig starke Kalkdetritus-, Sand- und Glaukonitführung kennzeichnend ist; darüber hinaus zeigen sich erste Anzeichen einer Hornsteinbildung. Die diffus verkieselten Bereiche sind gegenüber der Karbonatmatrix nicht scharf abgetrennt und leiten die für den Cenoman-Pläner typische Hornsteinführung ein. Die Hornstein führende Sonderfazies des Cenoman-Pläners im südöstlichen Münsterland wird als Wamd-Member der Baddeckenstedt-Formation bezeichnet.

Der darüber folgende Teil wird überwiegend durch harte, gebankte, teilweise flaserig-knollig aufspaltende, mittelgraue bis hell- oder gelbgraue Mergelkalksteine mit dünnen grauen bis dunkelgrauen Kalkmergel- und Tonmergelsteinzwischenlagen aufgebaut. Durch Tonmergelbestege zwischen den einzelnen Mergelkalksteinlagen ist das Gestein großenteils von einem charakteristischen, unregelmäßig verlaufenden Ablösungsmuster durchsetzt („Plänerfazies“, FRIEBE 1993). Der Karbonatgehalt der festeren und dichteren Bänke liegt zwischen 60 und 80 %, die Mergelsteinzwischenlagen weisen Karbonatgehalte zwischen 30 und 50 % auf. Hinzu kommt ein unterschiedlich hoher Gehalt an Quarz,

Glaukonit und arenitischem Feindetritus, der sich auf den Bruchflächen leicht angewitterter Gesteine durch eine typische Rauigkeit bemerkbar macht. Häufig sind cm-große, kugelige oder geradlinige Markasitkonkretionen. Bei den Bioklasten handelt es sich überwiegend um Inoceramenprismen, andere Schalenfragmente, Schwammnadeln, Foraminiferen und vereinzelt Ostrakoden. Besonders charakteristisch für die Plänerfazies ist jedoch das häufige Auftreten von Kieselsäurekonkretionen unregelmäßiger bis kugeliger Gestalt (Hornstein), die sich durch ihre dunkelgraue bis schwarze Farbe deutlich von der grauen bis hellgrauen Karbonatgrundmasse abheben. Die splittrig brechenden, harten, kieseligen und Hornstein führenden Gesteinsbänke enthalten zahlreiche kleinere und größere Schwammskelette (s. S. 84/85, Abb. 6). Die Hornsteine selbst erreichen Dezimetergröße und sind scharf begrenzt, wenn sie mehr oder weniger vollständig erhaltene Schwämme nachbilden, ansonsten gehen sie ohne scharfe Grenze in die kalkige Matrix über.

Die Hornsteinbildung erfolgte vermutlich im Zuge eines Verdrängungsvorganges (PETTIJOHN 1957). Die Kieselsäure dürfte dem umgebenden Sediment selbst entstammen, wo sie bei der Ablagerung zunächst in kieseligen Skelettelementen (z. B. Radiolarien, Schwammnadeln) gebunden war. Durch Auflösen dieser Fossilreste und Wiederausfällung der so freigewordenen Kieselsäure kam es danach zu deren Umverteilung (FÜCHTBAUER & VALETON 1988, PELTZER 1999). Der räumliche Zusammenhang zwischen Kieselsäureausfällung und Bioturbationsgefüge deutet darauf hin, dass grabende Organismen in einer relativ konstanten Tiefe unter der Sediment-/Wassergrenze Ausgangspunkt der Hornsteinbildung waren (ROTTLÄNDER 1981; HISS 1981, 1982 b). Daneben kann die Kieselsäure aber auch aus Verwitterungslösungen festländischer Silikate stammen, die im Mischwasserbereich kontinentaler und mariner Wässer der Küstenregionen zu ausgedehnten Silifizierungsprozessen führten (LASCHET 1984).

Die Hornsteinführung ist im Bereich Wünnenberg – Fürstenberg – Bleiwäsche deutlich ausgeprägter als etwa im Raum Büren oder im nördlichen Eggegebirge (FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Da die Hornsteinführung von Bank zu Bank wechselt, kann sie nur über kurze Entfernung zur Parallelisierung herangezogen werden (HEITFELD 1963).

Bei der Verwitterung des Cenoman-Pläners wird das Kalziumkarbonat an der Geländeoberfläche aus den frischen Gesteinspartien rasch hinweggeführt, sodass ein mürbes, schwammig-poröses Gesteinsskelett von schmutziggrauer bis leuchtend hellockergelber bis orangegelber Farbe übrigbleibt. Es entsteht der überwiegend aus Kieselsäure zusammengesetzte „Hottenstein“, der im Zentrum häufig noch einen festeren Gesteinskern hat, der seinerseits von einer hellen Verwitterungsrinde umgeben ist. Auch die im Mergelkalkstein eingelagerten Kieselknollen sind häufig weitgehend zersetzt. Entsprechend der Klüftigkeit des Gesteins verläuft die Hottensteinbildung an der Kreide-Oberfläche unterschiedlich schnell. Neben einer flachen Verwitterungsrinde liegen auch bis zu 10 m breite und 2 – 3 m tiefe schacht- und wurzelförmige Auflockerungszonen vor (MERTENS 1982: 218, 1991: 51). An anderen Stellen ist entlang von Klüften auch noch eine weit tiefer reichende Entfestigung des Gesteins zu beobachten.

Fossilien: Charakteristisch für den Cenoman-Pläner ist eine mäßig arten- und individuenreiche Fauna von Cephalopoden, Lamellibranchiaten, Brachiopoden und Schwämmen. Das Fossilmaterial stammt von verschiedenen Stellen des Blattgebiets. Im Aufschluss „Aabachtalsperre“ (Abb. 6) wurden neben zahlreichen Exemplaren von *Schloenbachia varians* SOWERBY dicht über der Fossilbank mehrere Exemplare von *Mantelliceras*

mantelli (SOWERBY) sowie *Turrilites* sp. nachgewiesen (frdl. Mitt. M. Hiss, Geol. Dienst NRW). Das Bruchstück eines *Mantelliceras* sp. ist auch noch etwa 12 m unter der Geländeoberkante belegt. Wiederum einige Meter höher wurde *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) cf. *seresitense* PERVINQUIERE gefunden. Aus dem höchsten Profilabschnitt stammen vor allem aber auch große und gut erhaltene Schwämme (z. B. *Plocoscyphia roemeri* LEONHARD; Abb. 6).

Im Gesteinsaushub eines Abwasserkanals entlang der Landesstraße L 956 (Bleiwä-scher Straße) zwischen dem Forsthaus Bleiwäsche und dem Thiekreuz wurde neben einem *Mantelliceras saxbii* (SHARPE) (Fundpunkt bei R ³⁴79 820, H ⁵⁷05 130) ca. 950 m nordwestlich davon (Fundpunkt bei R ³⁴79 080, H ⁵⁷05 750) auch ein *Mantelliceras cantianum* (SPATH) geborgen (Bestimmung U. KAPLAN, Gütersloh). Eine Baugrube am West-rand von Essentho (R ³⁴88 350, H ⁵⁷05 510) lieferte *Mantellicera mantelli* (SOWERBY), meh-rere Stücke von *Schloenbachia varians* (SOWERBY), einzelne Muscheln (*Inoceramus crip-pi* MANTELL), Brachiopoden (*Grasirhynchia grasiana* (D'ORBIGNY)), Gastropoden (*Avellana* sp.) und Schwämme. Wenige hundert Meter nordwestlich davon fand sich in einer Bau-grube (R ³⁴87 900, H ⁵⁷05 750) die Muschel *Plicatula inflata* SOWERBY. Aus dem Bereich „Auf dem Loh“ (R ³⁴78 500, H ⁵⁷02 280) innerhalb des Briloner Massenkalks wird das Bruchstück eines *Mantelliceras* sp. beschrieben (LÜTKE-BRINKMANN 1990: Abb. 25). Im Kreide-Material eines Erdfalls nördlich von Rösenbeck (R ³⁴78 920, H ⁵⁶98 660) wurden einzelne Exemplare von Muscheln (*Inoceramus virgatus virgatus* SCHLÜTER), Brachiopo-den (*Terebratulina protostriatula* OWEN) und Schwämmen gefunden (Bestimmung C. J. WOOD, Scops Geol. Serv., Croydon).

Bei der Mikrofauna dominieren innerhalb des Cenoman-Pläners weiterhin die sand-schaligen (agglutinierenden) Foraminiferen, doch treten kalkschalige Formen vermehrt hinzu. In einer Probe aus dem Aufschluss Aabachtalsperre waren nur wenige Sandscha-ler (*Arenobulimina*) enthalten (Bestimmung K. RESCHER, Geol. Dienst NRW). Ausführliche Angaben zur Mikrofauna finden sich bei Hiss (1989).

Altersstellung und Abgrenzung: Der Cenoman-Pläner umfasst biostratigra-fisch das Mittlere und Obere Untercenoman sowie den tiefsten Abschnitt des Mittelceno-mans. Durch die zahlreichen Funde von *Schloenbachia varians* (SOWERBY) und *Inocera-mus virgatus* SCHLÜTER im tieferen Teil der Schichtenfolge ist das *Schloenbachia/virgatus*-Event des Teutoburger Waldes (KAPLAN & BEST 1985) und Südniedersachsens belegt (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983). Die Fossilbank im Sinne von HEITFELD (1963) liegt ver-mutlich am Beginn des Events. Im Bereich des Aufschlusses Aabachtalsperre (Abb. 6) be-findet sich die Fossilbank ca. 7,50 m über der Oberkante der Wünnenberg-Schichten. Stärker glaukonitische Schichten, die eventuell der Fossilbank entsprechen könnten, wur-den auch auf der Kuppe des Spreenbergs (R ³⁴80 250, H ⁵⁷06 220) südwestlich der Aa-bachtalsperre angetroffen. Das *Schloenbachia/virgatus*-Event fällt ungefähr mit dem ers-ten Auftreten von *Mantelliceras saxbii* (SHARPE) zusammen, der Leitform des Mittleren Untercenomans. Innerhalb des Blattgebiets ist dessen Vorkommen ca. 500 m nordöstlich des Forsthauses Bleiwäsche direkt über dem Cenoman-Mergel in Randfazies belegt. Ein Vertreter der *saxbii*-Zone ist mit *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) cf. *seresitense* PERVIN-QUIERE auch im Profil der Aabachtalsperre vorhanden. Die nächsthöhere Ammonitenzone mit *Mantelliceras dixonii* SPATH, die Leitform des höheren Untercenomans, ist vermutlich in der Erdfallfüllung von Rösenbeck nachgewiesen. Die dort beobachtete Form *Inoceramus*

virgatus virgatus SCHLÜTER repräsentiert dabei den tieferen Teil der *Mantelliceras dixonii*-Zone.

Die Abgrenzung des Cenoman-Pläners an der Basis ist im nördlichen Teil des Blattgebiets vor allem durch die Fossilbank mit entsprechend hoher Makrofossilführung, hohem Sand- und Glaukonitgehalt sowie einsetzender Verkieselung gegeben. Im südlichen Verbreitungsgebiet liegt der Cenoman-Pläner den Unterkreide-Sedimenten meist unmittelbar auf und wird von diesen nur durch den wenige Dezimeter bis 2,5 m mächtigen Cenoman-Mergel in Randfazies getrennt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Cenoman-Pläner streicht im Bereich des nördlichen Blattgebiets großflächig mit bis zu 30 m Mächtigkeit an der Geländeoberfläche aus. Im Bereich des devonischen Massenkalks ist sein Vorkommen auf Sedimentrelikte (Hottensteine, Hornstein und fossilführende Kieselgesteine mit Seeigeln und Muscheln, Limonitpseudomorphosen nach Markasit) beschränkt (Kap. 3.6.2.1). Eine größere Verbreitung besitzt er dort vor allem im Bereich der Lokalität „Auf dem Loh“. Als südlichstes Vorkommen des Cenoman-Pläners ist die Erdfallfüllung im Steinbruch südwestlich des „Stemmel“ (R ³⁴78 920, H ⁵⁶98 660; Kap. 3.6.2.1) zu nennen.

3.6 Tertiär bis Quartär

Die Vorgänge der Sediment-, Flächen- und Höhlenbildung, die in diesem Abschnitt beschrieben werden, beginnen im Tertiär und reichen bis ins Quartär hinein. Besonders die junge Verkarstung mit ihren Höhlen und Dolinenbildungen dauert bis in die Gegenwart an.

3.6.1 Sedimente

Gesteine: Kleine Vorkommen von mutmaßlich tertiärzeitlichen Feinsanden in Karsthohlformen sind in den Nachbarblattgebieten 4517 Alme und 4617 Brilon von SCHULTE (1937) und SCHRIEL (1956) beschrieben worden. Neuere sedimentpetrografische Untersuchungen an diesen Feinsanden ergaben einen vergleichsweise hohen Gehalt an instabilen Schwermineralen und Reste von Glaukonit. Die Möglichkeit, dass es sich um tertiärzeitlich im fluviatilen Millieu umgelagerte und dabei nach Korngrößen sortierte Kreide-Sedimente handelt, erscheint naheliegend.

Im Blattgebiet selbst sind Ablagerungen in Karsthohlformen im Bereich der Großsteinbrüche im Massenkalk kurzzeitig zu beobachten, bevor sie dann dem fortschreitenden Abbau zum Opfer fallen. Etwa 600 m südwestlich des Berges „Stemmel“ war im Steinbruch vorübergehend ein horizontales Spaltensystem im Massenkalk aufgeschlossen, das mit grünlich weißen und grauschwarzen Tönen bis 2 m Mächtigkeit gefüllt war. Die warvenähnliche Feinschichtung der Tone lag horizontal in einer Höhe von etwa + 500 m NN. Bei diesen Ablagerungen dürfte es sich um Stillwassersedimente eines Höhlensees handeln.

Altersstellung: Die pollenanalytische Untersuchung von Tonproben aus dem Spaltensystem durch R. STRITZKE (Geol. Dienst NRW) ergab ein jungtertiäres, wegen des Vorkommens von *Momipites miocaenicus* möglicherweise miozänes Florenbild. Die Mikroflora zeichnet sich durch einen deutlichen Anteil von Pilzsporen aus. Auch Mikrofloren aus Höhlensedimenten im Inneren der Höhle können in das Tertiär, nach dem Vorkommen

von *Tricolporopollenites marcodurensis* möglicherweise ebenfalls in das Miozän, eingestuft werden (ARNOLD et al. 1992).

3.6.2 Residual- und Verwitterungsbildungen

Hierunter sind Reste kreidezeitlicher Sedimente zu verstehen, die – tiefgründig verwittert und mehr oder weniger umgelagert – ein tertiär- bis quartärzeitliches Sediment gebildet haben. Es sind Residualbildungen mit flächenhafter Verbreitung (tonige Relikte) von solchen mit punktueller Verbreitung (sandig-konglomeratische Relikte, Spaltenfüllungen) zu unterscheiden.

3.6.2.1 Tonige Relikte (tt)

Das 1,5 km² große Hauptverbreitungsgebiet dieser Ablagerungen liegt auf der Hochfläche des Massenkalks südlich des Gehöftes „Auf dem Loh“. In der ersten Auflage der geologischen Karte (PAECKELMANN & KÜHNE 1936) ist dort Rüthener Grünsand dargestellt. Dabei handelt es sich aber wahrscheinlich um einen Druckfehler; vermutlich sind die in der Randaufstellung aufgeführten und in der Karte sonst nicht erscheinenden „Bildungen der tertiär-diluvialen Landoberfläche: Verschwemmte und verlehnte Kreidereste (geröllreich) über Massenkalk“. gemeint.

Gesteine: In Sondierungen wurden hellbraune, Geröll führende, feinsandig-schluffige Tone in einer Mächtigkeit von mehr als 6 m angetroffen. Der geringe Geröllanteil wird von Limonitkrusten, porösen Quarzgesteinsresten und von feinkiesigen, gut gerundeten Quarzgeröllen gebildet. Der gröbere Sandanteil führt Quarzkörner und Glaukonit. Die Geländeoberfläche ist dort mit fossilführenden Kieselgesteinen der Oberkreide, entkalkten Karbonatgesteinen (Hottensteinen), verkieselten Makrofossilien (Seeigel, Muscheln) und Limonitkonkretionen überstreut.

Ein weiteres Vorkommen toniger Umlagerungsprodukte kreidezeitlicher Sedimente findet sich in der Füllung eines Erdfalles im Massenkalk südwestlich des „Stemmel“ (R ³⁴⁷⁸ 930, H ⁵⁶⁹⁸ 670). Die Füllung des Erdfalls besteht zum größeren Teil aus einem weißen, tonig-schluffig-feinsandigen Sediment, das eckige Gerölle aus verwittertem, Glaukonit führendem Feinsandstein und Makrofossilreste enthält. Es ist damit den im Bereich „Auf dem Loh“ flächenhaft verbreiteten Ablagerungen sehr ähnlich.

Bei Straßenbauarbeiten am Rand des Radlinghauser Teiches konnten BEHR et al. (1979) in temporären Aufschlüssen eine als Karstbrekzie gedeutete Schuttmasse aus Massenkalk, Mergelsteinen der Oberkreide und Blöcken einer Kalzit-Dolomit-Quarz-Mineralisation beobachteten. In solchen Mergelsteinen fand MÜLLER (1994) die Muschel *Mytiloides labiatus*.

Fossilien: Neben der Makrofauna aus Lesesteinen konnten in einer der Sondierungen im Bereich südlich des Gehöftes „Auf dem Loh“ aus feinsandig-schluffigen Tönen Mikrofossilien isoliert werden. Nach den Untersuchungen durch K. RESCHER (Geol. Dienst NRW) handelt es sich um die Foraminiferen *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Marsonella* cf. *trochus* (D'ORBIGNY), *Arenobulimina preslii* (REUSS), *A. advena* (CUSHMAN), *Textularia* ssp., *Hedbergella* ssp., *Gavelinella* ssp., *Plectina mariae* (FRANKE), die Radiolarien *Dictomitra*

sp., *Dicolocapsa* sp., die Ostrakoden *Platycythereis gaultina* (JONES) sowie um Schwammnadeln.

Die tonig-schluffige Grundmasse der Erdfallfüllung im Massenkalk südwestlich des „Stemmel“ enthielt nach einer Untersuchung durch M. Hiss (Geol. Dienst NRW) eine gut erhaltene Mikrofauna.

Altersstellung: Die Mikrofauna der feinsandig-schluffigen Tone im Bereich südlich des Gehöftes „Auf dem Loh“ zeigt ein Alter der obersten Unterkreide (Oberalb) an. Die Makrofauna und die Kieselgesteine der Lesesteinbestreuung sowie die Fossilreste und die Mikrofauna des Erdfalles südwestlich des „Stemmel“ können dagegen aus dem untersten Teils der Oberkreide (Untercentoman) abgeleitet werden. Es ist naheliegend, die schluffigen Tone und ihre Reliktgesteinsbestreuung als eine an Ort und Stelle entkalkte, verwitterte und nur geringfügig umgelagerte Abfolge aus Cenoman-Mergel in Randfazies und Cenoman-Pläner zu deuten. Die Oberalb-Mikrofauna aus dem Liegenden der Lesesteinbestreuung deutet darauf, dass die Ablagerung des Cenoman-Mergels in Randfazies schon in der obersten Unterkreide begann.

3.6.2.2 Sandig-konglomeratische Relikte (tsk)

Die früher in größerer Zahl auf dem Massenkalk vorkommenden Blöcke aus konglomeratischem Quarzsandstein sind von PAECKELMANN & KÜHNE (1936) als Bildungen der tertiärzeitlichen Landoberfläche gedeutet worden. Die sandigen Ablagerungen an der Basis der Kreide sollen unter dem Einfluss des warm-humiden Klimas des Alttertiärs zu dem verwitterungsresistenten Quarzit verkieselt worden sein. Viele der größeren Blöcke sind im Zuge von „Kulturmaßnahmen“ von ihren Fundorten entfernt worden und stehen heute in den Vorgärten der benachbarten Gemeinden.

Gesteine: Die Gerölle und Blöcke erreichen Größen bis zu 1 m³. In ihrem petrografischen Erscheinungsbild zeigen sie alle Übergänge von mittel- bis grobkörnigen Quarzsandsteinen mit oder ohne Glaukonit über konglomeratische Sandsteine bis zu dicht gepackten Konglomeraten (Abb. 8). Ihr Vorkommen ist bislang – bis auf eine Ausnahme – immer nur als ausgeackerte Lesesteine beobachtet worden. Nur im obersten Teil der

Bohrung Madfeld 1 sind schwach konglomeratische Sandsteine im Zusammenhang mit einer mineralisierten Spaltenfüllung im Massenkalk angetroffen worden

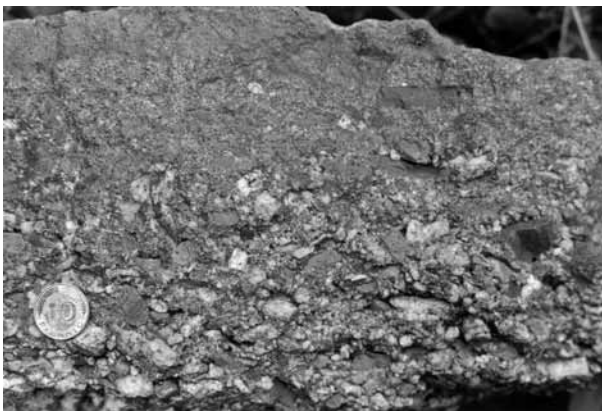


Abb. 8
Kreidezeitliches Konglomerat (sandig-konglomeratisches Relikt), Lesestein vom Westhang des „Stemmel“ (R³⁴⁷⁹ 400, H⁵⁶⁹⁹ 400).
Bildunterkante 15 cm

(BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.). Dieses Vorkommen scheint sich ganz auf die Störungszone im Massenkalk zu beschränken.

Der Geröllbestand der Konglomerate besteht überwiegend aus schwach kantengerundeten, quaderförmigen, grauen, kieseligen Tonsteinen des Unterkarbons; weniger häufig sind Quarzgerölle. Die Geröllgröße liegt zwischen einigen Millimetern und maximal 4 cm Kantenlänge. Ein seltener Geröllanteil sind gelblich verwitterte Tonsteine und fragliche Holzreste in limonitisierter Form. Auch die ansonsten konglomeratfreien Sandsteine führen neben Glaukonit in einem Fall mehrere Zentimeter große Intraklasten eines farblich sich deutlich abhebenden Sandsteins. Alle sandigen oder konglomeratischen Gesteine zeigen eine ausgeprägte Kornbindung durch kieselige Substanz.

Fossilien: Einige der sandig-quarzitischen Lesesteine enthalten Abdrücke und Steinkerne von Pflanzenresten, bei denen es sich nach Untersuchungen von C. HARTKOPF-FRÖDER (Geol. Dienst NRW) um Bruchstücke von Pflanzenstängeln und von kleinen, Sporenkapseln tragenden Farnfiederchen handelt. Ganz ähnliche, wahrscheinlich sogar identische Farnfiederchen sind in anderer Erhaltungsform aus der altersmäßig gut datierbaren kreidezeitlichen Karstspaltenfüllung von Nehden (TK 25: 4517 Alme) bekannt.

3.6.2.3 Spaltenfüllungen

Eckiges Geröllmaterial aus hellgrauen, kieseligen Tonsteinen des Kulm-Kieselkalks zusammen mit weiß verwitterten Schluffsteinen, wenigen Lyditen des Kulm-Kieselschiefers und gut gerundeten Quarzgeröllen ist auch in einer Spaltenfüllung des Massenkalks südlich von Rösenbeck (Steinbruch Messinghausen; R ³⁴79 160, H ⁵⁶96 250) gefunden worden. Die Spaltenfüllung ist in einer durch Verkarstung aufgeweiteten Störungszone des Massenkalks entstanden. Das Geröllmaterial der Spaltenfüllung ist durch Karbonat verkittet. Die Grundmasse führt millimetergroße Reste von verkieseltem Holz, Cephalopoden, Glaukonitkörner und Schwammnadeln sowie umgelagerte Conodonten aus dem mitteledevonischen Massenkalk. Eine andere Spaltenfüllung im gleichen Steinbruch enthält neben Schuttmateriale aus dem Kulm-Kieselkalk sowohl in Hottenstein umgewandelte als auch kieselige Oberkreide-Sedimentgesteine.

Altersstellung: Ein Hinweis auf das Alter der Spaltenfüllung mit Abtragungsschutt kreidezeitlicher Gesteine ist aus den Vorkommen im Steinbruch Messinghausen zu gewinnen. Die Konservierung von marinen Oberkreide-Sedimentgesteinen in Karstspalten muss zu einem Zeitpunkt erfolgt sein als die Kreide-Verbreitung noch flächenhaft bis an den Südwestrand des Blattgebiets heranreichte und bevor sie im Zuge der plio-/pleistozänen Reliefbildung vollständig abgetragen wurde.

3.6.3 Flächenbildungen

In enger räumlicher und genetischer Verbindung mit den zuvor beschriebenen Residualbildungen steht ein Flachrelief auf dem Massenkalk, das am östlichen Rand der Massenkalkverbreitung in einer Höhe von + 450 bis + 460 m NN liegt. Eine zusammenhängende Fläche in dieser Höhenlage erstreckt sich vom Hogesknapp nordwestlich von Madfeld über die Flächen südlich von „Auf dem Loh“ bis in den Waldbereich südwestlich von Bleiwäsche.

Außerhalb der geschlossenen Verbreitung von Reliktbildungen der Kreide (Kap. 3.6.2.1) ist die Oberfläche des Massenkalks von Karsthohlformen (Dolinen) übersät. Die erbohrte Mächtigkeit ihrer tonig-lehmigen Sedimentfüllung beträgt im Einzelfall mindestens 8 m. Der Steinanteil der Ablagerungen in und um die Dolinen herum wird von quarzitischen Sandsteinen und Konglomeraten, entkalkten Karbonatgesteinen (Hottensteinen) und von verkieselten Sedimentgesteinsresten der Oberkreide gebildet.

Von den Bereichen außerhalb der Massenkalkverbreitung ist über die tertiärzeitlichen Verwitterungs- und Flächenbildungen wenig bekannt. Auffällig ist allerdings die Beobachtung, dass die Flächenbildung zwischen + 450 und + 460 m NN nach Osten auf die überwiegend tonigen, jüngeren Karbon-Schichten in der Umrandung des Massenkalks übergreift (PFEFFER & TEICHMANN 1992). Die Flächen werden im Osten durch die Härtingshöhen der Arnsberg-Schichten begrenzt.

Zwischen Madfeld und Essentho sollen nach KÖRBER (1956) und MNICH (1979) zwischen + 475 und + 435 m NN hoch gelegene Flächenreste zur tertiärzeitlichen Landoberfläche gehören. Dazu kommt ein eng begrenztes Vorkommen von Graulehm (Phänograulehm im Sinne von FELIX-HENNINGSEN 1990) westlich des Klettenbergs. Auch bei den von PAECKELMANN & KÜHNE (1936) dargestellten Flächen mit „verschwemmten und verlehmtten Kreideresten über Kulm“ handelt es sich um Reste von Graulehm. Diese tonigen Verwitterungsrelikte sind wegen ihrer sehr geringen Mächtigkeit auf der jetzt vorliegenden geologischen Karte nicht mehr dargestellt.

3.7 Quartär

Im Tertiär begann die Oberflächengestaltung des Rheinischen Schiefergebirges und wurde im Quartär durch eine beschleunigte Hebung des Gebirges und ein eiszeitliches Klima intensiviert. Während im Tertiär unter einem warmen Klima mit vorherrschend chemischer Verwitterung flächenhafte Abtragungsvorgänge abliefen, wurden gegen Ende des Tertiärs und verstärkt im Quartär die physikalische Verwitterung und die lineare Erosion bestimmend. Wenn trotz der intensiven Abtragung der Festgesteine die Verbreitung quartärzeitlicher Lockersedimente im Blattgebiet meist gering ist, so zeigt dies nur die starke Ab- und Ausräumung der Landschaft im Verlauf dieser Zeit an.

Bleibende Aufschlüsse in quartärzeitlichen Lockersedimenten sind naturgemäß selten. Die flächenhafte Darstellung beruht im Wesentlichen auf der Erfassung der jeweiligen charakteristischen Morphologie sowie in Teilbereichen auf der Auswertung von bodenkundlichen Sondierungen.

Im Bergland kann für eine zeitliche Einordnung quartärzeitlicher Ablagerungen meist nur die Höhenlage oder die Lage innerhalb des morphologischen Geländeaufbaus herangezogen werden. Andere Altershinweise (Fossilinhalt, fossile Magnetisierung, Sedimentpetrografie) sind im Bergland sehr selten und auch nicht immer eindeutig in ihrer Aussage. Aus diesem Grund wird in diesem Kapitel auf eine durchgängige zeitliche Gliederung der Ablagerungen verzichtet.

3.7.1 Pleistozän

Im Pleistozän überwogen infolge des mehrmaligen Wechsels von Kalt- und Warmzeiten zeitweilig solifluktive Prozesse (Bodenfließen) und zeitweilig fluviale Transport- und Erosionsprozesse. Äolische Ablagerungen in Form von Lössmaterial sind Bestandteil von Fließerden und Oberböden. Die Vereisung der Saale-Zeit hat möglicherweise das nördliche Blattgebiet erreicht. Der Fund eines nordischen Geschiebes wird aus dem Tal der Kleinen Aa an der alten Straße von Bleiwäsche nach Fürstenberg gemeldet (SCHULTE 1937).

Schmale Verebnungen oder Terrassen begleiten die Haupttäler und größeren Nebentäler des Blattgebiets in mehr oder weniger durchgehenden, zum Teil mehrfach abgestuften Höhenniveaus. Sie sind teils mit fluvialen Sedimenten bedeckt, teils bilden sie Verebnungen ohne Sedimentbedeckung (Felsterrassen). An steileren Talrändern sind die Terrassen oft mit Fließerden überdeckt, sodass nur der talseitige Rand der Terrasse in Erscheinung tritt. Der Felsgrund unter dem heutigen Talboden bildet die jüngste Terrassenstufe. Die einzelnen Höhenniveaus werden im Folgenden durch ihre Höhe über dem Talboden (m über Talboden) charakterisiert und müssen auch für eine grobe zeitliche Einordnung dienen.

3.7.1.1 Obere Terrassengruppe (O)

Ablagerungen und Verebnungsflächen der Oberen Terrassengruppe begleiten eine weite Geländeeinsenkung nördlich des Hoppecketals zwischen dem Berg „Burg“ im Westen und dem Tal „Langer Grund“ im Osten.

Gesteine: In einer passartigen Einsenkung nordwestlich des Berges „Burg“ liegen Kies- und Schotterreste aus gut gerundeten Sandsteinen und aus Diabas in einer Höhe von + 430 m NN. Eine sich Südwest – Nordost erstreckende, nahezu horizontale Fläche südlich von Haidland liegt bei + 410 m NN und ist frei von Schotterresten. Weiter nach Osten schließt sich südöstlich des Schwickartsberges eine etwa 700 m lange Felsverebnung mit Schotterresten an. Neben Sandstein- und Diabas-Geröllen treten dort auch Gerölle aus Karbonatgesteinen (Massenkalk?) auf. Die Verebnung fällt von + 390 auf + 380 m NN nach Nordosten ab.

Auch südlich der mit Schafbruch bezeichneten Einsenkung treten hoch gelegene Terrassenreste auf. Am Nordhang des Enkenbergs liegen Gerölle ohne erkennbare Verebnung auf + 390 m NN. Zwischen Enkenberg und Forstenberg sind in einer passartigen Einsenkung vier Flächen teils mit, teils ohne Schotterreste in Höhen zwischen + 385 und + 370 m NN zu beobachten. Sie liegen damit zwischen 60 und 75 m oberhalb des heutigen Talgrundes der Hoppecke. Die Terrassenreste schaffen eine Verbindung zwischen der weiten Senke nordwestlich von Bredelar und dem Hoppecketal.

Am Nordrand dieser Senke liegen weitere, zum Teil ausgedehnte Verebnungen. Eine Fläche nördlich der „Alten Poststraße“ (+ 350 m NN) trägt keine Schotterreste, während östlich von „Faules Bruch“ (+ 326 m NN) und dem Langen Grund (+ 320 m NN) Schotterreste auftreten, die zwischen 40 und 50 m oberhalb des Talgrundes der Hoppecke liegen.

Altersstellung: Die Reste der Oberen Terrassengruppe belegen einen nach seiner Höhenlage als unterpleistozän (altpleistozän) anzusprechenden Flussverlauf. Möglicher-

weise ist die Hoppecke damals durch den Pass nordwestlich des Berges „Burg“ oder zwischen Enkenberg und Forstenberg nach Nordnordosten geflossen, bevor sie ihren Lauf nach Osten in Richtung Diemel weiter nahm.

3.7.1.2 Mittlere Terrassengruppe (M)

Gesteine: Im Tal der Hoppecke sind Reste der Mittleren Terrassengruppe nur in sehr kleinen Vorkommen anzutreffen. Südöstlich des Berges „Burg“ liegt eine Schotter führende Fläche bei + 340 m NN und damit 17 m oberhalb des Talgrundes. Das von PACKELMANN & KÜHNE (1936) bei Beringhausen eingezeichnete Terrassenvorkommen ist kein durchgehender Schotterkörper, sondern nur die Restschotterbestreuung einer ehemals 20 m oberhalb des heutigen Talbodens verlaufenden Hoppecke-Mittelterrasse. Ein fraglicher Terrassenrest liegt in Bredelar im Bereich von Kirche und Schützenhalle etwa 15 m über dem Talboden.

An der Einmündung der Hoppecke in die Diemel ist ein Terrassenrest mit Einzelgeröllen bei + 295 m NN etwa 23 m oberhalb des Talbodens erhalten geblieben. Diemelaufwärts liegt an der Giershagener Mühle ein ebensolcher Rest etwa 20 m oberhalb des Talbodens. Diemelabwärts ist bei Lehmstoß eine schotterreiche Terrassenfläche etwa 35 m oberhalb der Diemel zu beobachten (WORTMANN 1937).

Das bei Bredelar einmündende, in Richtung Schafbruch verlaufende Tal wird von Flächen begleitet, die stellenweise eine Geröllbestreuung tragen und zwischen 6 und 12 m über der Talaue liegen. Es ist nicht geklärt, ob es sich um jüngere Schotterkörper handelt oder nur um in Fließerden umgelagertes Material der Oberen Terrassengruppe.

Im gesamten nördlichen Blattbereich gibt es keine morphologisch in Erscheinung tretenden Reste der Mittleren Terrassengruppe. Lediglich beim Bau der Aabachtalsperre wurde ein unter Hanglehm verborgener Terrassenrest ohne Schotter etwa 9 m oberhalb des Talbodens aufgefunden.

Altersstellung: Als Bildungszeitraum der Ablagerungen und Flächen der Mittleren Terrassengruppe wird im Allgemeinen allein wegen der Höhenlage das Mittelpleistozän (Elster- bis Saale-Zeit) angesehen.

Von einer Talrandlage vielleicht 10 m oberhalb des Talbodens (Gelände der ehemaligen Ziegeleigrube westlich von Bredelar) beschrieben PAECKELMANN & KÜHNE (1936) ein 6 – 8 m mächtiges Vorkommen von „feingeschichteten Schiefergeröllen“ über gering mächtigem Torf und dunkelgrauem Ton mit Holzresten. Die damals vorgenommene pollenanalytische Untersuchung erbrachte nur einen klimatischen Hinweis auf ein „ausgehendes jüngerer Interglazial“.

Ein von den Lagerungsverhältnissen möglicherweise vergleichbares Torfvorkommen liegt auf dem angrenzenden Blattgebiet 4519 Marsberg im Diemeltal 15 m über dem Talboden. Die pollenanalytischen Untersuchungen von H. REHAGEN (Geol. Dienst NRW) belegen ein Alter des frühweichselzeitlichen Brörup-Interstadials (FARRENSCHON & SKUPIN 1991). Diese Datierung des Torfes auf einer Diemel-Mittelterrasse muss aber nicht zwangsläufig das Bildungsalter der Terrassenfläche widerspiegeln, weil der Torf auch später entstanden sein kann.

3.7.1.3 Niederterrasse

Die Niederterrasse ist auf die flachen Talsohlen der Haupttäler beschränkt. Ihre Schotter bedecken dort den felsigen Talgrund und werden ihrerseits vom holozänen Auenlehm überlagert. Die Zusammensetzung und Mächtigkeit der Sedimente ist an wenigen Stellen durch Sondierungen für Bauvorhaben bekannt geworden.

Gesteine: Im Diemeltal bei der Niedermühle wurde ein bis zu 4,5 m mächtiger Terrassenkörper gefunden. Er wird von Kiesen und groben Schottern aus Tonstein- und Sandsteingeröllen in einer tonig-schluffigen Grundmasse aufgebaut. Im Hoppecketal südlich des Enkenbergs erbrachten Bohrungen bis zu 6,5 m Kiese aus Tonstein-, Kiesel-schiefer- und Sandsteingeröllen. Es wurden dort auch Einschaltungen von Schlufflagen erbohrt.

Beim Bau der Aabachtalsperre wurden Niederterrassenkiese aus Ton- und Sandsteinen von maximal 2 m Mächtigkeit angetroffen. Sie gliedern sich in einen unteren Teil mit einem feinkörnig-bindigen Grundmasseanteil von etwa 40 % und einen oberen Teil mit einem geringeren, mehr sandigen Grundmasseanteil.

Altersstellung: Die Schotter der Niederterrasse sind während des Oberpleistozäns (Jungpleistozän) im Verlauf der Weichsel-Kaltzeit entstanden.

3.7.1.4 Lösslehm (,Löl)

Gesteine: Der Lösslehm besteht generell aus einem gelbbraunen, feinsandig-tonigen Schluff, wobei der ausgeprägte Grobschluffanteil für dieses Sediment überaus charakteristisch ist. Das Ausgangsmaterial des Lösslehms – nämlich frischer, unverwitterter Löss – ist im Blattgebiet nicht mehr anzutreffen, vielmehr ist das tonig-schluffige Feinkornmaterial heute vollständig entkalkt und zu Lösslehm umgewandelt. Nach seiner äolischen Ablagerung wurde der Löss nicht selten wieder kleinräumig umgelagert oder vollständig erodiert. Auf diese Weise sind im Blattgebiet nur noch wenige reliktsche Vorkommen vorhanden, in denen die Mächtigkeit 0,5 m übersteigt. Nur ganz vereinzelt reicht die Mächtigkeit über 1 bis maximal 3 m hinaus. Aber auch in diesen Vorkommen sind post-sedimentäre Verlagerungen des Lösses nicht immer auszuschließen. Die Relikte befinden sich vorzugsweise in flachen Mulden oder auf schwach geneigten Hängen in Leelage zur äolischen Transportrichtung.

Neben den beschriebenen Vorkommen ist Lösslehm auch als dünner, häufig lückenhafter Schleier von geringer Mächtigkeit – meistens deutlich unter 0,5 m – oder als Schluffbeimengung im Festgesteins-Verwitterungsmaterial verbreitet. Er kommt so vor allem auf den Plateauflächen von Massenkalk und Kreide-Sedimenten vor, dort aber meistens nicht mehr in der ursprünglichen Verbreitung. Durch jungpleistozänes Bodenfließen und durch holozäne Abschwemmung ist der größte Teil der ursprünglich weit verbreiteten und mächtigeren Lösslehmdecke bereits wieder abgetragen. Ihr Sediment ist heute Bestandteil von Fließerden, Schwemmlehm, Schwemmkegeln und Auenablagerungen.

Altersstellung: Die Ablagerung des Ausgangsmaterials für den Lösslehm erfolgte vermutlich während des Weichsel-Hochglazials.

3.7.1.5 Fließerde und Hangschutt („fl)

Gesteine: Sedimentmassen aus eckigen Bruchstücken devonischer oder karbonischer Sand- und Tonsteine in einem wechselnden Matrixanteil von tonig-schluffigem Material haben im Blattgebiet nur eine geringe flächenhafte Verbreitung. Sie kommen im Übergangsbereich Talboden/Unterhang fast überall vor; auf der geologischen Karte sind sie im Verbreitungsgebiet der nicht karbonatischen Gesteine nur dort dargestellt, wo sie in größerer Mächtigkeit (geschätzt 3 – 5 m) und flächenhaft auftreten.

Bei diesen Ablagerungen handelt es sich um Gesteinsschutt, der im kaltzeitlichen Klima des Pleistozäns durch physikalische Verwitterung entstand und, mehr oder weniger mit feinkörnigem Material vermengt, durch Bodenfließen (Solifluktion) hangabwärts transportiert worden ist. In Gebieten, in denen im Untergrund Tonsteine vorherrschen, hat sich örtlich ein loses Haufwerk von Tonsteinplättchen („Schieferkies“) gebildet. In der unmittelbaren Nähe von Sandsteinvorkommen kann dagegen grober Blockschutt aus Sandstein auftreten. Die tonig-schluffige Komponente der Fließerde besteht teils aus umgelagerten Verwitterungslehmresten, teils aus Lössmaterial. Sie kann im Schutt als Matrix verteilt oder aber auch in 5 – 20 cm mächtigen, hangabwärts geneigten, tonig-schluffigen Lagen angereichert sein.

Im Gegensatz zu den Talsohlen mit stärkerer Wasserführung ist in den Talanfängsmulden das pleistozäne Solifluktionsmaterial nicht flächenhaft ausgeräumt worden. Die Unterhänge der oft anschließenden Kerbtäler sind ebenfalls meist mit größerem Hangschutt bedeckt. Dabei kann der Bachlauf durch die Lockersedimente des sehr schmalen Talgrunds bis auf den Felsuntergrund eingeschnitten sein. Wegen der geringen Breite der Vorkommen sind die Ablagerungen in den Kerbtälern auf der geologischen Karte nur in Ausnahmefällen dargestellt.

Im Bereich des Briloner Massenkalks konnte durch die Auswertung bodenkundlicher Sondierungen Fließerde in großflächiger Verbreitung dargestellt werden. Dort sind neben den Lösungsrückständen der Kalksteinverwitterung auch Relikte von verwitterten Kreide-Ablagerungen (weiße Lehme, Sandsteinbrocken) an der Zusammensetzung des Hanglehms beteiligt. Dazu kommt ein quantitativ nicht erfassbarer Anteil von äolisch herantransportiertem Löss.

Altersstellung: Fließerde und Hangschutt sind als typische periglaziale Ablagerungen entweder der Saale- oder der Weichsel-Zeit zuzuordnen. Eine Unterscheidung der möglicherweise zeitunterschiedlichen Ablagerungen ist bei den gegebenen Aufschlussverhältnissen nicht möglich.

Verschwemmungsablagerungen

3.7.1.6 Schwemmlehm („u)

In den Trockentälern und Talanfängsmulden der Paderborner und Briloner Hochfläche haben sich vielfach lockere Abschwemm Massen der umliegenden Hänge angesammelt. An deren Zusammensetzung sind sowohl Verwitterungsbildungen devonischer, permischer und kreidezeitlicher Karbonatgesteine (Kalkstein-Braunlehme, fossile Terra-fusca-Bildungen) als auch während der Eiszeiten äolisch herantransportiertes und soliflukktiv

umgelagertes Lössmaterial (Lössfließerde) beteiligt. Wegen des verkarsteten Untergrunds mit tief liegendem Grundwasserspiegel und einem nur sporadisch wirksamen fluvialen Transport sind sie dort zum Teil in größerer Mächtigkeit anzutreffen.

Gesteine: Die Ablagerungen bestehen im Allgemeinen aus einem relativ steinfreien dunkelbraunen bis graubraunen, zum Teil tiefhumosen, schwach sandig-tonigen Schluff, der zur Tiefe hin in eine steinhaltige Lössfließerde oder in die Verwitterungszone der Festgesteine übergeht. Gelegentlich zeigt das akkumulierte Erosionsmaterial eine deutliche Schichtung mit etwas Grus und Steinen. Die Mächtigkeit dieser Rinnenfüllungen schwankt durchschnittlich zwischen 0 und 2,5 m, stellenweise wurden im Bereich des Massenkalks aber auch > 6 m nachgewiesen. Ein Kalkgehalt ist meist nur in den basisnahen Schichten festzustellen.

Aufgrund der petrografischen Zusammensetzung, der Korngrößenverteilung und der bodenphysikalischen Kennwerte ist die Schwemmlerhbildung überwiegend während des Holozäns anzunehmen. Hierfür sprechen insbesondere der in den oberen Profiltteilen häufig zu beobachtende höhere Humusgehalt sowie die geringere Lagerungsdichte der Bodenteilen.

Altersstellung: Nach Untersuchungen auf dem nördlich angrenzenden Blattgebiet 4418 Wünnenberg fanden Erosion und Akkumulation des Bodenmaterials hauptsächlich in der Zeit um Christi Geburt statt. Sie umfassten einen Zeitraum von ca. 700 – 800 Jahren und reichen von der Jüngerer Eisenzeit bis in die Jetztzeit hinein. Geologisch spielten sich diese Vorgänge damit ausschließlich innerhalb des Subatlantikums ab (SKUPIN 1989: 74).

3.7.2 Holozän

Im Holozän, das bis heute andauert, sind die Auswirkungen der geologischen Prozesse wegen ihres langsamen, oft aber auch episodischen Verlaufs kaum wahrzunehmen. So ist das als Hangkriechen bezeichnete langsame Bergabbewegen von Lockersedimenten oft nur am Säbelwuchs der Bäume zu erkennen. Plötzliche Rutschungen von Lockersedimenten oder Felsmassen können auftreten, wenn ein stabiler Zustand der Lagerung durch Erosion oder menschliche Eingriffe verändert und instabil geworden ist.

Neue Sedimente werden nur in äußerst geringem Umfang gebildet und der natürlichen Umgestaltung der Landschaft durch Erosion sind durch den dichten Pflanzenbewuchs Grenzen gesetzt. Abwemmungen der Ackerkrume und die Neubildung von Auenlehm bei Hochwässern sind jedoch wahrnehmbare geologische Vorgänge.

Zu natürlichen geologischen Veränderungen der Landschaft sind durch die wirtschaftende Tätigkeit des Menschen neue morphologische Formen wie Abgrabungen, Halden und Verfüllungen sowie die Befestigung von Verkehrswegen gekommen.

Bach- und Flussablagerungen

3.7.2.1 Auenlehm (L_{ta})

Gesteine: In den Talauen der Diemel und der Hoppecke ist eine mehr oder weniger geschlossene Decke von Auenlehm vorhanden. Sie liegt dem Kieskörper der Niederter-

rasse beziehungsweise holozänzeitlich umgelagerten Auenkiesen auf. Ursache sind periodisch auftretende Überschwemmungen der ständig fließenden Gewässer, bei denen sie über dem kiesigen Untergrund abgelagert wurden.

Die Auenlehme sind recht einheitlich zusammengesetzt. Generell überwiegt ein brauner bis graubrauner schwach sandig-toniger Schluff (10 – 15 % Ton, 55 – 70 % Schluff, 15 – 25 % Sand). Hinzu kommen gelegentliche Einschaltungen von Kies, welche auf die zeitweise stärkere Wasserführung hinweisen. Nach den vorliegenden Untersuchungen ist die Bildung des Auenlehms hauptsächlich während des mittleren bis jüngeren Holozäns (Atlantikum – Subatlantikum) erfolgt und ist mit Zeiten verstärkter Rodungstätigkeit durch den Menschen in Verbindung zu bringen, in denen das von der Vegetation entblößte Bodenmaterial abgetragen wurde. Im Bereich der Diemel und der Hoppecke besitzt der Auenlehm meist eine Mächtigkeit von < 1 m und geht nur stellenweise darüber hinaus.

3.7.2.2 Ablagerungen in den Talsohlen und Talkerben (qh)

Gesteine: In den Nebentälern von Diemel und Hoppecke nimmt die Mächtigkeit des Auenlehms rasch ab. Meist handelt es sich um einen schwach grusig-steinigen Schluff, hervorgegangen aus umgelagertem Ton-, Schluff- und Sandsteinverwitterungsmaterial des Karbons. Hinzu kommt ein geringer Anteil von Lösslehm (Grobschluff). Bei wechselndem Talquerschnitt ist die Mächtigkeit der grundwassererfüllten Lehmüberdeckung in der Regel größeren Schwankungen von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern unterworfen. Stellenweise wird sie auch von dem durch das Wasser freigelegten Felsuntergrund oder im Tal liegende Gesteinsblöcken ganz unterbrochen. In den vom Wasser nicht mehr durchflossenen Altwasserarmen sind häufig kleine Niedermoore und Anmoore anzutreffen.

3.7.2.3 Schwemmkegel („sk)

Gesteine: Auf den Talfüllungen des Pleistozäns und Holozäns können an den Einmündungen von Seitentälern – insbesondere von Kerbtälern – heterogen aus Schluff, Sand und Steinen zusammengesetzte Schwemmkegel liegen, die sich als flachgewölbte Aufschüttungen wenige Meter über das Niveau der Talaue erheben. Wenn die Erosionskraft des Baches nicht zur Abtragung des Schwemmkegels ausreichte, haben die aus dem Seitental kommenden Schuttmassen den Bach des Haupttals an den gegenüberliegenden Talrand gedrängt.

3.7.2.4 Anmoor („Hm)

Gesteine: Im Bereich großflächiger Hangwasseraustritte oder hoch stehenden Grund- oder Stauwassers reichert sich das tonig-schluffige Bodenmaterial mit Resten des in solchen Bereichen sehr regen Pflanzenwachstums an. Es entsteht Anmoor (gering mächtiger Niedermoortorf), das im Blattgebiet besonders östlich der Straße Bleiwäsche – Madfeld verbreitet ist.

3.7.2.5 Künstliche Aufschüttungen („y)

Künstliche Aufschüttungen mit teilweise beträchtlichen Ausmaßen sind durch den Abbau von Massenkalk und Diabas entstanden. Als künstlich veränderte Bereiche sind in der geologischen Karte auch die befestigten Betriebsgelände und die Schlammteiche der Gesteinsaufbereitung dargestellt. Entsprechende Flächen liegen in der Umgebung von Rösenbeck und bei Bleiwäsche. Die Halden des Roteisensteinbergbaus und Deponien nehmen dagegen nur kleine Flächen ein.

3.8 Junge Verkarstung

(V. WREDE)

Raumbildende Lösungsvorgänge im Massenkalk setzten schon kurz nach seiner Ablagerung im Devon ein und hielten mehr oder weniger phasenhaft bis in das jüngere Mesozoikum an. Nach dem Rückzug des Oberkreide-Meeres und der Ausbildung einer Verebnungsfläche während des Alttertiärs setzte mit der allmählichen Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges erneut eine intensive, bis heute andauernde Verkarstung der Massenkalkareale ein (PFEFFER 1984, PFEFFER & TEICHMANN 1992). Da zu dieser Zeit nicht nur die Heraushebung des Gebirges und damit die Eintiefung der Vorflut besonders rasch erfolgte, sondern auch das feuchtwarme Klima die Verkarstungsprozesse begünstigte, konnte sich die Verkarstung besonders gut entwickeln.

Die junge Verkarstung ist im Blattgebiet 4518 Madfeld dadurch gekennzeichnet, dass die aus der Umgebung, vor allem von Osten her, dem Massenkalkareal zuströmenden Bäche beim Erreichen des Karbonatgesteins in Bachschwinden versinken und über Kluft- und Schichtfugen dem Karstwasserkörper zuströmen. Dessen heutige Tiefenlage wird in erster Linie vom Niveau der Alme- und Moospring-Quellen in Alme (TK 25: 4517 Alme) bestimmt, die mit einer mittleren Schüttung von $0,93 \text{ m}^3/\text{s}$ in einer Höhenlage von + 320 m NN den Briloner Karstkomplex entwässern (KOCH 1984). Daneben existieren besonders entlang der Nordrandstörung des Kalkkomplexes nur noch wenige andere intermittierende Karstquellen. Einige dieser Quellen liegen auf der Südseite des Lühlingsbaches in einem Niveau von ca. + 360 m NN. Sie sind nur bei Hochwasser aktiv. Entlang den Wasserwegsamkeiten bildeten sich durch Korrosion zahlreiche, zum Teil ausgedehnte Höhlensysteme aus, die sich in dem Maße zur Tiefe entwickelten, wie das Rheinische Schiefergebirge herausgehoben wurde und sich die Vorflut einschnitt.

Die im Westteil des Blattgebiets an der Erdoberfläche austreichenden Karbonatgesteine des Briloner Riffkomplexes und des Messinghäuser Sattels sind intensiv verkarstet (Abb. 9). Bereits das von Trockenvegetation bestimmte Landschaftsbild der Briloner Hochfläche mit ihren Erdfällen, Bachschwinden und Trockentälern weist auf die Sonderstellung dieses Gebiets mit vorherrschend unterirdischer Entwässerung hin. Hinzu kommen zahlreiche Höhlen, die vor allem auch in den großflächigen Kalksteinbrüchen des Blattgebiets aufgeschlossen wurden. Insgesamt verzeichnet das Westfälische Höhlenkataster für das Blattgebiet Madfeld rund 50 Höhlen (Stand 1997), von denen mittlerweile allerdings etwa 20 zerstört oder unzugänglich sind (Tab. 5). Die meisten dieser Höhlen sind relativ kleinräumig, jedoch treten auch einige Großhöhlen auf wie das System „Rösenbecker Höhle/Ziegentempel“ mit über 2 km Gesamtganglänge und der „Malachitdom“, dessen Zentralhalle ein Gewölbe von $60 \times 20 \times 7 \text{ m}$ bildet.

Diese Hohlformen sind meist mit jüngeren Sedimenten, vorwiegend pleistozänen Fließ-erden, gefüllt, die häufig auch Relikte der ehemaligen Oberkreide- und Tertiär-Überde-ckung des Briloner Massenkalks enthalten (Kap. 3.6.2). Ihnen stehen isolierte Kalkkuppen gegenüber, die sich vielleicht als Relikte eines tertiärzeitlichen Kegelkarstes deuten lassen.

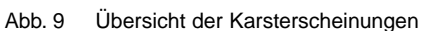


Tabelle 5
Höhlen im Blattgebiet
(Quelle: Höhlenkataster Nordrhein-Westfalen, Stand April 1997)

Kataster-Nr.	Name der Höhle	Gesamtganglänge (m)	vertikale Erstreckung (m)
4518-001	Rösenbecker Höhle		
-002	Ziegentempel	zusammen 2 408	zusammen 92
-003	Bunte Kirche*	15	5
-004	Bleiglanzhöhle*	25	9
-005	Eickenberghöhle	13	3
-006	Höhle im Steinbruch Eley*	40	10
-007	Höhle am Pumpenhäuschen	ca. 700	53
-008	Kaminhöhle*	9	—
-009	Blockhalle*	17,5	12
-010	Fronleichnamshöhle*	60	25
-011	Schichtfugenhöhle*	71	11
-012	5-Meter-Höhle*	5	1,5
-013	Olivinkluft*	13	1,5
-014	Wolfsknapp-Höhle	550	67
-015	Kreiselhalle (teilweise*)	139	28
-016	Malachitdom	296	59
-017	Korallenhöhle*	13	3
-018	Alte Kalkspatgrube	15	6
-019	Kolkhöhle	7	5
-020	Abrißhöhle	keine Angabe	keine Angabe
-021	Schwärmerkluft	38	keine Angabe
-022	Steilwandhöhle	6	4
-023	Diabashöhle	9	4
-024	Wurzelhöhle	15	3
-025	Stollenhöhle	26	12,5
-026	Kloponor	41	9
-027	Schamottloch	8	4
-028	Schlüsselloch	75	9
-029	Lehmdruse	6	2
-030	Verbindungshöhle	11	3
-031	Mailoch*	6	3
-032	Teufelsloch	5	2
-033	Calcitdruse*	10	7
-034	Karrenschaft	52	13,5
-035	Schlothöhle	7	7,5
-036	Versturzloch	11	1,5
-037	Popcornhöhle	10	6,5
-038	Baggerhöhle*	74	23
-039	Höhle in der Grube Antonie	6	6
-040	Querulantenschlot	6	6
-041	Ostermontagshöhle I	8	4,5
-042	Ostermontagshöhle II*	6	5
-043	Bergwerkshöhle	16	4,5
-044	Höhle auf dem Grottenberg	keine Angabe	keine Angabe
-045	Pfingstkolk*	6	4
-046	Kleine Kammer*	6	4
-049	Harakirigang*	54	11
	Höhlen unter dem Pumpenhäuschen*	mehrere Hohlräume in einer Bohrung; ein Hohlraum in ca. 20 m Tiefe wurde befahren; L: ca. 25 m, H: 8,5 m	
	Andreashöhle I	9	keine Angabe
	Andreashöhle II	13	keine Angabe
	Hoffnungsspalte	26	keine Angabe

* Höhle zerstört bzw. unzugänglich

Karstmorphologisch ist das Gebiet wegen der großen Mächtigkeit der Karbonatgesteine und dem großen Abstand zwischen Geländeoberfläche und Karstwasserspiegel als „Tiefer Karst“ zu kennzeichnen. Der größte Teil des Gebiets ist heute von einem meist nur einige Dezimeter dünnen Schleier periglazialer Sedimente mit einem starken Lössanteil überdeckt („Grüner Karst“). Nur in Kuppenregionen tritt der Kalkstein ohne Bedeckung über jüngere Sedimente zutage („Nackter Karst“).

Auffallend sind die zahlreichen Mineralvorkommen, die mit den Karsthohlräumen des Blattgebiets verknüpft sind. Eine ausführliche Darstellung dieser Phänomene erfolgte im Zusammenhang mit der wissenschaftlichen Erforschung des „Malachitdoms“ (CLAUSEN 1992 a, SCHMIDT 1992). Diese Höhle weist vielfältige Mineralvorkommen auf, darunter als Besonderheit durch Kupfermineralisation blau und grün gefärbte Tropfsteine (CLAUSEN 1992 b). Gerade bei dieser sehr großvolumigen und eng mit einer hydrothermalen Vererzung verknüpften Höhle muss auch die Möglichkeit diskutiert werden, ob zumindest einige der Hohlräume im Massenkalk ihre Entstehung azendenten, CO₂-reichen Wässern verdanken und dann erst nachträglich als Dränage für die versinkenden Oberflächenwasser wirksam wurden.

Während der pleistozänen Kaltzeiten waren unter Permafrostbedingungen die unterirdischen Abflusswege des Wassers zeitweilig blockiert. Die sommerlichen Schmelzwässer überströmten dann den Massenkalkkomplex und erodierten dabei die heute vollständig inaktiven Trockentäler wie zum Beispiel das Düstertal westlich von Bleiwäsche. Bei ihrem Eintritt in nicht verkarstungsfähige Gesteine erweisen sich diese Trockentäler jetzt als „Hängetäler“, die auf ein höheres Vorflutniveau als das der heutigen Bachläufe ausgerichtet sind. Diese haben sich seit dem Pleistozän weiter eingetieft, während die Täler im verkarsteten Gebiet trockenfielen und ihr Gefälle nicht mehr veränderten (ALBERTS & WREDE 1992, PFEFFER 1984).

Mit der weiter gehenden Tieferlegung der Vorflut während des Holozäns wurden die unterirdischen Entwässerungssysteme wieder aktiv und tieften sich weiter ein. Dies führte dazu, dass heute die älteren, höher gelegenen Höhlenniveaus inaktiv sind, während in den tieferen Höhlenstockwerken noch eine aktive Raumerweiterung stattfindet. Exemplarisch ist diese Situation an der „Rösenbecker Höhle“ zu erkennen, in der deutlich fossile und aktive Höhlenteile voneinander zu unterscheiden sind (ZYGOWSKI 1983). Gleichzeitig mit der Tieferlegung der Karstsysteme verlagern sich die Bachschwinden am Ostrand des Massenkalkkomplexes durch rückschreitende Erosion der den Kalkstein überlagernden Deckschichten allmählich nach Osten. Das im Bereich des Steinbruchs im Düstertal gelegene Höhlensystem „Malachitdom“ bildete während des späten Tertiärs und Pleistozäns eine Bachschwinde, die im Niveau von + 445 m NN gelegen haben dürfte. Heute versinkt das dem Düstertal von Osten zuströmende Wasser dagegen bereits 1 km weiter südöstlich im Bereich der Straße Bleiwäsche – Madfeld in einer Höhe zwischen + 410 und + 430 m NN (ALBERTS & WREDE 1992). Diese Verlagerung der Bachschwinden nach Osten findet auch heute noch statt: So brach im Jahr 1999 im Bachbett etwa 200 m östlich der Wolfsknapp-Schwinde ein Erdfall ein, der seitdem das zustömende Wasser aufnimmt, während die bisherige Schwinde trockenfiel.

Die Bachschwinden sind mit schachtartigen Höhlen verknüpft, die bis in das Niveau des höchsten Karstwasserspiegels in etwa + 360 m NN (= ca. 65 m unter Gelände) erkundet werden konnten (z. B. „Wolfsknapphöhle“, ERLEMEYER 1994). Dabei wurde festgestellt,

dass das in diese Bachschwinden einströmende Wasser nicht nur den Klüften des Gesteins folgt und diese korrosiv erweitert, sondern teilweise auch ältere, sedimentgefüllte Höhlen als Fließwege benutzt und dabei die älteren Höhlensedimente wieder ausräumt. An der Wand eines Steinbruchs 600 m südwestlich des „Stemmels“ war vorübergehend das Profil einer völlig mit Sediment plombierten Höhle aufgeschlossen (Kap. 3.6.1).

Die kurzen, blind endenden Täler der im Massenkalk versinkenden Bäche unterscheiden sich durch ihren „kastenförmigen“ Querschnitt mit steilen Flanken und flachen Talböden von den Kerbtälern, die in nicht verkarstungsfähigen Gesteinen ausgebildet sind.

Während die Datierung der tertiärzeitlichen Sedimente im „Malachitdom“ vorwiegend durch sedimentologische und palynologische Untersuchungen erfolgte (ARNOLD et al. 1992), liegen für das Pleistozän und Holozän aus verschiedenen Höhlen des Blattgebiets auch Funde von Großsäugern und archäologische Funde vor, die eine Datierung erlauben (ZYGOWSKI 1983, NIEMEYER & SCHUDELSKI 1992, ROSENDAHL 1993).

Neben dem devonischen Massenkalk sind auch der Kalkstein der Padberg-Schichten und die jüngeren Karbonatgesteine des Perms und der Kreide der Verkarstung unterworfen. Besonders zu erwähnen ist ein kleines Karstgebiet, das an den Ausbiss des Plattendolomits der Leine-Folge (Zechstein 3) unmittelbar westlich von Essentho gebunden ist. Die aus den Arnsberg-Schichten von Süden her in das zum Gut Wohlbedacht ziehenden, das Tal entwässernden Bäche versinken in zum Teil sehr eindrucksvollen, offenbar an Störungsverläufe gebundene Bachschwinden. Zahlreiche, teilweise frische Erdfälle belegen die andauernde Aktivität der Lösungsvorgänge im Untergrund. Weiter nordöstlich liegen bereits im Ausstrichgebiet der Kreide großvolumige Dolinen, die allerdings zum Teil verfüllt wurden (Lokalität „In den Entenhöhlen“; R ³⁴⁸⁷ 230, H ⁵⁷⁰⁶ 600). Wegen ihrer erheblichen Tiefe dürften sie eher auf Lösungsvorgänge im unterlagernden Zechstein zurückzuführen sein als auf die Verkarstung der hier nur gering mächtigen Kreide-Schichten.

Ob die oberhalb vom Gut Wohlbedacht an der Kreide-Basis entspringende Quelle im Zusammenhang mit den südlich davon gelegenen Bachschwinden im Zechstein steht, erscheint fraglich. Interessanterweise versinkt auch der hier entspringende Bach schon nach wenigen hundert Metern Fließstrecke (knapp außerhalb des Blattgebiets) wieder im verkarsteten Untergrund. Die Fortsetzung des Tales (Röhrer Grund) bildet dann auf dem benachbarten Blattgebiet 4418 Wünnenberg einen Teil des ausgedehnten Tockentalsystems, das dort in den Schichten der Oberkreide ausgebildet ist.

4 Gebirgsbau

Das geologische Bild des Blattgebiets 4518 Madfeld ist durch Verbreitungsgebiete unterschiedlicher Gesteine mit zum Teil unterschiedlichen tektonischen Baustilen geprägt (s. Abb. 10, S. 113). Das gefaltete Gebirge umfasst die Faltenzone im Süden des Blattgebiets mit devonischen und unterkarbonischen Schichten (Ostsauerländer Hauptsattel) sowie dem Briloner Massenkalk (Briloner Sattel). Nördlich beziehungsweise östlich schließt sich die Oberkarbon-Faltenzone an, die den größeren Teil des von paläozoischen Schichten aufgebauten Blattgebiets einnimmt. Das ungefaltete Deckgebirge überlagert diskordant die Devon- und Karbon-Schichten. Es umfasst die Giershagener Zechstein-Platte,

das Verbreitungsgebiet von Zechstein und Buntsandstein bei Essentho und die Kreide-Vorkommen am Nordrand des Blattgebiets.

4.1 Gefalteter Untergrund

Die im Sedimentationsraum des Devons und Karbons mehr oder weniger horizontal abgelagerten Schichten wurden nach ihrer Umwandlung zu Festgesteinen (Diagenese) während des höheren Oberkarbons zu lang gestreckten, generell Südwest – Nordost verlaufenden Faltenstrukturen verformt. Die bei der Gebirgsbildung (Orogenese) wirkenden einengenden Kräfte führten bei der Bildung von Sätteln und Mulden zu einem Zerbrechen des Gesteinsverbandes nach verschiedenen Kluftsystemen sowie in Teilbereichen zur Ausbildung einer Schieferung.

4.1.1 Bauelemente

Schichtung und Faltung: Der sedimentär bedingte Wechsel zwischen tonigen, schluffigen, sandigen und kalkigen Ablagerungen hat einen geschichteten Aufbau der Sedimente zur Folge. Diese lithologische Inhomogenität führt bei der diagenetischen Verfestigung zur Herausbildung eines Systems bevorzugter Ablösungsflächen des Gesteins, der Schichtfugen. Die Schichtflächen sind meist eben, sie können aber durch Sedimentstrukturen wellig bis uneben ausgebildet sein. Schichtparallele Ausgleichsbewegungen, die bei der Faltung zwischen den Gesteinslagen auftreten, führen zur Ausbildung von Schichtgleitflächen. Sie treten bevorzugt in Tonsteinen auf und sind mit zerriebenem Tonmaterial und/oder Quarzlagen mit Harnischstreifen belegt.

Die Raumlage der Schichtflächen innerhalb des Faltenbaus wird in der geologischen Karte durch die Winkel des Streichens und des Einfallens der Schichtflächen dargestellt. Das Streichen der Schichten entspricht meist dem variszischen Südwest-Nordost-Streichen der Faltenachsen. Bei abtauchenden Faltenachsen kommt es im Bereich der Umbiegung von Sätteln und Mulden zu einem von der variszischen Richtung abweichenden umlaufenden Streichen der Schichtung.

Innerhalb des Faltenbaus sind Strukturen unterschiedlicher Größenordnung zu unterscheiden. Großsattelstrukturen von Kilometerspannweite (Antiklinorien, Falten 1. Ordnung) werden ihrerseits von Falten 2. Ordnung mit Spannweiten von wenigen hundert Metern aufgebaut. An deren Aufbau können wiederum Falten 3. Ordnung als Klein- oder Spezialfalten im Meter- und Dekameterbereich beteiligt sein. Während die Falten 1. und 2. Ordnung mit ihrer Achsenlage den variszischen Großbau widerspiegeln, können die Kleinfalten in der Achsenrichtung und dem Achsengefälle stärkere Abweichungen zeigen. Die Faltenachsen, das heißt die Umbiegungen sämtlicher in eine Falte verbogenen Schichten, liegen in einer Ebene, der Faltenachsebene. Deren Neigung in unsymmetrischen, gekippten Falten wird als Vergenz bezeichnet.

Detaillierte Beobachtungen zum Faltenbau und zur Ausprägung der einzelnen Bauelemente finden sich in Kapitel 4.3.

Schieferung: Die Schieferung als ein schichtungsunabhängiges, engständiges Parallelgefüge wird durch die Einregelung der Tonminerale (Schichtsilikate) bei der seitlichen

Einengung und damit verbundenen Interndeformation während der Faltung hervorgerufen. Die Raumlage der Schieferungsflächen nähert sich in der Regel derjenigen der Faltenachsebene und zeigt entsprechend der im Blattgebiet vorherrschenden Nordwestvergenz ein steiles Einfallen nach Südosten.

Die Schieferung beschränkt sich im Allgemeinen auf tonreiche Gesteine, die unter hohem Überlagerungsdruck gefaltet worden sind. Als Trennflächengefüge wird die Schieferung erst im oberflächennahen Auflockerungsbereich des Gesteinsuntergrunds sichtbar. Sie kann dort das vorherrschende, die Schichtung völlig unkenntlich machende Gefüge darstellen. An Bohrkernen ist sie oft nur als eine streifige Maserung zu erkennen.

Die Intensität der Schieferung ist im Blattgebiet sehr unterschiedlich und jeweils typisch für ein bestimmtes Gebiet. Die Schieferung, die in den Mitteldevon- bis Unterkarbon-Schichten sehr intensiv ausgebildet ist, nimmt zu den jüngeren Schichten hin in ihrer Intensität ab.

Klüftung: Die Klüftung mit ihren unterschiedlichen Systemen von Bruch- und Trennflächen im Gestein ist in ihrer Intensität abhängig vom Gesteinsmaterial und vom Ausmaß der regionalen tektonischen Beanspruchung. Im Bereich von Faltenumbiegungen und Störungszonen ist die Zerbrechung des Gesteins in mehr oder weniger rechtwinklig bis parallelepipedisch begrenzte Bruchkörper am intensivsten. Gut geschichtete Schluff- und Sandsteine sind im Vergleich zu Tonsteinen deutlich stärker geklüftet. Relativbewegungen der Klüftkörper gegeneinander sind kaum zu erkennen. In Hangbereichen sind Versätze oft durch Rutschvorgänge (Hakenschlagen) im oberflächennahen Auflockerungsbereich vergetäuscht.

Sandsteine sind fast immer regelmäßig und vor allem bankrecht geklüftet, wobei die Klufstabstände mit abnehmender Bankmächtigkeit geringer werden. Häufig weisen die Klüfte, vornehmlich in Sandsteinen, eine zwischen 1 mm und 10 cm dicke Füllung von Milchquarz auf. Dies ist darauf zurückzuführen, dass es bei der tektonischen Verformung zu einer Raumausweitung in Richtung der Faltenachse kam. Während dies bei der faltungsbedingten Einengung des Gebirgskörpers in den Tonsteinen zu einer plastischen Auslängung senkrecht zur Einengungsrichtung führte, entstanden in den starren Sandsteinen offene Klüfte, in denen später Minerale zur Ausscheidung kommen konnten.

Bei Biegefallen ist ein orthogonales und ein diagonales System von Klüften zu unterscheiden. Das orthogonale System verläuft rechtwinklig zur Schichtung und zur späteren Faltenachse. Es ist schon in einem sehr frühen Stadium der Einengung entstanden und durch die Faltung in seiner Raumlage verstellt worden. Das diagonale System ist dagegen später während der Faltung entstanden und verläuft diagonal spitzwinklig zur Faltenachse.

Störungen: Die bei der Einengung und Faltung in den Gesteinsmassen auftretenden mechanischen Spannungen haben nicht nur ein Trennflächengefüge im Kleinbereich (Schieferung, Klüftung) erzeugt, sondern auch zu einer schollenförmigen Zerlegung in bestimmten Richtungen geführt. Die so entstandenen Störungen durchsetzen den Gebirgskörper bezogen auf die Faltenachsenrichtungen als Quer-, Längs- und Diagonalstörungen. An diesen Störungen können die Schollen sowohl vertikal als auch horizontal gegeneinander bewegt worden sein.

Längsstörungen oder streichende Störungen verlaufen parallel zum Faltenbau in Nordost-Südwest-Richtung und setzen die Biegedeformation der Faltung in bruchtektonischer Form fort. Letzteres gilt insbesondere für streichende Störungen, die in Faltenscharnieren etwa parallel zur Achsenebene verlaufen und meist aufschiebenden oder überschiebenden Charakter haben. Für das Blattgebiet charakteristisch sind Aufschiebungen in den Faltenschenkeln von Großsätteln, die gleichsinnig mit den Faltenschenkeln einfallen und ein Herauspressen der dazwischenliegenden Muldenkernschichten bewirken.

Für alle Störungen gilt, dass mangels Bezugshorizont ihre genaue Lage innerhalb der Faltenstrukturen oftmals nur annähern bestimmt werden kann. Darüber hinaus ist es sehr wahrscheinlich, dass der meist recht hohe Versatz der in den Karten und Schnitten dargestellten einzelnen Störungen sich jeweils auf mehrere parallel verlaufende Störungssäste verteilt.

Die zeitliche Abfolge der Bewegungen an den verschiedenen Störungstypen stellt sich in der Regel wie folgt dar: Die Längsstörungen sind als älteste Elemente bereits während der Bildung des Faltenbaus angelegt worden. Ob sie wie in den anderen Teilen des Variszikums noch mitgefaltet worden sind, ist bei den in der Vertikalen beschränkten Aufschlussverhältnissen und den eingeschränkten biostratigrafischen Möglichkeiten nicht zu erkennen, aber auch nicht auszuschließen. Die Längsstörungen werden von Quer- und Diagonalstörungen der Nord-Süd-Richtung versetzt. Dabei ist mit variszischen wie auch nachvariszischen (mesozoischen) Bewegungen und sowohl mit horizontalem als auch vertikalem Versatz zu rechnen. Weitere Angaben finden sich im folgenden Kapitel.

4.1.2 Baueinheiten

Dieses Kapitel beschreibt den Faltenbau der paläozoischen Schichten. Die zur Ergänzung des Kartenbildes beigegebenen geologischen Schnitte (s. Taf. 1 in der Anl.) ermöglichen es, in Verbindung mit der Darstellung der tektonischen Baueinheiten und Struktur (s. Abb. 10) eine dreidimensionale Vorstellung des Faltenbaus zu gewinnen.

4.1.2.1 Ostsauerländer Hauptsattel

Diese das östliche Rheinische Schiefergebirge beherrschende Großsattelstruktur (Antiklinorium) nimmt neben dem südlichen Teil des Bearbeitungsgebiets große Teile des südlich angrenzenden Blattgebiets 4618 Adorf ein. Sie wird ihrerseits von Falten 2. Ordnung mit mehreren hundert Metern Spannweite aufgebaut. Diese untergeordneten Faltenstrukturen reichen nach Nordwesten über die Kernschichten des Ostsauerländer Hauptsattels hinaus und bauen unter anderem die nördlich vorgelagerte Grottenberg-Mulde und den Messinghäuser Sattel auf.

Die Falten der 2. Ordnung zeigen überall eine sehr intensive Spezialfaltung im Dekameterbereich (Falten 3. Ordnung). Dank der im südlichen Blattgebiet guten Aufschlussverhältnisse und der sehr differenzierten Schichtenfolge ist die Spezialfaltung an vielen Stellen zu erkennen und im Einzelfall sogar in den Schnitten darstellbar.

Von Südosten nach Nordwesten sind die folgenden Faltenstrukturen 2. Ordnung zu beobachten:

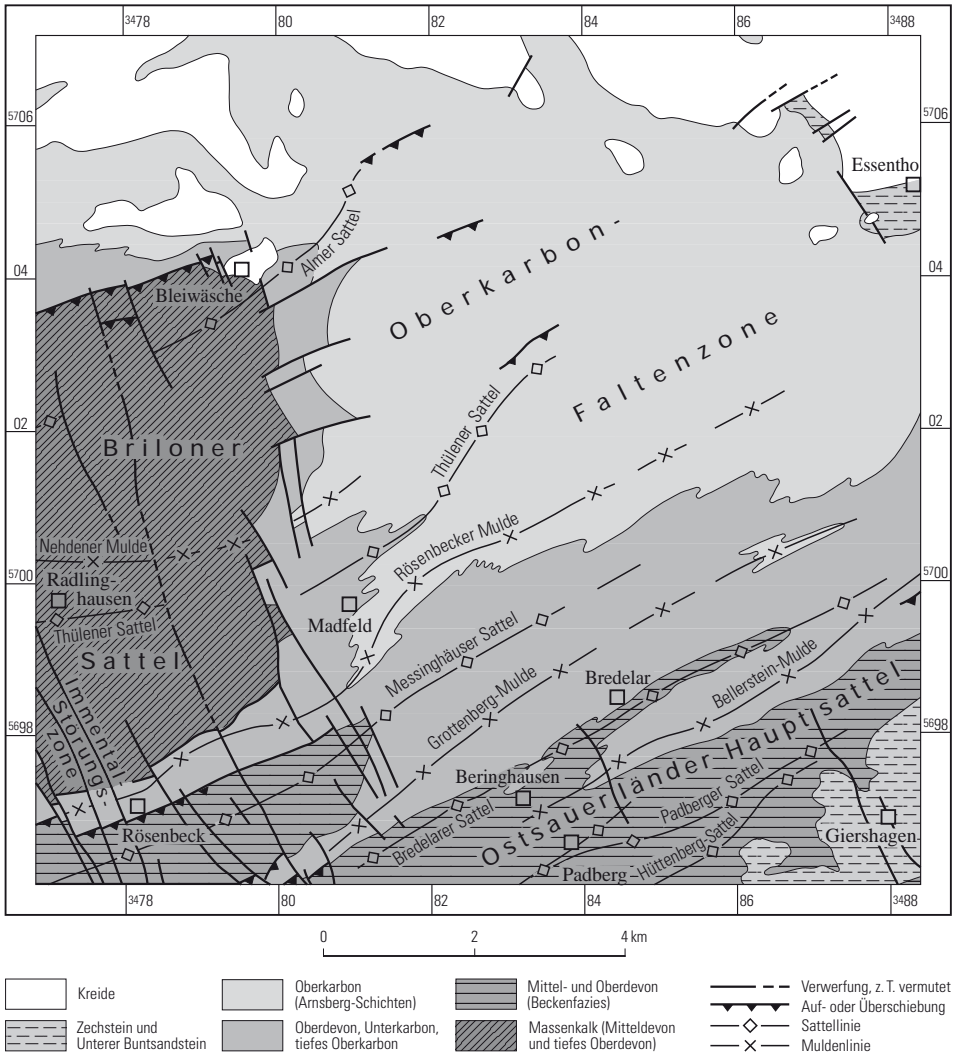


Abb. 10 Tektonische Baueinheiten und Struktur

Hüttenberg-Sattel: Der Sattel des Hüttenberges gehört dem nach Nordosten abtauchenden Kernbereich des Ostsauerländer Hauptstuhls an. Er wird durch Einmuldungen des Hauptgrünsteins und der Padberg-Schichten in die Tentakuliten-Schichten des Sattelkernes flankiert. In ihrem Verlauf nach Nordosten tauchen auch diese Mulden leicht ab und sind durch Einmuldungen von Hemberg-Schichten im Bereich des Rennebuschs weiter zu verfolgen. In Richtung Giershagen tauchen die Falten dann unter die Zechstein-Bedeckung ab.

Padberger Sattel: Der Padberger Sattel besteht aus zwei Teilsätteln. In der südlichen Teilstruktur greifen im Diemeltal die Tentakuliten-Schichten weit nach Nordosten aus. Im nördlichen Teilsattel sind sie wegen des höher liegenden Anschnittniveaus von Hauptgrünstein überlagert und tauchen mit ihm im Bereich östlich des Bellersteins steil unter die oberdevonischen Gesteine ab. Die vom Doppelsattel eingeschlossene Mulde ist am Kriesenberg durch die Padberg-Schichten und östlich einer Störung mit Vertikalversatz am Gehelle durch die Nehden-Schichten zu erkennen.

Weiter nach Nordosten verläuft der Padberger Sattel, stellenweise durch den Hauptgrünstein markiert, in Richtung Giershagener Wald, wo er im Randbereich des Blattgebiets 4519 Marsberg unter die Zechstein-Bedeckung abtaucht. In diesem Verlauf nimmt die Größe des nördlichen Teilsattels nach Nordosten immer mehr ab.

In den steil stehenden Nordflügeln der Teilsättel ist es durch streichende Überschiebungen stellenweise zu Schichtenausfällen gekommen. Besonders deutlich ist dies östlich des Bellersteins zu erkennen, wo lokal begrenzt die gesamten Hemberg-Schichten tektonisch unterdrückt sind.

Nordwestlich des Padberger Sattels sinkt der Falten Spiegel – in den Schnitten I – J und K – L (s. Taf. 1 in der Anl.) verdeutlicht durch die Oberkante des Hauptgrünsteins – um mehrere hundert Meter ab. Die dort auftretenden Falten 2. Ordnung sind im Laufe der geologischen Erforschung begrifflich zum Teil vom Ostsauerländer Hauptsattel abgegrenzt worden. Die nachfolgend beschriebenen Faltenstrukturen sind letztlich aber nur untergeordnete Falten innerhalb des steil stehenden und treppenförmig absteigenden Nordflügels des Ostsauerländer Hauptsattels.

Bellerstein-Mulde: Die mit Karbon-Schichten gefüllte Bellerstein-Mulde verläuft aus dem Bereich südlich von Bredelar über den Bornegrund und die Orthelle bis zum Priesterberg am östlichen Blattrand. Südwestlich des Bellersteins ist in oberdevonischen Schichten die Mulde in der Form von stärker vergenten Falten nördlich des Hömberges deutlich enger ausgebildet. Sie entwickelt sich dort aus Spezialfalten in der Nordflanke des Padberger Sattels und nimmt in ihrem weiteren Verlauf nach Nordosten eine weiter gespannte Form an. Am Osthang des Priesterberges ist innerhalb der dort weit gespannten Mulde eine intensive Spezialfaltung der tiefunterkarbonischen Schichtenfolge zu beobachten.

Bredelarer Sattel: Der Bredelarer Sattel tritt, vom Eisenberg bei Messinghausen (TK 25: 4618 Adorf) kommend, innerhalb von Nehden-Schichten westlich des Altenberges in das Bearbeitungsgebiet ein. Nach einer Querstörung mit stärkerem Vertikalversatz verläuft er, durch Hemberg-Schichten markiert, an Beringhausen vorbei in Richtung Bredelar. Dort wird er nach dem Abtauchen der Hemberg-Schichten durch die Aufsattelung von Dasberg- und Wocklum-Schichten angezeigt. Diese sind im Untergrund des Hoppecketales bis kurz vor die Einmündung der Diemel zu verfolgen. Noch weiter nach Nordosten wird der Bredelarer Sattel durch den Kulm-Kieselschiefer markiert, bevor er am Nordhang des Priesterberges unter den Kulm-Tonschiefer abtaucht und in Richtung Marsberg weiterverläuft. Nach der alten Ortsbezeichnung für Marsberg – Stadtberge – ist der Sattel früher auch als Bredelar-Stadtberger Sattel bezeichnet worden (PAECKELMANN & KÜHNE 1936).

Grottenberg-Mulde: Südlich des Grottenberges sind die Unterkarbon-Schichten der gleichnamigen Mulde von oberdevonischen Schichten der Nordflanke des Bredelarar Sattels an einer streichenden Störung überschoben. In ihrem weiteren Verlauf nach Nordosten taucht die Mulde ab und gewinnt südöstlich des Enkenberges an Breite. Innerhalb der aufschlusslosen Bredelar-Schichten nördlich des Forstenberges kann ihr weiterer Verlauf nur vermutet werden. Jedenfalls taucht sie nicht so weit ein, dass die im Hangenden folgenden Arnsberg-Schichten dort oder in anderen Bereichen der Bredelarar Senke in Erscheinung treten.

Messinghäuser Sattel: Der Messinghäuser Sattel tritt im Kartenbild durch die Hauptgrünstein-Verbreitung und sein markantes Abtauchen nach Nordosten unter Karbon-Schichten im Bereich des Enkenberges in Erscheinung. Sein steil gelagerter Nordflügel ist zum teil überkippt gelagert sowie bereichsweise an einer streichenden Störung unter Ausfall von Schichtenanteilen auf die nordwestlich vorgelagerte Rösenbecker Mulde überschoben. Unmittelbar östlich von Rösenbeck ist in einer durch Querstörungen begrenzten Scholle der gesamte Massenkalk der Riffvorderseite tektonisch unterdrückt.

Der Messinghäuser Sattel wird von mehreren Querstörungen durchschnitten, deren westlichste zum System der Immental-Störung (TK 25: 4517 Alme) gehören. Die Querstörungen am Enkenberg gehören dagegen zu Störungen, die weiter nördlich den Briloner Massenkalk gegen Karbon-Schichten versetzen. Die unterschiedliche Ausstrichbreite des Hauptgrünsteins im Verlauf des Messinghäuser Sattels zeigt die unterschiedlichen Vertikalversätze an diesen Störungen an. Die Gebirgsscholle im Bereich Niederhof ist beispielsweise so stark angehoben, dass die Tentakuliten-Schichten des Sattelkerns großflächig nordöstlich des Berges „Weiße Frau“ ausstreichen.

Der im Abtauchbereich am Enkenberg erkennbare Doppelsattel ist in anderen Teilen des Sattels nur indirekt durch die bereichsweise vergrößerte Ausstrichbreite seines Südflügels angedeutet. Nach dem Abtauchen der Devon- und tiefen Unterkarbon-Schichten ist der Messinghäuser Sattel in der weitgehend aufschlusslosen Bredelarar Senke nicht mehr zu lokalisieren. Im Schnitt I – J (s. Taf. 1 in der Anl.) kann seine Lage nördlich von Bredelar innerhalb des sehr breiten Ausstrichs der Bredelar-Schichten nur vermutet werden.

Rösenbecker Mulde: Die Rösenbecker Mulde vermittelt zwischen dem nordwestlichsten Teilsattel des Ostsauerländer Hauptsattels (Messinghäuser Sattel) und dem Briloner Sattel. Sie wird von unterkarbonischen Gesteinen mit intensiver Spezialfaltung aufgebaut. In den Aufschlüssen der ehemaligen Grube Elisabeth I in Rösenbeck hat PAECKELMANN (1943) dies beobachten und in tektonischen Schnitten festhalten können. Übertragen ist seine Darstellung eines von flachen Überschiebungen geprägten nordvergenten Faltenbaus im Dekameterbereich kaum nachvollziehbar. Nur eine Aufschuppung von Kulm-Kieselkalk im zentralen Teil der Rösenbecker Mulde weist auf den vorherrschenden Faltenbaustil hin. Dieser ist wegen seiner geringen Faltengrößen im Schnitt nur vergrößert und schematisch dargestellt.

Die Rösenbecker Mulde taucht nach Nordosten ab und lässt jüngere Schichtenglieder oberhalb des Kulm-Tonschiefers erscheinen. In der tektonischen Scholle nördlich des Berges „Burg“ treten erstmals Bredelar-Schichten auf und dies, obwohl gerade diese Teilcholle am Messinghäuser Sattel besonders stark gehoben erscheint. Am nach Süden in

die Muldenlinie vorspringenden Schwickartzberg südlich von Madfeld markieren eng gefaltete Sandstein-Wechselagerungshorizonte des unteren Teils der Arnsberg-Schichten die Rösenbecker Mulde. Weiter nach Nordosten ist in dem aufschlussarmen nördlichen Randgebiet der Bredelarer Senke die Mulde nicht mehr zu lokalisieren. Die Basis der Arnsberg-Schichten scheint dort in einer der Rösenbecker Mulde nordwestlich vorgelagerten anderen tektonischen Struktur zu liegen.

4.1.2.2 Briloner Sattel

In großräumiger Betrachtungsweise stellt der Briloner Sattel einen fast allseitig von Karbon-Schichten tektonisch begrenzten Aufbruch des devonischen Massenkalks dar. Er entwickelt sich östlich der Altenbürener Störung im Blattgebiet 4617 Brilon in einem tektonischen Bereich, der westlich der Altenbürener Störung durch die oberdevonischen Kernschichten der stark nordvergenten Nuttlarer Hauptmulde im Blattgebiet 4616 Olsberg markiert ist.

Von den untergeordneten Faltenstrukturen des Briloner Sattels tritt im Bearbeitungsgebiet nur der Almer Sattel (Almerfelder Sattel bei WAHBA 1978) im nördlichen Teil der Massenkalkverbreitung deutlich in Erscheinung. Südwestlich von Bleiwäsche taucht in seinem Verlauf der Massenkalk in Schwelm-Fazies mit flacher Lagerung und umlaufendem Streichen unter den Massenkalk in Dorp-Fazies ab. Im gleichen Gebiet können aufgrund der zahlreichen Bohraufschlüsse (BRINKMANN & STOPPEL in Plan.) ein grabenartiger Einbruch mit jüngeren Massenkalk-Schichten und eine Aufschuppung älterer Massenkalk-Schichten konstruiert werden. An den Grabenverlauf scheinen auch die Kreide-Relikte südlich der Gemarkung „Auf dem Loh“ gebunden zu sein. Die Nordnordwest – Südsüdost verlaufenden Randstörungen würden dann als nachkreidezeitlich angelegte oder aber wahrscheinlicher als reaktivierte ältere Störungen anzusprechen sein.

Die östliche Fortsetzung des Massenkalks im Kern des Almer Sattels konnte durch tiefengeoelektrische Untersuchungen bis etwa 2 km östlich von Bleiwäsche verfolgt werden (BRINKMANN & STOPPEL in Vorber.). Der Massenkalk liegt dort unter seinen oberdevonischen und karbonischen Hangendschichten bis zu 750 m unterhalb der Geländeoberfläche. Der Tiefenlinienverlauf der Massenkalkoberfläche zeigt im Anschluss an das Abtauchen nach Osten einen Wiederanstieg des Massenkalks an. Er erfolgt vermutlich wie in anderen Teilbereichen des Massenkalks auch an Nordnordwest – Südsüdost verlaufenden Störungen.

Die vom Blattgebiet 4517 Alme her bekannten Teilstrukturen des Briloner Sattels, nämlich die Nehdener Mulde und der von WAHBA (1978) so benannten Thülener Sattel, sind im Bearbeitungsgebiet nicht mehr anhand entsprechender Schichtlagerungswerte nachzuweisen. Lediglich am westlichen Blattrand, südlich von Radlinghausen, deutet ein von Parallelstörungen der Immental-Störungszone begrenztes Vorkommen von Massenkalk in Schwelm-Fazies auf einen Sattellern hin. In den großen Bereichen des Massenkalks südlich des Almer Sattels zeigen die wenigen verlässlichen Schichtlagerungswerte ein unterschiedlich flaches Südfallen an, das bis zum Südrand des Briloner Sattels bei Rösenbeck reicht. Die Kalksteinklippen zwischen Schitloh und Hogesknapp östlich von Radlinghausen zeigen eine steil stehende, um 80° streichende Klüftung, die vielleicht eine Kluftektontik im mutmaßlichen Verlauf des Thülener Sattels nachzeichnet.

Die nordwestliche Begrenzung des Almer Sattels und damit des Briloner Großsattels wird von einer streichenden Störung gebildet. Westlich von Bleiwäsche ist der Massenkalk unter teilweisem Ausfall von Schichten des höheren Oberdevons und des tieferen Unterkarbons auf die Bredelar-Schichten überschoben. Da die in diesem Bereich angesetzte Bohrung Bleiwäsche 2 (BRINKMANN & STOPPEL in Vorber.) ein unmittelbares Aufliegen von unterkarbonischen Tonsteinen auf Massenkalk erbracht hat, kann auch mit einem primären Fehlen von hochoberdevonischen und tiefunterkarbonischen Schichten gerechnet werden. Ebenfalls in Betracht zu ziehen ist die Möglichkeit, dass die erbohrten Unterkarbon-Tonsteine in Hohlräumen des Riffkörpers weit unterhalb seiner damaligen Oberfläche abgelagert sind. Dafür sprechen die in dieser und der benachbarten Bohrung Bleiwäsche 1 angetroffenen tonigen und karbonatischen Spaltenfüllungen mit oberdevonischen und unterkarbonischen Conodonten (Kap. 3.1.3). Bei Annahme einer streichenden Störung ergibt die Konstruktion im Schnitt C – D (s. Taf. 1 in der Anl.) einen Überschiebungsbetrag zwischen 200 und 250 m.

Am Südrand des Briloner Sattels stößt der Massenkalk mit einer streichenden Störung an die Unterkarbon-Schichten der Rösenbecker Mulde. Über das Einfallen der Störung ist nichts bekannt und ihr Verwurfsbetrag ist – anders als am Nordrand des Massenkalks – nicht zu bestimmen. Die Hangendschichten des Massenkalks sind an dessen Südrand abgetragen oder nur als Relikte in alten Hohlformen des Riffkörpers anzutreffen.

Die Ostbegrenzung des Briloner Sattels ist zwischen Bleiwäsche und Madfeld durch eine flach nach Ostnordosten und Südosten abtauchende Überlagerung des Massenkalks durch tonig-kalkige Oberdevonschichten geprägt. Das ungestörte Abtauchen unter die Karbon-Schichten wird durch eine Vergitterung von Nordnordwest – Südsüdost verlaufenden Querstörungen und Südwest – Nordost verlaufenden Längsstörungen in ein kompliziertes Schollenmosaik zerlegt.

Die Querstörungen haben einen abschiebendem Charakter und sind im Ortsgebiet von Bleiwäsche und im Tal nordwestlich des Prinzknapp mit Baryt mineralisiert (SCHAEFFER 1984, BRINCKMANN & STOPPEL in Plan.).

Die Längsstörung im Tal des Kriegergrabens bei Bleiwäsche kann als Aufschiebung am Südostrand des Almer Sattels gedeutet werden, wogegen die Längsstörungen südlich von Schweinskopf und Krautkopf keine Beziehung zum Faltenbau des Massenkalks erkennen lassen.

Etwa 1 km südwestlich von Madfeld ist – gewissermaßen modellhaft für die Großstruktur des Briloner Sattels – eine kleine Massenkalkscholle aus den überlagernden Karbon-Schichten tektonisch herausgepresst worden. Sie entspricht wahrscheinlich der nordöstlichen Fortsetzung des Thüleener Sattels.

4.1.2.3 Oberkarbon-Faltenzone

Die Oberkarbon-Faltenzone stellt das tektonische Hangendstockwerk des nach Osten abtauchenden Briloner Sattels dar. Sie geht nach Nordwesten scheinbar übergangslos in die nordöstliche Verlängerung der Nuttler Hauptmulde über, bevor die Oberkarbon-Schichten unter die Kreide-Schichten des Münsterländer Kreide-Beckens abtauchen.

Das große Verbreitungsgebiet oberkarbonischer Schichten nördlich und östlich des Briloner Sattels entzieht sich durch die Eintönigkeit der Schichtenfolge und mangels genügend großer Aufschlussdichte sowohl einer lithologischen Gliederung als auch der damit verbundenen Entzifferung des tektonischen Baus. Es bleibt daher unsicher, in wie weit der am Nordrand des Ostsauerländer Hauptsattels erkennbare Faltenbaustil aus Falten 2. Ordnung und den sich überlagernden Falten 3. Ordnung eine Fortsetzung in den oberkarbonischen Schichten findet. Zu beobachten ist ganz überwiegend nur der Faltenbau 3. Ordnung, also Spezialfalten im Meter- und Dekameterbereich. Daraus einen übergeordneten Faltenbau abzuleiten, wie es in der ersten Auflage des Blattes (PÄCKELMANN & KÜHNE 1936) durchgeführt wurde, ist nicht nachvollziehbar.

Der erkennbare Kleinfaltenbau der Oberkarbon-Schichten ist meist stark nordwestvergent und zeigt eine Überkipfung oder ein um die Vertikale pendelndes Einfallen im steileren Faltenflügel. Nur an wenigen Stellen ist aus den Größenverhältnissen der Faltenflügel in vollständig aufgeschlossenen Spezialfalten auf deren Zugehörigkeit zum steileren oder flacheren Flügel der übergeordneten Faltenstruktur zu schließen. So zeigen die Spezialfalten in steil stehenden Faltenflügeln kurze, flache Flügel und diejenigen im flacher einfallenden Gegenflügel entsprechend längere.

Im nördlichen Blattgebiet lassen einige über eine längere Strecke aufgeschlossene Straßenanschnitte im Karpketal quer zum Streichen maximale Faltenflügelbreiten von etwa 100 m in der steilen Lagerung und von etwa 200 m in der flachen Lagerung erkennen. Im Bereich der Aabachtalsperre ist die nordöstliche Fortsetzung des Almer Sattels fast lückenlos aufgeschlossen. Sein überkippter und spezialgefalteter Nordwestflügel erreicht eine Breite von mindestens 700 m, wahrscheinlich sogar 1 000 m. Der recht flache und ebenfalls spezialgefaltete Südostflügel hat eine Breite von mindestens 1 000 m. Unmittelbar nördlich von Bredelar ist in Bredelar-Schichten ein Profil etwa 900 m quer zum Streichen recht gut aufgeschlossen. Es enthält die nordöstliche Fortsetzung der Grottenberg-Mulde und kann als anschauliches Beispiel für die Überlagerung einer Großfalte durch den Kleinfaltenbau gelten.

Allein auf der Basis der wenigen zuvor genannten guten Beobachtungsmöglichkeiten ein den tatsächlichen Verhältnissen nahe kommendes Faltenbild zu konstruieren, ist bei den insgesamt gegebenen Aufschlussverhältnissen kaum möglich. Daher können die tektonischen Schnitte im Bereich der Oberkarbon-Faltenzone bereichsweise nur als Prinzipskizzen gelten. Aus den gleichen Gründen wurde auch darauf verzichtet, in der Darstellung der tektonischen Baueinheiten und Strukturen (s. Taf. 2 in der Anl.) einen Streichlinienentwurf anzufertigen.

Die Inkohlungswerte, gemessen an Proben aus den Arnsberg-Schichten der Schnitte G – H und K – L (s. Taf. 1 in der Anl.), variieren in einem Bereich von etwa 3,5 bis etwa 2,9 % R_{\max} im Schnitt G – H und etwa 3,9 bis etwa 3,2 % R_{\max} im Schnitt K – L (s. Kap. 4.2). Geht man von der Annahme lateral, das heißt isostrat (im Schichtflächenniveau), gleich bleibender Inkohlungsverhältnisse aus, so könnte man zwischen der streichenden Fortsetzung des Messinghäuser Sattels im Süden und dem Almer Sattel im Norden einen Bereich mit relativ flach nach Nordwesten abtauchendem Falten Spiegel annehmen. Das heißt, der Faltenbau der Schichten schließt eine nach Nordwesten generell stratigrafisch jünger werdende Schichtenfolge auf.

Die Faltenkonstruktion im Schnitt G – H zeigt aber an verschiedenen Stellen, dass aufgrund der Lagerungsverhältnisse scheinbar ältere Schichten geringere Inkohlungswerte aufweisen. Dies kann als Hinweis auf eine lithostratigrafisch wie auch biostratigrafisch nicht fassbare und daher nicht kartierbare Überschiebungstektonik gewertet werden. Im Schnitt G – H können auf dieser Grundlage Aufschiebungen nordwestlich des Himbeerkopfes, im Bereich der Großen Aa sowie südlich der Aabachtalsperre vermutet werden. Letztere dürfte mit der Aufschiebung am Nordwestrand des Massenkalks (s. Schnitt C – D) in Verbindung zu bringen sein, während für die streichende Störung nordwestlich der Großen Aa eine Anbindung an die Längsstörung im Tal des Kriegergrabens möglich erscheint.

4.2 Inkohlungsverhältnisse

(B. OESTERREICH)

In den meisten Sedimenten sind mikroskopisch kleine Reste von organischer Substanz enthalten. Sie unterliegen im Laufe der Erdgeschichte insbesondere durch Änderung der Temperaturverhältnisse infolge einer Versenkung in größere Tiefen einer stofflichen und strukturellen Umwandlung. Dieser Vorgang wird als Inkohlung bezeichnet. Entscheidender Faktor für das Fortschreiten des Inkohlungsprozesses ist die auf die organische Substanz einwirkende maximale Temperatur. Aufgrund der Zunahme der Temperatur mit steigender Teufe sind in der Regel ältere Gesteinsabfolgen höher inkohlt als jüngere. Die Bewertung des Inkohlungsverlaufs gestattet Rückschlüsse auf die Versenkungsgeschichte sowie die thermische und strukturelle Entwicklung eines Ablagerungsraumes. Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Petrografie der Sedimente aufgrund der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine das Inkohlungsbild beeinflussen kann. Stratigrafisch gleich alte Schichten zeigen häufig in Muldenposition eine höhere Inkohlung als in Sätteln. Diese „Nachinkohlung“ ist als eine Folge der tieferen Versenkung zu betrachten (PATTEISKY & TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1962).

Aufgrund der hohen Inkohlung der paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges wird zur Beurteilung der Inkohlungsverhältnisse im Blattgebiet das maximale Reflexionsvermögen von Vitrinit (R_{\max}) ermittelt.

Insbesondere Karbonatgesteine sind äußerst arm an organischer Substanz, sodass die wenigen messbaren Objekte keinen verlässlichen statistisch abgesicherten Reflexionswert liefern können. Eine wertvolle Hilfe zur Abschätzung der Vitrinitreflexion in karbonatischen Sedimenten liefert der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI). Die Farbe der Conodonten verändert sich in Abhängigkeit von der thermischen Beeinflussung sowie der Dauer der Temperatureinwirkung (EPSTEIN & EPSTEIN & HARRIS 1977).

Für das Blattgebiet lieferten die Reflexionsmessungen Werte der maximalen Reflexion in einem Bereich von 3 bis > 5 % (Tab. 6 u. Abb. 11). Dies entspricht nach TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1979) dem hohen Anthrazitstadium (2,8 – 4 % R_{\max}) im Übergang zum Metaanthrazitstadium (4 bis > 6 % R_{\max}).

Generell lässt sich feststellen, dass die älteren devonischen bis unterkarbonischen Gesteine im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels höher inkohlt sind als die Arnberg-Schichten in der Oberkarbon-Faltenzone im Zentral- und Nordteil des Blattgebietes. Der

Tabelle 6
Ergebnisse der Reflexionsmessungen

Fundpunkt	Stratigraphie	Anzahl der Messungen (n)	Standard- abweichung (s)	R _{max} (%)
O b e r k a r b o n				
R 3482 740; H 5704 660	Arnsberg-Schichten	60	0,27	3,69
R 3482 470; H 5705 470	Arnsberg-Schichten	60	0,24	3,35
R 3483 910; H 5704 360	Arnsberg-Schichten	60	0,26	3,34
R 3483 740; H 5703 710	Arnsberg-Schichten	60	0,20	3,53
R 3482 950; H 5702 910	Arnsberg-Schichten	60	0,19	3,46
R 3483 230; H 5702 480	Arnsberg-Schichten	60	0,20	3,61
R 3483 530; H 5702 010	Arnsberg-Schichten	60	0,21	3,56
R 3480 440; H 5703 950	Arnsberg-Schichten	60	0,25	3,68
R 3481 660; H 5700 580	Arnsberg-Schichten	60	0,24	3,92
R 3480 900; H 5698 720	Arnsberg-Schichten	60	0,31	4,35
R 3486 100; H 5699 910	Arnsberg-Schichten	60	0,33	4,11
R 3486 830; H 5701 220	Arnsberg-Schichten	60	0,24	3,93
R 3484 100; H 5706 550	Arnsberg-Schichten	60	0,15	3,22
R 3484 220; H 5705 700	Arnsberg-Schichten	60	0,21	3,55
R 3485 250; H 5704 930	Arnsberg-Schichten	60	0,20	3,36
R 3485 490; H 5704 680	Arnsberg-Schichten	60	0,21	3,41
R 3485 170; H 5705 930	Arnsberg-Schichten	60	0,23	3,31
R 3484 510; H 5706 170	Arnsberg-Schichten	60	0,25	3,32
R 3486 170; H 5704 000	Arnsberg-Schichten	60	0,16	3,22
R 3483 960; H 5703 470	Arnsberg-Schichten	60	0,19	3,37
R 3482 420; H 5700 170	Arnsberg-Schichten	60	0,25	3,98
R 3484 210; H 5701 520	Arnsberg-Schichten	60	0,18	3,50
R 3484 890; H 5701 810	Arnsberg-Schichten	60	0,23	3,48
R 3485 700; H 5702 220	Arnsberg-Schichten	60	0,20	3,27
R 3486 880; H 5703 740	Arnsberg-Schichten	60	0,18	3,43
R 3487 630; H 5703 170	Arnsberg-Schichten	60	0,21	3,53
R 3486 600; H 5701 940	Arnsberg-Schichten	60	0,24	3,64
R 3487 420; H 5699 545	Arnsberg-Schichten	60	0,25	4,24
R 3481 150; H 5705 600	Arnsberg-Schichten	30	0,14	2,88
R 3480 470; H 5706 850	Arnsberg-Schichten	25	0,02	3,06
R 3477 000; H 5704 670	Arnsberg-Schichten	62	0,41	3,17
R 3476 980; H 5704 360	Arnsberg-Schichten	110	0,37	3,54
R 3481 210; H 5701 860	Arnsberg-Schichten	42	0,28	4,10
U n t e r k a r b o n				
R 3483 740; H 5798 490	Bredelar-Schichten	75	0,29	4,25
R 3480 900; H 5698 360	Kulm-Tonschiefer	41	0,61	4,23
R 3485 300; H 5700 220	Kulm-Tonschiefer	32	0,38	4,07
R 3481 210; H 5701 860	Kulm-Tonschiefer	60	0,23	4,10
R 3482 200; H 5697 780	Kulm-Tonschiefer	52	0,41	4,70
R 3481 990; H 5697 260	Kulm-Kieselkalk			(3,46)
R 3486 640; H 5698 500	Kulm-Kieselschiefer	200	0,55	4,95
R 3483 640; H 5697 950	Liegende Alaunschiefer			(3,97)
R 3479 710; H 5697 620	Liegende Alaunschiefer	140	0,83	4,38
R 3482 190; H 5697 480	Liegende Alaunschiefer	30	0,38	4,86
D e v o n				
R 3478 070; H 5703 960	Tonstein (Oberdevon)	10		4,15
R 3480 020; H 5697 350	Tentakulitenschiefer (Givet)	1		(5,01)
R 3479 840; H 5697 500	Tonige Lage im Riffschuttalk (Givet)	53	0,62	5,10
R 3480 190; H 5696 420	Tonige Lage im Riffschuttalk (Givet)	29	0,55	4,34

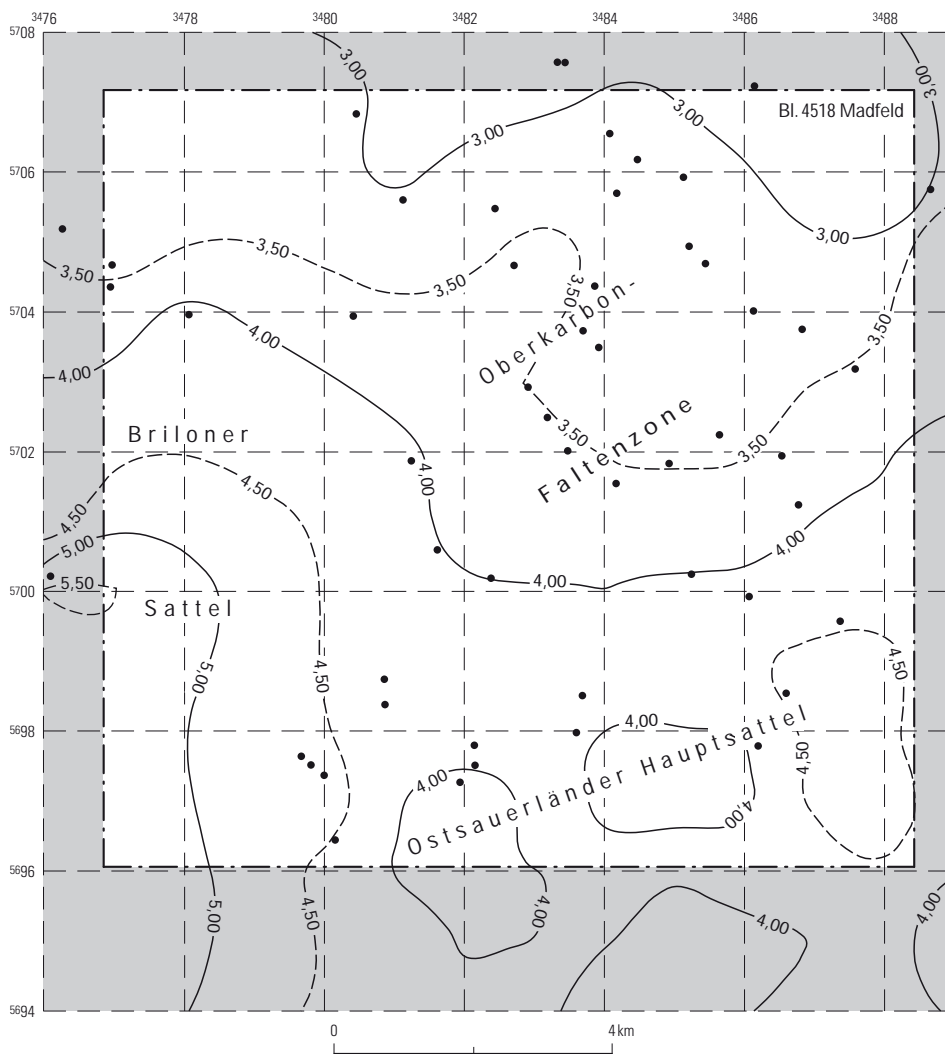


Abb. 11 Übersicht der Isoapostilben im gefalteten Paläozoikum

Inkohlungsgrad des Massenkalks konnte im Blattgebiet lediglich indirekt ermittelt werden. Zum einen konnten Reflexionsmessungen an Vitriniten in tonigen Lagen im Riffschuttkalk durchgeführt werden, zum anderen wurde der Inkohlungsgrad der Kalksteine mithilfe des Farbänderungsindex von Conodonten abgeschätzt. KÖNIGSHOF (1992) gibt für devonische und unterkarbonische Proben aus dem Blattgebiet CAI-Werte von 4 – 6 an, die einer maximalen Reflexion von 4,4 – 6,9 % R_{\max} entsprechen (Tab. 7).

Tabelle 7

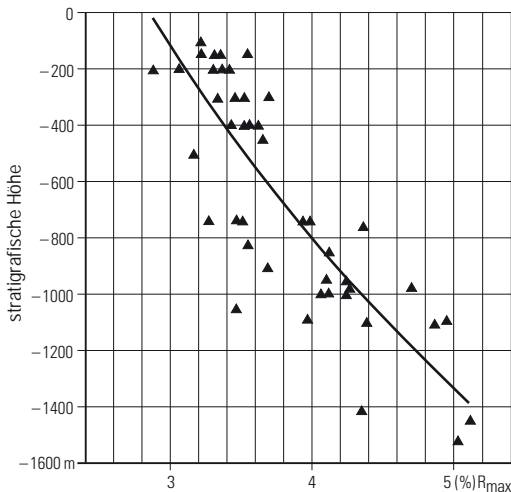
Abschätzung der maximalen Vitrinit-Reflexion
aus dem Farbänderungsindex von Conodonten (CAI)
(nach KÖNIGSHOF 1992)

Fundpunkt	Stratigrafie	CAI-Wert	R_{\max} (%) geschätzt
R 3479 520; H 5699 430	<i>typicus</i> -Zone (Unterkarbon)	5,5 – 6	6,4 – 6,9
R 3484 500; H 5696 350	Späte <i>falsiovalis</i> -Zone (Basis Oberdevon)	4,5 – 5	5,0 – 5,5
R 3479 540; H 5699 430	<i>varcus</i> -Zone (Givet)	4 – 4,5	4,4 – 5,0
R 3483 540; H 5696 800	<i>varcus</i> -Zone (Givet)	4	4,4
R 3483 520; H 5696 800	Mittlere <i>varcus</i> -Zone (Givet)	4	4,4

Die Abschätzung des Inkohlungsgradienten, der einen Einblick in die geothermische Entwicklung eines Ablagerungsraumes gestattet, erfolgte auf grafischem Weg. In Abbildung 12 wird der Zusammenhang zwischen dem Wert des maximalen Reflexionsvermögens (R_{\max}) und der stratigrafischen Höhe, die das relative Alter der Proben repräsentiert, dargestellt.

Die Zunahme der Inkohlung mit steigendem Alter erfolgt im Blattgebiet Madfeld

nur in kurzen Profilabschnitten linear. Über das gesamte Profil ist ein Trend der Inkohlungszunahme charakteristisch, der durch einen konvexen Kurvenverlauf beschrieben werden kann. Im stratigrafischen Profilverlauf fällt auf, dass die älteren Gesteinsfolgen durch einen steileren Reflexionsgradienten ($1,7 \% R_{\max}/1000 \text{ m}$) gekennzeichnet sind als die jüngeren oberkarbonischen Schichten ($1,4 - 1,5 \% R_{\max}/1000 \text{ m}$). Dieser Unterschied ist sicherlich zum Teil durch die verschiedene petrografische Ausbildung der Gesteinsfolgen bedingt. WOLF (1972) wies darauf hin, dass gering mächtige, meist kondensierte, tonige Schichtenfolgen deutlich steilere Reflexionsgradienten aufweisen als mächtige, meist sandige Gesteinsserien. Die unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit und Mächtigkeit der Gesteinsfolgen hat einen entscheidenden Einfluss auf die für den Inkohlungsprozess



zur Verfügung stehende Zeit und damit für den Inkohlungsfortschritt (WOLF & BRAUN 1994, BÜKER 1996). Eine direkte Rekonstruktion von Paläotemperaturen und geothermischen Gradienten aus Inkohlungsmessungen ist aufgrund der Vielzahl von Einflussfaktoren auf die Ermittlung der Reflexionsgradienten nur näherungsweise und unter großen Vorbehalten zulässig (WOLF & BRAUN 1994). Bei der Bestimmung von Inkohlungsgradienten aus weit gestreut liegenden Oberflächenproben gestaltet sich die Zuordnung der Probenpunkte zu einer bestimmten stratigrafischen Höhe besonders in sehr mächtigen Gesteinsfolgen wie den Arnsberg-Schichten als schwierig.

Abb. 12 Zunahme der Inkohlung mit der stratigrafischen Höhe (Inkohlungs-Teufen-Diagramm)

Zur Abschätzung der thermischen Beanspruchung eines geologischen Raumes wurde von TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER & WEBER (1979) unter Beachtung des Inkohlungsgrades und der Illit-Kristallinität eine Abgrenzung der Anchimetamorphose zur tiefen Versenkungsdiagenese vorgeschlagen. Die devonischen und unterkarbonischen Gesteine im Blattgebiet sind demnach schwach anchimetamorph beansprucht worden ($R_{\max} > 4 \%$), während die jüngeren Schichtenfolgen lediglich durch eine tiefe Versenkungsdiagenese überprägt wurden ($R_{\max} < 4 \%$). Für eine zusätzliche Wärmequelle im Untergrund, die zu einer höheren metamorphen Beanspruchung geführt haben könnte, gibt es keine Hinweise. Vielmehr ist die höhere Inkohlung der devonischen und unterkarbonischen Proben vermutlich ausschließlich durch eine tiefere Versenkung der Schichtenfolgen zu erklären.

Generell lässt sich feststellen, dass die Hauptinkohlung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge vor der Faltung begann und sich während der Faltung im Oberkarbon fortsetzte (prä- bis synkinematisch). In einigen Regionen außerhalb des Blattgebiets, wie im Bereich des Lippstädter Gewölbes und der Altenbürener Störung, konnte eine syn- bis postkinematische Nachinkohlung infolge des Aufstiegs von Intrusivkörpern (WOLF 1972, PAPROTH & WOLF 1973, KREBS 1978, TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1982) beobachtet werden. Eine kleinräumig begrenzte Nachinkohlung infolge hydrothormaler Lösungen für Bereiche um die Ortschaften Bleiwäsche und Madfeld ist als sehr wahrscheinlich anzusehen, da KÖNIGSHOF (1992) innerhalb kürzester räumlicher Erstreckung im Bereich des „Stemmel“ sehr unterschiedliche Conodontenfarben beobachten konnte, die mit einiger Wahrscheinlichkeit auf eine hydrothermale Beeinflussung hindeuten. Vererzungen mit ausreichend hohen Mineralisationstemperaturen, die eine kleinräumige Nachinkohlung bewirken könnten, sind von mehreren Lokalitäten des Blattgebiets, wie dem „Malachitdom“ im Steinbruch Düstertal (CLAUSEN 1992 a) und dem Dorfteich in Radlinghausen (SCHAEFFER 1984) beschrieben worden. Hohe Mineralisationstemperaturen von bis zu 350°C können im nordöstlichen Sauerland für eine Vererzungsphase im Jura bis zur Unterkreide angenommen werden (Phase II, Kalzit-Quarz-Phase i. S. von SCHAEFFER 1984). Die Wirkung von solchen kleinräumigen thermischen Ereignissen bleibt, wie auch KÖNIGSHOF (1992) anhand der Beobachtung der Conodontenfarbe bestätigen konnte, auf wenige Meter im Nebengestein beschränkt.

In der Vergangenheit wurde das nordöstliche Sauerland bei Darstellung der Inkohlungsverhältnisse aufgrund der fehlenden Untersuchungen nur randlich betrachtet. Die wenigen Messwerte aus dem Devon und Unterkarbon des Blattgebiets lassen sich gut mit Reflexionsmessungen aus dem nordwestlich dem Ostsauerländer Hauptsattel vorgelagerten Gebiet, die nicht von einer postorogenen Nachinkohlung (Warsteiner Inkohlungshoch, Altenbürener Lineament) beeinflusst worden sind (PAPROTH & WOLF 1973, KALKREUTH 1979, WOLF & BRAUN 1994), in Beziehung setzen. In Ergänzung der Darstellung der Inkohlungsverhältnisse im Oberkarbon kann festgestellt werden, dass sich die bei WOLF & BRAUN (1994) angedeutete Abnahme des Inkohlungsgrades östlich des Warsteiner Sattels von $R_{\max} > 5 \%$ auf Reflexionswerte um 3% R_{\max} und geringer auch im Blattgebiet fortsetzt. Die ermittelten Inkohlungsgradienten ($1,4$ bis $1,5 \%$ $R_{\max}/1\,000\text{ m}$) sind für das Unter- und Oberkarbon größenordnungsmäßig mit einem 650 m langen Profil aus der Nuttlarer Mulde ($1,2 \%$ $R_{\max}/1\,000\text{ m}$, WOLF & BRAUN 1994) zu vergleichen. Die Inkohlungsverhältnisse im Blattgebiet Madfeld weisen im Großen und Ganzen ein kongruentes Bild zur Stratigraphie auf, wie es für das nördliche Rheinische Schiefergebirge außerhalb von Gebieten mit einer postorogenen Nachinkohlung charakteristisch ist.

In den devonischen Riffkalksteinen des Briloner Riffkomplexes konnten in einigen Proben in Mikrokluft^{en} Beläge von Kataimpsonit (metamorphe Bitumina), meist in Verbindung mit postkinematisch gebildetem Dolomit (MACHEL 1990) beobachtet werden. Derartige Bildungen sind auch aus dem Westteil des Briloner Riffs und dem Warsteiner Riffkomplex bekannt (CLAUSEN & HATTON & STADLER 1985). Daneben können fein verteilte Impsonitbildungen in zum Teil mylonitisierten Tonschlieren des Massenkalks beobachtet werden (MORITZ 1983). Diese Bitumina sind vermutlich zu einem sehr frühen Zeitpunkt der Diagenese in den Massenkalk eingewandert. Die Migrationsfähigkeit von Bitumen ist in einem starken Maße von der Temperatur und demzufolge von der Versenkungstiefe abhängig. Aufgrund ihrer zeitlichen und räumlichen Beziehung zu den Riffkalksteinen sieht KREBS (1978) die Tentakuliten-Schichten und die Padberg-Schichten sowie oberdevonische Schwarzschieferhorizonte als Kohlenwasserstoff-Muttergesteine an.

MACHEL (1990) sieht aufgrund von Untersuchungen der Diageneseabläufe keinen Anhaltspunkt dafür, dass im Bereich des Briloner Riffs eine bedeutende prätektonische Kohlenwasserstoffmigration stattgefunden hat. Als Ursache wird eine frühzeitige Zementation des Restporenraumes der Karbonate oder das Fehlen der hydraulischen Verbindung zum Muttergestein angesehen. Erst durch die Schaffung einer Restporosität von 3 – 5 % infolge einer spätdiagenetischen beziehungsweise postkinematischen Dolomitisierung und Rissbildung wurden die Voraussetzungen für eine Migration von Kohlenwasserstoffen geschaffen (KREBS 1978). Die Einwanderung von Bitumen in den Massenkalkkomplex ist somit ein zeitlich stark eingeschränkter Prozess, bei dem einerseits Temperaturen von 60 – 150 °C durch eine Versenkung erreicht werden müssen, um Kohlenwasserstoffe aus den Muttergesteinen zu mobilisieren. Andererseits kann eine Migration nur dann erfolgen, wenn die Porenräume noch nicht vollständig geschlossen wurden. Als Zeitpunkt für eine mögliche Kohlenwasserstoff-Migration sieht KREBS (1978) das untere Oberkarbon an. Während des oberen Juras bis zur Unterkreide wurden die bituminösen Komponenten remobilisiert und durch die hohen Temperaturen während der postvariszischen Mineralisation (300 – 350 °C) zu Kataimpsonit umgewandelt (CLAUSEN & HATTON & STADLER 1985).

Messungen der maximalen Reflexion an Bitumina ergaben im Vergleich zu den Vitriniten bei gleichem Inkohlungsgrad stets höhere Werte (Tab. 8; LÜTKE & KOCH 1984, JACOB &

Tabelle 8
Reflexionsmessungen an Impsonit aus dem Massenkalk
(nach MORITZ 1983)

Bohrung	Lage	Teufe	R _{max} (%)	Anzahl der Messungen (n)	Bemerkungen
Madfeld 1	R 3478 610; H 5699 460	695,65 – 695,75	4,5	14	dispers verteiltes Bitumen
Madfeld 1	R 3478 610; H 5699 460	703,85	5,2	30	dispers verteiltes Bitumen
Madfeld 1	R 3478 610; H 5699 460	703,85	(8,6)		Graphiteinschlüsse
Auf dem Loh 1	R 3478 070; H 5703 960	279,70 – 279,85	6,6	22	dispers verteiltes Bitumen
Auf dem Loh 1	R 3478 070; H 5703 960	279,70 – 279,85	5,9		massiges Bitumen
Auf dem Loh 1	R 3478 070; H 5703 960	361,05 – 361,15	8,4	1	Graphiteinschlüsse

HILTMANN 1988). Zur Beurteilung des Inkohlungsgrades sind Reflexionswerte von Bitumina nicht geeignet, sie können jedoch wertvolle Hinweise zur postsedimentären Entwicklung eines Ablagerungsraumes liefern.

Aussagen zur Abschätzung der maximalen Versenkungstemperatur und -dauer, der Wärmeflussgeschichte und der maximalen Mächtigkeit der Überdeckung eines Ablagerungsraumes aus Inkohlungsuntersuchungen lassen sich aufgrund der unterschiedlichen paläogeografischen, stofflichen und strukturellen Entwicklung nur unter Vorbehalt mit anderen geologischen Regionen parallelisieren. Bereits vorliegende Abschätzungen und Modellrechnungen für die devonischen und karbonischen Ablagerungen des rechtsrheinischen Schiefergebirges (ONCKEN 1984, 1987, 1990; WOLF & BRAUN 1994; BÜKER 1996) liegen weit auseinander. Eine abschließende Bewertung ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht möglich.

4.3 Deckgebirge

Das Deckgebirge des Blattgebiets überlagert diskordant die gefalteten devonischen und karbonischen Schichten der gegen Ende des Paläozoikums entstandenen Rheinischen Masse.

4.3.1 Zechstein

Die Zechstein-Ablagerungen im Blattgebiet fallen mit $1 - 10^\circ$ flach in östlicher Richtung auf die Hessische Senke zu ein. Steilere Schichtlagerungen sind kleinräumig am unmittelbaren Schiefergebirgsrand – als Folge des steilen Paläoreliefs – und in der Nachbarschaft von Verwerfungen zu beobachten. Am Priesterberg konnten Anlagerungswinkel der Zechstein-Ablagerungen an den variszischen Untergrund zwischen 20 und 55° beobachtet werden (PAECKELMANN 1945 a, 1945 b).

In der Ortschaft Giershagen wird die Zechstein-Oberfläche durch mehrere parallel verlaufende Nordwest – Südost streichende Störungen verworfen. Dieses Störungssystem ist im variszisch gefalteten Grundgebirge noch einige Kilometer in nordwestliche Richtung zu verfolgen und besitzt im Bereich der Zechstein-Ablagerungen eine Sprunghöhe von $8 - 20$ m. Durch die Heraushebung einer schmalen Horstscholle werden die ursprünglich flach lagernden Zechstein-Sedimentgesteine verstellt. Die Anlage dieser Störung erfolgte während der variszischen Gebirgsbildung. Insbesondere während der Ablagerung der Werra-Folge sind derartige herzynisch streichende Verwerfungen erneut aktiviert worden und führten in zentralen Beckenteilen der Hessischen Senke zu einer Gliederung in Schwellen und Tröge (KULICK et al. 1984). Die Auswirkungen der epirogenen Bewegungen sind auch im Bereich der Zechstein-Randfazies noch bis in die Leine-Folge nachweisbar (MÖLLER 1985).

Nordwestlich von Essentho werden die an der Oberfläche anstehenden Zechstein-Gesteine durch Nord – Süd verlaufende Störungen mit Sprunghöhen von $1 - 10$ m in mehrere Schollen zerlegt. Diese Störungen gehören zu einer Vielzahl von Staffelbrüchen, die den östlichen Rand der Rheinischen Masse im Übergang zur Hessischen Senke markieren. Die Gesamtsprunghöhe der Schollenabsenkung von ca. $1\,000$ m verteilt sich auf eine große Anzahl von steil stehenden Abschiebungen, die infolge einer Dehnungsbeanspru-

chung eine etwa 11 km breite gleichsinnige Verwerfungstreppe bilden (MEIBURG 1982). Größere Verwerfungen, wie der ca. 5 km östlich des Blattgebiets verlaufende Westheimer Abbruch, fiedern sich in zahlreiche parallel verlaufende kleinere Störungen auf, die zur Ausbildung intensiv gegliederter Horst- und Grabenzonen geführt haben. Ein Teil der Störungen wurde bereits während des frühen Zechsteins angelegt. Daraus resultieren zum Teil erhebliche Mächtigkeitsunterschiede der einzelnen Schichtenfolgen, besonders der Werra-Folge und der Staßfurt-Folge auf benachbarten Schollen im Bereich von Giershagen und in dem östlich anschließendem Blattgebiet 4519 Marsberg.

Die Hauptbewegungen am Ostrand des Schiefergebirges mit dem Einbruch der Hessischen Senke fanden im Oberjura bis in die Unterkreide statt (jungkimmerische Bewegungen).

4.3.2 Kreide

Die Kreide-Schichten im nördlichen Blattgebiet bilden den Südrand des Münsterländer Kreide-Beckens. Die Schichten an der Basis der Kreide-Ablagerungen fallen mehr oder weniger gleichsinnig mit etwa 1 – 3° nach Norden ein. Die exhumierte Diskordanzfläche auf den paläozoischen Schichten trägt südlich des Kreide-Randes mehrere große Erosionsrelikte von Kreide-Vorkommen wie den Spreenberg und den Wiesenberg.

Das Kreide-Deckgebirge ist durch einige wenige, parallel oder quer zum Streichen der Schichten verlaufende Störungen in Schollen zerlegt. Zu beobachten sind die Störungsrichtungen Südwest – Nordost (50 – 60°), Südsüdwest – Nordnordost (30°) und Nordnordwest – Südsüdost (165°). Sie folgen den im Blattgebiet 4418 Wünnenberg zu beobachtenden Kluftrichtungen (SKUPIN 1989).

Die tektonische Zerlegung ist insbesondere im Nordostteil des Blattgebiets entlang des Oberlaufs des Röhrer Grunds (südlich von Gut Wohlbedacht) nachzuweisen, wo die Schichten des Cenomans an den Talhängen gegeneinander versetzt an der Geländeoberfläche ausstreichen.

Generell sind die im Kreide-Deckgebirge vorhandenen Abschiebungen als Ausgleichsbewegungen zu Hebungs- und Dehnungsvorgängen nach Ablagerung und Verfestigung der Kreide-Sedimentgesteine aufzufassen. Hinsichtlich des Entstehungszeitraumes mögen die Störungen sowohl subherzyn und iaramisch (spät- bis nachkretazisch) als auch während der Hebung des Rheinischen Schiefergebirges an der Wende Tertiär/Quartär aufgerissen sein. Eine Wiederbelebung von variszisch angelegten Störungen des paläozoischen Gesteinsuntergrundes ist für die Kreide im Blattgebiet nicht zu belegen.

5 Nutzbare Lagerstätten

(B. OESTERREICH)

Im Blattgebiet hat zum gegenwärtigen Zeitpunkt lediglich der Abbau von Kalkstein sowie von Diabas eine wirtschaftliche Bedeutung. Die Gewinnung von Kalkstein findet heute hauptsächlich im Bereich des Briloner Riffkomplexes westlich von Madfeld und Bleiwäsche sowie nördlich von Rösenbeck statt. Zahlreiche kleinere Steinbrüche, die in der

Vergangenheit eine lokale Bedeutung für den Verkehrswegebau und für die Baustoffindustrie besaßen, sind heute stillgelegt. Auch der in der Vergangenheit intensiv betriebene Abbau von Erzen ist völlig zum Erliegen gekommen.

5.1 Erze

5.1.1 Eisenerz

Im Gebiet des östlichen Sauerlandes reichen die Anfänge des Eisenerzbergbaus bis in die keltische Zeit zurück (BOTTKE 1965).

Mit dem Einsatz von dampfgetriebenen Maschinen wurden ab 1880 Tiefschächte unterhalb der Talsohlen vorgetrieben. Hauptabnehmer der Eisenerze war die Aplerbecker Hütte bei Dortmund. Die meisten Gruben wurden um 1900 außer Betrieb gestellt. Auf den Gruben „Antonie“, „Enkenberg“ und „Grottenberg“ ging bis 1950/51 ein unbedeutender Nachlesebergbau um.

Bei den Roteisensteinvorkommen des „Brilon-Waldecker-Erzbezirkes“ handelt es sich um vulkanosedimentäre, submarin-exhalative Lagerstätten des Lahn-Dill-Typs, die an die Vulkanite des Hauptgrünsteins (Givet-Stufe) gebunden sind. Tektonisch sind die Lagerstätten fast ausschließlich an der nordöstlichen Sattelwende sowie an der Nordwestbeziehungsweise Südostflanke des Ostsauerländer Hauptsattels und des nordöstlich vorgelegerten Messinghäuser Sattels positioniert.

Das unmittelbare Lagerliegende bilden meist geschichtete Schalsteine, die häufig mit Kalksteinkomponenten durchsetzt sind und eine beginnende Kalksteinbildung während vulkanischer Ruhephasen anzeigen. Die Erzsedimentation erfolgte nach BOTTKE (1977) in Zeiten vulkanischer Ruhe und wird in der Regel mit einem Schalsteinlager eingeleitet. Die Erzbildung verlief mehrphasig und erreichte ihren Höhepunkt gegen Ende der vulkanischen Tätigkeit (BOTTKE 1965). Entsprechend ihrer mineralogischen Zusammensetzung lassen sich verschiedene Erztypen unterscheiden (Tab. 9).

In den höheren Teilen beziehungsweise am Top der vulkanischen Schwelle sind bevorzugt massige Eisenkieselerze zu finden. Diese Erze waren auf den Gruben „Antonie“ und „Enkenberg“ Gegenstand des Abbaus. In den Flanken der Schwellenregionen gehen diese Lager unter Mächtigkeitsabnahme in kieselige und schließlich in kalkige Hämatiterze über. Die kalkigen Hämatiterze bilden in der Regel die randlichen Partien des Erzmittels und leiten mehr oder weniger kontinuierlich in die karbonatisch-tonige Beckenfazies über. Eisenspaterze treten im Blattgebiet nur sehr untergeordnet auf; sie sind stets an tiefere abgeschnürte Bereiche am Fuß der Vulkanschwelle gebunden.

Unter euxinischen Bedingungen kam es in größerer Entfernung von den Vulkanschwellen zur Bildung von Pyriterzen. Ein derartiges, 0,5 – 1,5 m mächtiges Pyritlager an der Grenze zwischen Schalstein und Riffkalk beschreibt SCHAEFFER (1980) aus dem Steinbruch am Westhang des Berges „Burg“ (R 3479 850, H 5697 600).

Die primären Erzbildungen unterlagen nach der Ablagerung intensiven diagenetischen Veränderungen. Neben einer Verkieselung der Hämatiterze, die zur Bildung von sekundären kieseligen Hämatiterzen geführt hat, ist vielfach eine metasomatische Verdrängung von Kalzit durch Hämatit beobachtet worden. Besonders dickbankige Korallen-Krinoiden-

Tabelle 9
Erztypen des Brilon-Waldecker Erzbezirks
(BOTTKE 1977)

Erzfaziestypen	Erztypen	Fe-Gehalte der Erztypen	Bauwürdigkeit 1936-1963
kieseliges Hämatiterz	Kieselskalk (Chert)	Abnahme, 22 % Fe ↑ ↓ Zunahme, 62 % Fe	nicht bauwürdig ↑
	Eisenkieselerz		
	kieseliges Roteisenerz		
	dichtes Roteisenerz		
kalkiges Hämatiterz	dichtes, kalkiges Roteisenerz	Zunahme, 52 % Fe ↑ ↓ Abnahme auf unter 20 % Fe	bauwürdig ↓
	flaseriges, kalkiges Roteisenerz		
	eisenreicher Kalkstein		bedingt bauwürdig bei Fe-Gehalten über 22 %
	Roteisendetritus		
	eisenreicher Riffdetritus		
Magnetiterz	dichtes Magnetiterz	bis 43 % Fe	bauwürdig
Eisenspaterz	dichtes Eisenspaterz	Zunahme, 45 % Fe ↕	bauwürdig
	flaseriges Eisenspaterz	Abnahme, 23 % Fe	bedingt bauwürdig
Pyriterz	Pyriterz	unter 20 % Fe	unbauwürdig

Kalksteine im Bereich des Messinghäuser Sattels sind durch eine intensive metasomatische Hämatitvererzung gekennzeichnet.

Das Erzlager der Grube „Grottenberg“ bei Beringhausen ist an die Grenze Vulkanit/Kalkstein auf dem Südostflügel der Vulkanschwelle des Messinghäuser Sattels gebunden und fällt mit 45 – 50° nach Süden ein. Im Mittelalter wurden oberflächennah anstehende Eisenkieselerze mit einer maximalen Mächtigkeit von 5 m abgebaut (SLOTTA 1986). Später erfolgte der Abbau des Erzlagers in zwei Stollen sowie einer Tiefsohle.

Im Nordostteil der Grube war ein bis zu 20 m mächtiges metasomatisches Eisenerzlager aufgeschlossen, das über der Sohle des Carls-Stollens als kalkiges Hämatiterz ausgebildet war (BOTTKE 1977). Zwischen der Carls-Stollensohle und dem 48 m tiefer gelegenen Mathilden-Stollen standen kieselige Hämatiterze an.

Den Höhepunkt der Eisenerz-Förderung erlebte die Grube „Grottenberg“ mit 17 310 t Roherz im Jahr 1889 (BOTTKE 1977). Anfang des 20. Jahrhunderts wurde der Abbau eingestellt. Von 1941 bis 1951 ging auf der Grube ein Nachlesebergbau um. 1959/60 wurde

die Lagerstätte erneut mittels Tiefbohrungen erkundet. Dabei wurde eine Erstreckung des Erzlagers bis in eine Teufe von 80 – 100 m unterhalb der Mathilden-Stollensohle ermittelt.

Das Erzmittel der Grube „Enkenberg“ bei Rösenbeck ist tektonisch an die Nordwestflanke des Messinghäuser Sattels gebunden und fällt dort mit 45 – 52° nach Nordwesten ein (BOTCKE 1977). Die Gesamterstreckung des Erzmittels beträgt nach BOTCKE (1965) 300 m in Nordwest-Südost-Richtung beziehungsweise 100 m in Südwest-Nordost-Richtung bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 3 m.

Der Altbergbau ging vorwiegend auf den oberflächennahen Lagerteilen der kalkigen Eisenerze um. Die zentralen Teile des Erzmittels werden durch maximal 8 m mächtige Eisenkieselerze gebildet, die randlich in metasomatisch gebildete kalkige Hämatiterze beziehungsweise vererzte Kalksteine übergehen (BOTCKE 1977).

Der Eisenerzabbau wurde auf dieser Grube 1881 eingestellt. In den Jahren 1959/60 wurde durch Erkundungsbohrungen die Fortsetzung des Erzmittels bis in eine Tiefe von 150 m unterhalb der Stollensohle nachgewiesen.

Das Erzlager der Grube „Charlottenzug“ bei Bredelar ist an den Hauptgrünstein des überkippten Nordwestflügels des Padberger Sattels gebunden und war durch zwei Stollensohlen sowie drei Tiefbausohlen aufgeschlossen. Zunächst wurden oberflächennahe Lagerteile in kleinen Tagebauen und Pingen östlich des Bellersteins sowie oberhalb der Heinrich-Stollensohle auf einer Länge von 800 m abgebaut (SLOTTA 1986). Das Lagermittel bestand hier vorwiegend aus kalkigen Hämatiterzen, untergeordnet traten auch kieselige Hämatiterze auf. Nach BOTCKE (1965) war das Eisenerzlager relativ einheitlich mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 3 – 6 m ausgebildet. Im Niveau des Lydia-Stollens wurde das hier ausschließlich aus kalkigen Hämatiterzen bestehende Lager auf eine Länge von insgesamt 650 m überfahren.

1890 wurden von der Lydia-Stollensohle aus drei Tiefsohlen bis 150 m unter das Talniveau der Hoppecke aufgefahren. Dabei wurde festgestellt, dass die Mächtigkeit des mit 70 – 80° nach Norden einfallenden Erzlagers mit zunehmender Teufe abnimmt.

Neben der abnehmenden Lagermächtigkeit führten vor allem die hohen Kosten für die Wasserhaltung zur Einstellung des Grubenbetriebs im Jahr 1903.

Die beiden Erzmittel der im Jahr 1950 stillgelegten Grube „Antonie“ bei Beringhausen stellen die westliche Fortsetzung des Charlottenzuger Eisensteinlagers dar.

Das Steinbreiter Erzmittel, das vorwiegend aus kieseligen Hämatiterzen besteht, wurde auf einer streichenden Länge von 150 m bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1 – 2 m abgebaut. Das Vosskauler Mittel setzt sich vornehmlich aus kieseligen und dichten Hämatiterzen zusammen und war lediglich auf einer Länge von 30 m bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1,5 m abbauwürdig.

Die Grube „Reinhard“ bei Giershagen gehört zu den kleineren Eisenerzgruben, die an die vulkanischen Gesteine der nordöstlichen Sattelwende des Ostsauerländer Hauptsattels gebunden sind. Das Erzlager war als geschlossene „Erzsedimentbedeckung“ an eine domartige Aufwölbung der Vulkanschwelle gebunden (BOTCKE 1977). Kieselige Hämatiterze wurden am Top der vulkanischen Schwelle abgebaut, während an den Flanken

der vulkanischen Untiefe kalkige Eisenerze und eisenreiche Kalksteine der Givets abgebaut wurden. Die Mächtigkeit des Erzlagers schwankte erheblich zwischen 0,5 und 6 m (Oberbergamt Bonn 1890). Der Abbau auf der Grube „Reinhard“ wurde 1887 eingestellt, seit 1936 sind auch keine weiteren Erkundungen durchgeführt worden.

Neben den Roteisensteinvorkommen vom Lahn-Dill-Typ gibt es im Blattgebiet verschiedene sedimentäre Eisenerze im Oberkarbon und in der Unterkreide sowie epigenetische hydrothermale Vererzungen in devonischen Gesteinen.

Im Norden des Blattgebiets sind 1860 mehrere Bergwerksfelder auf Eisenstein verliehen worden; Grundlage dieser Verleihungen sind vermutlich Roteisensteingerölle im Transgressionskonglomerat der Wünnenberg-Schichten (Kap. 3.5.1.1; SCHULTE 1937).

In der ersten Auflage der geologischen Karte sind westlich von Madfeld und in der Umrahmung der nordöstlichen Sattelwende des Messinghäuser Sattels bei Rösenbeck, Beringhausen und Bredelar Toneisensteine innerhalb der Bredelar-Schichten verzeichnet, die zu einem Versuchsbergbau westlich von Madfeld Anlass gegeben haben.

Kleinere Eisenerzkörper und -gänge sind aus einigen Kalksteinbrüchen des Blattgebiets bekannt. Aus einem Steinbruch bei Messinghausen (R ³⁴79 000, H ⁵⁶96 100) beschreibt SCHAEFFER (1986) eine metasomatische Vererzung mit einer Hämatit-Goethit-Dolomit-Kalzit-Paragenese. Im Steinbruch südlich des „Stemmel“ (R ³⁴79 650, H ⁵⁶98 950) treten bis zu 3 m mächtige Gänge mit einer Hämatit-Bleiglanz-Quarz-Kalzit-Paragenese auf, die bereits von SCHRIEL (1956) und VON DECHEN (1855) erwähnt worden sind.

5.1.2 Manganerz

Manganerze wurden im Blattgebiet lediglich in der Grube „Elisabeth I“ bei Rösenbeck in einem größeren Rahmen abgebaut.

Die Lagerstätte liegt im Bereich der intensiv tektonisch verschuppten Rösenbecker Mulde und ist an eine tektonische Schuppe zwischen zwei Überschiebungsbahnen gebunden. Das äußerst unregelmäßig entwickelte Erzlager besteht aus stückigen und mulmigen Eisen-Manganerzen in einer tonigen Grundmasse, die mit Massenkalk-Brocken durchsetzt ist. Die Mächtigkeit des Erzlagers erreicht durchschnittlich 2 – 3 m, selten auch 20 m. Die Erze bestehen überwiegend aus Pyrolusit, Goethit und Limonit. Die Metallgehalte im Fördererz betrugen durchschnittlich 20 % Mangan und 30 % Eisen (PÄCKELMANN & KÜHNE 1936).

Genetisch sind die Eisen-Mangan-Lager von Rösenbeck vermutlich als deszendente Erzbildungen infolge der tertiären Verwitterung anzusehen (SCHAEFFER 1986). Den primären Erzgehalt leitet PÄCKELMANN (1944 a) aus Sedimentgesteinen des Unterkarbons her, die höhere Gehalte an Eisen-Mangan-Karbonaten aufweisen. Nur im Bereich von Störungszonen mit einem stark aufgelockerten Gesteinsverband sind die Voraussetzungen vorhanden, dass derartige Eisen-Mangan-Anreicherungen wie im Bereich der Grube „Elisabeth I“ auch in größeren Tiefen auftreten (PÄCKELMANN 1944 a).

Die Grube „Elisabeth I“ wurde ab 1918 erschlossen und war bis Ende 1936 in Betrieb (FRITZ 1944). Die Rohstoffknappheit am Ende des 2. Weltkrieges führte 1944 zur Wiederaufnahme des Bergbaus. Diese letzte Betriebsperiode endete 1948.

5.1.3 Kupfererz

Kupfererz-Bergbau ist lediglich aus dem Buchholz nördlich von Giershagen überliefert (KIPPER 1908). Über Art und Umfang des Bergbaus liegen keine Erkenntnisse vor. Gegenstand des Abbaus war der Kupfermergel (Werra-Folge, Zechstein 1; Kap. 3.3.2.1.2).

Bei Bleiwäsche wurden Kupfererze als Beiprodukt des Blei-Zink-Abbaus gewonnen. Die gangförmigen Mineralisationen sind meist an kleine Störungen und Verwerfungen gebunden. Im Zusammenhang mit der Erforschung der gefärbten Tropfsteine der Höhle „Mala-chitdom“ im Düstertal bei Bleiwäsche wurden mineralogische und geochemische Untersuchungen an einem Nordwest – Südost streichenden Erzgang durchgeführt, der das Höhlensystem durchsetzt (GERMANN & FRIEDRICH 1992). Die Gangmineralisation ist durch eine Tetraedrit-Tennantit-Kupferkies-Bleiglanz-Pyrit-Quarz-Paragenese charakterisiert. Durch Verwitterung der Primärerze ist eine Vielzahl von Sekundärmineralen entstanden, die als kleinste übersinterte Farbpigmente die einzigartige Färbung der Tropfsteine verursachen (CLAUSEN 1992 b).

5.1.4 Gold

Seit dem frühen Mittelalter wird im Gebiet der Eder, der Diemel und der Hoppecke nach Gold gesucht. Erstmals wurde 1676 von einem Goldabbau im Bearbeitungsgebiet berichtet (Oberbergamt Bonn 1890). Demnach wurde in der „Goldkuhle“ am Enkenberg goldhaltiger „Eisenmulm“ abgebaut, aus dem man durch Amalgamation insgesamt 16,5 Lot (= 241 g) Gold gewann.

Nach HOMANN (1989) sind die primären Goldvorkommen an die Liegenden Alaunschiefer, den Kulm-Kieselschiefer und den Kulm-Kieselkalk gebunden. Die durchschnittlichen Gold-Konzentrationen in diesen unterkarbonischen Gesteinen sind allerdings nur gering (1,5 – 100 ppb) und liegen damit im Bereich des durchschnittlichen Gehaltes der Erdkruste.

Die Untersuchung des Seifengoldes aus den Bächen und Flüssen im Blattgebiet zeigt, dass dieses mehrfach umgelagert wurde (HOMANN 1989). Die von HOMANN (1989) in der jüngsten Vergangenheit durchgeführte Goldprospektion konnte neue Vorkommen von goldhaltigen Schwermineralseifen östlich von Bleiwäsche an der Murmecke, der Großen Aa, dem Aabach sowie einem kleinen Zufluss der Diemel nachweisen.

5.1.5 Blei- und Zinkerz

Der Bergbau auf Bleierze ist im Blattgebiet seit dem 16. Jahrhundert umgegangen (SLOTTA 1983). Der Ortsname „Bleiwäsche“ ist sicherlich auf das bereits sehr früh entdeckte Vorkommen von bleihaltigen Erzen zurückzuführen. Bis 1880 wurden unter dem Ort Blei- und Zinkerze bis in 70 m Teufe abgebaut. Danach kam der Erzbergbau weitestgehend zum Erliegen. Neben den bergbaulich genutzten Vorkommen sind in der Literatur vielfach Gangvererzungen in Kalksteinen und Karstschlotten beschrieben. Bei den Blei-Zink-Vererzungen innerhalb des Briloner Riffkomplexes handelt es sich um hydrothermale Gangvererzungen in Kalksteinen und Karstschlotten (SCHAEFFER 1984).

Bis auf die gangförmigen Vererzungen, die an die Ost – West und Ostnordost – West-südwest streichenden tektonischen Strukturelemente gebunden sind, wird die Mineralisation im Gebiet Bleiwäsche – Brilon der postvariszischen (saxonischen) Mineralisationsabfolge zugerechnet. Nach CLAUSEN (1992 a) ist damit für die Vererzungen von Bleiwäsche ein oligozänes bis miozänes Hauptmineralisationsalter anzusetzen. SCHRIEL (1952) leitet die Herkunft der Erzlösungen aus der Remobilisation älterer Lagerstätten im Untergrund ab.

Nach den Untersuchungen von LARGE & SCHAEFFER & HÖHNDORF (1983) ist dagegen eine solche Remobilisation sehr unwahrscheinlich. SCHAEFFER (1984) sieht eine mittelbare Beziehung zwischen den postvariszischen Vererzungen und einem weiträumig aufgedrungenen Manteldiapir, der zur Öffnung der Aufstiegswege für die Lösungen und zu einer Erhöhung des geothermischen Gradienten geführt hat. Er nimmt an, dass sich infolge des erhöhten Wärmefflusses eine großräumig wirksame Konvektionszelle bildete, in der große Mengen meteorischen Wassers zirkulierten und Metalle aus Gesteinen im tieferen Untergrund mobilisierten.

In den 1970er-Jahren wurde im Rahmen eines Tiefbohrprogrammes der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) im Gebiet südwestlich von Bleiwäsche („Auf dem Loh“) in 345 – 351 m Teufe eine schichtgebundene variszische Vererzung im Massenkalk der Schwelm-Fazies erbohrt (BRINCKMANN et al. 1978, BRINCKMANN & SIEWERS 1980). Die angetroffene Lösungsbrekzie ist mit Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Markasit und Kalzit vererzt.

Des Weiteren beschreibt SCHAEFFER (1984) an der Grenze zum Blattgebiet 4618 Adorf zwei gangförmige Blei-Zink-Vorkommen, die an die Grenze Massenkalk/Diabas (Grube „Weiße Kaule“) beziehungsweise an die Grenze Massenkalk/Kulm-Kieselkalk (Grube „Antoinette“) gebunden sind.

5.2 Industrieminerale

5.2.1 Baryt

Die Barytvorkommen im Raum Bleiwäsche sind als metasomatische Verdrängung und als Imprägnation vorwiegend an Cenoman-Mergel und Cenoman-Kalk gebunden, die hier in Schloten und Taschen eines Paläokarstes auf dem devonischen Massenkalk vorkommen.

Neben der metasomatischen Verdrängung und Imprägnation von Oberkreide-Sedimentgesteinen ist aus dem Raum südlich von Bleiwäsche ein Baryt-Körper bekannt, der an eine Abschiebung innerhalb von Tonsteinen des Unterkarbons gebunden ist (SCHAEFFER 1984).

Für die Hauptmineralisation des Baryts gibt SCHAEFFER (1984, 1986) tertiärzeitliches Alter (Oligozän bis älteres Miozän) an. Tektonisch sind die Vererzungen an Querstörungen und an Nordnordwest – Südsüdost streichende Störungen gebunden, die sich aus dem unterlagernden Massenkalk bis in die oberkretazischen Sedimentgesteine fortsetzen.

5.2.2 Coelestin

Das Coelestin-Vorkommen bei Giershagen war um 1900 kurzzeitig Gegenstand eines Abbaus. Eine erneute Untersuchung erfolgte gegen Ende des Zweiten Weltkrieges.

Das Vorkommen ist an Tonsteine des Werra-Staßfurt-Grenztones und an das Staßfurt-Karbonat gebunden. PAECKELMANN (1945 a) sieht das Coelestin-Vorkommen als primäre Bildung am Küstensaum des Zechstein-Meeress als faziellen Vertreter von Gips an, während KIPPER (1908) die Bildung von Coelestin als aszendente-hydrothermale Mineralisation mit nachfolgender Imprägnation des Nebengesteins interpretiert. Nach MÜLLER (1962) wurde der Coelestin durch die Konzentration des Meerwassers in flachen Küstenbereichen infolge höherer Verdunstungsraten und fehlender kontinuierlicher Zufuhr von frischem Meerwasser ausgefällt.

Die Mächtigkeit des Coelestin-Lagers wird mit 0,3 – 1 m angegeben. Das Vorkommen wurde in einer Breite von 13 – 25 m und in einer Längserstreckung von ca. 500 m in Süd-südwest-Nordnordost-Richtung nachgewiesen.

5.2.3 Kalzit und Dolomit

Im gesamten Briloner Massenkalk sind vielfach meist relativ steil stehende Kalzitgänge zu beobachten, die teilweise seit der Mitte des 19. Jahrhunderts in Gruben unmittelbar westlich der Grenze zum Blattgebiet 4517 Alme abgebaut worden sind.

Größere Kalzitgänge sind aus dem Steinbruch „Düstertal“ (südwestlich von Bleiwäsche, STEUERWALD 1992), aus dem Steinbruch südwestlich von Hogesknapp (R ³⁴78 800, H ⁵⁷00 250; SCHAEFFER 1984) und aus alten Abbauen zwischen Radlinghausen und Rösenbeck (PAECKELMANN & KÜHNE 1936) bekannt.

Einen Dolomitgang, der offensichtlich an eine Störung im Massenkalk gebunden ist, stellten PAECKELMANN & KÜHNE (1936) in der ersten Auflage der geologischen Karte südlich von Rösenbeck an der Grenze zum Blattgebiet 4518 Adorf dar.

5.2.4 Quarz

Quarz wird im Blattgebiet in vielen Mineralisationen als Gangart beobachtet. CLAUSEN (1992 a) beschreibt aus Hohlräumen und Spalten im Massenkalk das Auftreten von idiomorphen Suttroper Quarzen. Lokal können diese infolge der Lösung von Kalzit in Form von „in-situ-Seifen“ angereichert werden. Solch ein Vorkommen in einer Karstschlotte ist am und im Dorfteich von Radlinghausen zu finden (BEHR et al. 1979, SCHAEFFER 1984). Es soll nach Angaben von Einwohnern früher einmal Gegenstand eines Abbaus gewesen sein.

5.3 Steine und Erden

Während der Abbau von Steinen und Erden in der Vergangenheit in vielen kleinen Betrieben erfolgte, konzentrieren sich die jetzt genutzten Lagerstätten auf wenige, dafür flächenmäßig sehr große Betriebe. Abgebaut werden derzeit mittel- und oberdevonischer Massenkalk sowie Vulkanite des Hauptgrünsteins.

5.3.1 Vulkanite

Der Hauptgrünstein im Kernbereich des Messinghäuser Sattels ist ein begehrter Rohstoff für die Schotter- und Splittherstellung. Die abgebauten vulkanischen Gesteine finden fast ausschließlich im Straßenbau Verwendung, wo sie zum Aufhellen von Straßen-decken eingesetzt werden können. Im Bereich des Grottenberg-Vulkans werden die vulkanischen Gesteine zur Gewinnung von Straßen- und Eisenbahnschotter abgebaut (Steinbruch am Grottenberg). Im Bereich des Berges „Burg“ ist in der Vergangenheit in einigen Steinbrüchen eine maximal 120 m mächtige vulkanoklastische Abfolge zur Schotter- und Splittgewinnung abgebaut worden. Am Südosthang des Padbergs, an der Grenze zum Blattgebiet 4618 Adorf, wurden mächtige Lapillituffe abgebaut, die nach SUNKEL (1990) einen intrusiven Lavakörper enthalten. Nordwestlich von Giershagen ist im Diemeltal und in einem südlichen Seitental die nordöstliche Fortsetzung des Hauptgrünsteins in zwei Steinbrüchen erschlossen. Gegenstand des Abbaus waren massige Pillow-Laven, die mit Padberg-Schichten vergesellschaftet sind.

5.3.2 Massenkalk

Den flächenmäßig größten Teil des Briloner Riffkomplexes nimmt im Blattgebiet der mittel- bis oberdevonische Massenkalk in Dorf-Fazies ein. Die großen Steinbrüche zwischen Madfeld und Rösenbeck sowie im Düstertal bei Bleiwäsche gewinnen diesen Kalkstein (DROZDZEWSKI 2007). Die Abbaubetriebe in der Umrahmung des Messinghäuser Sattels sind inzwischen stillgelegt.

Die hochreinen Kalksteine (durchschnittlich über 55 Gew.-% CaO, < 0,2 Gew.-% Fe₂O₃) werden als Rohstoff für die Herstellung von Branntkalk, als Grundstoff für die chemische Industrie und die Zuckerindustrie sowie als Zuschlagstoff für die Glas- und metallurgische Industrie und als Edelsplitt eingesetzt.

5.3.3 Andere Gesteine

Außer dem Massenkalk sind in der Umrahmung des Ostsauerländer Hauptsattels auch andere mittel- und oberdevonische Kalksteine zu finden, die jedoch einen höheren Tongehalt aufweisen. Diese Vorkommen sind im Allgemeinen durch schmale Ausstrichbereiche und starke tektonische Beanspruchung gekennzeichnet, sodass ihre Abbaumöglichkeiten räumlich stark begrenzt sind. Die Qualität dieser Kalksteine ist in der Regel schlechter als die des Massenkalks. Ein größerer Anteil an tonigen Beimengungen hat negativen Einfluss auf den CaO-Gehalt, sodass die Kalke bevorzugt für die Schotter- und Splittherstellung eingesetzt wurden. In zahlreichen auflässigen Steinbrüchen bei Padberg, Beringhausen und Rösenbeck wurden diese Kalksteine in der Vergangenheit abgebaut.

In einigen kleinen Steinbrüchen wurde früher Kulm-Kieselschiefer zur Verwendung als Schotter, Baustein und Komponente für die Herstellung von Terrazzo-Platten abgebaut. Die nutzbaren Vorkommen sind strukturell auf die Grottenberger Mulde beschränkt. Aufgrund seiner Sprödigkeit erfüllt dieses Gestein nicht die Qualitätsansprüche für den Straßenbau und wurde daher nur als Forstkies und für den lokalen Wegebau eingesetzt (VOGLER 1971, EGGERT et al. 1986). Nach SCHMIDT & PLESSMANN (1961) fand 1 km westlich von Beringhausen sogar ein untertägiger Abbau von Kulm-Kieselschiefer statt.

Verwitterte unterkarbonische Tonsteine wurden früher bei Bredelar (R ³⁴83 800, H ⁵⁶98 500) und Bleiwäsche (R ³⁴80 180, H ⁵⁷03 870) zur Herstellung von Brantziegeln gewonnen.

Die Arnsberg-Schichten, die große Bereiche des zentralen und nördlichen Blattgebiets ausmachen, sind in der Vergangenheit lediglich für den Forstwegebau genutzt worden. Zur Konstruktion des Dammbauwerkes der Aabachtalsperre wurde insgesamt 1,35 Mio. m³ Gesteinsmaterial aus den Arnsberg-Schichten verbaut, das im Wesentlichen in der unmittelbaren Umgebung der Sperrstelle in einem Steinbruch im Haßbachtal gewonnen wurde.

In der Vergangenheit wurden in kleinen Steinbrüchen bei Giershagen und in der Umgebung von Essentho Kalksteine des Zechsteins zur Nutzung als Baumaterial und zur Herstellung von Brantkalk gebrochen.

Die kalkig-mergeligen Gesteine des Cenomans wurden im Blattgebiet in der Vergangenheit nur sporadisch westlich von Essentho und nördlich von Bleiwäsche für den Wegebau, als Baumaterial und zur Brantkalk-Herstellung abgebaut.

Die Niederterrassenkiese der Hoppecke und der Diemel sind aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und wegen ihres Schluffgehaltes für den Abbau nicht geeignet.

6 Hydrogeologie

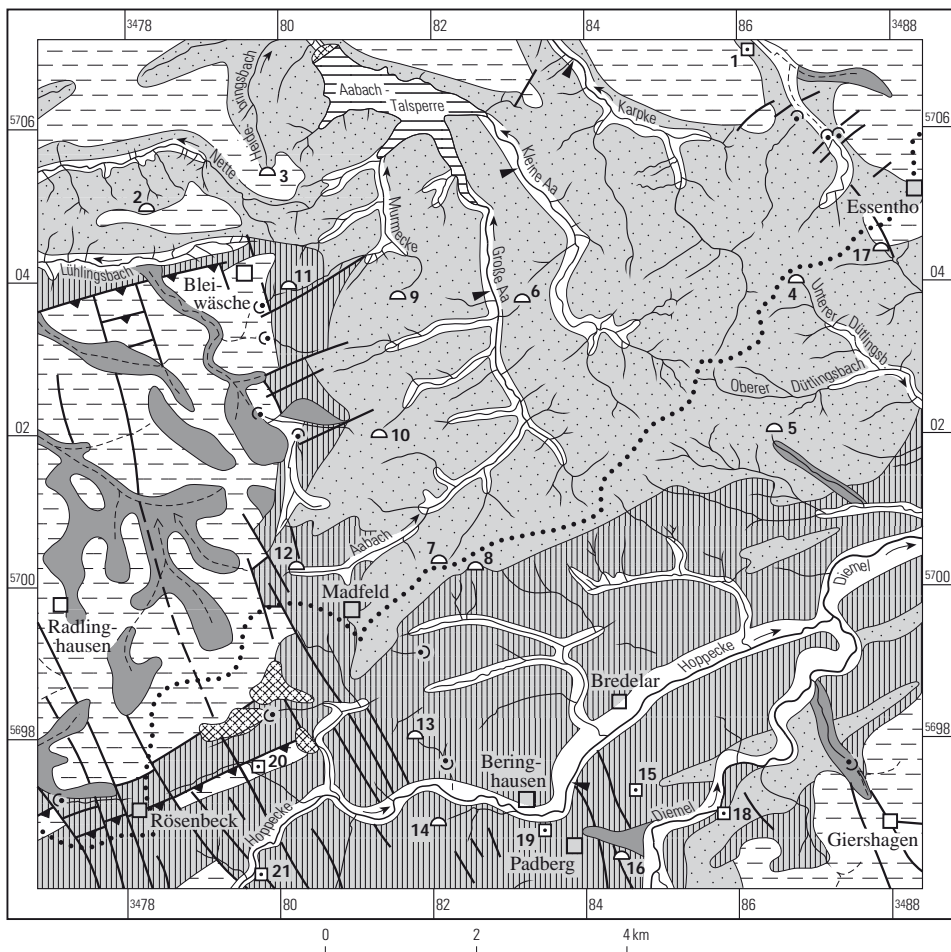
(L. KRAHN & H. G. NIESKENS)

Zwischen dem geologischen Bau und den Grundwasservorkommen im Untergrund besteht eine enge Beziehung. Allerdings kann im Rahmen der Erläuterungen nur ein allgemeiner Überblick über die hydrogeologischen Verhältnisse im Blattgebiet vermittelt werden.

6.1 Oberirdische Gewässer und Quellen

Das Blattgebiet liegt im Bereich der Hauptwasserscheide zwischen Rhein und Weser. Sie verläuft fast diagonal durch das Blattgebiet von Rösenbeck über Madfeld nach Essentho (Abb. 13) Die nördlichen Vorfluter Lühlingsbach, Aabach und Karpke entwässern über Alme und Lippe zum Rhein, während die südlichen, Hoppecke und Diemel, zur Weser fließen. Die Hoppecke weist im Blattgebiet bis zur Mündung in die Diemel ein Gefälle von 11 ‰, die Diemel von 13 ‰ auf. Die kleineren Vorfluter im Blattgebiet weisen wesentlich höhere Gefälle auf. So hat zum Beispiel die Große Aa ein Gefälle bis zur Aabachtalsperre von 60 ‰. Die Abflussverhältnisse können beispielhaft an den Pegeln Bredelar für die Hoppecke und Niederalme für die Alme (schon nicht mehr auf dem Blattgebiet, aber der östliche Vorfluter für den Briloner Riffkomplex) abgelesen werden (Tab. 10).

Die meisten Quellen im paläozoischen Untergrund außerhalb des Massenkalks sind an die Grenze zwischen Festgestein und dem gering durchlässigen Hanglehm gebunden. Dort entspringen die Quellen im Talschluss und an den Talhängen als Einzelquellen, Quellgruppen und in versumpften Quellmulden. Häufig stehen die Wasseraustritte in Ver-



Festgestein

- Kluftgrundwasserleiter mit sehr guter, örtlich wechselnder Trennfugendurchlässigkeit (Karstgrundwasserleiter)

Kalkstein, Dolomitstein; örtlich Tonstein, Tonmergelstein, Kalkmergelstein
Massenkalk, Werra-Karbonat, Werra-Randkarbonat, Staßfurt-Karbonat, Leine-Karbonat, Cenoman-Pläner (Devon, Perm, Kreide)

- Kluftgrundwasserleiter mit mäßiger bis geringer Trennfugendurchlässigkeit

Kalkstein wechsellagernd mit Tonstein; Tonstein teilweise mit Kalkknollen; Sandstein; Schluff- und Tonstein mit Feinsandstein, Tonmergel- und Kalkmergelstein

Padberg-Schichten: Oberdevon-Schichten der Schwelkenfazies; Oberdevon-Schichten auf dem Riff; Adorf-Bänderkalkstein, Kulm-Kieselkalk, Arnberg-Schichten, Unterer Bausandstein und Gelber Porensandstein, Kedinghausen- und Wünnenberg-Schichten, Cenoman-Mergel (Devon, Karbon, Trias, Kreide)

- Kluftgrundwasserleiter mit mäßiger bis sehr geringer Trennfugendurchlässigkeit

Ton- und Schluffstein, Diabas, Roteisenstein, Kieselkiefer, Kalkknollengesteine
Tentakuliten-Schichten, Hauptgrünstein, Roteisenstein, Nehden-Schichten, Hemberg-Schichten, Dasberg- und Wocklum-Schichten, Devon/Karbon-Übergangsschichten, Liegende Alaunschiefer und Kulm-Kieselkiefer, Kieselige Übergangsschichten und Kulm-Tonschiefer, Bredelar-Schichten, Werra-Staßfurt-Grenzton, Staßfurt-Leine-Grenzton, Leine-Aller-Grenzton (Devon, Karbon, Perm)

Lockergestein

- Porengrundwasserleiter mit guter bis mäßiger Porendurchlässigkeit

Kies und Schotter in tonig-schluffiger Grundmasse (unter Auenablagerungen); Schluff, tonig bis feinsandig, z. T. kiesig oder steinig; Schluff, Sand, Steine, wechselnder Schichtenaufbau

Niederterrasse, Ablagerungen in Talsohlen und Tälerben, Schwemmkegel (Quartär)

- Deckschichten mit geringer bis sehr geringer Porendurchlässigkeit

Ton, feinsandig und schluffig; Schluff, sandig bis tonig, steinig; Ton und Schluff tonige Kreide-Relikte; Lösslehm; Fließerde und Hangschutt; Ablagerungen in den Trockentälern, Anmoor (Tertiär, Quartär)

- Verwerfung
 Verwerfung, vermutet
 Auf- oder Überschiebung
 Ponor
 Abflusspegel
 künstliche Auffüllung oder Aufschüttung
 oberirdische Wasserscheide der Einzugsgebiete von Rhein und Weser
 14 Quelle mit Analysennummer (s. Tab. 11)
 21 Quelle, gefasst, mit Analysennummer (s. Tab. 11)

bindung mit Querstörungen, da dort durch die Auflockerung entsprechende Wasserwegsamkeiten im ansonsten meist gering durchlässigen Untergrund entstanden sind. Die Schüttung der Quellen beträgt meist nur wenige Liter pro Sekunde; in längeren Trockenperioden können die Quellen vollkommen versiegen.

Die bedeutendsten Karstquellen innerhalb des Briloner Riffkomplexes sind die Alme- und die Moosspringquelle (TK 25: 4517 Alme). Aus dem Pegel Niederalme ergibt sich, dass die Quellen im langjährigen Mittel (1940 – 1995) als Niedrigwasser 0,42 m³/s, als Mittelwasser 0,94 m³/s und als Hochwasser 2,38 m³/s schütten. Umfangreiche hydrochemische Untersuchungen und Altersbestimmungen ergaben, dass älteres, stärker Natriumchlorid-haltiges Karstgrundwasser mit einer mittleren Verweilzeit von 30 – 50 Jahren den Basisabfluss bildet. In Zeiten hoher Grundwasserneubildung füllt jüngerer Karstwasser den Karstgrundwasserleiter auf: Durch den Dichteunterschied kommt es zur Überschichtung des älteren durch jüngerer Karstgrundwasser. Im Verlauf des Frühjahrs und des Sommers fließen älteres und jüngerer Karstgrundwasser gemeinsam aus, wobei der Anteil des jüngeren Karstgrundwassers im Laufe der Zeit ständig zurückgeht (Koch 1984).

Tabelle 10
Abflussverhältnisse der Alme und der Hoppecke
(nach Unterlagen des Staatlichen Umweltamtes Lippstadt)

		Alme Pegel Niederalme			Hoppecke Pegel Bredelar		
Lage:		R 3473 97 H 5702 86			R 3483 77 H 5697 29		
Pegel Nullpunkt:		+304,8 m NN			+295,30 m NN		
Einzugsgebiet:		33,8 km²			77,4 km²		
Beobachtungszeitraum:		1940 – 1995*			1976 – 1994*		
		MNQ	MQ	MHQ	MNQ	MQ	MHQ
Abfluss [m³/s]	Winter (Nov. – April)	0,552	1,04	2,02	0,405	2,02	13,7
	Sommer (Mai – Okt.)	0,487	0,844	2,05	0,216	0,793	4,86
	Jahr	0,420	0,942	2,38	0,189	1,40	14,0
		MNq	Mq	MHq	MNq	Mq	MHq
Abflussspende [l/s · km²]	Winter	16,3	30,8	59,8	5,23	26,1	177
	Sommer	14,4	25,0	60,7	2,79	10,2	62,8
	Jahr	12,4	27,9	70,4	2,44	18,1	181
bekannter höchster Abfluss (HQ)		7,35 m³/s (5.5.1986)			25,2 m³/s (31.12.1986)		
bekannter niedrigster Abfluss (NQ)		0,196 m³/s (15.9.1951)			0,085 m³/s (26.8.1976)		

* Abflussjahr: 1.11. des Vorjahres bis 31.10.

MNQ	mittlerer Niedrigwasserabfluss	MNq	mittlere Niedrigwasserabflussspende
MQ	mittlerer Abfluss	Mq	mittlere Abflussspende
MHQ	mittlerer Hochwasserabfluss	MHq	mittlere Hochwasserabflussspende

Bei den Quellen im Verbreitungsgebiet des Zechsteins und der Oberkreide handelt es sich zumeist um Schichtquellen an der Grenze zu den wesentlich weniger wasserdurchlässigen Gesteinen des gefalteten paläozoischen Untergrundes.

6.2 Unterirdische Gewässer

In der hydrogeologischen Übersichtskarte wird zwischen Kluft- und Karstgrundwasserleitern sowie Porengrundwasserleitern unterschieden (Abb. 13).

6.2.1 Kluft- und Karstgrundwasserleiter (Festgesteine)

Innerhalb der Festgesteinsbereiche des Blattgebiets 4518 Madfeld werden aus hydrogeologischer Sicht aufgrund des Gebirgsbaus zwei Bereiche unterschieden:

Die Gesteine des Devons und Karbons sind stark verfestigt und im Verlaufe der variszischen Gebirgsbildung intensiv gefaltet worden. Abgesehen von den Karbonatgesteinsbereichen, die als Karstgrundwasserleiter einzustufen sind, weisen diese Gesteine eine nur geringe Wasserwegsamkeit auf. Bei dem anderen Bereich handelt es sich um die als Deckgebirge über dem gefalteten Untergrund folgenden Gesteine des Zechsteins, Buntsandsteins und der Kreide. Neben der Wasserwegsamkeit auf Trennfugen kann besonders der Buntsandstein auch eine geringe Porendurchlässigkeit aufweisen. Lösungsanfällige Gesteine, wie die Karbonatgesteine der Oberkreide und des Zechsteins, sind weit verbreitet; somit existieren Karstgrundwasserleiter auch im Deckgebirge.

Kluftgrundwasserleiter führen Grundwasser bevorzugt auf den Trennfugen, die in Form von Klüften, Störungen, Schieferungsfugen und Schichtfugen die Festgesteine durchsetzen. Die Trennfugendurchlässigkeit hängt im Wesentlichen von der petrografischen Zusammensetzung der Gesteine, vom Grad der tektonischen Beanspruchung, von der oberflächennahen Auflockerung sowie vom Grad der Verwitterung ab. Offene und weit aushaltende Trennfugen sind vorwiegend auf Gesteine wie Sandstein, Quarzit und Kalkstein beschränkt; diese Gesteine reagieren auf tektonische Beanspruchung spröde und neigen zur Bruchbildung. Tonige Festgesteine führen zwar auch Trennfugen, die jedoch aufgrund der meist nur äußerst geringen Öffnungsweite und der geringen Erstreckung keine nennenswerte Grundwasserführung aufweisen.

Erhöhte Wasserwegsamkeiten liegen in Bereichen vor, in denen durch die tektonische Beanspruchung der Gesteinsverband stärker aufgelockert ist. Im Blattgebiet gehören hierzu insbesondere die Störungszonen und – innerhalb der gefalteten Gesteine des Devons und Karbons – die Bereiche der Sattel- und Muldenumbiegungen. Die Wasserbewegung innerhalb der Kluftgrundwasserleiter ist im Wesentlichen auf die oberflächennahe Auflockerungszone beschränkt, da nur hier die Trennfugen nennenswerte Öffnungsweiten aufweisen. In der Regel reicht diese Zone in den gefalteten und stärker verfestigten Gesteinen des Devons und Karbons bis ca. 10 – 30 m unter die Felsoberfläche. In den oberen 5 – 10 m kann die Wasserwegsamkeit durch toniges Verwitterungsmaterial in den Trennfugen erheblich herabgesetzt sein. Unterhalb der oberflächennahen Auflockerungszone ist mit einer immer noch erhöhten, aber deutlich geringeren Durchlässigkeit bis in eine Tiefe von 60 – 80 m unter der Felsoberfläche zu rechnen. In den nicht gefalteten

Gesteinen des Zechsteins, Buntsandsteins und der Kreide ist generell mit ähnlichen Verhältnissen zu rechnen, wobei Unterschiede von der Gesteinsausbildung, der diagenetischen Verfestigung und von der tektonischen Beanspruchung abhängen.

Von den Gesteinen des gefalteten Untergrundes wurden als Grundwasserleiter mit einer mäßigen bis geringen Trennfugendurchlässigkeit unter anderen die Padberg-Schichten, tonige Kalksteine des Oberdevons, der Kulm-Kieselkalk und die Arnberg-Schichten eingestuft. Bei den Grundwasserleitern mit einer mäßigen bis sehr geringen Trennfugendurchlässigkeit handelt es sich vorwiegend um Gesteinsfolgen mit einem höheren beziehungsweise überwiegenden Anteil an Tonsteinen. Hierunter fallen unter anderen die Tentakuliten-Schichten, die Nehden-Schichten, die Hemberg-Schichten, die Dasberg- und Wocklum-Schichten, die Liegenden Alaunschiefer, der Kulm-Kieselschiefer und die Bredelar-Schichten.

Innerhalb der über dem gefalteten Untergrund folgenden Festgesteine des Zechsteins, des Buntsandsteins und der Kreide werden der Untere Buntsandstein, die Wünnenberg- und Kedinghausen-Schichten sowie der Cenoman-Mergel als Kluftgrundwasserleiter mit mäßiger bis geringer Trennfugendurchlässigkeit eingestuft.

Charakteristisch für Karstgrundwasserleiter sind große Hohlraumssysteme mit bedeutenden Wasserwegsamkeiten, die durch die chemische Lösung von Karbonatgesteinen – ausgehend von den Trennfugen und diesen daher räumlich folgend – entstehen. Die Hohlräume im Karst können netzartig miteinander verknüpft sein und wie kommunizierende Röhren funktionieren. Es können aber auch Einzelsysteme ohne hydraulische Verbindung existieren und sich unmittelbar nebeneinander unabhängige Karstgrundwasserkörper mit unter Umständen konträrer Fließrichtung ausbilden.

Als Folge der sehr guten Wasserwegsamkeit sind hohe Grundwasserfließgeschwindigkeiten typisch für Karstgrundwasserleiter; Markierungsversuche innerhalb des Briloner Riffkomplexes ergaben maximale Abstandsgeschwindigkeiten von mehr als 100 m/h. Die hohen Fließgeschwindigkeiten bedingen – insbesondere wenn die Überdeckung mit schützenden Deckschichten nur gering mächtig ist – die sehr große Verschmutzungsgefährdung von Karstgrundwasserleitern.

Als Karstgrundwasserleiter sind im Blattgebiet der Massenkalk des Briloner Riffkomplexes und des Messinghäuser Sattels sowie die Karbonatgesteine des Zechsteins und der Cenoman-Pläner einzustufen.

Der Westteil des Blattgebiets wird fast vollständig von dem stark verkarsteten Briloner Massenkalkstein eingenommen. Verkarstungserscheinungen sind weit verbreitet. Charakteristisch für diesen Bereich sind Erdfälle, Karstschlotten, Bachschwinden, Dolinen und Höhlen (Kap. 3.8). Oberirdische Gewässer versickern beim Übertritt aus der nicht verkarsteten Umgebung in den verkarsteten Bereich, sodass innerhalb des Verbreitungsgebiets des Massenkalksteins Trockentäler weit verbreitet sind. Die unterirdische Entwässerung erfolgt nach Westen zu den Alme- und Moosspringquellen (+ 320 m NN; TK 25: 4517 Alme).

Innerhalb der Schichtenfolge des Zechsteins, der im Blattgebiet überwiegend aus einer Wechselfolge von karbonatischen und tonig-mergeligen Gesteinen besteht, sind insbesondere das Werra-Randkarbonat (Werra-Folge) sowie das Leine-Karbonat und der Plat-

tendolomit (Leine-Folge) stärker verkarstet. Allerdings haben sich aufgrund der intensiven Faziesverzahnung und des häufig nur isolierten Auftretens des Zechsteins in morphologischen Hochlagen kaum größere zusammenhängende Grundwasserstockwerke ausgebildet.

Im Norden des Blattgebiets ist der verkarstete Cenoman-Pläner der Oberkreide weit verbreitet. Hierbei handelt es sich um einen flachen Karst, der im Liegenden durch die mit $2 - 2,5^\circ$ flach nach Norden einfallende Karbon-Oberfläche begrenzt wird. Die grundwassereingefüllte Mächtigkeit ist daher nur gering. Die Lösungserscheinungen innerhalb des Cenoman-Pläners sind meist nur auf die unmittelbare Umgebung der Trennfugen begrenzt. Bis auf einzelne Dolinen, Bachschwinden und Trockentäler sind an der Erdoberfläche keine Karsterscheinungen zu beobachten (Kap. 3.8). Im Raum Essentho ist zudem unklar, inwieweit diese Karsterscheinungen nicht auch auf Lösungsvorgänge im unterlagernden Zechstein zurückzuführen sind.

6.2.2 Porengrundwasserleiter (Lockergesteine)

Grundwasser führende Lockergesteine sind im Wesentlichen auf die Niederterrasse der größeren Vorfluter Diemel und Hoppecke beschränkt. In schmalen Tälern handelt es sich überwiegend um gering mächtige, verlehnte Bachschotter mit Einschaltungen von Hang-lehm, die in weiten Bereichen von Auenlehm überlagert werden. In der Übersichtskarte werden die Talablagerungen nicht weiter differenziert als Porengrundwasserleiter mit guter bis mäßiger Porendurchlässigkeit eingestuft.

In weiten Teilen des Blattgebiets werden die Festgesteine von jüngeren tonigen Lockergesteinen überlagert. Dabei handelt es sich zumeist um Lösslehm, Fließerde und Hangschutt sowie um tonige Relikte älterer Sedimentgesteine auf dem Massenkalk. Inwieweit diesen tonigen Gesteinen als grundwasserschützende Deckschicht eine größere beziehungsweise überhaupt eine Bedeutung zukommt, hängt von der petrografischen Zusammensetzung, der Mächtigkeit und der flächenhaften Verbreitung ab. In der Karte wurden diese Gesteine zusammengefasst als Deckschichten mit geringer bis sehr geringer Porendurchlässigkeit charakterisiert.

6.3 Grundwasserneubildung

Zur Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate können verschiedene Methoden genutzt werden (Arbeitskreis Grundwasserneubildung FH-DGG 1977). In den Mittelgebirgen wird oft auf Verfahren zurückgegriffen, die auf der statistischen Auswertung von Abflussmessungen beruhen und einen Mittelwert für das Einzugsgebiet des Pegels liefern.

Im Blattgebiet existieren verschiedene Pegel, die an der Hoppecke und verschiedenen Zuflüssen zur Aabachtalsperre liegen. Aus den Pegeldaten wurden anhand des MoMNQ₁₂-Verfahrens (VILLINGER 1981) die Grundwasserneubildungsraten für die oberirdischen Einzugsgebiete der verschiedenen Pegel bestimmt.

Die Auswertung der Pegel Fürstenberg 1 bis 3 (Große und Kleine Aa sowie Karpke) ergab Grundwasserneubildungsraten von $3,0 - 3,6 \text{ l/skm}^2$. Im Einzugsgebiet dieser Pegel streichen vornehmlich die Bredelar-Schichten und die Arnsberg-Schichten aus. Die Aus-

sagekraft dieser Werte wird allerdings durch den relativ kurzen Beobachtungszeitraum eingeschränkt.

Für das Einzugsgebiet des Pegels Bredelar (Hoppecke), das allerdings weit über das Blattgebiet hinausreicht, wurde eine Grundwasserneubildungsrate von 6,1 l/skm² ermittelt.

Ergänzend wurden auch die Daten des Pegels Niederalme (TK 25: 4517 Alme) ausgewertet, da sich das oberirdische Einzugsgebiet der Alme weit in den Massenkalk und in die angrenzenden Bereiche des Blattgebiets 4518 Madfeld erstreckt. Die Auswertung ergab die sehr hohe Grundwasserneubildungsrate von 23,4 l/skm²; dabei ist angesichts der komplizierten hydrogeologischen Verhältnisse im Karst nicht auszuschließen, dass der zur Alme entwässernde Bereich erheblich über das oberirdische Einzugsgebiet hinausreicht.

6.4 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Bei der Nutzung des Grundwassers als Trinkwasser dürfen die im Grundwasser gelösten Stoffe bestimmte Grenzwerte nicht überschreiten. In Kluftgrundwasserleitern, die bei einer hohen Grundwasserfließgeschwindigkeit ein nur geringes Reinigungsvermögen aufweisen, ist die Gefahr einer hygienischen Verunreinigung hoch. Die quartären Lockergesteine der Porengrundwasserleiter haben dagegen ein besseres Reinigungsvermögen.

Zur Beurteilung der chemischen Beschaffenheit des Grundwassers wurden aus Quellen und einer Bohrung zahlreiche Wasserproben entnommen und im chemischen Laboratorium des Geologischen Dienstes NRW und beim Hygiene-Institut des Ruhrgebiets untersucht. Eine Auswahl ist in Tabelle 11 dargestellt. Die weitaus meisten Wässer sind danach als erdalkalisch-hydrogenkarbonatisch-sulfatisch zu bezeichnen. Die Analyseergebnisse lassen einen deutlichen Zusammenhang zwischen dem Chemismus des Grundwassers und der Gesteinszusammensetzung im Einzugsgebiet erkennen. Ein deutlich erhöhter Kalzium- und Hydrogenkarbonatgehalt und Lösungsinhalte von 265 – 560 mg/l sind charakteristisch für Grundwasser aus dem Verbreitungsgebiet der kretazischen, permischen und devonischen Karbonatgesteine. Dem steht gering mineralisiertes Grundwasser aus dem Bereich der oberkarbonischen Gesteine mit Lösungsinhalten von 68 – 158 mg/l gegenüber. Lokal höhere Nitratwerte sind auf anthropogene Stickstoffeinträge zurückzuführen. Mit Gesamthärten von 2,4 – 19,1 °DH ist das Grundwasser sehr weich bis hart.

6.5 Wassergewinnung und Wasserversorgung

Die Versorgung der Gemeinden im Blattgebiet erfolgt zentral durch das Verbandswasserwerk „Weiße Frau“ und durch die Verbandsmitglieder Stadtwerke Brilon und Stadtwerke Marsberg. Hierzu dienen die Wassergewinnungsanlagen „Beringhäuser Tunnel“ und „Am Hagen“ des Verbandswasserwerkes „Weiße Frau“, die Wassergewinnungsanlage „Steinborn“ der Stadtwerke Brilon und die Wassergewinnungsanlage „Giershagen“ der Stadt Marsberg. Für diese Anlagen bestehen wasserrechtliche Erlaubnisse in Höhe von 465 000 m³/a. Da es sich ausschließlich um reine Quelfassungen mit kleinen Einzugsge-

Tabelle 11
Grundwasseranalysen

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Entnahmestelle	Gut Wohlbedacht	nord-westlich Bleiwäsche	nördlich Bleiwäsche	westlich Remesbühl	östlich Brülingskopf	östlich Schützenwiese	nord-östlich Madfeld	östlich Madfeld	östlich Bleiwäsche
entnommen aus	Bohrung	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle
Lage R H	3486 120 5707 020	3478 290 5704 980	3479 870 5705 470	3486 840 5703 880	3486 500 5701 840	3483 080 5703 600	3482 210 5700 360	3482 520 5699 980	3481 580 5703 860
Höhe (m +NN)	400	425	415	425	395	400	463	400	430
Geologie*	krc1	krcw	krc1,s	cnA	cnA	cnA	cnA	cnB	cnA
Entnahmedatum	30.9.86	31.5.90	31.5.90	1.6.90	1.6.90	1.6.90	1.6.90	1.6.90	1.6.90
Temperatur (°C)	10	9,2	7,7	11,4	11,3	10,9	10,6	10,5	10,4
Leitfähigkeit (25°C) (mS/m)	—	45,6	57,6	21,2	14,4	12,1	12,5	12,4	11,3
pH	7,0	7,6	7,5	7,8	7,6	7,4	7,4	7,7	7,5
Gesamthärte (°d)	12,5	14,1	18,7	5,5	2,9	2,5	2,6	2,4	2,4
Härtebereich nach Waschmittelgesetz	2	3	3	1	1	1	1	1	1
Karbonathärte (°d)	7,6	12,4	16,6	3,1	1,1	1,4	1,1	1,4	0,8
Na ⁺ (mg/l)	4,10	3,78	3,91	6,23	6,42	5,28	6,84	6,20	3,17
K ⁺ (mg/l)	3,74	1,08	0,71	1,30	1,28	0,74	0,51	1,29	0,92
Mg ²⁺ (mg/l)	1,99	1,71	2,05	10,5	6,91	6,44	5,67	6,49	6,02
Ca ³⁺ (mg/l)	85,7	97,9	130	22,0	9,46	7,22	9,21	6,71	7,40
Mn ²⁺ (mg/l)	0,002	0,005	0,002	< 0,001	0,001	< 0,001	0,002	< 0,001	< 0,001
Fe ²⁺ (mg/l)	0,021	0,01	0,005	0,01	0,015	0,012	0,057	0,032	0,003
Cl ⁻ (mg/l)	17,7	6,30	7,60	7,90	6,40	6,10	10,3	5,30	6,10
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	165	269	360	67,1	24,4	30,5	24,4	30,5	18,3
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	47,6	32,3	32,2	34,9	32,6	25,5	27,7	25,3	23,4
NO ₃ ⁻ (mg/l)	23,0	6,80	8,70	8,41	2,80	< 1,0	< 1,0	2,10	3,10
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	349	419	549	158	90	82	85	84	68

* Erl. der Symbole s. geologische Karte

bieten handelt, schwanken die Schüttungen der Quellen stark. So liegen die nutzbaren Mindestschüttungen in Trockenzeiten zwischen 125 und 260 m³/d, während nach niederschlagsreichen Zeiten zwischen 260 und 439 m³/d genutzt werden können.

Die im Norden des Blattgebiets gelegene Aabachtalsperre dient der Versorgung von Gemeinden außerhalb des Blattgebiets. Die Abgaberechte betragen 9 Mio. m³/a. Das Einzugsgebiet der Talsperre beträgt einschließlich der Beileitung aus der Karpke rund 35 km³.

Tabelle 11
(Fortsetzung)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
süd- westlich Rem- bruchs- kopf Quelle	Blei- wäsche Quelle	Madfeld Quelle	östlich Enken- berg Quelle	westlich Bering- hausen Quelle	nord- östlich Padberg Quelle, gefasst	süd- östlich Padberg Quelle	süd- westlich Essentho Quelle	Nieder- mühle Quelle, gefasst	nord- westlich Padberg Quelle, gefasst	Stein- born- Quelle Quelle, gefasst	Quelle Bering- hauser Tunnel Quelle, gefasst
³⁴⁸¹ 460 ⁵⁷⁰² 160	³⁴⁸⁰ 180 ⁵⁷⁰³ 860	³⁴⁸⁰ 330 ⁵⁷⁰⁰ 190	³⁴⁸¹ 830 ⁵⁶⁹⁷ 900	³⁴⁸² 130 ⁵⁶⁹⁶ 920	³⁴⁸⁴ 630 ⁵⁶⁹⁷ 270	³⁴⁸⁴ 450 ⁵⁶⁹⁶ 440	³⁴⁸⁷ 870 ⁵⁷⁰⁴ 410	³⁴⁸⁵ 720 ⁵⁶⁹⁷ 000	³⁴⁸³ 400 ⁵⁶⁹⁶ 750	³⁴⁷⁹ 600 ⁵⁶⁹⁷ 600	³⁴⁷⁹ 500 ⁵⁶⁹⁶ 200
440	435	457	400	375	400	355	415	310	340	390	340
cnA	cd2,ki	cd3,kt/ cnB	cd2,ki	dfaD-W	dvV	de-vT	Ca3	de-vT/ dvV	dvV/ dv-fP	dv-fD/ dfa,t	dv-fD
1.6.90	1.6.90	1.6.90	31.5.90	31.5.90	31.5.90	31.5.90	31.5.90	14.5.98	14.5.98	2.10.98	14.5.98
10,8	12,2	11,2	12,5	14,2	9,9	10,9	10,6	8,5	9,0	8,2	9,9
18,0	41,7	45,2	40,9	39,9	58,4	23,8	52,4	51,4	46,9	34,5	41,4
7,2	7,8	7,7	7,9	7,3	7,1	7,8	7,9	7,4	7,7	7,9	7,8
3,8	12,5	11,6	12,2	11,5	19,1	7,7	16,4	14,1	13,3	9,0	9,0
1	2	2	2	2	3	2	3	3	2	2	2
0,8	10,4	8,7	7,9	6,7	16,6	5,9	12,9	10,6	9,3	7,1	6,7
6,97	6,99	14,9	5,36	6,46	4,90	4,19	4,76	7,50	7,60	5,20	16,0
2,02	3,98	7,92	1,55	1,24	0,73	0,62	0,77	0,90	1,50	0,50	5,2
9,37	11,3	11,1	12,0	10,2	6,19	6,06	7,98	10,0	15,0	8,50	7,20
11,7	70,4	64,8	67,4	65,4	126	44,8	104	84,5	70,5	50,7	52,5
0,002	0,002	< 0,001	0,001	0,001	< 0,001	0,002	< 0,001	< 0,010	< 0,010	< 0,010	< 0,010
0,018	0,017	0,025	0,010	0,007	0,005	0,006	0,010	0,010	0,010	0,010	0,020
16,7	12,5	32,7	23,0	14,5	10,6	4,8	10,0	8,0	15,0	7,0	10,0
18,3	226	189	171	146	360	128	281	231	203	154	146
29,6	37,9	19,1	37,3	53,0	38,2	35,2	45,0	41,0	34,0	21,0	48,0
18,0	2,9	33,9	19,9	32,0	13,5	1,14	19,0	22,0	29,0	18,0	14,0
113	372	373	338	329	560	225	473	405	376	265	299

7 Ingenieurgeologie

(U.-W. PAHLKE)

Die ingenieurgeologische Beschreibung der im Blattgebiet von Madfeld zutage tretenden Schichten kann wegen des Kartenmaßstabes nur zur Übersicht dienen. Die Angaben zu den Eigenschaften und Kennwerten der Locker- und Festgesteine haben lediglich orientierenden Charakter und können ingenieurgeologische Spezialuntersuchungen nicht ersetzen.

Im Blattgebiet lassen sich fünf Großeinheiten unterscheiden. Im Norden bilden die Kalk- und Mergelsteine der Oberkreide den Gesteinsuntergrund. Das zentrale Blattgebiet wird vom devonischen Massenkalk im Westen und von Sand-, Schluff- und Tonsteinen des Unter- und Oberkarbons eingenommen. Vom Flächenanteil her dominieren die Arnberg-Schichten. Im südlichen Blattgebiet prägen Tonsteine des Devons und Karbons, zertalt von Diemel und Hoppecke, das Landschaftsbild. Im Südosten folgen die Karbonatgesteine des Zechsteins.

Nennenswerte Lockergesteinsvorkommen haben sich als tonig-schluffige Verwitterungsrelikte auf dem Briloner Kalkplateau sowie als Terrassenreste, Hangschutt und Hanglehm an den Flanken der Haupt- und Nebentäler erhalten. In den Trockentälern auf Karbonatgestein dominieren schluffige Sedimente, während die übrigen Talböden bei hoch anstehendem Grundwasser mit gemischtkörnigen und teilweise organischen Ablagerungen gefüllt sind. Im Massenkalk treten Lockergesteine ferner als Spalten-, Schloten- und Hhlenfllungen auf.

In der folgenden Beschreibung werden geotechnisch gleichartige Fest- und Lockergesteine zusammengefasst und ingenieurgeologisch beurteilt.

7.1 Festgesteine

Der Untergrund des Blattgebiets besteht zu mehr als 90 % aus oberflächennah anstehenden Festgesteinen. Weite Flächenanteile entfallen hierbei auf verkarstungsfhige Kalk-, Dolomit- oder Mergelsteine, die ganz andere baugrundegeologische und hydrogeologische Eigenschaften aufweisen als die für das Rheinische Schiefergebirge eher typischen Sand- und Tonsteine. Der Briloner Massenkalk unterscheidet sich auch in ingenieurgeologischer Hinsicht deutlich von den Karbonatgesteinen des Deckgebirges (Zechstein, Kreide), denen ein eigener Abschnitt gewidmet ist. In einem weiteren Abschnitt werden die Eigenschaften der tonig-schluffigen und untergeordnet auch sandigen beziehungsweise kieseligen Gesteine des gefalteten Devons und Karbons behandelt.

7.1.1 Massenkalk

Die ingenieurgeologischen Eigenschaften des Massenkalks werden in erster Linie durch das Trennflächengefüge, durch den Grad der Verwitterung und durch die Verkarstung bestimmt. Die hydrogeologischen Besonderheiten sind bereits in Kapitel 6 beschrieben.

Quer-, Längs- und Diagonalstörungen sind die mechanisch wirksamen Trennflächen im Massenkalk. Bei meist vollständigem Durchtrennungsgrad beträgt ihre Höhen- und Längserstreckung oft mehr als 100 m. Die Schichtflächen sind wenig deutlich und die Schichtung oft nur durch einen bankinternen Materialwechsel oder durch Fossillagen kenntlich. Sie können oberflächennah durch Verwitterung und Lösung zu einer Entfestigung des Gesteins führen.

Nicht selten ist auf den Trennflächen infolge von Lösungsvorgängen bindiges Material angereichert, das insbesondere bei Wasserzutritt eine Minderung der Gebirgsfestigkeit bewirkt. Gleichermaßen können Klüfte aber auch durch Rekristallisation verheilt sein, wo-

durch die mechanische Wirksamkeit erheblich reduziert wird. Nord – Süd verlaufende Störungszonen, auf denen mit einer Entfestigung und stärkeren Auflockerung des Gebirges gerechnet werden muss, sind typisch. Generell weist der Nordrand des Massenkalks gegenüber dem mittleren Teil und dem Südrand eine geringere tektonische Beanspruchung auf.

Eine tiefgründige, am Trennflächensystem orientierte Lösungsverwitterung (Verkarstung) gilt als charakteristisches Merkmal des Massenkalks. Besonders auffällig wird sie in Form von offenen Klüften, Schloten und Höhlen, in denen sich teilweise wieder Sedi-
mentfüllungen aus eingeschwemmtem Kalksteinverwitterungslehm gebildet haben. Im Verlauf solcher Hohlräume kann es zu Nachbrüchen kommen, welche sich bis zur Erdoberfläche fortsetzen. Diese sogenannten „Erdfälle“ können jederzeit auftreten und stellen somit ein besonderes Gefährdungspotenzial dar.

Die Entdeckung des „Malachitdoms“ (ALBERTS & WREDE 1992) im Jahre 1987 mag als Beispiel dafür gelten, dass Lage und Größe von Karsthohlräumen mit konventionellen Untersuchungsmethoden kaum feststellbar sind. Daher ist bei den ingenieurgeologischen Untersuchungen zu Bauvorhaben in diesen Gebieten besondere Sorgfalt geboten. Gründungsarbeiten für den Hoch-, Tief- und Ingenieurbau können noch durch wechselnde Lockergesteinsüberdeckung sowie Spaltenfüllungen erschwert werden. In jedem Fall sollte der Verlauf der Felsoberfläche durch eine ausreichende Anzahl von Sondierbohrungen oder geophysikalische Messungen erkundet werden.

Die Anlage von Böschungen im massigen, kompakten Kalkstein bereitet keine Schwierigkeiten. Bei schonendem Abtrag können steile Böschungsneigungen (60 – 70°) gewählt werden. Soweit ein Trennflächengefüge ausgebildet ist, muss bei der Ermittlung der Böschungsneigung die Beschaffenheit und Stellung der Klüfte berücksichtigt werden. Besondere Vorsicht ist bei gleichsinnigen Einfallswerten von Hauptklüfflächen und Böschungsoberfläche geboten.

Der feste, unverwitterte Massenkalk stellt ein ausreichend frostsicheres, gutes Schüttmaterial dar. Bei der Beurteilung der mechanischen Lösbarkeit nach DIN 18300 fällt er in die Bodenklasse 7 und kann nur im Sprengverfahren gewonnen werden. Seine Gebirgsfestigkeiten (E-Werte) betragen im unverwitterten Zustand durchweg mehr als 3000 MN/m².

7.1.2 Nicht karbonatische Gesteine des Devons und Karbons

In der devonisch-karbonischen Schichtenfolge wird der Felsuntergrund von tonig-schluffigen, kalkigen, sandigen, kieseligen und vulkanischen Gesteinen aufgebaut. Entsprechend unterschiedlich fällt die ingenieurgeologische Bewertung des Untergrundes aus, die in erster Linie unter petrografischen Gesichtspunkten erfolgt. Der größte Flächenanteil des Blattgebiets entfällt auf die Arnsberg-Schichten des Oberkarbons, eine stark spezialgefaltete Schluffstein-Tonstein-Wechselfolge mit Sandsteinbänken und vereinzelt auch Konglomeraten. Die dünnlagigen bis bankigen Ton- und Schluffsteine sind in den ersten Metern unterhalb der Felsoberfläche zumeist zersetzt und stark entfestigt. Besonders verwitterungsanfällig sind stärker pyritthaltige Gesteine, in deren Verbreitungsgebiet das Grundwasser außerordentlich betonaggressiv ist.

Die Gesteine des Devons und Karbons sind reich an natürlichen Trennflächen. Hierzu zählen die Schicht-, Kluft-, Schieferungs- und Störungsflächen, wobei für ingenieurgeolo-

gische Belange insbesondere deren Raumlage und Durchtrennungsgrad von Interesse sind. Besonders in der Nähe von Störungszonen ist mit einer stärkeren Entfestigung, Zersetzung und tiefer reichenden Verwitterung zu rechnen. Innerhalb der Störungsbahnen kann das Gestein zu einem tonig-schluffig-sandigen oder auch steinigem Material zerrieben sein, das eine plastische bis halfeste Konsistenz aufweisen und entsprechend wasserempfindlich sein kann. Die Mächtigkeit der Störungszonen kann im Meter- bis Dekameterbereich liegen.

Schichtflächen sind meist glatt und eben und durch ihren häufig hohen Durchtrennungsgrad auch mechanisch wirksam. Dies gilt besonders für die Sandsteinhorizonte und für deren Grenzflächen, die sich oft in deutlicher Ausbildung über mehrere Zehnermeter erstrecken. Die Schichtflächen streichen Nordost – Südwest und fallen mit unterschiedlicher, infolge der Faltung auch häufig wechselnder Neigung ein. Durch Druckentlastung und Faltung ist der Zerklüftungsgrad der Gesteine besonders in Oberflächennähe im Allgemeinen hoch; die Klüfte sind deutlich und engständig und weisen bei den meisten Gesteinen einen vollständigen Durchtrennungsgrad auf. Ihre Erstreckung geht meist nicht über einzelne Gesteinsbänke hinaus. Bei Ton- und Schluffsteinen ist darüber hinaus die charakteristische Schieferung zu beachten, die zu einer Spaltbarkeit und damit zu einer mechanischen Schwächung der Gesteine führt.

Der Verwitterungsgrad und die Verwitterungsanfälligkeit sind infolge der wechselnden Gesteinszusammensetzung sehr unterschiedlich. In deutlich geklüfteten, spezialgefalteten sowie gestörten Bereichen wird eine tief reichende Auflockerung und Entfestigung des Gebirges begünstigt. Im Allgemeinen ist die bodennahe Auflockerung bei den oberkarbonischen Gesteinen größer als bei den devonischen und unterkarbonischen.

Sandsteine, kalkig-kieselige Gesteine und die kompakten, sandigen Schluffsteine sind im Allgemeinen verwitterungsbeständig. Die dünnlagigen und dünnbankigen Ton- und Schluffsteine, insbesondere die des Oberdevons, sind durchweg verwitterungsanfällig. Eine Auflockerungszone, in der der feste Gesteinsverband weitgehend aufgehoben ist, reicht etwa 0,5 – 3,0 m unter die Felsoberfläche, teilweise auch erheblich tiefer. Die von Trennflächen durchsetzten tonig-schluffigen und kieseligen Gesteine zerfallen kleinstückig, scherbis bis plattig, während die sandigen und karbonatreichen bankigen Gesteine in Quader zerlegt werden. Die vulkanischen Gesteine des Hauptgrünsteins treten überwiegend ungeschichtet bis massig auf. Tuffgesteine (Schalsteine) sind dabei verwitterungsanfälliger als Diabas.

In der oberflächennahen Verwitterungszone können für Ton-, Schluff- und Kalksteine E-Werte zwischen 80 und 200 MN/m² und für Sandsteine beziehungsweise verkieselte Gesteine E-Werte zwischen 200 und 800 MN/m² zugrunde gelegt werden. Soweit keine tief reichende tektonische Auflockerung vorliegt, werden unterhalb dieser Zone bei Ton- und Schluffsteinen E-Werte von 1000 – 3000 MN/m² und bei Sand- und Kalksteinen beziehungsweise verkieselten Gesteinen E-Werte von 2000 – 5000 MN/m² erreicht. Diese Angaben können jedoch nur als Anhaltspunkte gewertet werden, da beispielsweise in Störungszonen mit wasserempfindlichem, tonig-schluffigem Gesteinsmaterial auch E-Werte von weniger als 20 MN/m² auftreten können. Nach DIN 18300 sind die schluffigen und sandig-kieseligen Festgesteine genau wie die Karbonatgesteine unterhalb einer Auflockerungszone in die Bodenklasse 7 einzustufen.

Die Beurteilung der Standsicherheit von Felsböschungen an Straßeneinschnitten oder Baugruben kann nur nach Aufnahme des Trennflächengefüges erfolgen. Bindige Beläge auf Trennflächen setzen besonders bei Wasserzutritt die Scherparameter deutlich herab. Im Bereich von lehrerfüllten Spalten und Schlotten besteht bei Wasserzufuhr die Gefahr, dass bindiges Material ausfließt. Trennflächen oder Schwächezonen müssen hinsichtlich ihrer Lage zur Böschung überprüft werden. Schutzmaßnahmen (Verbau, Abflachung, Verankerung) sind insbesondere dann erforderlich, wenn sie in Richtung der Böschungsoberflächen einfallen.

Bei verkarstungsfähigen Kalksteinen sind die in Abschnitt 7.1.1 bereits erläuterten Probleme unterirdischer Hohlräume zu berücksichtigen. Ingenieurgeologische Vorhersagen über das Gebirgsverhalten können hier nur sehr bedingt getroffen werden. Dies gilt ebenso für Störungszonen, in denen das Gebirge stark aufgelockert ist und die Wasserzuflüsse erhöht sein können.

Als Schüttmaterial mit hohen Qualitätsanforderungen an Druckfestigkeit und Verwitterungsbeständigkeit kommen Sandsteine, Diabase und verkieselte Gesteine in Betracht. Ton- und Schluffsteine sowie gering mächtige Kalksteine sind nicht verwitterungsbeständig und neigen beim Einbau und Verdichten als Schüttmaterial wegen der geringen Abriebfestigkeit zur Schmierfilmbildung. Bei der Verwitterung zerfallen sie kleinstückig bis grusig.

7.1.3 Karbonatgesteine des Deckgebirges

Das gefaltete Grundgebirge wird im südöstlichen Blattgebiet bei Giershagen und nördlich hiervon bei Essentho von Ablagerungen des Zechsteins überlagert. Es handelt sich hierbei um eine Folge von Kalk- und Dolomitsteinhorizonten mit eingeschalteten karbonathaltigen, schluffigen Tonsteinen. Aus ingenieurgeologischer Sicht muss auch hier wieder auf die besondere Gefährdung durch unterirdische Karsthohlräume beziehungsweise durch Nachbrüche der Tagesoberfläche hingewiesen werden. Zu berücksichtigen ist dabei, dass auch außerhalb des eigentlichen Ausstrichbereichs der Zechstein-Kalke Auswirkungen auf die Tagesoberfläche möglich sind.

Das jüngere Deckgebirge am nördlichen Rand des Blattgebiets Madfeld wird von den Kalkmergel- und Mergelkalksteinen des Unter Cenomans (Cenoman-Pläner) bestimmt. Der Zerklüftungsgrad des Cenoman-Pläners ist durchweg deutlich bis stark. Die in ihrer Erstreckung vorwiegend auf einzelne Gesteinsbänke begrenzten Klüfte sind engständig (Zentimeterabstand), während die Großklüfte mit weit aushaltender Erstreckung meist nur in größeren Abständen (Zehnermeter) auftreten.

Die Verwitterung der kalkreichen, meist kompakten Gesteine ist auch in Oberflächennähe gering, während die tonigeren Mergelsteine oberflächennah durch Verwitterungseinflüsse entkalkt sind und weitgehend zerfallen. Die Felsgesteine werden bezüglich der mechanischen Lösbarkeit nach DIN 18300 den Bodenklassen 6 und 7 zugeordnet. In Bereichen mit stärkerer Verwitterung und Entfestigung, wird die Bodenklasse 6 in der Regel nicht überschritten. Unverwitterte Kalkmergel- und Mergelkalksteine sind in abgestufter Körnung für den lagenweisen Einbau mit künstlicher Verdichtung geeignet, zum Beispiel als Straßenuntergrund oder Dammbaumaterial. Frost- und Verwitterungsanfälligkeit steigen mit abnehmendem Kalkgehalt und zunehmendem Tonanteil in der Regel an.

Die Standsicherheit und die mögliche Neigung von Straßen- und Grubenböschungen im Fels werden von der Raumlage der Trennflächen, von ihrer Ausbildung und vom Verwitterungsgrad des Gesteins bestimmt. Bei den durchweg nur schwach geneigten Schichten mit überwiegend steil stehender Klüftung können Dauerböschungen je nach Gesteinsausprägung und Verwitterung mit einer Neigung von 45 – 60° standsicher sein.

Bauwerksgründungen im Fels sind im Allgemeinen unproblematisch. Die Fundamentdimensionierung und die Bodenpressung richten sich nach der Gebirgsfestigkeit, die je nach Gesteinsausbildung und Verwitterungszustand in weiten Grenzen variieren kann. Die E-Werte der kompakten, unverwitterten Kalksteine betragen zwischen 1 000 und 3 000 MN/m². Bei tonreichen Mergelsteinen können E-Werte zwischen 200 und 400 MN/m² angenommen werden und bei stark verwitterungsanfälligen Tonmergelsteinen E-Werte von 60 – 100 MN/m².

Die Lösungsprozesse innerhalb des Cenoman-Pläners orientieren sich bevorzugt am Verlauf der Hauptkluftrichtungen und können besonders im Bereich von Kluftkreuzungen größeren Umfang mit entsprechenden Auswirkungen auf die Erdoberfläche erreichen. Obwohl die Verkarstung der devonischen Massenkalk und der Zechstein-Kalk weit kritischer eingestuft wird, ist auch bei Gründungen in den Kalk- und Mergelsteinen des Cenomans eine entsprechend intensive Erkundung der Felsoberfläche und des tieferen Untergrunds erforderlich.

7.2 Lockergesteine

Die bodenmechanischen Eigenschaften der im Blattgebiet auftretenden Lockergesteine können je nach Ausgangsgestein und Entstehungsgeschichte in weiten Grenzen variieren. Ihr Spektrum reicht von den tertiärzeitlichen, bis zu 6 m mächtigen, schluffig-tonigen Verwitterungsresten der ehemaligen Kreide-Bedeckung auf dem Briloner Plateau bis hin zum jungen Auenlehm in den Tälern von Diemel und Hoppecke. Auf den Hochflächen und in Hanglagen haben sich tonig-steinige Lockerablagerungen aus Hanglehm, Lösslehm und Hangschutt mit stark wechselnder Materialzusammensetzung erhalten. Reste ehemaliger Flussterrassen sind teilweise nur noch anhand einer Schotterbestreuung auf den Talflanken zu erkennen und spielen baugrundgeologisch keine Rolle.

Bindige Lockergesteine sind frost-, wasser- und daher belastungsempfindlich. Ihre Steifemoduln (E-Werte) liegen je nach Ton- und Schluffgehalt zwischen 5 und 15 MN/m² und können durch Beimengung organischer Anteile weiter verringert werden. Der Winkel der inneren Reibung liegt bei einem sandigen Schluff steifer Konsistenz zwischen 25 und 30° und wird mit zunehmenden Tonanteilen auf 10 bis 15° reduziert. Die Kohäsion tonig-schluffiger Lockergesteine liegt zwischen 0,02 und 0,05 MN/m². Im Hangschutt werden bei vollständigem Kornkontakt E-Werte zwischen 40 und 60 MN/m² und Reibungswinkel von mehr als 37° erreicht. Bei Gründungen am Hang ist eine einheitliche Gründungsschicht (möglichst im Fels) anzustreben, um unterschiedlichen Setzungen entgegenzuwirken. Soweit dies nicht möglich ist, müssen Bauwerke gegenüber hangabwärts gerichteten Bewegungen der Lockergesteinsdecken gesichert werden.

Die Talablagerungen der kleineren Täler sind im Mittel nur 0,8 – 2,0 m mächtig und mäßig konsolidiert. Über umgelagertem Gesteinsschutt oder verlehmtten Flussschottern kön-

nen Auenlehme aus Schluff mit wechselndem Ton- und Feinsandanteil ausgebildet sein. Sie enthalten zum Teil humose und anmoorige Ablagerungen, sind wasser- und frostempfindlich und reagieren auf dynamische Beanspruchung und Vernässung mit einer Änderung ihrer Konsistenz. Ihre E-Werte liegen meist unterhalb von 10 MN/m^2 . Mächtigere Flussablagerungen bis etwa 5 oder 6 m wurden nur in den Niederterrassen von Diemel und Hoppecke beobachtet, wobei jedoch die Belastbarkeit durch regelmäßige Einschaltungen tonig-schluffiger oder auch humoser Lagen reduziert ist. Während für reine Schotterterrassen E-Werte zwischen 70 und 100 MN/m^2 zugrunde gelegt werden, können hier keine allgemein gültigen Werte genannt werden.

8 Böden

(R. ROTH)

Die Bodenverhältnisse des Blattgebiets 4518 Madfeld sind auf der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 4518 Marsberg, ausführlich dargestellt, sodass im Folgenden eine kurze Übersicht genügen soll.

Hinsichtlich der Entstehung der Böden, ihrer Substrate sowie der Geologie des Untergrundes lassen sie sich in grober Vereinfachung in drei große Gruppen gliedern (Abb. 14).

8.1 Böden im Verbreitungsgebiet der Karbonatgesteine

Die Karbonatgesteine unterlagen während des feuchtwarmen Klimas der Kreide, des Tertiärs sowie in den pleistozänen Warmzeiten einer intensiven chemischen Verwitterung, die mit einer Lösung der Karbonate verknüpft war. Aus dem Lösungsrückstand entwickelten sich Kalksteinverwitterungslehme (Terrae calcis), die während der pleistozänen Kaltzeiten starke Umlagerungen als Fließerden erfuhren. Dabei kam es häufig zu einer Vermischung mit älterem Löss und mit Frostschutt, was zur Erhöhung des Basengehaltes und zur Verbesserung der chemischen Eigenschaften führte. Die Verwitterungslehme sind großflächig erhalten geblieben, wobei es abhängig vom Ausgangsgestein deutliche petrographische Unterschiede gibt.

Häufig wurden die Karbonatgesteine und ihre Verwitterungsbildungen von einer unterschiedlich mächtigen Decke aus Löss bedeckt, der während der letzten Kaltzeit aufgeweht wurde und starken Umlagerungen unterlag. Durch die Verwitterung während des Holozäns wurde der Löss entkalkt und liegt heute als Lösslehm vor.

8.1.1 Böden im Verbreitungsgebiet der Oberkreide

Die fossilen Verwitterungsbildungen auf den Karbonatgesteinen des Cenoman-Pläners zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an Hottensteinen aus. Sie werden daher als Hottensteinschlufflehme bezeichnet (VON ZEJSCHWITZ 1967). Bodenartlich handelt es sich meist um steinige, schluffig-tonige Lehme. Etwas schwerere Bodenarten finden sich daneben untergeordnet im Bereich des Cenoman-Mergels.

Die Entstehung der Hottensteinschlufflehme wird auf die eemzeitliche Verwitterung älterer Frostschuttdecken zurückgeführt (VON ZEJSCHWITZ 1982).

Abgedeckt werden die fossilen Verwitterungslehme meist durch einen gering mächtigen Lösslehmschleier.

Bei gering mächtiger oder fehlender Verwitterungsdecke entwickelten sich basenreiche Rendzinen und Rendzina-Braunerden, die bei größerer Mächtigkeit der Deckschichten in basenärmere Braunerden übergehen. Die Basensättigung steigt im Unterboden auf mittlere Werte an. Je nach Mächtigkeit des Solums besitzen diese Böden eine unterschiedliche Wasserkapazität, wobei flachgründige Böden dürrgefährdet sind. Im Blattgebiet werden sie überwiegend forstwirtschaftlich genutzt.

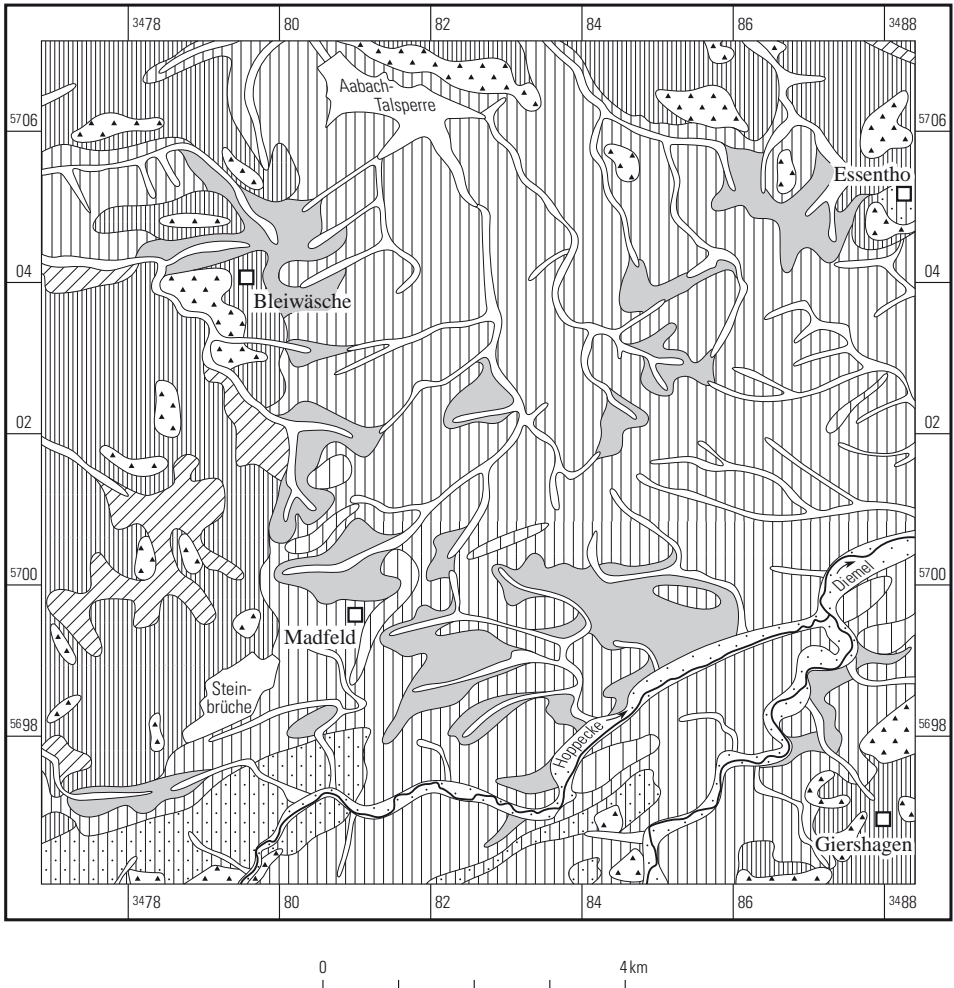


Abb. 14 Bodenkundliche Übersicht

1. Böden im Verbreitungsgebiet der Karbonatgesteine



steiniger lehmiger Ton bis sandiger Lehm,
z. T. schluffig, 0 – 5 dm

Kalkstein, Dolomitstein, Kalkmergelstein
und Mergelkalkstein



schluffiger Lehm, stellenweise steinig, 0 – 6 dm

steiniger lehmiger Ton bis sandiger Lehm,
z. T. kalkhaltig, 4 – 12 dm

Kalkstein, Dolomitstein, Kalkmergelstein
und Mergelkalkstein



schluffiger Lehm, z. T. schwach steinig-grusig,
10 – 20 dm

Kalkstein, Tonstein, steiniger lehmiger Ton

Rendzina, z. T. Rendzina-Braunerde

aus Kalksteinverwitterungslehm (Pleistozän, Tertiär) über
karbonatischen Festgesteinen (Devon, Zechstein, Oberkreide)

Braunerde, z. T. Rendzina-Braunerde oder Pseudogley-Braunerde

aus Kalksteinverwitterungslehm oder Hottensteinschlufflehm
(Pleistozän, Tertiär), z. T. mit Lössdecke über karbonatischen
Festgesteinen (Devon, Zechstein, Oberkreide)

Parabraunerde, z. T. Pseudogley-Parabraunerde und Kolluvisol

aus Löss (Pleistozän), z. T. umgelagert, über Festgesteinen (Devon,
Karbon) oder Kalksteinverwitterungslehm (Pleistozän, Tertiär)

2. Böden im Verbreitungsgebiet der Silikatgesteine



stark grusig-steiniger schluffiger Lehm, 1 – 3 dm

Ton-, Schluff- und Sandstein, Kieselstiefen



grusiger steiniger schluffiger Lehm, 3 – 9 dm

Grus und Steine, 2 – 5 dm

Ton-, Schluff- und Sandstein, z. T. Grauwacke,
Kieselstiefen oder Kieselkalk



steiniger stark sandiger Lehm, 4 – 10 dm

Steine mit sandigem Lehm, 0 – 5 dm

Diabas, Schalstein und Sandstein



schluffiger Lehm, 0 – 6 dm

grusig-steiniger schluffig-toniger Lehm bis
lehmiger Ton, 4 – 12 dm

Tonstein und Sandstein

Braunerde, stellenweise Braunerde-Ranker aus Festgesteinen (Devon, Karbon)

Braunerde, z. T. Pseudogley-Braunerde

aus Hanglehm (Pleistozän, Holozän) über Festgesteinen (Devon,
Karbon)

Braunerde

aus sandigem Hanglehm (Pleistozän, Holozän) über Festgesteinen
(Devon, Trias)

Pseudogley, z. T. Braunerde-Pseudogley

aus umgelagertem Verwitterungsmaterial mit Graulehmresten,
z. T. mit Lössdecke (Pleistozän), über Festgesteinen (Karbon)

3. Böden aus Bach- und Flussablagerungen



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

schluffig-toniger Lehm, z. T. kalkhaltig, 0 – 6 dm

sandiger Kies oder Schotter, z. T. kalkhaltig



schluffiger bis schluffig-toniger Lehm, z. T. grusig,
vereinzelt Niedermoor, 5 – 12 dm

Tonstein, Sandstein, Kalkstein, sandiger Kies
und Schotter

Brauner Auenboden, z. T. Auengley

aus Flussablagerungen (Holozän) über Kies und Schotter der
Niederterrasse (Pleistozän)

Gley, z. T. Braunerde-Gley, Nassgley oder Anmoorgley, vereinzelt Niedermoor

aus lehmigen Bachablagerungen, vereinzelt Niedermoor (Holozän),
über Festgesteinen (Devon, Karbon, Zechstein),
z. T. sandig-kiesige Bachablagerungen (Holozän, Pleistozän)

8.1.2 Böden im Verbreitungsgebiet des Zechsteins

Auch diese Böden bestehen im Wesentlichen aus älteren Verwitterungslehmen, denen örtlich Lösslehm aufgelagert oder beigemischt ist. Hinsichtlich der Bodenarten gibt es jedoch abhängig vom unterlagernden Gestein starke Unterschiede:

So ähneln die Verwitterungslehme über den Kalksteinen in ihrer Ausbildung den Terra-fusca-Relikten des Massenkalks. Über dolomitischen Gesteinen ist eine Tendenz zu höheren Sandgehalten erkennbar, wobei die Sandfraktion aus feinen Dolomit-Kristallen („Dolomitmasche“) besteht.

An Bodentypen entwickelten sich über den Kalkgesteinen Rendzinen und Braunerden, die teils forst-, teils landwirtschaftlich mit meist mittleren Erträgen genutzt werden.

Eine flächenmäßig nur geringe Verbreitung haben die Böden über den tonigen Gesteinen des Zechsteins im Bereich von Giershagen. Dort entstanden rötlich braune Braunerden und Pseudogley-Braunerden, die aufgrund ihrer lehmig-tonigen, zähplastischen Bodenart zur Staunässe neigen und schwer zu bearbeiten sind.

8.1.3 Böden im Verbreitungsgebiet des devonischen Massenkalks

Auch im Bereich der Briloner Hochfläche sind fossile Kalksteinverwitterungslehme unter einer mehr oder weniger mächtigen Lösslehmdecke großflächig erhalten geblieben. Hierbei handelt es sich überwiegend um tonreichere Terra-fusca-Relikte (Kalksteinbraunlehme) mit der Bodenart lehmiger Ton bis Ton. Terra-rossa-Relikte treten dagegen nur sporadisch auf. Da die Briloner-Hochfläche bis weit in das Tertiär hinein von Gesteinen der Kreide bedeckt war, dürften diese Terra-calcis-Relikte entweder präcenomanes oder jungtertiäres bis pleistozänes Alter haben.

Flachgründige Erosionslagen werden wieder von basenreichen Rendzinen und Rendzina-Braunerden eingenommen, auf denen wegen ihres Steingehaltes und der Dürrefähigung eine landwirtschaftliche Nutzung und Bearbeitung eingeschränkt sein kann.

Durchweg bessere Eigenschaften haben dagegen die Braunerden, die häufig als Zweischichtprofile mit einem schweren Unterboden und einem leichteren, lösslehmhaltigen Oberboden entwickelt sind. Aufgrund des ausgeprägten Polyedergefüges der Terra-fusca-Relikte sind diese Böden trotz der schweren Bodenart im Allgemeinen gut wasserdurchlässig, sodass sie mit mittleren Erträgen großflächig landwirtschaftlich genutzt werden. Lediglich dort, wo die leichtere Lösslehmdecke erodiert ist und die Terra-fusca-Relikte im Oberboden auftreten, ist die Bearbeitungszeit entsprechend der Witterung stark eingeschränkt (sogenannte Stundenböden).

In erosionsgeschützten Lagen erreicht die Lösslehmdecke Mächtigkeiten von mehr als 10 dm. Dort bildeten sich fruchtbare schluffig-lehmige Parabraunerden, die sich im Idealfall durch einen Tonanreicherungs-horizont im Unterboden auszeichnen. Vergesellschaftet sind diese Böden häufig mit tief reichend humosen, lehmig-schluffigen Kolluvisololen. Letztere entstanden aus Bodenmaterial, das von den benachbarten Äckern abgespült wurde und sich in Senken und Trockentälern ansammelte. Die steinarmen Parabraunerden und Kolluviole der Briloner Hochfläche zählen dank ihrer hohen Wasserkapazität zu den

besten Böden des Blattgebiets und werden mit hohen Erträgen großflächig als Acker genutzt.

8.2 Böden im Verbreitungsgebiet der Silikatgesteine des Devons und Karbons

Außerhalb der Kalkhochflächen ist das Relief sehr viel bewegter, was unter anderem auf die petrografischen Unterschiede der Gesteine zurückzuführen ist. Diese sind ebenfalls mit einer unterschiedlich mächtigen Lockergesteinsdecke bedeckt, die in wechselnden Anteilen aus Lösslehm und den Verwitterungsprodukten der anstehenden Gesteine besteht.

Während der Kaltzeiten wurden diese Lehme in der Regel soliflukktiv umgelagert, wobei in Unterhanglagen mehrere Fließerdegenerationen übereinander liegen können.

In grober Vereinfachung kann man häufig zwei Abschnitte unterscheiden. Die jüngeren Fließerdegenerationen des oberen Abschnitts besitzen meist einen hohen Lösslehmanteil und sind schluffig-lehmig, zum Teil sandig-lehmig ausgebildet. Ihre Entstehung hielt mit Unterbrechungen bis gegen Ende des Eiszeitalters an, wobei es auch im Holozän noch zu Umlagerungen kommen konnte.

Darunter liegt häufig eine skelettreichere Fließerde, in der Verwitterungsmaterial der darunter anstehenden Gesteine beziehungsweise ältere Bodenbildungen aufgearbeitet sind. Die Lösslehmkomponente tritt dort stark zurück. Über karbonischen Tonsteinen treten daneben in erosionsgeschützten Lagen Graulehmrelikte auf, bei denen es sich vermutlich um pleistozän umgelagertes Material fossiler saprolitischer Verwitterungszonen handelt (FELIX-HENNINGSEN 1990). Eine ausführliche Beschreibung dieser schluffig-tonigen bis tonigen Lehme gibt VON ZEZSCHWITZ (in BRUNNACKER et al. 1982).

In exponierten Lagen ist diese Mehrschichtigkeit meist nur unvollständig erhalten. Dort entwickelten sich aus den aufliegenden Lockergesteinen flachgründige, steinige, schluffig-lehmige Braunerden, die im Bereich der karbonischen Gesteine in der Regel nur eine geringe natürliche Basensättigung besitzen.

Eine etwas bessere Basenversorgung zeigen die sandig-lehmigen Braunerden im Bereich des Hauptgrünsteins. Auf Klippen bildeten sich dort auch Ranker-Braunerden und Braunerde-Ranker.

Sehr arme, steinreiche und trockene Standorte stellen dagegen die Böden über Kulm-Kieselschiefer dar, die häufig stark podsoliert sind.

Den flächenmäßig größten Anteil nehmen im Blattgebiet mittelgründige, schluffig-lehmige Braunerden mit geringer Basensättigung ein. Tiefgründige Braunerden sind auf Unterhanglagen beschränkt. Treten im Untergrund verdichtete ältere Fließerden oder Graulehmrelikte auf, so kommt es häufig zur Bildung von Hang- oder Staunässe und zur Entstehung von Pseudogley-Braunerden. Reicht die Staunässe bis in den Oberboden hinein, zum Beispiel über mächtigeren Graulehmrelikten in Muldenlagen, entstanden die Pseudogleye mit ihrem ausgeprägten Wechsel zwischen Vernässung im Winter- und Austrocknung im Sommerhalbjahr.

Die Böden werden überwiegend forstlich genutzt. Landwirtschaftliche Nutzung mit meist mittleren Erträgen konzentriert sich vor allem im Verbreitungsgebiet der Bredelar-Schichten, in dem die sanftere Morphologie und geringere Steingehalte den Ackerbau begünstigen. Die Pseudogleye sind natürliche Grünlandstandorte.

8.3 Böden aus Bach- und Flussablagerungen

Im Holozän wurde von den Hängen immer wieder Bodenmaterial abgespült, was vor allem durch menschliche Eingriffe und Rodungen seit dem frühen Mittelalter verstärkt gefördert wurde. Ein Teil des Materials sammelte sich in den Tälern wieder an.

So entstanden durch Anlandung von humosem Bodenmaterial während periodischer Überflutungen die Braunen Auenböden in den Auen der Diemel und der Hoppecke. Diese zeichnen sich durch stark schwankende Grundwasserstände aus, die direkt von den Wasserständen der Flüsse abhängen. Bei höheren Grundwasserständen entstanden Auenogleye.

Bei diesen Böden handelt es sich um natürliche Grünlandstandorte, die bei fehlenden Überflutungen und niedrigen Grundwasserständen mit mittleren bis hohen Erträgen auch ackerbaulich genutzt werden können.

In den kleineren Seitentälern herrschen stark wechselnde Bodenverhältnisse. Hauptbodentyp ist dort bei geringem Grundwasserflurabstand der Gley. Daneben bildeten sich außerdem Nassogley, Anmoorgleye und vereinzelt Niedermoore. In Abhängigkeit von Morphologie und Grundwasserstand können die verschiedensten Subtypen auftreten.

In den Sohlentälern werden diese Böden oft als Grünland genutzt. Die Kerbtäler sind dagegen meist bewaldet.

9 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

ALBERTS, B.; WREDE, V. (1992): Der Malachitdom bei Wünnenberg-Bleiwäsche – Erforschung und Bedeutung. – In: Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland: 9 – 18, 4 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Arbeitskreis Grundwasserneubildung FH-DGG (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 19**: 3 – 98, 30 Abb., 9 Tab.; Hannover.

ARNOLD, G.; BURGER, D.; ERDELBRÖCK, K.; SCHMIDT, K.-H.; STRITZKE, R.; THOMAS, L.; VIETH-REDEMANN, A.; WREDE, V.; WURL, J.; ZEHRKE, E. (1992): Sedimentuntersuchungen im Malachitdom. – In: Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland: 205 – 236, 15 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

ARNOLD, H. (1966): Westfalen zur Kreidezeit : Ein paläogeographischer Überblick. I. Die Oberkreide. – Natur u. Heimat, **26**: 61 – 69, 3 Abb.; Münster/Westf.

- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ost-sauerland). – Diss. Univ. Gießen: 195 S., 9 Abb., 1 Kt.; Gießen.
- BÄRTLING, R. (1911): Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. – 188 S.; Stuttgart (Enke).
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., **72** (Abh.): 161 – 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1922): Gutachten über das Schwerspatvorkommen von Bleiwäsche in Westfalen. – Gutachten, Archiv Geol. Dienst NRW. – 10 S.; Krefeld. – [unveröff.]
- BEHR, H.; HESS, H.; OEHLSCHEGEL, G.; LINDENBERG, H. G. (1979): Die Quarzmineralisation vom Typ Suttrop am N-Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Aufschluss, Sonderh., **29** (Warstein): 205 – 231, 13 Abb.; Heidelberg.
- BECKER, R. T. (1984): Die Geologie des Gebietes nördlich von Adorf zwischen Rhenetal und R 3487 (MBL 4618 Adorf). – Dipl.-Kart. Ruhr-Univ. Bochum: 68 S., 21 Abb., 4 Tab., 2 Prof. in d. Anl.; Bochum. – [unveröff.]
- BENDER, P.; EDER, W.; ENGEL, W.; FRANKE, W.; LANGENSTRASSEN, F.; WALLISER, O. H.; WITTEN, W. (1977): Paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, demonstriert an einem Querschnitt. – In: Exkursionsführer Geotagung '77, Göttingen : Bd. 1 Rheinisches Schiefergebirge, Harz, **Exk. A, B, G, H:** 1 – 57, 26 Abb.; Göttingen.
- BOTTKE, H. (1962): Der Roteisenstein des östlichen Sauerlandes und seine Beziehungen zur Stratigraphie und Fazies des oberen Givets und der Adorf-Stufe. – Roemeriana, **6:** 17 – 86, 13 Abb., 6 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- BOTTKE, H. (1965): Die exhalativ-sedimentären devonischen Roteisensteinlagerstätten des Ostsauerlandes. – Beih. geol. Jb., **63:** 147 S., 27 Abb., 19 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- BOTTKE, H. (1977): Die geologischen Grundlagen und die bergwirtschaftliche Bedeutung des Roteisensteinbergbaus im Kreis Waldeck-Frankenberg und in den angrenzenden Gebieten. – Gesch.-Bl. Waldeck, **66:** 7 – 99; Korbach.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. – XII + 168 S., zahlr. Abb. u. Tab., 3 Anl.-Taf.; Amsterdam/New York (Elsevier).
- BRAUN, A.; GURSKY, H.-J. (1991): Kieselige Sedimentgesteine des Unter-Karbons im Rhenohertzynikum – eine Bestandsaufnahme. – Geol. et Palaeont., **25:** 57 – 77, 2 Abb., 2 Tab.; Marburg.
- BRINCKMANN, J. (1981): Projekt Rhenohertzynikum. Untersuchung der Metallverteilung in geosynklinalen Sedimenten des Rhenohertzynikums in stratiformen Konzentrationen. Bericht über die Kernbohrarbeiten im Briloner Riffkalk-Komplex – 197 S., 21 Abb.; Hannover (B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe). – [unveröff.]
- BRINCKMANN, J.; CLAUSEN, C.-D.; MÜLLER, H.; STOPPEL, D. (1989): Geologische Übersichtskarte der Brilon-Warsteiner Riffkarbonate und ihre Umrahmung. – In: CLAUSEN, C.-D.; MACHEL, H.-G.; MALMSHEIMER, K. W.; MENSINK, H.; MÜLLER, H.; SCHAEFFER, R.; STRITZKE, R.; WERNER, W. (1990): Zur Geologie des Briloner Riffs. Teil 1. – Geol. Jb., **D 95:** 330 S., 41 Abb., 11 Tab., 17 Taf.; Hannover.

- BRINKMANN, J.; SIEWERS, U. (1980): Stratabound sulphide-barite deposits in the Rhenohercynian zone. – *Erzmetall*, **33**: 137 – 144, 3 Abb.; Weinheim.
- BRINCKMANN, J.; STOPPEL, D. (in Plan.): On the Geology of the Brilon Reef Complex, Part 2. Results of a core drill boring programme. – *Geol. Jb.*, **A**; Hannover.
- BRINCKMANN, J.; TURNER, R.; BERTHOLF, G.; BERTHOLD, G.; HERGET, G.; KREBS, W.; KAPPELMEYER, O.; KÜRSTEN, M.; SENGPIEL, P.; SIEERS, U.; SCHULZE, D.; ZIRNGAST, M. (1978): Projekt Rhenoherzynikum: Untersuchung der Metallverteilung in geosynklimalen Sedimenten des Rhenoherzynikums in stratiformen Konzentrationen.- Abschlussbericht für die Zeit vom 1.5.1974 – 30.4.1977. – 156 S.; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- BROCKAMP, E. (1926): Die Unterkante der oberen Kreide im westfälischen Tafellande und die Rumpffläche des Nordrandes des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Münster. – 90 S.; Münster/Westf. – [unveröff.]
- BRUNNACKER, K.; BUTZKE, H.; DAHM, H.-D.; DAHM-ARENS, H.; DUBBER, H.-J.; ERKWOH, F.-D.; MERTENS, H.; MÜCKENHAUSEN, E.; PAAS, W.; SCHALICH, J.; SKUPIN, K.; WILL, K.-H.; WIRTH, W.; ZEJSCHWITZ, E. VON (1982): Paläoböden in Nordrhein-Westfalen. – In: Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. – *Geol. Jb.*, **F14**: 165 – 253, 26 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- BÜKER, C. (1996): Absenkungs-, Erosions und Wärme­fluß­ge­schichte des Ruhr-Beckens und des nordöstlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges. – *Ber. Forsch.-Zentr. Jülich*, **3319**: VI + 212 S., 86 Abb., 18 Tab.; Jülich (Forschungszentrum).
- BÜRGENER, M. (1963): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 111 Arolsen. – *Geogr. Landesaufn.* <1 : 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtl., **111**: 94 S., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumforsch.).
- CHAGUE, C. (1990): Geologische Kartierung des Haarstranges auf der TK 25: 4416 Effeln sowie gesteins- und paleomagnetische Untersuchungen des Oberalbs und des Unterenomans im südöstlichen Münsterland. – *Dipl.-Arb. Univ. Köln.* – 152 S., 54 Abb., 5 Anl.; Köln.
- CLAUSEN, C.-D. (1992 a): Ausgewählte Beispiele von Mineralisationen und Sedimentfüllungen in Kalksteinen, Karstschloten und Hohlräumen im Steinbruch Düstertal. – In: *Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland*: 133 – 149, 4 Abb., 4 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- CLAUSEN, C.-D. (1992 b): Über Schwermetallgehalte in farbigen und ungefärbten Tropfsteinen aus dem Malachitdom. – In: *Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland*: 115 – 131, 1 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- CLAUSEN, C.-D.; DEUTLOFF, O.; KNAPP, G.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G.; MÜLLER, H.; SKUPIN, K. (1989): Erläuterungen zu Blatt C 4718 Korbach. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* <1 : 100 000>, Erl., **C 4718**: 104 S., 22 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D.; HATTON, H.; STADLER, G. (1985): Nachweis hochmetamorpher Festbitumina (Kata-Impsonit) aus dem Warsteiner Massenkalk (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **170** (1): 67 – 85, 6 Abb.; Stuttgart.

- CLAUSEN, C.-D.; KORN, D.; LUPPOLD, F. W. (1989): Zur Biostratigraphie und Fazies des Mittel-/Oberdevons am Berlinghauser Tunnel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **117**: 261 – 266, 3 Abb.; Frankfurt/Main.
- CLAUSEN, C.-D.; KORN, D.; LUPPOLD, F. W. (1991): Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofiles am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **18**: 7 – 65, 6 Abb., 5 Tab., 13 Taf.; Münster/Westf.
- 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.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K.; ZIEGLER, W. (1989): Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 161 – 226, 27 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D.; ZIEGLER, W. (1989): Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze – ihre Anwendungsmöglichkeiten im Rheinischen Schiefergebirge. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 9 – 30, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- DAMBERGER, H. (1968): Ein Nachweis der Abhängigkeit der Inkohlung von der Temperatur. – Brennstoff-Chem., 3, **49**: 73 – 77, 5 Abb.; Essen.
- DECHEN, H. VON (1855): Geognostische Übersicht des Regierungsbezirks Arnsberg. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **12**: 117 – 225; Bonn.
- DENEKE, E. (1977): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **105**: 75 – 97, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2005): Stratigraphie von Deutschland, V: Das Oberkarbon (Pennsylvanien) in Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **254**: 477 S., 120 Abb., 18 Tab., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2006): Stratigraphie von Deutschland, VI: Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 590 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Hannover.
- DIN 1054 (1976): Baugrund, zulässige Belastung des Baugrundes, mit Beibl. – 30 S., 15 Abb., 10 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4095 (1990): Baugrund. Dränung zum Schutz baulicher Anlagen. Planung, Bemessung und Ausführung. – 8 S., 5 Abb., 11 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, Tl. 1, mit Beibl. – 20 S., 4 Abb., 4 Tab., 1 Kt.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 300 (1992): VOB – Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen, Erdarbeiten. – 14 S.; Berlin, Köln (Beuth).
- DROZDZEWSKI, G. (2007): Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. 163 S., 74 Abb., 10 Tab., 1 Kt. in der Anl.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).

- EDER, F. W.; ENGEL, W.; FRANKE, W. (1978): Riffe und riffdetritogene Plattenkalke. – Göttinger Sonderforsch.-Ber. **A 14**: 117 – 143, 7 Abb.; Göttingen.
- EGGERT, P.; HÜBNER, J. A.; PRIEM, J.; STEIN, V.; VOSSEN, K.; WETTIG, E. (1986), mit Beitr. von SCHRÖDER, N.; ZIMMER, R.: Steine und Erden in der Bundesrepublik Deutschland – Lagerstätten, Produktion und Verbrauch. – Geol. Jb., **D 82**: 879 S., 17 Abb., 156 Taf.; Hannover.
- EINSELE, G. (1963): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen Oberdevon (Famenne). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **43**: 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- ENGEL, W.; EDER, F. W. (1975): Allochthoner Karbonatdetritus südlich des Briloner Riffkomplexes. – Ber. Sonderforsch.-Bereich, **48**: 94 – 98, 1 Abb.; Göttingen. – [unveröff.]
- EPSTEIN, A. G.; EPSTEIN, J. C.; HARRIS, L. D. (1977): Conodont color alteration, an index to organic metamorphism. – Prof. Pap. U. S. geol. Surv., **995**: 1 – 27, 20 Abb., 1 Tab.; Washington.
- ERLEMEYER, M. (1994): Die Wolfsknapp Höhle. – Antiberg, **58**: 11 – 33, 8 Abb., 11 Pläne; Hemer.
- ERLEMEYER, M.; SCHUDELSKI, A. (1992): Der Malachitdom und die anderen Höhlen im Steinbruch Düstertal. – In: Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland: 39 – 68, 21 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- ERNST, G.; SCHMID, F.; SEIBERTZ, E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- FARRENSCHON, J.; OESTERREICH, B. (in Vorber.): Erläuterungen zu Blatt 4519 Marsberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4519**; Krefeld.
- FARRENSCHON, J.; SKUPIN, K. (1991): Erläuterungen zu Blatt 4419 Kleinenberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4419**, 2. Aufl.: 176 S., 15 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: 192 S., 50 Abb., 27 Fotos, 53 Tab.; Stuttgart.
- FIGGE, K. (1968): A goniatite fauna from the Viséan/Namurian boundary. – Palaeontology, **11** (2): 264 – 274, 2 Abb., 2 Taf.; London.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- FRICK, F. (1969): Feinstratigraphische und mikrofazielle Untersuchungen im Plattendolomit. Ca³-Leine-Serie des Nordhessischen Zechsteins. – Diss. RWTH Aachen: 106 S., 28 Abb., 3 Tab., 1 Taf., 2 Foto-Taf.; Aachen. – [unveröff.]
- FRIEBE, A. (1993): Sächsische Gesteinsnamen, Herkunft, Bedeutung und Weiterentwicklung. – Z. geol. Wiss., **21** (5/6): 485 – 493, 7 Abb.; Berlin.
- FRIEG, C.; HISS, M.; KAEVER, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland) : Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 325 – 363, 9 Abb.; Stuttgart.

- FRIEG, C.; HISS, M.; MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 161 – 186, 5 Abb.; Münster/Westf.
- FRITZ, K. (1944): Eisen-Manganerzlagstätte Grube Elisabeth I bei Rösenbeck, Kreis Brilon/Westf. – Ber. Archiv Geol. Dienst NRW: 3 S.; Krefeld. – [unveröff.]
- FÜCHTBAUER, H.; MÜLLER, G. (1970): Sedimentpetrologie, 2, Sedimente und Sedimentgesteine. – 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜCHTBAUER, H.; VALETON, I. (1988): 8. Kieselgesteine. – In: FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.]: Sedimente und Sedimentgesteine, Tl. II, 4. Aufl.: 501 – 542, 26 Abb., 3 Tab.; Stuttgart (Nägele u. Obermiller).
- GEHRKE, A. (1984): Die Geologie des Gebietes Padberg (MTB 4518 Madfeld). – Dipl.-Kart. Ruhr-Univ. Bochum. – 82 S., 33 Abb., 2 Tab., 7 Diagr., 9 Anl.; Bochum. – [unveröff.]
- GERMANN, A.; FRIEDRICH, G. (1992): Mikroskopische und geochemische Untersuchungen der Buntmetallmineralisation im Malachitdom. – In: Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland: 105 – 113; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- GROBE, M. (1999): Origin and formation of dolostones in the Devonian Brilon Reef Complex, northeastern Rhenish Schiefergebirge, Germany. – Doctoral thesis University of Alberta: 329 S., zahlr. Abb., Tab. u. Taf.; Edmonton (Alberta, Canada). – [unveröff.]
- GROBE, M.; MACHEL, H. G. (1996): Postvariszische Dolomitisierung des devonischen Briloner Riffkomplexes, nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland. – Zbl. Geol. u. Paläont., Tl. 1, **1995** (1/2): 131 – 143, 4 Abb.; Stuttgart.
- GRÜNIG, S. (1983): Die Geologie des Gebietes Bredelar E zwischen Diemel-Stephansberg und Heimberg-Brülingskopf (MTB 4518 Madfeld). – Dipl.-Kart. Ruhr-Univ. Bochum: 49 S., 25 Abb., 3 Kt.; Bochum. – [unveröff.]
- 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.
- HEITFELD, H. (1957): Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtigvor und Essentho. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **105**: 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. u. Paläont., Abh., **117**: 135 – 146, 4 Abb.; Stuttgart.
- HELMKAMPF, K. (1969): Zur Sedimentpetrographie und Stratinomie des Westenfelder Kohlenkalks (Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 473 – 528, 14 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- HENTSCHEL, H. (1951): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – N. Jb. Mineral., Abh., **82**: 199 – 230, 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1984): Der Übergang von den Kulm-Grauwacken zu den Oberkarbon-Sandsteinen im Nordosten des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **135** (2): 551 – 556, 2 Tab.; Hannover.

- Hiss, M. (1982 a): Neue Ergebnisse zur Paläogeographie des Cenomans in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1982** (9): 533 – 546, 6 Abb.; Stuttgart.
- Hiss, M. (1982 b): Lithostratigraphie der Kreide-Basis-Schichten (Cenoman bis Unteruron) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (südöstliches Münsterland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **57**: 59 – 135, 9 Abb., 3 Tab., 5 Kt.; Münster/Westf.
- 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.; KAPLAN, U.; WILMSEN, M. (2007): Herbram-Formation – In: NIEBUHR, B.; HISS, M.; TRÖGER, K. A.; VOIGT, S.; VOIGT, T.; WIESE, B.; WILMSEN, M.: Lithostratigraphie der nord-deutschen Oberkreide. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **55**: 30 – 32, Abb. 6 + 7, Taf. 1: Fig. 2; Hannover.
- Hiss, M.; SPEETZEN, E. (1986): Transgressionssedimente des Mittel- bis Oberalb am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1986** (11): 648 – 670, 9 Abb.; Stuttgart.
- Hiss, M.; WILMSEN, M. (2007): Baddeckenstedt-Formation. – In: NIEBUHR, B.; HISS, M.; TRÖGER, K. A.; VOIGT, S.; VOIGT, T.; WIESE, B.; WILMSEN, M.: Lithostratigraphie der nord-deutschen Oberkreide. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **55**: 32 – 33, Abb. 8; Hannover.
- Hentschel, H. (1970): Vulkanische Gesteine. – In: LIPPERT, H.-J.; HENTSCHEL, H.; RABIEN, A.: Erl. geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 314 – 374; Wiesbaden.
- Hölscher, S. (1989): Die Geologie südlich von Canstein (Waldecker Tafelland) auf Mess-tischblatt 4619 Mengerlinghausen. – Dipl.-Kart. Univ. Bonn: 82 S., 12 Abb., 1 Kt.; Bonn. – [unveröff.]
- Höltling, B.; Grötcke, W. (1965): Erfahrungen bei Brunnenbohrungen im Rotary-Verfahren im Kreis Waldeck. – Bohrtechn., Brunnenb., Rohrleitungs., **16** (02): 47 – 51; Berlin.
- Holzappel, E. (1895): Das Obere Mitteldevon (Schichten mit Stringocephalus Burtini und Maeneceras terebratum) im Rheinischen Gebirge. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **16**: 459 S., 14 Abb., 19 Taf.; Berlin.
- Homann, W. (1989): Die sedimentären Goldvorkommen im Variszischen Gebirge, Tl. 1, Zur Verbreitung und Herkunft des Seifengoldes im Nordteil des Ostrheinischen Schiefergebirges. – Dortmunder Beitr. Landeskd., **23**: 49 – 92; Dortmund.
- Hong, T. (1992): Mikrofazies, Paläobiologie und Palökologie im nordöstlichen Teil des Bri-loner Riffkalkkomplexes (Mittel- und Oberdevon) im Ostsauerland, Deutschland. – Diss. RWTH-Aachen: 166 S., 34 Abb., 5 Tab., 20 Taf.; Aachen (Shaker).
- Hoss, H. (1957): Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. – Beitr. Mineral. u. Petrogr., **6**: 59 – 88, 13 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- House, M. R.; Ziegler, W. (1977): The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. – Geol. et Palaeont., **11**: 69 – 107, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg.

- HUCKRIEDE, M. (1982), mit Beitr. von FEIST, M.: Unterkretazische Karsthöhlen-Füllung von Nehden im Sauerland. 1. Geologische, paläozoologische Befunde und Datierung. – Geol. et Paleont., **16**: 183 – 242, 19 Taf.; Marburg.
- JACOB, H.; HILTMANN, W. (1988): Disperse, feste Erdölbitumina als Maturitäts-Indikatoren im Rahmen der Erdöl-/Erdgas-Prospektion. – Geol. Jb., **D 89**: 3 – 37, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KALKREUTH, W. (1979): Das Inkohlungsbild des Ostsauerländer Hauptsattels im Rhenoherzynikum mit besonderer Berücksichtigung der Trendflächenanalysen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 277 – 321, 13 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KAMPMANN, H. (1983): Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden : Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **1**: 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.; Münster/Westf. (Landschaftsverb. Westfalen-Lippe).
- 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. (1985): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenomans. – Schr.-R. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **7**: 307 – 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KAYSER, E. (1873): Über die Fauna des Nierenkalks vom Enkeberge und der Schiefer von Nehden (= Studien aus dem Gebiete des Rheinischen Devons IV). – Z. dt. geol. Ges., **25**: 602 – 674; Berlin.
- KIPPER, E. (1908): Die Zechsteinformation zwischen dem Diemel- und Itter-Tale am Ost- rand des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges und unter besonderer Berücksichtigung der Kupfer-, Gips-, Eisen-, Mangan-, Zink-, Blei-, Cölestin- und Schwermineralvorkommen. – Glückauf, **44**: 1029 – 1036, 1065 – 1075, 1101 – 1110, 1137 – 1149, 6 Abb., 1 Taf.; Essen.
- KLAPPER, G.; FEIST, R.; BECKER, R. T.; HOUSE, M. R. (1993): Definition of the Frasnian/Famennian stage boundary. – Episodes, **16** (4): 443 – 441; Trondheim.
- KNAPP, G. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel <1 : 100 000>, 3. Aufl. – 155 S., 9 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KOCH, M. (1984): Zur Hydrogeologie des Briloner Massenkalks. – Kölner geogr. Arb., **45**: 429 – 440, 2 Abb., 2 Tab.; Köln.
- KÖNIGSHOF, P. (1992): Der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges. Eine Ergänzung zur Vitrinitreflexion. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **146**: 118 S., 29 Abb., 5 Tab., 9 Taf.; Frankfurt/Main.
- KÖRBER, H. (1956): Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Würzburger geogr. Arb., **3**: 155 S., 3 Tab., 7 Taf., 4 Kt.; Würzburg.
- KORN, D. (1996): Revision of Rhenish Late Visean goniatite stratigraphy. – Ann. Soc. géol. Belg., Mém., **117** (1): 129 – 139, 3 Abb.; Liège.

- KORN, D. (2003): Spalte R 039 cm 03, Briloner Sattel, Umgebung Scharfenberg. – In: AMLER, M. R. W.; GEREKE, M.; KORN, D.: Karbon-Korrelationstabelle (KKT), Ausgabe 2003. – Senck. leth., **83**: 235 – 247; Frankfurt/Main.
- KREBS, W. (1968): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenisch Slate Mountains Germany. – Internat. Symp. Devonian System, Calgary, 1967, **2**: 295 – 306, 4 Abb., 2 Tab.; Calgary.
- KREBS, W. (1971): Die devonischen Riffe in Mitteleuropa. – Mitt. TU Carolo-Wilhelmina Braunschweig, **6** (2/3): 22 – 33, 12 Abb., 4 Tab.; Braunschweig.
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. and Mineral., **18**: 155 – 208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- KREBS, W. (1978): Aspekte einer potenziellen Kohlenwasserstoff-Führung in den devonischen Riffen Nordwestdeutschlands. – Erdöl-Erdgas-Z., **94**: 15 – 25, 5 Abb., 1 Taf.; Hamburg.
- 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 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1968): Erläuterungen zu Blatt 4719 Korbach. – Geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Erl., **4719**: 272 S., 32 Abb., 23 Tab., 8 Taf., 2 Anl.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1991): Die Randfazies des Zechsteins in der Korbacher und in der Frankenger Bucht. – Iberg. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **73**: 85 – 113, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KULICK, J.; LEIFELD, D.; MEISL, S.; PÖSCHL, W.; STELLMACHER, R.; STRECKER, G.; THEUERJAH, A.-K.; WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundungen 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. (1987): Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand. – In: Exkursionen / Internationales Symposium Zechstein, Exk.-Führer, **2**: 1 – 309, 170 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden. – [Symp. Zechstein, <internat., 1987, Kassel, Hannover>]
- KULLMANN, J.; ZIEGLER, W. (1970): Conodonten und Goniatiten von der Grenze Mittel-/Oberdevon aus dem Profil am Martenberg (Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). – Geol. et Palaeont., **4**: 73 – 85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Marburg.
- KÜHNE, F. (1934): Die Gliederung des Flözleeren. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., Sitz.-Ber., (**C**) **1932/1933**: 42 – 50, 2 Tab.; Bonn.
- KÜHNE, F.; PAECKELMANN, W. (1929): Die stratigraphische und fazielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit den Nachbargebieten. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 1229 – 1254, 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- KÜPER, J. (1982): Geologische Karte des Gebietes südöstlich von Marsberg (mit Erläuterungen). – Dipl.-Kart. Univ. Bochum: 58 S., 11 Abb., 1 Anl.; Bochum. – [unveröff.]

- LANE, H. R.; BRECKLE, P. L.; BAESEMANN, J. F.; RICHARDS, B. (1999): The IUGS boundary in the middle of the Carboniferous. Arrow Canyon, Nevada, USA. – Episodes, **22**: 272 – 283; Beijing.
- LANGE, W. (1929): Zur Kenntnis des Oberdevons am Enkeberg und bei Balve (Sauerland). – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **121**: 132 S., 39 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- LARGE, D.; SCHAEFFER, R.; HÖHNDORF, A. (1983): Lead Isotope Data from Selected Galena occurrences in the North Eifel and North Sauerland, Germany. – Mineral. deposita, **18**: 235 – 243, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- LASCHET, CH. (1984): On the origin of chert (Zur Genese von Cherts). – Facies, **10**: 257 – 290, 19 Abb., 2 Tab.; Erlangen.
- LEIMBACH, F. (1982): Die Geologie des Gebietes Madfeld-Nord (MTB Madfeld 4518). – Dipl.-Kart. Ruhr-Univ. Bochum: 26 S., 14 Abb., 1 Tab., 2 Anl.; Bochum.
- LEPPLA, A. (1892): Über die Zechsteinformation und den Buntsandstein im Waldeckschen. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., Abh., **11**: 40 – 82, 2 Abb.; Berlin.
- LORSON, M. (1988): Der initiale spilitische Magmatismus im Devon der Briloner Scholle, auf dem Nordwestflügel des Ostsauerländer Hauptsattels und im Messinghäuser Sattel (Hauptgrünstein des Nordöstlichen Sauerlandes). – Clausthaler geowiss. Diss., **30**: 240 S., 52 Abb., 31 Tab., 20 Fig., 9 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- LÜTKE, F.; KOCH, J. (1984): Das Inkohlungsbild des Paläozoikums im Westharz und seine Interpretation. – Geol. Jb., **A 69**: 3 – 42, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- LÜTKE-BRINKMANN, S. (1990): Geologische Kartierung zwischen Bleiwäsche und Gut Almerfeld (SE-Westfalen, Bl. 4518 Madfeld). – Dipl.-Kart. Univ. Münster, **VIII**: 57 S., 26 Abb., 2 Tab., 5 Anl.; Münster/Westf.
- LUPPOLD, F. W.; CLAUSEN, C.-D.; KORN, D.; STOPPEL, D. (1994): Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel, Warsteiner Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **29**: 7 – 69, 16 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Münster/Westf.
- MACHEL, H.-G. (1990 a): Faziesinterpretation des Briloner Riffs mit Hilfe eines Faziesmodells für devonische Riffkarbonate. – Geol. Jb., **D 95**: 43 – 83, 5 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- MALMSHEIMER, K. W.; MENSINK, H.; STRITZKE, R. (1991): Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon. – Geol. u. Paläont. Westf., **18**: 67 – 83, 18 Abb.; Münster/Westf.
- MAY, A. (1987): Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland). – Geol. u. Paläont. Westf., **10**: 51 – 84, 12 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- MAY, A. (1988): Fossilführung und Palökologie des lagunären Massenkalks (Devon) im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **62**: 175 – 192, 6 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- MAY, A. (1997): Sind die devonischen Riffe des Sauerlandes mit heutigen Korallenriffen vergleichbar? – Dortmunder Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt., **31**: 127 – 135, 2 Abb.; Dortmund.
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – Geotekt. Forsch., **62**: II + 267 S., 84 Abb., 1 Tab., 8 Beil.; Stuttgart.

- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken. – In: BOUMA, H.; BROUWER, A. [Hrsg.]: *Developments in Sedimentology*, **3**: 156 – 191, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Amsterdam, London, New York.
- MENSINK, H.; MÜLLER, H.; SCHAEFFER, R.; STRITZKE, R.; WERNER, W. [Hrsg.] (1990): Zur Geologie des Briloner Riffs. 1. Teil. – *Geol. Jb.*, **D 95**: Taf. 1; Hannover.
- MERTENS, H. (1982): Paläoböden im Paderborner Raum. – *Geol. Jb.*, **F 14**: 217 – 218, 1 Abb.; Hannover.
- MERTENS, H. (1991): Über Lößlehm und sogenannte Verwitterungslehme am Hellweg, auf dem Haarstrang und der Paderborner Hochfläche. – *Spieker*, **35**: 43 – 54, 2 Abb.; Münster/Westf.
- MESTERMANN, B. (1998): Mikrofazies, Paläogeographie und Eventgenese des *crenistria*-Horizontes (Obervisé, Rhenohertzynikum). – *Kölner Forum Geol. u. Paläont.*, **2**: 77 S., 14 Abb., 8 Taf.; Köln.
- MÖHRING, W. (1909): Der Zechstein am nördlichen Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Berlin: 67 S.; Berlin. – [unveröff.]
- MNICH, J. (1979): Das mittlere Diemeltal bei Marsberg und seinen angrenzenden Hochflächen – Eine geomorphologische Detailkartierung. – Diss. Univ. Bonn: 355 S., 74 Abb., 7 Tab.; Bonn. – [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.
- MORITZ, W. (1983): Fazies und Diagenese des Briloner Karbonatkomplexes anhand einiger ausgewählter Bohrungen. – Diss. TU Braunschweig: 181 S., 26 Abb., 4 Tab., 10 Taf.; Braunschweig. – [unveröff.]
- MÜLLER, C. (1994): Geologische Kartierung im Raum Radlinghausen – Rösenbeck (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Dipl.-Kart. Univ. Münster*: 54 S., 19 Abb., 7 Tab., 2 Beil.; Münster/Westf. – [unveröff.]
- MÜLLER, G. (1962): Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der synsedimentären Coelestinlagerstätte von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg). – *Geologie, Bh.*, **35**: 1 – 90; Berlin.
- MÜLLER, H. (1989): Die Kupfererzlagerstätte Marsberg. – In: *Erläuterungen zu Blatt C 4718 Korbach*. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* <1 : 100 000>, Erl., **C 4718**: 57 – 60; Krefeld.
- MÜLLER, H. (1990): Zur Altersfrage und Faunenführung der Briloner Schiefer im nordöstlichen Sauerland (Mitteldevon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb.*, **D 95**: 7 – 42, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – *Beih. geol. Jb.*, **53**: 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- NIEMEYER, J.; SCHUDELSKI, A. (1992): Paläontologische Funde aus der Kreiselhalle. – In: *Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland*: 243 – 246, 2 Abb.; Krefeld (*Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.*).

- Oberbergamt Bonn (1890): Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstenthümer Waldeck und Pyrmont. – 252 S., 6 Abb., 2 Kt.; Bonn (A. Marcus).
- OEKENTORP, K. (1994): Die Saurierfundstelle Brilon-Nehden (Rheinisches Schiefergebirge) und das Alter der Verkarstung. – Kölner geogr. Arb., **45**: 293 – 315, 8 Abb.; Köln.
- ONCKEN, O. (1984): Zusammenhänge in der Strukturgenese des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Rdsch., **73**: 619 – 649, 10 Abb.; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1987): Heat Flow and Kinematics of the Rhenish Basin. – In: VOGEL, A.; MILLER, H.; GREILING, R. [Hrsg.]: The Rhenish Massif: 63 – 78, 10 Abb.; Braunschweig/Wiesbaden (Vieweg).
- ONCKEN, O. (1990): Aspects of the structural and paleogeothermal evolution of the Rhenish Massif. – Ann. Soc. géol. Belg., **113** (2): 139 – 159, 15 Abb.; Liège
- PAECKELMANN, W. (1913): Das Oberdevon des Bergischen Landes. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **70**: 356 S., 4 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1922): Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. – Abh. kgl. preuß. L.-Anst., N. F., **91**: 112 S., 1 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 370 – 412, 15 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1930): Das Kupfererzvorkommen von Stadtberge in Westfalen. – Glückauf, **66**: 1057 – 1064 u. 1096 – 1105, 9 Abb., 1 Taf.; Essen.
- PAECKELMANN, W. (1932): Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **52**: 472 – 519, 3 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1933): Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Mit Beiträgen zur Stratigraphie des Mitteldevons. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 217 – 260, 6 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1942): Die Flinzschiefer des Bergischen Landes und ihre Beziehungen zum Massenkalk. – Decheniana, **101**: 108 – 116, 2 Abb., 1 Taf.; Bonn.
- PAECKELMANN, W. (1943): Bericht über den Stand der Untersuchungsarbeiten auf der Grube Elisabeth I bei Rösenbeck. – Ber. Archiv Geol. Dienst NRW: 4 S.; Krefeld. – [unveröff.]
- PAECKELMANN, W. (1944 a): Die geologische und tektonische Position der Eisen-Mangan-Lagerstätte der Grube Elisabeth I bei Rösenbeck, Kreis Brilon. – Ber. Archiv Geol. Dienst NRW: 14 S.; Krefeld. – [unveröff.]
- PAECKELMANN, W. (1944 b): Begleitworte zur geologischen Karte des Cölestin-Gebiets von Giershagen. – Ber. Archiv Geol. Dienst NRW: 4 S.; Krefeld. – [unveröff.]
- PAECKELMANN, W. (1945 a): Die geologischen Verhältnisse des Cölestinvorkommens von Giershagen bei Marsberg i. Westf. – Ber. Archiv Geol. Dienst NRW: 4 S.; Krefeld. – [unveröff.]
- PAECKELMANN, W. (1945 b): Bericht über das Cölestinvorkommen bei Giershagen. – Ber. Archiv Geol. Dienst NRW: 5 S.; Krefeld. – [unveröff.]

- PAECKELMANN, W.; KÜHNE, F. (1936 a), 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.; Berlin.
- PAECKELMANN, W. & KÜHNE, F. (1936 b), mit Beitr. PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Alme. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern <1 : 25 000>, Erl., **4517**: 61 S., 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- PAPROTH, E.; WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1973** (8): 469 – 493, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- PATTEISKY, K. (1959): Die Goniatiten im Namur des Niederrheinisch-Westfälischen Karbongebietes. – Mitt. westf. Berggewerkschaftskasse, **14**: 65 S., 18 Abb., 14 Taf.; Herne.
- PATTEISKY, K.; TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R. (1962): Das Inkohlungsbild des Steinkohlengebirges an Rhein und Ruhr, dargestellt im Niveau von Flöz Sonnenschein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 687 – 700, 8 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- PAUL, J. (1987): Der Zechstein am Harzrand : Querprofil über eine permische Schwelle. – In: Exkursionsführer / Internationales Symposium Zechstein, **2**: 193 – 277, 56 Abb.; Wiesbaden. – [Symp. Zechstein <Internat., 1987, Kassel, Hannover>]
- PELTZER, B. (1999): Überlegungen und Untersuchungen zur Bildung der Feuersteine. – Natur am Niederrh., N. F., **14** (1): 16 – 31, 2 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- PERYT, T. M.; PERYT, D. (1977): Zechstein foraminifera from the Fore – Sudetic monocline area (West Poland) and their paleoecology. – Ann. Soc. géol. Pol., **XLVII**: 301 – 326; Krakow.
- PETTJOHN, F. J. (1957): Sedimentary Rocks, 2. Aufl. – XVI + 718 S., 173 Abb., 119 Tab., 38 Taf.; New York (Harper).
- PFEFFER, K.-H. (1984): Zur Geomorphologie der Karstgebiete im Rheinischen Schiefergebirge. – Kölner geogr. Arb., **45**: 247 – 291, 4 Abb., 1 Tab., 12 Fotos; Köln.
- PFEFFER, K.-H.; TEICHMANN, R. (1992): Das Relief in der Umgebung des Höhlensystems Kreiselhalle-Malachitdom. – In: Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland.: 31 – 38, 3 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- PLEIN, E. [Hrsg.] (1995): Norddeutsches Rotliegend-Becken. – Rotliegend-Monographie Teil II. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **183**: 193 S., 80 Abb., 10 Tab., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- PRAGER, H. (1932): Die Perm-Trias-Grenze nördlich des Kellerwaldes. – Z. dt. geol. Ges., **84**: 317 – 360, 10 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- RICHTER, G. (1941): Geologische Gesetzmäßigkeiten in der Metallführung des Kupferschiefers. – Archiv f. Lagerstättenforsch., **73**: 60 S., 27 Abb.; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1951): Zwei Beiträge zur Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: I. Der Zechstein am nördlichen Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Waldeck). – Geol. Jb., **65**: 145 – 185, 10 Abb., 2 Tab., 5 Prof.; Hannover.
- 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.
- ROSENDAHL, W. (1993): Zum Stand der quartärpaläontologischen Grabungen im Höhlensystem Malachitdom-Kreiselhalle bei Wünnenberg-Bleiwäsche. – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **39**: 54 – 55, 3 Abb.; München.
- ROTLÄNDER, R. C. A. (1981): Eine neue Hypothese über die Bildung von Feuersteinknollen. – Staringia, **6**: 17 – 18, 1 Abb.; Heerlen.
- RUPRECHT, L. (1937): Die Biostratigraphie des obersten Kulm im Sauerlande. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**: 238 – 283; Berlin.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., **3**: 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 12 Taf.; Braunschweig.
- SCHAEFFER, R. (1986): Geochemische Charakteristik und Genese der jungmesozoisch-tertiären Vererzung im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **34**: 337 – 381, 7 Abb., 11 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- SCHAEFFER, R. (1990): Syndementär-stratiforme Pyriterze des Givets im Raum Brilon (Nordost-Sauerland; Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb., **D 95**: 183 – 209; Hannover.
- SCHAEFFER, R.; HEIN, P. (1985): Der Kupfererzbergbau bei Marsberg im Sauerland. – Aufschluss, **36**: 105 – 116, 5 Abb.; Heidelberg.
- SCHEIDT, T. G. (1983): Die Geologie des Gebietes Giershagen-NW (MTB 4518 Madfeld) nebst einer faziellen Analyse der unteren asymmetricus-Zone des Adorfiums. – Dipl.-Kart. u. Dipl.-Arb. Ruhr-Univ. Bochum, **38**: 22 S., 7 Anl.; Bochum. – [unveröff.]
- SCHMIDT, F. X. (1992): Mineralogische Besonderheiten aus dem Höhlensystem Kreiselhalle-Malachitdom. – In: Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland: 91 – 103, 3 Abb., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**: 254 – 339, 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1923): Zur Stratigraphie des Untercarbon. – Cbl. Mineral., Geol. u. Paläont., **1923**: 741 – 746; Stuttgart.
- SCHMIDT, H. (1925): Die Carbonischen Goniatiten Deutschlands. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **45**: 489 – 609, 3 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1942): Nach Goniatiten gegliederte Profile im sauerländischen Kulm. – Decheniana, **101**: 49 – 63; Bonn.
- SCHMIDT, H.; PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – Samml. geol. Führer, **39**: 151 S., 8 Abb., 24 Taf., 1 Kt.; Berlin (Borntraeger).
- SCHMIDT-BARTELT, D. (1987a): Die Geologie des Gebietes westlich von Madfeld. – Dipl.-Kart. Ruhr-Univ. Bochum: 29 S., 7 Abb., 1 Kt.; Bochum. – [unveröff.]
- SCHMIDT-BARTELT, D. (1987b): Die Fazies des Massenkalks am Südostrand des Briloner Sattels. – Dipl.-Arb. Ruhr-Univ. Bochum: 42 S., 13 Abb., 1 Beil.; Bochum. – [unveröff.]

- SCHRIEL, W. (1946): Karteiblätter für die Aufnahme der Lagerstättenkarte von Westfalen. – Archiv Geol. Dienst NRW: 32 S.; Krefeld. – [unveröff.].
- SCHRIEL, W. (1952): 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. (1956): Der Briloner Galmei-Distrikt. – Z. dt. geol. Ges., **106**: 308 – 349, 7 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- SCHRÖDER, L.; PLEIN, E.; BACHMANN, H.; GAST, R.; GEBHARDT, U.; GRAF, R.; HELMUTH, H.-J.; PASTERNAK, M.; PORTH, H.; SÜSSMUTH, S. (1995): Stratigraphische Neugliederung des Rotliegend im Norddeutschen Becken. – Geol. Jb., **A 148**: 1 – 21, 22 Abb., 1 Tab., 5 Diagr., 7 Taf.; Hannover.
- 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/Westf.
- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklinalablagerungen im Rhenoherynykum. – Diss. Univ. Göttingen: 78 S., 15 Abb., 33 Tab.; Göttingen.
- 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.
- SLOTTA, R. (1983): Grube Meggen. – In: Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland. 4. Der Metallergbergbau, Tl. 1. – Veröff. dt. Bergb.-Mus. Bochum, **26**: 468 – 501, 15 Abb., 1 Tab.; Saarbrücken.
- SLOTTA, R. (1986): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland. 5. Der Eisenbergbau, Tl. 1. – Veröff. dt. Bergb.-Mus. Bochum, **38**: XXI + 1 151 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bochum.
- 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. u. Paläont., **18**: 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E.; EL-ARNAUTI, A.; KAEVER, M. (1974): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basissschichten am SE-Rand der westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **145**: 207 – 241, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- STACH, E.; MACKOWSKY, M.-TH.; TEICHMÜLLER, M.; TAYLOR, G. H.; CHANDRA, D.; TEICHMÜLLER, R. (1982): Stach's Textbook of Coal Petrology, 3. Aufl. – 535 S., 204 Abb., 49 Tab., 6 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger)
- STÄDTER, T.; KOCH, R. (1987): Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung einer devonischen Karbonatfolge (Givet) am SW-Rand des Briloner Sattels. – Facies, **17**: 215 – 230, 5 Abb., 2 Taf.; Erlangen.

- 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.
- STEUERWALD, K. (1992): Das geologische Umfeld des Malachitdoms. – In: Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland: 19 – 30, 6 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- STILLE, H. (1904): Erläuterungen zu Blatt Kleinenberg. – Geol. Spezialkt. Preußen u. benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl., **4419**: 27 S., 1 Tab.; Berlin.
- STRECKEISEN, A. (1980): Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – Geol. Rdsch. **69**: 194 – 207, 7 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- STRIBRNY, B. (1987): Die Kupfererzlagerstätte Marsberg im Rheinischen Schiefergebirge – Rückblick und Stand der Forschung. – Erzmetall, **40** (7/8): 423 – 427, 7 Abb.; Weinheim.
- STRIBRNY, B.; URBAN, H. (1989): Lagerstättenbildende, supergene Umlagerungsprozesse in Schwarzschiefern. – Erzmetall, **42** (7/8): 348 – 350, 2 Abb.; Weinheim.
- STRITZKE, R. (1980): Die Geologie des Paläozoikum-Gebietes zwischen Beringhausen und Madfeld. – Dipl.-Kart. Ruhr-Univ. Bochum. – 39 S., 11 Abb., 5 Anl.; Bochum. – [unveröff.]
- STRITZKE, R. (1989): Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebiets (Ostsauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 75 – 106, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STRITZKE, R. (1990): Die Karbonsedimentation im Briloner Vorriffbereich. – Geol. Jb., **D 95**: 253 – 315, 9 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- SUNKEL, G. (1990): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **34**: 250 S., 96 Abb., 17 Tab., 11 Taf.; Bochum.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R. (1982): Das Inkohlungsbild des Lippstädter Gewölbes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 223 – 239, 3 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN, H. (1979): Inkohlung und Erdgas in Nordwestdeutschland. Eine Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 137 – 170, 2 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität : Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 201 – 276, 31 Abb., 15 Tab.; Krefeld.
- THIERMANN, A.; ARNOLD, H. (1964): Die Kreide im Münsterland und in Nordwestfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 691 – 724, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- VENZLAFF, H. (1956): Das geologische Bild des Hauptgrünsteinzuges im nordöstlichen Sauerland. – Geol. Jb., **72**: 241 – 293, 9 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- VILLINGER, E. (1981): Das modifizierte Verfahren MoMNQ_{r12} – zur raschen Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate aus dem Vorfluterabfluss. – gwf (Gas- und Wasserfach), **122** (8): 335 – 339, 3 Abb., 1 Tab.; München.

- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) im Sauerland. – Paläont. Z., **33**: 266 – 314, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart
- VOGES, A. (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3,1**: 197 – 228, 5 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- VOGLER, H. (1971): Gutachterliche Stellungnahme über die zu schützenden Vorkommen nutzbarer Bodenschätze im Landkreis Brilon. – Ber. Archiv Geol. Dienst NRW: 37 S.; Krefeld. – [unveröff.]
- WACHENDORF, H. (1965): Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. – Geol. Jb., **82**: 705 – 754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- WAHBA, Y. (1978): Die Geologie des Briloner Massenkalksattels im östlichen Sauerland. – Diss. TU Clausthal-Zellerfeld: 219 S., 64 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- WEDEKIND, R. (1911): Beiträge zur Kenntnis des Oberdevon am Nordrande des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Nachr. Ges. Wissensch. Göttingen, Math.-physik. Kl., **1911**: 1 – 20; Göttingen.
- WEDEKIND, R. (1913): Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon von Martenberg bei Adorf. – Sber. Ges. naturforsch. Freunde, **1**: 23 – 77, 14 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- WILMSEN, M.; NIEBUHR, B.; HISS, M. (2005): The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system. – Facies, **51**: 242 – 263, 11 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II bis IIIa des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Abh. Hessen, **80**: 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- WIZISK, U. (1995): Mikrofazielle Entwicklungsgeschichte des devonischen Briloner Rifffkomplexes (Sauerland). – Diss. Univ. Bochum: 79 S., 18 Abb., 6 Tab., 16 Taf., 9 App.; Bochum.
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **141** (2): 222 – 257, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WOLF, M.; BRAUN, A. (1994): Eine neue Inkohlungskarte des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **8**: 449 – 475, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WORTMANN, H. (1937): Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland und Weser. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**: 359 – 413, 6 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- WREDE, V. (2005), mit einem Beitrag von RIBBERT, K.-H.: Das Oberkarbon (Silesium) am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges (Ruhrkarbon). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland, V: Das Oberkarbon (Pennsylvanien) in Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **254**: 225 – 254, 3 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/Main.
- Zeischwitz, E. von (1967): Zur Geschichte und Vergesellschaftung typischer Böden der Paderborner Hochfläche. – Decheniana, **254**: 222 – 234, 5 Tab.; Bonn.

- ZEZSCHWITZ, E. VON (1982): Paläoböden der Paderborner und Briloner Hochfläche. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **32**: 203 – 212, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- ZIMMERLE, W. (1994): Aptian and Albian phosphorites of northwestern Germany (with emphasis on the biogenic aspects of phosphorite formation). – *Kaupia*, **4**: 79 – 102, 10 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Darmstadt.
- ZYGOWSKI, D. W. (1983): Die Höhlen der Briloner Hochfläche (östliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Karst u. Höhle*, **1982/83**: 15 – 46, 29 Abb., 3 Tab., 11 Taf., 1 Kt.; München.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 4518 Marsberg (1988), Bearb. DAHM-AHRENS, H.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4418 Wünnenberg (1989), Bearb. SKUPIN, K.
Blatt 4519 Marsberg (in Vorber.), Bearb. FARRENSCHON, J.; OESTERREICH, B.
- Geologische Karte von Hessen <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Hess. L.-Amt Bodenforsch.; Wiesbaden.
Blatt 4618 Adorf (2. Aufl. 1979), Bearb. PAECKELMANN, W.
- 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 Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 4517 Alme (1936), Bearb. PAECKELMANN, W.; KÜHNE, F.
Blatt 4518 Madfeld (1936), Bearb. PAECKELMANN, W.; KÜHNE, F.
- Geologische Übersichtskarte <1 : 200 000>. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl.; Hannover.
Blatt CC 4718 Kassel (1979), wiss. Bearb. MOTZKA, R.; HORN, M.; HINZE, C.; JORDAN, H.; LEPPER, J.; REUTER, G.; WALDECK, H.; DAHM, H. D.
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen <1 : 500 000>, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Bearb. BOLSENKÖTTER, H.; HILDEN, H. D.

ANHANG

- I Ergebnisse der Conodonten-Untersuchungen (Fundpunktlisten)
- II Beschreibungen ausgewählter Bohrungen und Aufschlüsse

I Ergebnisse der Conodonten-Untersuchungen (Fundpunktliste)

Fundpunkte und zeitliche Einstufung devonischer und unterkarbonischer Conodontenfaunen

Bearbeitet von: M. PIECHA (Geol. Dienst NRW). Zonengliederung des Devons nach ZIEGLER (1982) und ZIEGLER & SANDBERG (1990) (Tab. 1 im Text). Zonengliederung des Unterkarbons nach diversen Autoren (Tab. 2 im Text)

Die Proben sind nach den fortlaufenden Labornummern geordnet; Probennummer aus der geologischen Bearbeitung (MA) in Klammern; durchlaufende Profile sind zusammengefasst.

7609	Steinbruch am Osthang des Forstenberges R ³⁴ 83 640, H ⁵⁶ 97 970	Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Schichten), oberer Teil
Stratigrafische Einstufung: Oberer Teil der Späten <i>duplicata</i> -Zone, <i>Gattendorfia</i> , Unterkarbon I β		

7610	Steinbruch westlich des Berges „Burg“ (Profil „Burg“), R ³⁴ 79 800, H ⁵⁶ 97 620	Höchste Kalksteinbank der Cephalopodenkalksteine (Oberdevon in Schwellenfazies)
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>expansa</i> - bis Frühe <i>praesulcata</i> -Zone, höheres Famenne, Oberdevon		

7611	Steinbruch westlich des Berges „Burg“ (Profil „Burg“), R ³⁴ 79 800, H ⁵⁶ 97 620	Kalksteinbank an der Basis der Liegenden Alaunschiefer
Stratigrafische Einstufung: Höchste <i>sandbergi</i> -Zone, Grenzbereich Unterkarbon I/II		

7648 (MA10/11)	Steinloch im Diemeltal westlich der Giershagener Mühle R ³⁴ 86 450, H ⁵⁶ 98 400	Devon/Karbon-Übergangsschichten (Hangenberg-Schichten), oberer Teil
Stratigrafische Einstufung: <i>sandbergi</i> -Zone, <i>Gattendorfia</i> , Unterkarbon I β		

7655 (MA15)	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 850, H ⁵⁶ 97 120	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, unterste Probe 0 – 0,18 m, Kalkstein, schwarz
Stratigrafische Einstufung: <i>punctata</i> -Zone, tiefer Teil des Frasnes, Oberdevon		

7656 (MA16)	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 850, H ⁵⁶ 97 120	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, unterste Probe 0,18 – 0,35 m, Kalkstein schwarz
Stratigrafische Einstufung: <i>punctata</i> -Zone, tiefer Teil des Frasnes, Oberdevon		

7657 (MA17)	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 850, H ⁵⁶ 97 120	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, unterste Probe 0,72 – 0,92 m
Stratigrafische Einstufung: Frühe <i>hassi</i> -Zone, mittlerer Teil des Frasnes, Oberdevon		

7658 (MA18)	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 850, H ⁵⁶ 97 120	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, unterste Probe 1,22 – 1,43 m
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>hassi</i> -Zone, mittlerer Teil des Frasnes, Oberdevon		

7659 (MA19)	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 850, H ⁵⁶ 97 120	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, unterste Probe 1,55 – 1,78 m, unterster heller Kalkstein (Basis des Adorf-Bänderkalksteins)
Stratigrafische Einstufung: tiefe <i>jamieae</i> -Zone, mittlerer Teil des Frasnes, Oberdevon		
7660 (MA20)	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 850, H ⁵⁶ 97 120	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, unterste Probe 1,82 – 1,92 m, oberste Kalksteinbank
Stratigrafische Einstufung: Frühe <i>rhenana</i> -Zone, mittlerer Teil des Frasnes, Oberdevon		
7661 (MA21)	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 855, H ⁵⁶ 97 125	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, bei ca. 12 m Kalksteinbank in Bänderkalkstein (Bänderschiefer)
Stratigrafische Einstufung: tiefe Späte <i>rhenana</i> -Zone, mittlerer Teil des Frasnes, Oberdevon		
7662 (MA22)	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 880, H ⁵⁶ 97 150	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, bei ca. 27 m Knollenkalkstein-Lage in Bänderkalkstein (Bänderschiefer)
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>triangularis</i> -Zone, höherer Teil des Frasnes, Oberdevon		
7873	Anschnitt im Tal östlich des Mittelberges R ³⁴ 86 910, H ⁵⁶ 97 155	Profil von der Oberkante der Padberg-Schichten durch den Adorf-Bänderkalkstein, bei ca. 40 m Kalksteinknollen in feinsandigen Tonsteinen (Nehden-Schichten)
Stratigrafische Einstufung: <i>crepida</i> -Zone, tiefer Teil des Famennes, Oberdevon		
7665 (MA25)	Wegböschung im Diemeltal südöstlich vom Kriesenberg R ³⁴ 84 572, H ⁵⁶ 96 575	Kalkstein und Diabas im Hangenden der Tentakuliten-Schichten
Stratigrafische Einstufung: mittlerer Teil der Frühen bis Mittleren <i>varcus</i> -Zone, Givet, Mitteldevon		
7666 (MA26)	Wegböschung im Diemeltal südöstlich vom Kriesenberg R ³⁴ 575, H ⁵⁶ 96 775	Kalkstein und Diabas im Hangenden der Tentakuliten-Schichten
Stratigrafische Einstufung: Mittlere <i>varcus</i> -Zone, Givet, Mitteldevon		
7667 (MA27)	Wegböschung im Diemeltal südöstlich vom Kriesenberg R ³⁴ 84 570, H ⁵⁶ 96 775	Kalkstein und Diabas im Hangenden der Tentakuliten-Schichten
Stratigrafische Einstufung: Mittlere bis Späte <i>varcus</i> -Zone, Givet, Mitteldevon		
7670 (MA30)	Ostende der Pinge nordwestlich von Beringhofen R ³⁴ 84 949, H ⁵⁶ 97 495	Nehden-Schichten (liegender Teil des Aufschlusses)
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>rhomboidea</i> -Zone, tieferes Famenne, Oberdevon		

7671 (MA31)	Ostende der Pinge nordwestlich von Beringhofen R ³⁴ 84 945, H ⁵⁶ 97 498	Nehden-Schichten (hangender Teil des Aufschlusses)
Stratigrafische Einstufung: Frühe bis Späte <i>marginifera</i> -Zone, mittleres Famenne, Oberdevon		
7672 (MA32)	Diemeltal südlich der Giershagener Mühle R ³⁴ 86 670, H ⁵⁶ 97 910	Oberster Teil des Adorf-Bänderkalksteins
Stratigrafische Einstufung: Frühe <i>crepida</i> -Zone, tiefes Famenne, Oberdevon		
7763	Kartierbegleitende Bohrung Beringhofen 2 R ³⁴ 85 120, H ⁵⁶ 97 636	Teufe 2,0 – 2,8 m Hemberg-Schichten
Stratigrafische Einstufung: obere Späte bis mittlere Späteste <i>marginifera</i> -Zone, mittleres Famenne, Oberdevon		
7765; 7768	Kartierbegleitende Bohrung Beringhofen 2 R ³⁴ 85 120, H ⁵⁶ 97 636	Teufe 8,53 – 8,85 m; 13,27 – 13,62 m Hemberg-Schichten
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>marginifera</i> - bis mittlere Frühe <i>trachytera</i> -Zone, mittleres Famenne, Oberdevon		
7769	Kartierbegleitende Bohrung Beringhofen 2 R ³⁴ 85 120, H ⁵⁶ 97 636	19,30 – 19,45 m Hemberg-Schichten
Stratigrafische Einstufung: Späte bis Späteste <i>marginifera</i> -Zone, mittleres Famenne, Oberdevon		
7875 (MA36)	Wegböschung im Diemeltal, 800 m nordöstlich der Niedermühle R ³⁴ 85 880, H ⁵⁶ 97 190	Kalkstein und Diabasintrusion im obersten Teil der Tentakuliten-Schichten
Stratigrafische Einstufung: Frühe <i>varcus</i> -Zone, Givet, Mitteldevon		
7878; 7879 (MA39, 40)	Weganschnitt im Diemeltal östlich der Papierfabrik R ³⁴ 87 140, ⁵⁶ 98 505	Dasberg-Schichten, 22 bzw. 18 m im Hangenden von Hemberg-Rotschiefern
Stratigrafische Einstufung: <i>postera</i> -Zone bis Frühe <i>expansa</i> -Zone, höherer Teil des Famennes, Oberdevon		
7880 (MA41)	Weganschnitt im Diemeltal östlich der Papierfabrik R ³⁴ 87 130, H ⁵⁶ 98 480	Oberkante der Hemberg-Rotschiefer
Stratigrafische Einstufung: tiefster Teil der Frühen <i>trachytera</i> -Zone, mittlere Teil des Famennes, Oberdevon		
7882 (MA43)	Straßenanschnitt am Südwestfuß des Enkenberges von R ³⁴ 80 910, H ⁵⁶ 97 180 bis R ³⁴ 80 970, H ⁵⁶ 97 140	Vom Liegenden zum Hangenden, 0 m = Westecke des Kieselkalk-Steinbruchs. bei 150 m unterste Kalksteinbank
Stratigrafische Einstufung: tieferes Frasnes, Oberdevon		
7883 (MA44)	Straßenanschnitt am Südwestfuß des Enkenberges von R ³⁴ 80 910, H ⁵⁶ 97 180 bis R ³⁴ 80 970, H ⁵⁶ 97 140	bei 137 m bankiger Kalkstein
Stratigrafische Einstufung: mittlerer Teil der Frühen <i>hassi</i> - bis frühe <i>rhenana</i> -Zone, mittlerer Teil des Frasnes, Oberdevon		

7884 (MA45)	Straßenanschnitt am Südwestfuß des Enkenberges von R ³⁴ 80 910, H ⁵⁶ 97 180 bis R ³⁴ 80 970, H ⁵⁶ 97 140	bei 115 m, bankiger Kalkstein
Stratigrafische Einstufung: Basis der Späten <i>rhénana</i> -Zone, höherer Teil des Frasnes, Oberdevon		
7885 (MA46)	Straßenanschnitt am Südwestfuß des Enkenberges von R ³⁴ 80 910, H ⁵⁶ 97 180 bis R ³⁴ 80 970, H ⁵⁶ 97 140	bei 103 m, bankiger Kalkstein
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>rhénana</i> - bis mittlerer Teil der <i>linguiformis</i> -Zone, höherer Teil des Frasnes, Oberdevon		
7886 (MA47)	Straßenanschnitt am Südwestfuß des Enkenberges von R ³⁴ 80 910, H ⁵⁶ 97 180 bis R ³⁴ 80 970, H ⁵⁶ 97 140	bei 96 m, Kalksteinbank in Tonstein
Stratigrafische Einstufung: Mittlere <i>crepida</i> - bis mittlerer Teil der Späten <i>crepida</i> -Zone, tieferer Teil des Famennes, Oberdevon		
7887 (MA48)	Straßenanschnitt am Südwestfuß des Enkenberges von R ³⁴ 80 910, H ⁵⁶ 97 180 bis R ³⁴ 80 970, H ⁵⁶ 97 140 ergänzende Proben 7976 bis 7979	bei 79 m, knollige Kalksteinbänke mit Tonstein-Zwischenlagen
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>trachytera</i> -Zone, höherer Teil des Famennes, Oberdevon		
7888 (MA49)	Straßenanschnitt am Südwestfuß des Enkenberges von R ³⁴ 80 910, H ⁵⁶ 97 180 bis R ³⁴ 80 970, H ⁵⁶ 97 140	bei 73 m dünne Kalksteinbänke in Tonstein, Devon/Karbon-Übergangsschichten
Stratigrafische Einstufung: Frühe bis Mittlere <i>praesulcata</i> -Zone, höchster Teil des Famennes		
7889 (MA50)	Felsen oberhalb des Beringhäuser Tunnels (Profil „Niederhof“) R ³⁴ 79 880, H ⁵⁶ 96 340	Oberste 2 m des Oberdevons in Schwellenfazies (Cephalopodenkalkstein), vom Liegenden zum Hangenden
Stratigrafische Einstufung: höchster Teil der Späten <i>trachytera</i> -Zone, mittlerer Teil des Famennes		
7890 (MA51)	Felsen oberhalb des Beringhäuser Tunnels (Profil „Niederhof“) R ³⁴ 79 880, H ⁵⁶ 96 340	Oberste 2 m des Oberdevons in Schwellenfazies (Cephalopodenkalkstein), vom Liegenden zum Hangenden
Stratigrafische Einstufung: <i>postera</i> - bis frühe <i>expansa</i> -Zone, mittlerer bis höherer Teil des Famennes, Oberdevon		
7891 (MA52)	Felsen oberhalb des Beringhäuser Tunnels (Profil „Niederhof“) R ³⁴ 79 880, H ⁵⁶ 96 340	Oberste 2 m des Oberdevons in Schwellenfazies (Cephalopodenkalkstein), vom Liegenden zum Hangenden
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>postera</i> - bis Frühe <i>expansa</i> -Zone, höherer Teil des Famennes, Oberdevon		

7892 (MA53)	Felsen oberhalb des Beringhäuser Tunnels (Profil „Niederhof“) R ³⁴ 79 880, H ⁵⁶ 96 340	Oberste 2 m des Oberdevons in Schwellenfazies (Cephalopodenkalkstein), vom Liegenden zum Hangenden
Stratigrafische Einstufung: Frühe <i>expansa</i> -Zone, höherer Teil des Famennes, Oberdevon		
7893 (MA54)	Felsklippen am Mühlengraben, Diemeltal südlich der Giershagener Mühle R ³⁴ 86 700, H ⁵⁶ 97 970 bis R ³⁴ 86 760, H ⁵⁶ 97 920	Grenze Padberg-Schichten gegen Adorf-Bänderkalkstein
Stratigrafische Einstufung: Frühe <i>rhenana</i> -Zone, höherer Teil des Frasnies, Oberdevon		
7894 (MA55)	Felsklippen am Mühlengraben, Diemeltal südlich der Giershagener Mühle R ³⁴ 86 700, H ⁵⁶ 97 970 bis R ³⁴ 86 760, H ⁵⁶ 97 920	Kalksteinlage im Grenzbereich Adorf-Bänderkalkstein zu Nehden-Schichten
Stratigrafische Einstufung: Späte <i>triangularis</i> - bis Frühe <i>crepida</i> -Zone, tiefer Teil des Famennes, Oberdevon		
7895 (MA56)	Felsklippen am Mühlengraben, Diemeltal südlich der Giershagener Mühle R ³⁴ 86 700, H ⁵⁶ 97 970 bis R ³⁴ 86 760, H ⁵⁶ 97 920	6 m oberhalb von 7894 : unterster Rotschiefer mit Kalksteinknollen
Stratigrafische Einstufung: Mittlere <i>crepida</i> - bis mittlerer Teil der Späten <i>crepida</i> -Zone, tiefer Teil des Famennes, Oberdevon		
7901 (MA62)	Weganschnitt im Diemeltal, 350 m östlich der Niedermühle R ³⁴ 85 520, H ⁵⁶ 96 840	oberster Teil der Tentakuliten-Schichten
Stratigrafische Einstufung: Frühe bis Mittlere <i>varcus</i> -Zone, Givet, Mitteldevon		
7904 (MA65)	Felsen im Diemeltal südlich der Niedermühle R ³⁴ 85 020, H ⁵⁶ 96 450	Kalkstein an der Unterseite des unteren Diabas- Vulkanits (subeffusiver/intrusiver Diabas)
Stratigrafische Einstufung: Mittlere <i>varcus</i> -Zone, Givet, Mitteldevon		
7972, 7974 (MA80, 82)	Felsen im Diemeltal südlich der Niedermühle R ³⁴ 85 020, H ⁵⁶ 96 450	basale Padberg-Schichten oberhalb des unteren Diabas- Vulkanits
Stratigrafische Einstufung: Mittlere <i>varcus</i> -Zone, Givet, Mitteldevon		
7975 (MA83)	Felsen im Diemeltal südlich der Niedermühle R ³⁴ 85 020, H ⁵⁶ 96 450	Padberg-Schichten oberhalb des oberen Diabas-Vulkanits (effusiver Diabas und Tuff)
Stratigrafische Einstufung: <i>varcus</i> -Zone (nach GRÜNIG (1983) Obere <i>varcus</i> -Zone), Givet, Mitteldevon		
7906 (MA67)	Anschnitt an der Straße Bredelar – Padberg R ³⁴ 83 890, H ⁵⁶ 97 190	Grenzbereich Hemberg-/Dasberg-Schichten
Stratigrafische Einstufung: <i>trachytera</i> -Zone, mittlerer Teil des Famennes, Oberdevon		

7909 (MA70)	Steinbruch nordwestlich des Eikenberges R ³⁴ 79 190, H ⁵⁷ 03 220	Grenzbereich Schwelm-/Dorp-Massenkalk (LEIMBACH 1982: Profil A)
Stratigrafische Einstufung: Frasnes, Oberdevon		
7964 (MA72)	Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben R ³⁴ 80 550, H ⁵⁷ 03 995	Schichten an der Devon/Karbon-Grenze 20,0 – 20,3 m (Krinoiden-Kalkstein im Hangenden der Liegenden Alaunschiefer),
Stratigrafische Einstufung: Mittlerer Teil der <i>anchoralis-latus</i> -Zone bis tiefste <i>bilineatus</i> -Zone, Unterkarbon II		
7965 (MA73)	Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben R ³⁴ 80 550, H ⁵⁷ 03 995	Schichten an der Devon/Karbon-Grenze 20,7 – 20,85 m (Knollenkalkstein im Liegenden der Liegenden Alaunschiefer)
Stratigrafische Einstufung: höchster Teil der <i>sandbergi</i> -Zone, Unterkarbon I		
7966 (MA74)	Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben R ³⁴ 80 550, H ⁵⁷ 03 995	Schichten an der Devon/Karbon-Grenze 23,1 – 23,3 m (Knollenkalkstein im Liegenden der Liegenden Alaunschiefer)
Stratigrafische Einstufung: obere Hälfte der <i>sandbergi</i> -Zone, Unterkarbon I		
7967 (MA75)	Bohrung Bleiwäsche-Kriegergraben R ³⁴ 80 550, H ⁵⁷ 03 995	Schichten an der Devon/Karbon-Grenze 25,65 – 26,0 m (Knollenkalkstein in Tonstein)
Stratigrafische Einstufung: tieferer Teil der Späten <i>expansa</i> - bis Frühe <i>praesulcata</i> -Zone, oberstes Famenne, Oberdevon		
7969, 7970 (MA77, 78)	Anschnitt an der Straße Padberg – Beringhofen	Grenzbereich Adorf-Bänderkalkstein gegen Nehden- Schichten
Stratigrafische Einstufung: Mittlere <i>crepida</i> -Zone bis höherer Teil der Späten <i>crepida</i> -Zone, tiefes Famenne, Oberdevon		
8145 (MA88)	Bacheinschnitt südlich von Bleiwäsche, südwestliches Ende R ³⁴ 80 110, H ⁵⁷ 03 130	Knollenkalkstein der Oberdevon-Schichten auf dem Riff
Stratigrafische Einstufung: Frühe <i>marginifera</i> -Zone, mittlerer Teil des Famennes, Oberdevon		
8147 (MA90)	Massenkalk-Steinbruch nördöstlich von Rösenbeck R ³⁴ 78 840, H ⁵⁶ 98 030	Spaltenfüllung im Massenkalk (gerötete Tonsteine mit Kalkknollen)
Stratigrafische Einstufung: Mischfauna mit Conodonten des höheren Oberdevons und des Unterkarbons		

II Bohrungen und Aufschlüsse

Bohrung 1

Name: Giershagen 1/95

Lage: R ³⁴88 110, H ⁵⁶96 470; + 423 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: geologische Landesaufnahme

Bearbeiter: B. OESTERREICH (Schichtaufnahme, Petrografie), K.-H. RIBBERT
(Schichtaufnahme), M. PIECHA (Mikropaläontologie), H. GRÜNHAGEN
(Mineralogie)

Bohrzeit: Herbst 1995

– 1,10 m	Schluff, braun bis rotbraun, tonig, steinig	Mutterboden
– 5,00 m	Zellendolomit, Zellenkalk, hellgelb, bräunlich gelb, gelblich grau, löchrig bis kavernös (Kernverlust: 2,81 m)	Staßfurt-Karbonat (Zechstein 2)
– 7,00 m	Kalkstein, sparitisch, grau bis graugelb, z. T. löchrig bis porös, stellenweise eischüssig, mit zahlreichen Anhydritpseudomorphosen (Kernverlust: 0,0 m)	”
– 8,85 m	Kalkstein, dolomitisch, grünlich grau bis gelbgrau, cm-große, kalzitgefüllte Hohlräume	”
– 9,02 m	Ton, schluffig, hellgrün und rotbraun, mit Bruchstücken von Tonstein und Kalkstein, rotbraun	Werra-Staßfurt- Grenzton (Zechstein 1 – 2)
– 9,88 m	Tonstein, rotbraun, laminiert, mit Tonstein, hellgrün, zahlreiche Einlagerungen von 1 – 8 mm dünnen Lagen von Kalksandstein, rötlich gelb	”
– 10,15 m	Tonstein, schluffig, hellbraun, mit zahlreichen Einlagerungen von Kalkstein, zersetzt, hellgrün, und Schluffstein, rötlich braun	”
– 10,28 m	Tonstein, hellgrün, stark kalkig	”
– 11,88 m	Ton, kalkig, rotbraun, mit zahlreichen Gesteinsbruchstücken von Tonstein, kalkig, dunkelbraun bis rotbraun, plattig, Kalkstein, zersetzt, hellgrün, Kalkstein, mikrosparitisch, weiß, und Kalksandstein, gelb	”
– 12,25 m	Ton, hellbraun, mit Linsen von Ton, rotbraun, und Ton, hellgrau, kalkig, und Bruchstücken von Kalkstein, zersetzt, dunkelrot	”
– 12,34 m	Kalkstein, rötlich grau, Hartgrund	”
– 12,45 m	Ton, bunt (gelb, hellgrau, hellgrün, gelblich rot, violett), geschichtet	”
– 12,50 m	Kalkstein, dunkelgrau, Hartgrund	”
– 12,70 m	Ton, bunt, geschichtet	”

– 12,91 m	Kalkstein, hellgrün, dicht	Werra-Staßfurt- Grenzton (Zechstein 1 – 2)
– 13,00 m	Ton, bunt, kalkig, lagig	"
– 13,15 m	Kernverlust	"
– 13,20 m	Kalkstein, hellgrün bis grau, vereinzelt Limonitkonkretionen	"
– 14,32 m	Ton, bunt (hellgelb, hellgrün, hellviolett, rot), geschichtet, mit dünnen Einlagerungen von Kalkstein, rötlich grau, hart, verkieselt, und Kalkstein, mikrospatitisch, dunkelgrau bis dunkelgrün, dicht, hart	"
– 15,07 m	Ton, bunt, geschichtet, mit 4 Gipslagen, weiß, von 1 – 7 cm Mächtigkeit	"
– 15,08 m	Kalkstein, dunkelgrau bis rötlich grau, hart	"
– 15,56 m	Ton, bunt, geschichtet	"
– 15,68 m	Schluffstein, hellgelb, hellrot, geschichtet, kalkig	"
– 19,27 m	Tonstein, rotbraun bis braun, kalkig, stellenweise schluffig, hart, mit Einlagerungen von Kalkstein, hellgrün bis hellgrau, hart, Kalkstein, rötlichgrau, verkieselt mit vereinzelt Mangankonkretionen, Kalk- stein, hellgelb bis weiß, Kalkstein, rotbraun bis braun, löchrig, hart	"
– 22,43 m	Tonstein, rotbraun bis braun, fest, mit Konkretionen aus Kalkstein, hellgelb, hellgrau bis grünlich, gelb (Durchmesser 0,5 – 5 cm), weitgehend zersetzt	"
– 22,46 m	Kalkstein, hellgelb bis hellgrün, zersetzt	"
– 24,82 m	Tonstein, hellbraun bis rotbraun, kalkig, stellenweise schluffig	"
– 25,07 m	Tonstein, rotbraun, kalkig, wechsellagernd mit Tonstein, grau bis gelbgrau, fleckig; Einlagerungen von Konkretionen aus Kalkstein, hellgrau bis hellgelb, zersetzt	"
– 25,21 m	Tonstein, gelb, schluffig, kalkig, manganfleckig	"
– 29,57 m	Schaumkalk, hellgrau bis dunkelgrau, löchrig	Werra-Randkarbonat (Zechstein 1)
– 29,59 m	Mergelstein, hellgelb	"
– 31,22 m	Schaumkalk, hellgrau bis hellgraubraun, gelblich grau	"
– 31,66 m	Poren- und Ooidkalkstein, hellgrau bis grau, entfestigt	"
– 32,21 m	Schaumkalk, hellgrau bis weiß, entfestigt	"
– 32,22 m	Mergelstein, hellgelb bis gelb	"
– 36,86 m	Schaumkalk, wechsellagernd mit Porenkalk, hellgrau bis hellbraun, entfestigt; zahlreiche Styliolithen	"
– 37,50 m	Kernverlust	"

– 38,00 m	Kalkstein, mikrosparitisch, hellgrau bis dunkelgrau, dicht, mit zahlreichen Einlagerungen von Schaumkalk	Werra-Randkarbonat (Zechstein 1)
– 39,75 m	Kalkstein, mikritisch, hellgrau bis gelblich grau, zersetzt, mit zahlreichen Einlagerungen von Schaumkalk	"
– 40,38 m	Kalkstein, weiß bis hellgelb, zersetzt, mit zahlreichen Stylolithen	"
– 40,89 m	Kalkstein, mikrosparitisch, hellgrau bis weiß, löchrig, mit Sideritkonkretionen	"
– 41,60 m	Brekzie aus Kalkstein, hellgrau bis gelblich grau, und Dolomitstein, dunkelbraun, erdig, in einer mikrosparitischen Karbonatmatrix, dunkelbraun bis gelblich grau	"
– 42,57 m	Dolomitstein, gelbbraun, mit zahlreichen kalzitgefüllten Mikrokluft	"
– 44,00 m	Kalkstein, dunkelgrau bis dunkelbraun, hart, übergehend in Kalkstein, dolomitisch, dunkelbraun mit birdseyes-Strukturen	"
– 45,47 m	Kalkstein, dolomitisch, grau bis dunkelbraun, mit limonit- und sideritgefüllten Mikrokluft	"
– 45,48 m	Mergelstein, schluffig, hellgrau bis olivgrün	"
– 45,74 m	Kalkstein, dolomitisch, ocker bis dunkelbraun, mit limonit- und sideritgefüllten Mikrokluft	"
– 51,15 m	Kalkstein, hellgrau bis hellgelb, porös, mit Muschelschalen-Resten, vereinzelt mit limonit- und sideritgefüllten Mikrokluft	"
– 56,96 m	Kalkstein, hellgrau bis weißgrau, verwittert, mit Muschelschalen und zahlreichen Bruchstücken von Kalkstein, löchrig bis kavernös, und selten Tonstein, hellgrau bis rötlich grau, dünnplattig	"
– 57,47 m	Konglomerat, verwittert, aus Schaumkalk, hellgrau bis hellbraun, und Tonstein, hellgrau bis rötlich grau, umgelagerte Conodonten aus den Nehden- oder Hemberg-Schichten (Labor-Nr. 7931, Untersuchung DR. M. PIECHA)	Konglomerate an der Basis der Zechstein- Sedimentgesteine (Zechstein 1)
– 59,36 m	Konglomerat (Aufarbeitungshorizont) aus Tonstein, hellrot bis hellbraun, randlich gebleicht, und Kalkstein, hellgrau in karbonatischer Matrix, ocker, porös und verwittert	"
– 61,16 m	Tonstein, hellrot bis dunkelgrau, verwittert, geschichtet mit dünnen Einlagerungen von Kalksandstein und Schluffstein, kalzitgefüllte Klüfte	Hemberg-Schichten (Oberdevon)
– 64,85 m	Tonstein, rotbraun bis braun, lagig, mit dünnen Lagen von Kalkstein, hellgrau bis grünlich grau, knollig aufgelöst, und Kalksandstein, hellgrün, mit convolute bedding	"

- | | | |
|-----------|---|----------------------------------|
| – 65,73 m | Tonstein, grüngrau, lagig, mit Kalksandstein und Kalkstein, hellgrau, knollig aufgelöst | Hemberg-Schichten
(Oberdevon) |
| – 70,00 m | Tonstein, braun bis rotbraun, seltener grünlich grau, lagig geschichtet mit dünnen Einlagerungen von Kalkstein, hellgrau bis rötlich grau, Schluff- und Kalksandstein, seltener Feinsandstein, grünlich grau, mit convolute bedding | " |

Bohrung 2

Name: Almerfeld 1

Lage: R ³⁴77 270, H ⁵⁷01 290; + 418 m NN

Auftraggeber: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

Ziel der Bohrung: Untersuchung der Schwelm-Fazies auf mineralisierte Dolomit-Brekzienpartien

Bohrzeit: 14.11.78 – 8.5.1979

Endteufe: 784,4 m

Schichtenverzeichnis aufgestellt: Dr. J. BRINCKMANN

- | | | |
|-----------|--|---|
| – 63,0 m | Kalkstein, mittelgrau, fossilarm | Lagunäre
Dorp-Fazies
(Mittel- bis
Oberdevon) |
| – 784,4 m | Kalkstein, dunkelgrau, reich an riffbildenden Fossilien (Stromatoporen, Amphiporen, Korallen) und Stringocephalen
Einschaltungen von schwarzen Tonmergelsteinen
von 140,0 – 145,0 m, von 152,5 – 161,0 m,
von 301,0 – 309,0 m, von 426,0 – 500,0 m,
von 529,0 – 531,0 m und von 658,0 – 661,9 m;
von 672,0 – 733,0 m Dolomit, grau, fein- bis mittelporig (dolomitisierte Schwelm-Fazies);
von 347,0 – 350,5 m und von 398,5 – 400,0 m
Störungszone | Schwelm-Fazies
(Mitteldevon) |

Bohrung 3

Name: Loh 1

Lage: R ³⁴77 960, H ⁵⁷02 7804; + 442,3 m NN

Ziel der Bohrung: Untersuchung des Massenkalks im Kern des Almer Sattels auf Buntmetallmineralisation

Auftraggeber: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

Bohrzeit: 7.10.1976 – 18.3.1977

Endteufe: 919,0 m

Mikropaläontologische Untersuchungen: Dr. D. STOPPEL

Geologische Bearbeitung: Dr. J. BRINCKMANN

– 59,25 m	Kalkstein, mikritisch, hellgrau, fossilarm; peloide Textur, fenestral Kalzite	Dorp-Fazies (Lagunäre Flachwasser-Mikrite) (Mittel- bis Oberdevon)
– 104,20 m	Wechselfolge von hellgrauen, fossilarmen Mikriten (wie – 59,25 m) mit dm- und m-mächtigen Bänken von dunkelgrauen Amphiporenkalk-Bänken	Dorp-Fazies im Wechsel mit Bänken von Schwelm-Fazies
– 613,00 m	Kalkstein, überwiegend dunkelgrau, reich an Amphiporen, kugeligen Stromatoporen, vereinzelt Korallen und Gastropoden, Stringocephalen; Einschaltungen von hellgrauen, fossilarmen Flachwassermikriten der [Älteren] Dorp-Fazies von 131,4 – 145,0 m, von 150,2 – 158,35 m, von 326,0 – 342,0 m und von 406,0 – 428,8 m	Schwelm-Fazies (Mitteldevon)
– 661,10 m	Dolomit (dolomitischer Schwelm-Kalk), grau bis rötlich grau, fein- bis grobporig	"
– 919,00 m	Kalkstein, hellgrau, peloide Textur, fenestral Kalzite, fossilarm (Amphiporen, Gastropoden), mit Bänken von dunkelgrauen, flaserigen Amphiporen- und Stromatoporenkalken, häufig mit Stringocephalen, von 685,0 – 688,0 m, von 703,8 – 705,5 m, von 708,0 – 709,0 m, von 728,0 – 729,5 m, von 795,0 – 802,0 m, von 820,0 – 824,0 m, von 835,0 – 841,4 m und von 892,0 – 897,0 m	Alme-Fazies, mit gering mächtigen Einschüben von Schwelm-Fazies (Mitteldevon)

Bohrung 4

Name: Bleiwäsche 2

Lage: R ³⁴78 070, H ⁵⁷03 960; + 375 m NN

Auftraggeber: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

Ziel der Bohrung: Untersuchung der Pb-Mineralisation im Bereich der Riff-Nordrandstörung

Bohrzeit: 6.3.1978 – 31.3.1978

Endteufe: 176,0 m

Mikropaläontologische Untersuchungen: Dr. D. STOPPEL

Schichtenverzeichnis aufgestellt: Dr. J. BRINCKMANN

– 17,0 m	Schieferschutt	
– 28,0 m	Schiefer, dunkelgrau, bräunlich grau verwitternd, mit Posidonien	Kulm-Tonschiefer (Unterkarbon)
– 35,3 m	Schiefer, z. T. schwach kieselig	Kulm-Kieselschiefer (Unterkarbon)
– 42,0 m	kein Kerngewinn	

- | | | |
|-----------|---|--|
| – 176,0 m | Wechselfolge von Stromatoporen-Kalken (mit untergeordnet Korallen und Amphiporen) und fossilarmen Flachwassermikriten. Der Verband ist durchsetzt von Spalten, gefüllt mit rotem und schwarzem Tonstein, ferner von Klüften und Störungen, in deren Bereich das Nebengestein dolomitisiert ist. Bei 47,0 und 174,5 m wurden in karbonatischen Spaltenfüllungen Mischfaunen des Unterkarbons gefunden. | Riffkern-Fazies des nördlichen Riffsaums (Oberdevon) |
|-----------|---|--|

Bohrung 5

Name: Bleiwäsche-Kriegergraben 1

Lage: R ³⁴80 557, H ⁵⁷03 995; + 425 m NN

Auftraggeber: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

Ziel der Bohrung: Untersuchung der Schichtenfolge in der östlichen Verlängerung des Briloner Riffkalkes auf schichtgebundene sulfidische Mineralisation

Bohrzeit: 14.9.76 – 11.10.1976

Endteufe: 189,4 m

Mikropaläontologische Untersuchung: Dr. D. STOPPEL

Schichtenverzeichnis aufgestellt: Dr. J. BRINCKMANN

- | | | |
|-----------|---|--|
| – 7,50 m | Tonschiefer, graugrünlich bis rötlich grau, verwittert | Kulm-Tonschiefer (Unterkarbon) |
| – 9,00 m | Tonstein, grau, mit einer cm-mächtigen Lage eines blaugrauen, feinspätigen Kalksteins (Conodontenfauna des Visé 3 a – b) | Kulm-Kieselschiefer und Kulm-Kieselkalk (Unterkarbon) |
| – 10,90 m | Kieselschiefer, hellgrau, mit dm-mächtigen Lagen von schwarzgrauen Tonschiefern | " |
| – 13,43 m | Tonschiefer, schwarzgrau, mit cm- bis dm-mächtigen wulstigen Lagen von grauen Tonmergelsteinen und Kalksteinen (Conodontenfauna des Visé 3) | " |
| – 19,15 m | Kieselschiefer, hellgrau, mit einer 2 cm mächtigen hellgrünen Tonschieferlage (?Tuffitlage) | " |
| – 20,78 m | Kalkstein, dunkelgrau, flaserig, dicht bis feinspätig (Conodontenfauna des Tournai 3 c) | " |
| – 21,82 m | Tonschiefer, schwarz, teilweise mit mm- bis cm-mächtigen karbonatischen Lagen (Bändertextur) | " |
| – 24,95 m | Tonschiefer, hellgrau gegen grau farbgebändert, mit cm-mächtigen Lagen von wulstigen, karbonatischen Schiefern und schwarzen Schiefern | " |
| – 44,50 m | Tonschiefer, rötlich grau, karbonatisch, flaserig wulstige Ablösungsflächen (Kalkknotentextur) | Hemberg-Schichten bis Dasberg- und Wocklum-Schichten (Oberdevon) |

– 57,16 m	Kalkknotenschiefer, grau (Conodontenfauna des do II β)	Nehden-Schichten (Oberdevon)
– 70,80 m	Tonschiefer, schwarzgrau, Goniatitenbruchstücke	”
– 76,00 m	kein Kerngewinn	
–107,00 m	Kalkknotenschiefer, hellgrau, ab 90 m übergehend in flaserigen Kalkstein, hellgrau, rötlich grau gefärbt von 86,0 – 89,2 m; zum Liegenden unter Abnahme des Tonsteins, übergehend in lagunäre Flachwassermikrite des Riffkalkkomplexes (Conodontenfauna des do I γ – do I δ und des do I γ . Mischfauna vermutlich aus sehr gering mächtigen Spaltenfüllungen des do II β und des Tournai bei 84,5 m, des do I und des Ober-Givet bei 93,1 m und von 100,0 – 101,0 m, des Ober-Givet bei 106,5 m und des Ober-Givet bis do III bei 108,0 m	Adorf-Schichten (Oberdevon)
–189,41 m	Kalkstein, überwiegend hellgrau, mikritisch, fenestral Kalzite; fossilarm, gelegentlich cm-mächtige Amphiporenlagen; von 131,25 – 131,60 m, von 141,8 – 141,45 m und von 152,30 – 153,85 m Hohlraumfüllungen bestehend aus grauen Mikritfragmenten, kantig und gerundet, in roter Tonsteinmatrix (Conodontenfauna des do II β – III, von 141,18 – 141,45 m ohne Befund)	Dorp-Fazies (lagunäre Flachwassermikrite) (Mittel- bis Oberdevon)

Bohrung 6

Name: Madfeld 1

Lage: R ³⁴78 610, H ⁵⁶99 460: + 494 m NN

Auftraggeber: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

Ziel der Bohrung: Untersuchungen des südlichen Riffkomplexes auf sulfidische Metellanreicherungen

Bohrzeit: 16.6.1978 – 30.8.1978

Endteufe: 452,3 m

Mikropaläontologische Untersuchungen: Dr. D. STOPPEL

Geologische Bearbeitung: Dr. J. BRINCKMANN

– 20,8 m	Quarzit und Sandstein, grünlich grau, durchsetzt von dm-mächtigen Kalzitgängen; in den Zwickeln und in Hohlräumen der Gangminerale treten mm- bis cm-große Bleiglanzkrystalle auf. Bleiglanz kommt ferner dispers verteilt in den porig entwickelten Partien der Sandsteine und Quarzite vor.	Unterkreide?
----------	---	--------------

– 257,0 m	Kalkstein, mittel- bis hellgrau, fossilarm, mikritisch, häufig mit peloider Textur und mm-feinen, glasklaren Kalziten (fenestral Kalzite). Gelegentlich treten Amphiporen und Stromatoporen in diesen Pelmikriten auf; Conodontenfauna der Unteren Adorf-Stufe bei 99 – 101 m.	Dorp-Fazies (Lagunäre Fazies des Riffkalk-Komplexes) (Mittel- bis Oberdevon)
– 362,0 m	Kalkstein, mittel- bis hellgrau, fossilarm, gelegentlich Stromatoporen und Amphiporen führend, mit mächtigen Einschaltungen von mittel- bis dunkelgrauen, tonig-flaserigen Mikriten, die sehr reich an Stromatoporen und Amphiporen sind.	Dorp-Fazies mit Einschaltungen von Schwelm-Fazies (Mitteldevon)
– 452,3 m	Kalkstein, mittel- bis hellgrau, mikritisch, mit Einschaltungen von fossilreichen Bänken mit Amphiporen und Stromatoporen	Dorp-Fazies (Lagunäre Fazies mit riffnahen back-reef bzw. patch reef-Kalken) (Mittel- bis Oberdevon)

Aufschlüsse

Aufschluss 1

Name:	Schurf nördlich von Bleiwäsche	
Lage:	R ³⁴ 79 825, H ⁵⁶ 04 480; + 440 m NN	
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen	
Zweck:	Kartierung	
Zeit:	5.9.1996	
Bearbeiter:	K. SKUPIN (Schichtenaufnahme), H. GRÜNHAGEN (Petrografie), K. RESCHER (Mikropaläontologie)	
– 1,40 m	Hangkante, bewachsen	
– 1,75 m	schwach toniger, schluffiger Sandstein, glaukonitisch, grüngrau bis graugrün, auf den Schichtflächen gelb- bis rostbraun	Cenoman-Mergel in Randfazies (Hangende Mergellage)
– 2,30 m	toniger, stark schluffiger Sandstein, glaukonitisch, grüngrau bis graugrün, auf den Schichtflächen gelb- bis rostbraun	"
– 2,50 m	toniger, sandiger Schluffstein, schwach glaukonitisch, grau bis dunkelgrau oder grünlich grau, auf den Schichtflächen gelb- bis rostbraun	"
– 2,65 m	toniger, schluffiger Sandstein, mit Phosphoritknollen- und Gerölllage aus Milchquarz, Schluffstein und Quarzit, ca. 5 cm über der Basis	"
– 2,70 m	Quarzit, grau bis grünlich grau, mit unregelmäßig wellig-wulstiger Oberfläche	Oberkarbon (?)

Aufschluss 2

Name Aabachtalsperre

Lage: R ³⁴80 450 – ³⁴80 750, H ⁵⁷06 880 – ⁵⁷07 080; + 380 m NN

Auftraggeber: Talsperrenverband

Zweck: Trinkwassergewinnung

Zeit: 1986 – 1996

Bearbeiter: M. HISS, K. SKUPIN (Schichtenfolge), U. KAPLAN (Makrofossilien), K. RESCHER (Mikrofossilien), C. CHAGUE (Paläomagnetismus)

– 0,85 m	Mergelkalkstein mit einzelnen tonigen Gesteinsnähnten, Hornsteine, vor allem im unteren Teil zahlreicher, grau	Cenoman-Pläner
– 0,90 m	Mergel- bis Kalkmergelstein, plattig-flaserig, grau	”
– 1,20 m	Mergelkalkstein, einzelne Hornsteine, z. T. mit gut erhaltenen, auf der Seite liegenden Schwämmen, außerdem horizontal verlaufende Grabgangfüllungen, dreiästig aufspaltend, grau	”
– 1,27 m	Kalk- bis Tonmergelstein, graubraun	”
– 1,67 m	Mergelkalkstein mit einzelnen Tonlagen, grau	”
– 1,70 m	Kalk- bis Tonmergelstein, graubraun	”
– 2,00 m	Mergelkalkstein, grau, mit Hornsteinen und Schwämmen	”
– 2,07 m	Kalkmergelstein, grau	”
– 2,27 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, grau, mit Schwämmen	”
– 2,30 m	Kalkmergelstein, grau	”
– 2,45 m	Mergelkalkstein, bankig-knauerig, grau	”
– 2,50 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, grau bis graubraun	”
– 2,98 m	Mergelkalkstein, bei 0,2 m flaserige Tonlage, grau, Schwämme und Hornsteine	”
– 3,00 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, graubraun	”
– 3,33 m	Mergelkalkstein, grau, mit zahlreichen großen Schwämmen und Hornsteinen	”
– 3,40 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, graubraun, stellenweise mit auf der Seite liegenden, gut erhaltenen Schwämmen	”
– 3,65 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, feinplattig zerlegt, grau	”
– 4,35 m	Mergelkalkstein, grau, zahlreiche große, mit hellen Umrissen herauswitternde Schwämme, <i>Schloenbachia varians</i> (SOWERBY)	”
– 4,48 m	Mergel- bis Kalkmergelstein, grau	”

– 4,70 m	Mergelkalkstein, grau, mit zahlreichen Hornsteinen und Schwämmen	Cenoman-Pläner
– 4,80 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, graubraun, im unteren Teil kalkiger, deutliche Verwitterungsfuge	”
– 4,97 m	Mergelkalkstein, grau, mit Hornsteinen und Schwämmen	”
– 5,30 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, grau bis graubraun	”
– 5,40 m	Mergelkalkstein, grau, knollig	”
– 5,50 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, grau	”
– 6,30 m	Mergelkalkstein mit einzelnen Tonfugen, grau, Hornsteine und z. T. gut erhaltene, auf der Seite liegende Schwämme, vor allem an der Basis	”
– 6,40 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, graubraun	”
– 7,60 m	Mergelkalkstein, grau, bei 0,20 und 0,60 m deutliche Tonfugen, einzelne undeutliche Hornsteine	”
– 7,65 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, graubraun	”
– 8,30 m	Mergelkalkstein, grau, bei 0,30 m deutliche Tonfuge, einzelne kleinere, deutliche und größere, undeutliche Hornsteine	”
– 8,35 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, graubraun	”
– 9,22 m	Mergelkalkstein, grau, mit einzelnen Tonlagen, Hornsteine und Schwämme	”
– 9,25 m	Kalkmergelstein, grau	”
– 10,25 m	Mergelkalkstein, grau, mit wenigen undeutlichen Tonzwischenlagen, einzelne Hornsteine und Schwämme	”
– 10,40 m	Kalkmergelstein, grau bis graubraun	”
– 11,70 m	Mergelkalkstein, grau, bei 0,30 und 0,70 m deutlichere Tonfugen, einzelne Hornsteine und Schwämme, <i>Mantelliceras</i> sp.	”
– 11,90 m	Kalkmergelstein, grau bis graubraun, im Hangenden und Liegenden jeweils etwas toniger, <i>Schloenbachia varians</i> (SOWERBY)	”
– 12,50 m	Mergelkalkstein, grau, bei 0,70 m deutliche Tonzwischenlage, einzelne Hornsteine und Schwämme	”
– 12,65 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, grau, Abdruck eines Holzstücks	”
– 13,30 m	Kalkmergel- bis Kalkmergelstein, graubraun	”
– 13,55 m	Mergelkalkstein, grau, z. T. laibartig-knauerig	”
– 13,85 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, grau	”
– 14,90 m	Mergelkalkstein, bei 0,5 m deutliche Tonzwischenlage, einzelne kleine Hornsteine	”

– 14,95 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, graubraun	Cenoman-Pläner
– 15,65 m	Mergelkalkstein, fest, dicht, hellgrau, bei 0,40 m deutliche Tonzwischenlage	”
– 15,68 m	Tonmergelstein, graubraun	”
– 16,15 m	Mergelkalkstein, grau, im unteren Teil etwas blättrig aufspaltend	”
– 16,35 m	Kalkmergelstein, grau, im untersten Teil Tonmergelstein, graubraun	”
– 16,55 m	Mergelkalkstein, bankig-laibartig, grau	”
– 16,70 m	Kalkmergelstein, grau, im unteren Teil Tonmergelstein, graubraun	”
– 17,50 m	Mergelkalkstein, grau, mit einzelnen Tonzwischenlagen, einzelne Schwämme	”
– 17,80 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, z. T. dicht, z. T. im untersten Teil stärker tonig	”
– 17,95 m	Mergelkalkstein, grau	”
– 18,05 m	Kalkmergelstein, grau	”
– 18,30 m	Mergelkalkstein, fest, dicht, grau	”
– 18,55 m	Tonmergel- bis Kalkmergelstein, d. h. im oberen Teil etwas toniger, grau bis graubraun	”
– 18,75 m	Mergelkalkstein, grau, dicht, fest, z. T. laibartig bauchig	”
– 19,65 m	Kalkmergelstein mit Mergelkalksteineinlagerungen, grau (Überlieferungslücke)	”
– 19,85 m	Mergelkalkstein, fest, dicht, grau	”
– 20,15 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, grau	”
– 20,50 m	Mergelkalkstein, fest, dicht, grau	”
– 20,80 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, grau	”
– 21,10 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, grau, z. T. stärker Glaukonit führend (= „Fossilbank“)	”
– 21,30 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, grau bis graubraun, fein- bis feinstblättrig aufspaltend	Cenoman-Mergel
– 21,50 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, grau	”
– 21,55 m	Tonmergelstein, stellenweise Kalkmergelstein, grau bis dunkelgrau (Aufnahmelücke)	”
– 21,95 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, grau, z. T. feinlagig aufspaltend	”
– 22,15 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, grau bis dunkelgrau, feinlagig aufspaltend	”
– 22,55 m	Mergelkalkstein, vor allem im untersten Teil sehr fest, grau	”
– 22,70 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, grau	”

– 25,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau, mit einzelnen Kalkmergelsteineinlagerungen, grau (z. T. Überlieferungslücke)	Cenoman-Mergel
– 25,15 m	Kalkmergelstein, grau bis dunkelgrau, feinstsandig, schwach glaukonitisch, etwas Phosphorit	”
– 25,22 m	Tonmergelstein, schwarzgrau	”
– 25,27 m	Kalkmergelstein, feinsandig, schluffig, schwach glaukonitisch	”
– 25,70 m	Tonmergelstein, schwarzgrau	”
– 27,70 m	Sandstein, grobkörnig, glaukonitisch, grünlich grau, mit Resedimenten aus Feinsandstein, gelbbraun, Schichten einzelner Phosphorit-Knollen, graubraun bis violettbraun	Wünnenberg-Schichten
– 30,00 m	Ton-, Schluff- und Sandstein, dunkel- bis schwarz, grau und graubraun	Arnsberg-Schichten (Oberkarbon)

